



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 1 (57) ♦ 2019
Январь – март

Главный редактор –

д. г.-м. н. А. И. Варламов (Москва)

Редакционная коллегия

Свиньин В. Ф., отв. редактор, зам. гл.

редактора (Новосибирск)

Бакиев С., д.г.-м.н., проф. (Ташкент,
Узбекистан)

Брехунцов А. М., д.г.-м.н. (Тюмень)

Герт А. А., д.э.н. (Новосибирск)

Добрецов Н. Л., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Ельцов И. Н., д.т.н., проф. (Новосибирск)

Жаркова В., д.ф.-м.н., проф. (Ньюкасл,
Великобритания)

Зайнидинов Х., д.т.н. (Ташкент, Узбе-
кистан)

Конторович А. Э., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Кулешов В. В., акад. РАН (Новоси-
бирск)

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

Николаев А. В., чл.-кор. РАН (Москва)

Похиленко Н. П., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита)

Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н. (Мо-
сква)

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

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

Тригубович Г. М., д.т.н., проф., зам. гл.
редактора (Новосибирск)

Шин Е. Ч., проф. (Инчхон, Республика
Корея)

Элов М. И., акад. РАН (Новосибирск)

Редакционный совет

Алексеев Г. Ф., к.т.н. (Кемерово)

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

Васильев В. И., к.г.-м.н. (Иркутск)

Гермаханов А. А. (Новосибирск)

Девятов В. П., д.г.-м.н. (Новосибирск)

Ефимов А. С. (Новосибирск)

Жуков К. А., к.э.н. (Новосибирск)

Комаров А. В. (Томск)

Конторович В. А., чл.-кор. РАН (Новоси-
бирск)

Ларичев А. И., к.г.-м.н. (Санкт-
Петербург)

Мигурский А. В., д.г.-м.н. (Новоси-
бирск)

Рыльков С. А., к.г.-м.н. (Екатеринбург)

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

Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Смирнов М. Ю., к.г.-м.н. (Красноярск)

Филиппов Ю. А., д.г.-м.н. (Красноярск)

Черных А. И., к.г.-м.н. (Москва)

Шиганова О. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Шпильман А. В., к.г.-м.н. (Тюмень)

Шурыгин Б. Н., чл.-кор. РАН (Новоси-
бирск)

Редакция

Воронина Т. А.

Изотова Е. С.

Першина М. В.

630091, Новосибирск,
Красный проспект, 67
Тел./факс (383) 221-75-52
E-mail: journalsniiggims.ru
www.jourgimss.ru

Содержание

Региональная геология, стратиграфия, тектоника

А. Д. Котельников, А. Н. Филимонов, И. В. Котельникова. Строение разре-
за ниже- и среднедевонских образований в левом борту Красноярского
водохранилища (Южно-Минусинская прогиб) 3

Нефтегазовая геология

М. Ю. Зубков. Битумы в составе верхнеюрских отложений Западной Сибири
и их связь с гидротермальными процессами 9

Геофизика, геофизическое приборостроение

М. Н. Никитенко, Н. Ф. Кротевич, Ю. А. Копытенко. Реконструкция и при-
менение метода Фарадея для модернизации геофизической магнитоме-
трии 25

Б. А. Канарейкин, А. И. Мальцев, А. С. Харламов. Изучение зоны проявления
грязевого вулканизма на Керченском полуострове инженерно-сейсмиче-
скими методами 35

Д. М. Касимов, В. В. Машьянов, М. М. Касимов. Методы определения литоти-
пов отложений доюрского возраста на территории ЯНАО по данным ГИС 47

Минералогия, рудные и нерудные полезные ископаемые

С. М. Радомский, В. И. Радомская. Группа благородных металлов на Токур-
ском золоторудном месторождении Приамурья 51

С. С. Долгушин. Миф о золоторудных конгломератах провинции Витватерс-
ранд (Южная Африка) 57

Литология, петрография, минералогия, геохимия

*А. Е. Мальцев, Г. А. Леонова, Л. В. Мирошниченко, Л. М. Кондратьева, В. А. Боб-
ров, Ю. С. Восель, С. Б. Заякина, А. С. Шавекин, С. К. Кривоногов.* Геохимия
поровых вод органико-минеральных осадков оз. Котокель (Восточное При-
байкалье) и их трансформация в раннем диагенезе 71

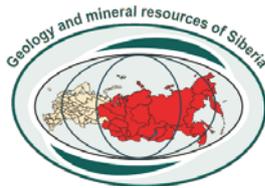
Страницы истории

В. М. Исаков. Неужели Витватерсранд? Запад Западного Саяна. Полевой
сезон 1964 г. 86

Персоналии

На повестке дня – глобальные проблемы (к 85-летию академика РАН
А. Э. Конторовича) 88

Наши авторы 92



GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

NI (37) ♦ 2019
January –
March

Editor

DSc A.I.Varlamov (Moscow)

Editorial board:

Sviniin V.F., executive editor, associated editor, Novosibirsk
Bakiev S., DSc (Tashkent, Uzbekistan)
Brekhuntsov A.M., DSc (Tyumen)
Gert A.A., DSc (Novosibirsk)
Dobretsov N.L., acad. RAS (Novosibirsk)
Eltsov I.N., DSc, prof. (Novosibirsk)
Eпов M.I., acad. RAS (Novosibirsk)
Kontorovich A.E., acad. RAS (Novosibirsk)
Kuleshov V.V., acad. RAS (Novosibirsk)
Melnikov N.V., DSc (Novosibirsk)
Nikolaev A.V., corr. memb. RAS (Moscow)
Pokhilenko N.P., acad. RAS (Novosibirsk)
Ptitsyn A.B., DSc (Chita)
Seiful'-Muliukov R.B., DSc, prof. (Moscow)
Shin E.Ch., PhD, Prof. (Incheon, Republic of Korea)
Staroseltsev K.V., PhD, executive secretary (Novosibirsk)
Staroseltsev V.S., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)
Trigubovich G.M., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)
Zainitdinov Kh., DSc (Tashkent, Uzbekistan)
Zharkova V., DSc, prof. (Newcastle, United Kingdom)

Editorial council:

Alekseev G.F., PhD (Kemerovo)
Budnikov I.V., PhD (Novosibirsk)
Chernykh A.I., PhD (Moscow)
Deviatov V.P., DSc (Novosibirsk)
Efimov A.S. (Novosibirsk)
Filipsov Yu.A., DSc (Krasnoyarsk)
Germakhanov A.A. (Novosibirsk)
Komarov A.V. (Tomsk)
Kontorovich V.A., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Larichev A.I., PhD (St. Petersburg)
Migurskii A.V., DSc (Novosibirsk)
Rylkov S.A., PhD (Ekaterinburg)
Shiganova O.V., PhD (Novosibirsk)
Shpilman A.C., PhD (Tyumen)
Shurygin B.N., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Smirnov E.V., PhD (Novosibirsk)
Smirnov M.Yu., PhD (Krasnoyarsk)
Vasiliev V.I., PhD (Irkutsk)
Zhukov K.A., PhD (Novosibirsk)

Editorial staff

Voronina T.A.
Izotova E.S.
Perzhina M.V.

Content

Regional Geology, Stratigraphy, Tectonics

A. D. Kotelnikov, A. N. Filimonov, I. V. Kotelnikova. The structure of lower and middle-devonian formations in the left board of the Krasnoyarsk Reservoir (Southern-Minusinsk Trough).....3

Petroleum Geology

M. Iu. Zubkov. Bitumens in the composition of the upper jurassic deposits of West Siberia and their connection with the hydrothermal processes9

Geophysics, Geophysical Industry

M. N. Nikitenko, N. F. Krotevich, Iu. A. Kopytenko. Reconstruction and application of the Faraday method for modernization of geophysical magnetometry25
B. A. Kanareikin, A. I. Maltsev, A. S. Kharlamov. Studying the zone of mud volcano manifestation on the Kerch Peninsula by engineering-seismic methods35
D. M. Kasimov, V. V. Mashianov, M. M. Kasimov. Methods of determination of pre-jurassic deposit lithotypes by WL methods on the YaNAO territory.....47

Minerogenesis, ore and non-metallic mineral resources

S. M. Radomskii, V. I. Radomskaia. Group of precious metals at the Tokur gold deposit of Priamurye51
S. S. Dolgushin. The myth about gold conglomerates of the Witwatersrand province in South Africa57

Lithology, Petrography, Mineralogy, Geochemistry

A. E. Maltsev, G. A. Leonova, L. V. Miroshnichenko, L. M. Kondratieva, V. A. Bobrov, Iu. S. Vosel, S. B. Zaiakina, A. S. Shavekin, S. K. Krivonogov. Geochemistry of porous water of organic-mineral deposits of Lake Kotokel (Eastern Pribaikalye) and their transformation in early diagenesis71

Pages of Our History

V. M. Isakov. Can it really be Witwatersrand? West of Western Sayan. Field season 1964.....86

Personalia

Global problems on the agenda (to the 85th anniversary of academician Aleksei Kontorovich)88
Our authors93



СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА НИЖНЕ- И СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЛЕВОМ БОРТУ КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (ЮЖНО-МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ)

А. Д. Котельников, А. Н. Филимонов, И. В. Котельникова

Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия

Описаны особенности разреза ниже- и среднедевонских отложений северной части Южно-Минусинского прогиба. Составлен детальный разрез отложений толтаковской свиты, отнесенной к среднему девону на основании взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями, структурно-тектоническими особенностями и характером цикличности процессов осадконакопления, о вещественных в разрезе. Рассмотрены состав, внутреннее строение и объем стратиграфических подразделений нижнего и среднего девона, приведена их палеонтологическая характеристика с указанием новых местонахождений ископаемой флоры и фауны.

Ключевые слова: Южно-Минусинский прогиб, среднедевонские отложения, толтаковская свита.

THE STRUCTURE OF LOWER AND MIDDLE-DEVONIAN FORMATIONS IN THE LEFT BOARD OF THE KRASNOYARSK RESERVOIR (SOUTHERN-MINUSINSK TROUGH)

A. D. Kotelnikov, A. N. Filimonov, I. V. Kotelnikova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

The features of the section of the Lower and Middle Devonian deposits of the northern part of the Southern-Minusinsk Trough are described. A detailed section of the Toltakovskaya Formation deposits has been compiled. The formation is classified as Middle Devonian on the basis of relationships with underlying and overlying formations, structural and tectonic features and cyclic recurrence of sedimentation processes embodied in the section. The composition, internal structure and volume of the stratigraphic subdivisions of Lower and Middle Devonian are considered, their paleontological characteristics indicating new locations of fossil flora and fauna are given.

Keywords: Southern-Minusinsk Trough, Middle Devonian deposits, Toltakovskaya Formation.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-3-8

При проведении работ по ГДП-200/2 авторами получены новые сведения о строении разреза образований ранне- и среднедевонского возраста, вскрытых абразионными процессами Красноярского водохранилища, в частности о составе, строении и формационной принадлежности новой находки проптеридофитовой флоры в толтаковской свите. Это позволяет уточнить ее возраст, условно рассматриваемый в серийной легенде Минусинской серии как раннедевонский. Авторами составлен детальный разрез отложений в левобережье водохранилища от устья р. Кокса до пос. Сов. Хакасия в зоне сопряжения Сыдо-Ербинской и Уйбатской структурно-фациальных подзон (СФПЗ). Здесь на вулканитах тастрезенской свиты залегают серо-зеленые алевролиты с проптеридофитовой флорой, песчаники и известняки коксинской свиты, сменяющиеся вверх по разрезу немymi красноцветными песчаниками, гравелитами и сероцветными конгломератами перевозной свиты, причем по линии разреза в борту р. Енисей последние контактируют непосредственно с вулканитами. Оба эти подразделения – аналоги уйбатской свиты северной части Южно-Минусинского прогиба, которая хорошо охарактеризована раннедевонской проптеридо-

фитовой флорой [1]. Особенностью всех описанных отложений является регрессивный характер цикличности, что свидетельствует о завершении раннедевонского этапа седиментации. В разрезе вдоль уреза воды водохранилища в южном крыле антиклинальной структуры, как отмечалось выше, коксинская свита и нижняя часть перевозной срезаются субширотным разрывным нарушением. Толтаковская свита с размывом и несогласием в основании залегает на конгломератах перевозной. В свою очередь, она с постепенным переходом перекрывается аскизской свитой, охарактеризованной типичной среднедевонской флорой. Такая точка зрения совпадает с представлениями А. А. Моссаковского [2] и В. И. Краснова [3]. Все это позволило в Региональной стратиграфической схеме 2012 г. [4] и 2018 г. [5] отнести толтаковскую свиту к среднедевонским отложениям. По нашему мнению, начало нового трансгрессивного седиментационного цикла следует связывать именно с формированием указанной свиты.

Изученный разрез (рис. 1, 2) имеет следующий вид (снизу вверх).

Перевозная свита залегает стратиграфически выше вулканитов тастрезенской и в изученном раз-

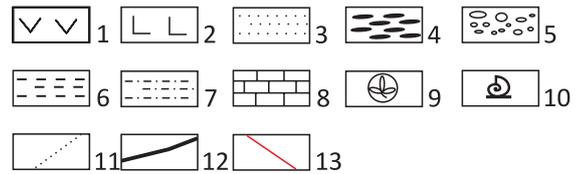
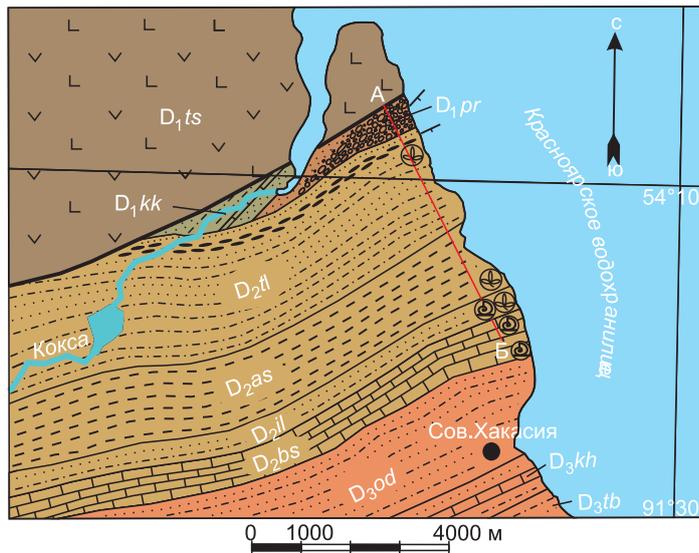


Рис. 1. Геологическая схема участка

1 – андезиты; 2 – базальты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; 5 – конгломераты; 6 – аргиллиты; 7 – алевролиты; 8 – известняки; местонахождения: 9 – отпечатков флоры, 10 – морской фауны; 11 – несогласная граница в основании толтаковской свиты; 12 – разрывное нарушение; 13 – линия разреза А–Б; свиты: D_{1ts} – тастрезенская, D_{1kk} – коксинская, D_{1pr} – перевозная, D_{2tl} – толтаковская, D_{2as} – аскизская, D_{2il} – илеморовская, D_{2bs} – бейская, D_{3od} – ойдановская, D_{3kh} – кохайская, D_{3tb} – тубинская

резе имеет с ними тектонический контакт. Представлена сероцветными породами: песчаниками от грубо- до среднезернистых мусорных плохо сортированных, грубослоистых, часто косо- и линзовидно-слоистых; гравелитами и конгломератами от мелкогалечных до валунных, особенно в верхней части, представленной в изученном разрезе. В составе обломков, слагающих конгломераты и гравелиты, преобладают вулканыты. Характер переслаивания носит отчетливую регрессивную направленность, выражающуюся в погрубении обломочного материала и увеличении мощностей циклитов (повторяющихся породно-слоевых ассоциаций) к верхней части разреза. Мощность около 310 м.

Толтаковская свита с размывом в основании перекрывает перевозную и представлена четырьмя пачками.

В основании *первой пачки* залегают красноцветные грубозернистые песчаники с «плавающей» галькой, часто косослоистые, переслаивающиеся с алевролитами глинистые сланцы с уплощенными конкрециями табачно-зеленого цвета до 30 см в поперечнике. Песчаники резко преобладают. Характер переслаивания имеет трансгрессивную направленность. В кровле нижней пачки в алевролитах зафиксированы фрагменты ископаемой флоры, в частности *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh. (рис. 3) и детрит отпечатков плохой сохранности (определения А. Н. Филимонова). Мощность пачки 105 м.

Вторая пачка сложена мелкозернистыми до среднезернистыми красноцветными однородными, хорошо сортированными тонкослоистыми песчаниками с прослоями более ярких красноцветных алевролитов. Мощность пачки 125 м.

Третья пачка представлена переслаиванием красноцветных алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями мелкозернистых, нередко косослоистых песчаников. Мощность пачки около 350 м.

Четвертая пачка является переходной к аскизской свите. Для нее характерно переслаива-

ние красноцветных алевролитов, аргиллитов и мергелей и редких прослоев сероцветных известковистых песчаников. Мощность пачки примерно 50 м.

Полная мощность толтаковской свиты составляет 630 м. Ей свойственна отчетливая трансгрессивная направленность строения, проявляющаяся в уменьшении мощностей циклитов, утонении обломочного материала и увеличении роли глинистых и хемогенных осадков. Наличие фрагментов раннедевонских форм и растительного детрита может свидетельствовать, с одной стороны, о перемыше и переотложении остатков из коксинской свиты (что в настоящее время не доказано и, по всей видимости, маловероятно), а с другой стороны, может объясняться локальным распространением вымирающих раннедевонских форм в нижней части среднедевонских отложений. Этот вопрос требует дальнейшего детального изучения.

Литологический состав толтаковской свиты изучен авторами в пределах Южно-Минусинской впадины и в обобщенном виде приведен далее.

Гравелиты при микроскопическом исследовании представляют собой породы, сложенные обломками частично карбонатизированных силицитов, песчаников, алевролитов, основных и средних эффузивов, гранитоидов и, возможно, фрагментов растений. Цемент поровый крустификационный, по составу карбонатный.

Песчаник разнозернистый, сложен обломками кварца (0,07–0,3 мм), полевых шпатов (0,1–0,28 мм) и пород (0,07–0,25 мм), представленных кислыми вулканидами, метавулканидами, силицитами, гранитоидами и кварцитами. Из аксессуарных минералов отмечены циркон (0,08 мм), рутил (0,1 мм), сфен (0,13 мм). Цемент поровый карбонатный с примесью кремнистого и кварцевого. Текстура породы слоистая, также возможно присутствие органических остатков.

Песчаник тонкозернистый алевритовый имеет следующий состав: кварц, плагиоклаз, серицитизированный калиевый полевой шпат, мусковит. Со-

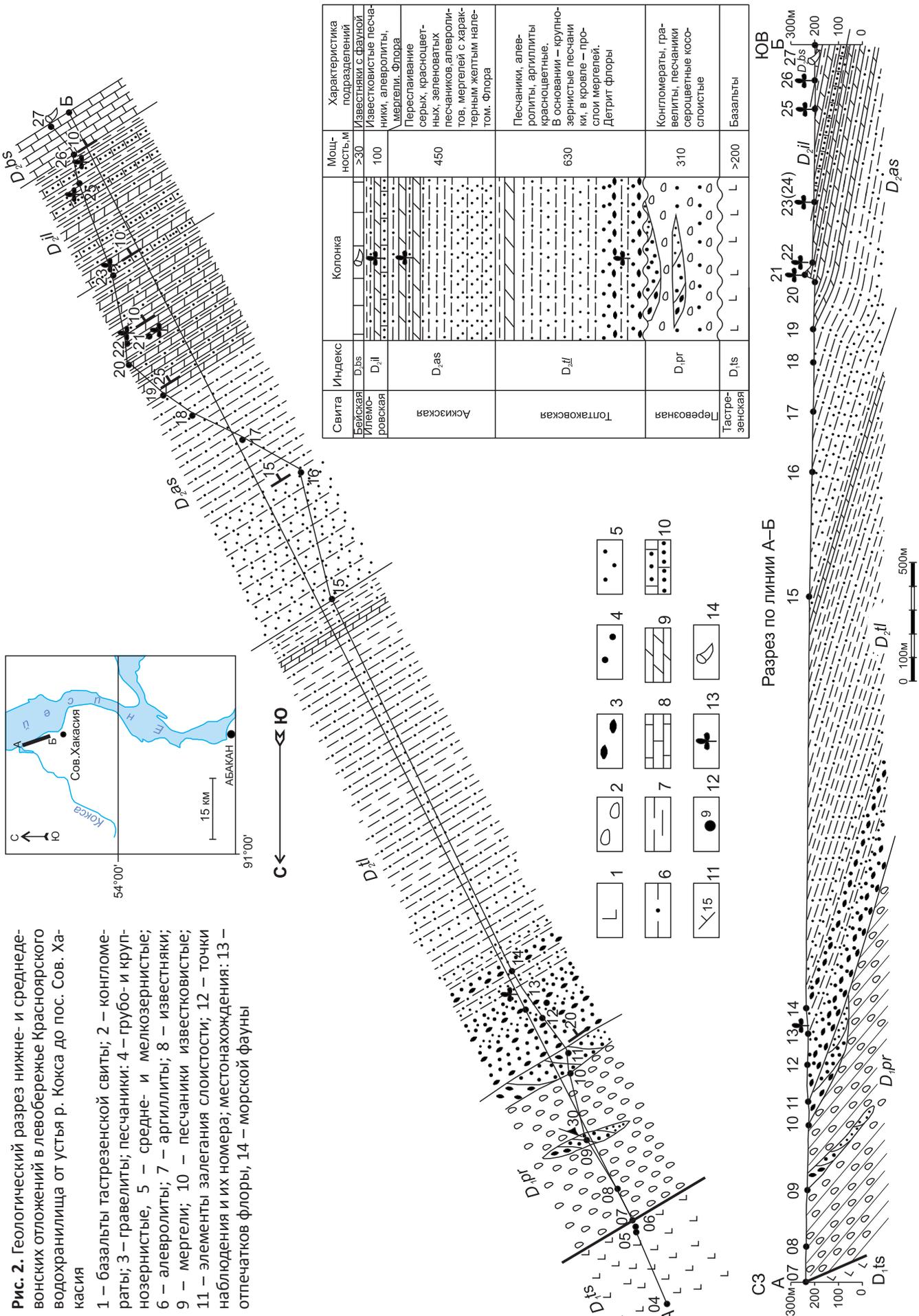


Рис. 2. Геологический разрез ниже- и среднедевонских отложений в левобережье Красноярского водохранилища от устья р. Кокса до пос. Сов. Хакасия

1 – базальты тастрезовской свиты; 2 – конгломераты; 3 – гравелиты; песчаники; 4 – грубо- и крупнозернистые, 5 – средне- и мелкозернистые; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – известняки; 9 – мергели; 10 – песчаники известковистые; 11 – элементы залегающие слоистости; 12 – точки наблюдения и их номера; 13 – местонахождения отпечатков флоры, 14 – морской фауны

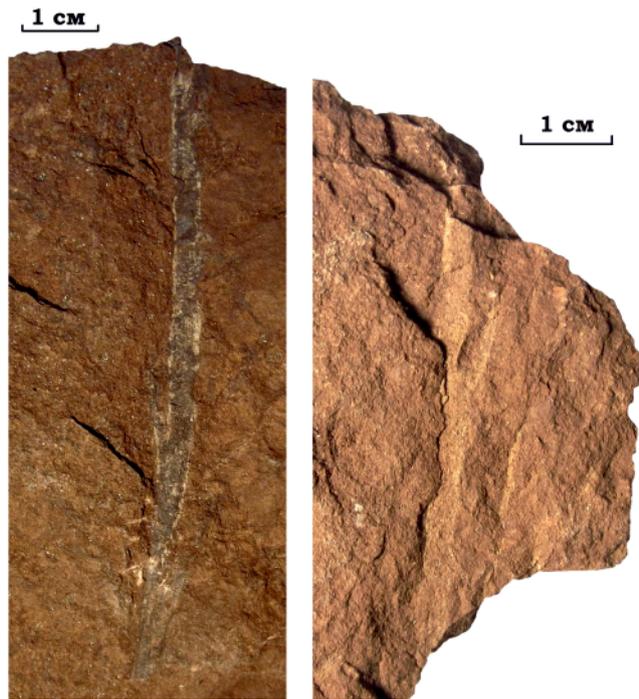


Рис. 3. Фрагменты осей *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh. в алевролитах толтаковской свиты

держит обломки пород, которые, в свою очередь, представлены гранитоидами и метавулканидами кислого состава. Акцессорные минералы – турмалин, циркон, сфен и зерна гематита. Цемент порово-контурный глинисто-кремнистый, участками контурный гидрослюдистый, поровый коррозионный карбонатный, местами регенерационный кварцевый. Наблюдаются плоскостные и конформные структуры контактов между зернами, сортировка чаще плохая, встречаются единичные окатанные зерна.

Алевропесчаник мелкозернистый, представлен несортированным, часто угловатым терригенным материалом в виде слабо окатанных зерен кварца, плагиоклазов, чешуек мусковита, обломками пород, которые трудно идентифицируются вследствие интенсивного замещения их карбонатами. Цемент базальный (местами переходит в поровый), по составу карбонатный с примесью железистого, участками агрегатно-карбонатный. Наблюдаются изотропные комки фосфатов размерами 0,12–0,15 мм. Текстура волнисто-слоистая, подчеркивается распределением зерен разной размерности.

Алевролит песчаный, сложен кварцем, полевыми шпатами, слюдами (хлоритизированным биотитом, мусковитом) и обломками пород, преимущественно силицитов. Из акцессорных минералов присутствуют хлорит, пирит. Зерна как окатанные, так и неокатанные, сортировка хорошая, структура зерновых контактов конформная. Песчаная фракция тонкозернистая. Цемент породы поровый (открытого и закрытого типа) карбонатный с участием порово-контурного железистого. Присутствует органическое вещество в виде углефицированного растительного детрита.

Аскизская свита согласно с постепенным переходом перекрывает толтаковскую и сложена тремя пачками.

Нижняя пачка представлена переслаиванием красно- и сероцветных песчаников и алевролитов с характерным желтоватым налетом на плоскостях напластования и выветрелых поверхностях. Мощность достигает 140 м.

Средняя пачка характеризуется чередованием тонкоплитчатых серых, серо-лиловых и серо-зеленых известковистых алевролитов с желтым налетом на поверхностях. Мощность составляет 160 м.

Верхняя пачка сложена серыми известковистыми алевролитами и мергелями с желтым налетом на поверхностях. В алевролитах обнаружены многочисленные остатки ископаемой среднедевонской флоры, представленной *Proto Cephalopteris praesox* (Heg.) Ananiev и *Aneurophyton cf. germanicum* Kr. et Weyl. (определения А. Н. Филимонова). Отмечен единичный прослой черных известняков с мелкими (до 20 см в поперечнике) строматолитовыми постройками.

Полная мощность аскизской свиты составляет 450 м. Наблюдается постепенный переход с вышележащей илеморовской свитой.

Илеморовская свита в нижней части характеризуется переслаиванием серых (кварцевых) с прослоями зеленых песчаников с известковистым цементом и серых мергелей, а выше – известковистых зеленых, серых и вишневых алевролитов и аргиллитов. По всему интервалу наблюдается детрит среднедевонской ископаемой флоры, кроме того, в средней части свиты в 2016 г. Е. С. Шпиневым и А. Н. Филимоновым [6] обнаружены отпечатки крупных эвриптерид рода *Adelophthalmus*. Верхняя часть интервала содержит отдельные прослои черных, темно-серых и светло-серых массивных, часто оолитоподобных и обломочных известняков и является переходной к бейской свите. Мощность свиты около 100 м.

Бейская свита с постепенным переходом перекрывает илеморовскую. В изученной нижней части она сложена темно-серыми тонкослоистыми известняками с отдельными прослоями массивных мощностью до 1,5–3 м. Характерны строматолитовые (рис. 4) размером до 1 м в поперечнике и коралловые (рис. 5) постройки.

Выводы

Толтаковская свита, широко развитая по периферии Южно-Минусинской впадины, часто залегает со структурным и угловым несогласием на образованиях нижнепалеозойского фундамента; на вулканитах, терригенных и карбонатных породах раннедевонского возраста с резкими, без постепенных переходов границами. С залегающими выше подразделениями в этих случаях границы такие же.



Рис. 4. Строматолитовые постройки в бейской свите



Рис. 5. Колонии кораллов в бейской свите

Особенностью изученного разреза является наличие переходных пачек между отдельными стратиграфическими подразделениями, что свидетельствует о формировании отложений в центральной области бассейна осадконакопления. Он состоит из двух частей: *нижней* раннедевонского возраста, сложенной вулканитами (тастрезенская свита) и терригенными существенно конгломератовыми отложениями (перевозная свита), и *верхней* среднедевонской, отделяющейся перерывом и несогласием и представленной терригенными (толтаковская свита), терригенно-карбонатными (аскизская и илеморовская свиты) и карбонатными отложениями (бейская свита), последовательно сменяющимися друг друга с постепенными переходами. Возраст толтаковской свиты принимается как среднедевонский

на основании ее принадлежности к трансгрессивному циклу, сформировавшему непрерывный ряд последовательно сменяющихся формаций. Наличие фрагментов осей *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh. не противоречит этому выводу, поскольку в заключении проф. ТГУ А. Р. Ананьева в 1988 г. по Балахтинскому объекту утверждается, что эта форма встречается в нижнедевонских, а также в переходных от нижнего к среднему девону отложениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (изд. 2-е). Серия Минусинская. Лист N-46-XIX (Уйбат). Объяснительная записка // А. Д. Котельников, А. Г. Дербан, Н. А. Макаренко и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. – 447 с.



2. **Моссаковский А. А.** Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 216 с.

3. **Некоторые** проблемы теории и практики региональной стратиграфии на примере изучения девонских образований в Алтае-Саянской области / В. И. Краснов, Л. С. Ратанов, В. Ф. Асташкина, Н. В. Миронова // *Материалы по региональной геологии Сибири.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975. – С. 25–44. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 216).

4. **Региональная** стратиграфическая схема девонских образований восточной части Алтае-Саянской области / ред. В. И. Краснов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. – 52 с.

5. **Региональная** стратиграфическая схема девонских образований восточной части Алтае-Саянской области // В. И. Краснов, Л. Г. Перегоедов, Л. С. Ратанов и др. // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири.* – 2018. – № 7с. – С. 54–101.

6. **Шпинева Е. С., Филимонов А. Н.** Новая находка *Adelophthalmus* (Eurypterida, Chelicerata) в девонских отложениях Южно-Минусинской впадины // *Современная палеонтология: классические и новые методы: матер. XIII Всерос. науч. школы молодых ученых-палеонтологов.* – М.: ПИН РАН, 2016. – С. 37.

REFERENCES

1. Kotelnikov A.D., Derban A.G., Makarenko N.A., et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF mashtaba 1:200000 (izdanie 2-e). List N-46-XIX (Uybat). Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200000 (2nd edition). Sheet N-46-XIX (Uybat). Explanatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 2017. 447 p. (In Russ.).

2. Mossakovskii A.A. *Tektonicheskoye razvitiye Minusinskikh vpadin i ikh gornogo obramleniya v dokembrii i paleozoye* [Tectonic development of the Minusinsk depressions and their mountain framing in the Precambrian and Paleozoic]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1963. 216 p. (In Russ.).

3. Krasnov V.I., Ratanov L.S., Astashkina V.F., Mironova N.V. [Some problems of the theory and practice of regional stratigraphy on the example of studying Devonian formations in the Altai-Sayan Region]. *Materialy po regionalnoy geologii Sibiri* [Materials on the regional geology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1975, pp. 25–44. (In Russ.).

4. Krasnov V.I., ed. *Regionalnaya stratigraficheskaya skhema devonskikh obrazovaniy vostochnoy chasti Altae-Sayanskoy oblasti* [Regional stratigraphic chart of the Devonian formations of the eastern part of the Altai-Sayan Region]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2012. 52 p. (In Russ.).

5. Krasnov V.I., Peregoedov L.G., Ratanov L.S., et al. [The regional stratigraphic chart for the Devonian formations of the eastern Altai-Sayan Region]. *Geologia i mineralno-syrievye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2018, no. 7с, pp. 54–101. (In Russ.).

6. Shpinev E.S., Filimonov A.N. [A new discovery of *Adelophthalmus* (Eurypterida, Chelicerata) in the Devonian sediments of the Southern-Minusinsk Trough]. *Sovremennaya paleontologiya: klassicheskiye i novye metody. Materialy XIII Vserossiyskoy nauchnoy shkoly molodykh uchenykh-paleontologov* [Recent paleontology: classical and new methods. Materials of the XIII All-Russian Scientific School of Young Paleontological Scientists]. Moscow, PIN RAN Publ., 2016, p. 37. (In Russ.).

© А.Д.Котельников, А.Н.Филимонов,
И.В.Котельникова, 2019



БИТУМЫ В СОСТАВЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ СВЯЗЬ С ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

М. Ю. Зубков

Западно-Сибирский геологический центр, Тюмень, Россия

Рассмотрены различные примеры присутствия битумов в составе верхнеюрских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Установлена связь их образования с гидротермальными процессами. Перечислены основные варианты причин появления пика S_1 на пирограммах различных типов пород. Установлено, что по крайней мере в высокотемпературных участках Западно-Сибирского бассейна породы баженовской свиты и ее аналогов содержат в своем составе битумы. Определено, что эти битумы относятся к классу тиобитумов. Экспериментально выяснена примерная температурная граница, при превышении которой битумы образуются в породах, содержащих органическое вещество. Рассмотрены причины, вызывающие закономерное изменение интенсивностей и само наличие или отсутствие на пирограммах различных типов пород пиков S_1 , S_2^0 и S_2 . Предложен механизм отложения битумов в породах-коллекторах верхнеюрского возраста.

Ключевые слова: верхнеюрские отложения, гидротермальные флюиды, битумы, пиролиз, капельная хроматография.

BITUMENS IN THE COMPOSITION OF THE UPPER JURASSIC DEPOSITS OF WEST SIBERIA AND THEIR CONNECTION WITH THE HYDROTHERMAL PROCESSES

M. Yu. Zubkov

Western-Siberian Geological Center, Tyumen, Russia

Various examples of bitumen in the Upper Jurassic deposits of the West-Siberian oil and gas basin are considered. The connection of their formation with hydrothermal processes occurring in the deposits under consideration has been established. The main reasons for the S_1 peak appearance on pyrograms of various rock types are listed. It has been established that at least in the high-temperature sections of the West-Siberian basin, rocks of the Bazhenov Formation and its analogues contain bitumen. It has been established that bitumens of the Upper Jurassic sediments belong to the class of thiobitumens. An approximate temperature limit has been experimentally established above which bitumens are formed in rocks containing organic matter. Reasons causing a regular change in intensities and the very presence or absence of various types of peaks S_1 , S_2^0 and S_2 on pyrograms are considered. A mechanism for the deposition of bitumen in the Upper Jurassic reservoir rocks is proposed.

Keywords: Upper Jurassic deposits, hydrothermal fluid, bitumen, pyrolysis, droplet chromatography.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-9-24

В настоящей публикации приняты следующие сокращения: БС – баженовская свита; ГФ – гидротермальный флюид; ГС – гетеросоединения; ОВ – органическое вещество; УВ – углеводороды; неУВ – неуглеводородные компоненты, ППП – потенциально продуктивные породы, НІ – водородный индекс.

Битумы в составе осадочного чехла Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна встречаются довольно редко, либо их просто не отличают от других типов ОВ. Наиболее широко распространены отложения БС, которые первоначально именовались битуминозными из-за высокого содержания растворимых в органических растворителях УВ и ГС. Позднее прилагательное «битуминозные» постепенно исчезло из названия, и их стали именовать по набору преобладающих компонентов в свите. Причем вместо терминов «ОВ» и «битум» начали использовать определение «кероген», под которым в настоящее время понимается ОВ, не растворимое в органических растворителях [1, 9, 10–13]. Однако, как мы увидим далее, метаморфизованные (под

воздействием гидротермальных флюидов) битумы также становятся почти не растворимыми в органических растворителях, и тогда, с формальной точки зрения, их также можно относить к керогену. Но битумы – это эпигенетические образования, поэтому, исходя из генетического принципа классификации нафтидов, их нельзя считать керогеном.

В настоящей публикации термин «кероген» вообще не употребляется, поскольку он со временем потерял свой первоначальный (*генетический*) смысл, который в него вкладывал автор этого понятия – А. Крум-Браун (1912): ОВ горючих сланцев, т. е. представленное сапропелем, в отличие от углей, состоящих из ОВ гумусового типа [1]. Иными словами, как и подавляющее большинство геологических определений, термин первоначально имел *генетический* смысл, сменившийся затем *аналитическим*. Если проводить аналогию с *генетическим* термином «битум» и *аналитическим* его вариантом «битумоид», то и кероген, как не растворимая в *органических растворителях* часть ОВ, должен

быть хлороформным, бензольным, спиртобензольным, сероуглеродным и т. д. – в зависимости от того, в каком растворителе он не растворяется. Если же вернуть этому термину его *генетический* смысл, то по аналогии с углями он должен характеризоваться определенным *мацеральным* составом, подтверждающим его морское или озерное, а не террагенное происхождение.

Термин «битум» также имеет несколько различных значений, поэтому, чтобы избежать путаницы и неверного понимания материала, договоримся, что мы подразумеваем эпигенетическое его происхождение по отношению к вмещающей породе. Если он образован из исходного ОВ в этой же породе, то это автохтонная разновидность битума, которая, как мы увидим, характерна для БС. Если же он переместился на большее или меньшее расстояние из материнских отложений, содержащих генерировавшее его ОВ, то это уже аллохтонная или параавтохтонная его разновидности соответственно. Растворимость в органических растворителях не обязательный его признак [1]. Иначе говоря, под термином «битум» мы подразумеваем здесь эпигенетический продукт, образующийся именно из исходного ОВ и не являющийся производным от нефти, как это понимается в других трактовках термина. В состав битума входят битумоиды – его компоненты, растворимые в органических растворителях. В зависимости от типа растворителя они могут быть хлороформными, бензольными, спиртобензольными и т. д.

Битумы встречаются не только в составе БС. Их присутствие отмечается и в подстилающих более древних отложениях, включая породы нижнеюрского возраста [5]. Они заполняют поровое пространство в песчаниках, резко снижая их фильтрационно-емкостные свойства. Вопрос об образовании битумов и их появлении в составе БС и поровом пространстве пород-коллекторов до сих пор открыт. Поэтому попробуем разобраться в генезисе битумов, присутствующих в составе осадочного чехла Западно-Сибирского бассейна, на примере верхнеюрских отложений.

Методы исследования и аппаратура

Изучение микрообъектов осуществлялось с помощью оптической и электронной (РЭМ) микроскопии. Присутствие в составе РЭМ микронзонда позволяло исследовать элементный состав интересующих микрообъектов. При изготовлении прозрачных петрографических шлифов из пород-коллекторов с целью исследования структуры их порового пространства использовался метод прокрашивания смолой красного или голубого цвета, заполнявшей открытые пустоты между минеральными зернами.

Пиролитические исследования образцов БС и ее аналогов проводились с помощью программно-аппаратурного комплекса «Хроматэк-Кристалл

5000.2», который позволяет получить следующие параметры: S_1 , S_2 и T_{max} . Принято считать, что величина S_1 соответствует количеству газообразных и жидких УВ, содержащихся в поровом пространстве образцов и выделяющихся при их нагреве в изотермическом режиме при 300 °С в течение 3 мин. Пик S_2 , также по общепризнанному мнению, соответствует количеству УВ, выделяющихся из образцов при их дальнейшем нагреве в интервале температур 300–650 °С в результате термкрекинга оставшейся части ОВ [9–13].

После удаления карбонатов из исследуемых образцов на анализаторе АН 7529-М определялось содержание в них органического углерода ($C_{орг}$). Водородный индекс рассчитывался в соответствии с известным уравнением:

$$HI = S_2 \cdot 100 / C_{орг} \quad (1)$$

С целью оперативного анализа на предмет присутствия или, наоборот, отсутствия битумов в отложениях баженовской свиты и их качественного состава использовалась люминесцентно-битуминологическая методика или капельная хроматография, предложенная В. Н. Флоровской в 1951 г.

В соответствии с этой методикой на порошковые пробы из пипетки наносилась капля хлороформа, который растворяет битуминозные вещества. На месте капли появляется светлое пятно (голубоватое, беловатое, желтеющее, буряющее в ультрафиолетовом свете). По цвету этого пятна по упомянутой методике выделялись битумы четырех групп: 1) легкие (ЛБА); 2) маслянистый (МБА); 3) средний (СБА); 4) смолисто-асфальтовый (САБА).

Несмотря на некоторые известные недостатки описываемой методики, она была использована из-за простоты и оперативности проведения анализов. С целью исключения кинетического фактора, заключающегося в изменении цвета хлороформных вытяжек с течением времени, их фотографирование осуществлялось практически сразу после теста.

Моделирование воздействия гидротермальных флюидов различного состава на ОВ в осадочных породах осуществлялось в интервале температур 235–390 °С, мольная доля углекислоты (χ_{CO_2}) в составе флюида изменялась от 0 до 0,12; гидростатическое давление во всех экспериментах равнялось 70 МПа, для чего использовались специальные автоклавы высокого давления. Продолжительность экспериментов составляла от 5 до 19 сут [8]. В качестве образцов для экспериментов по гидротермальному моделированию использовались породы, обогащенные ОВ гумусово-сапропелевого состава, отобранные из тюменской свиты в пределах территорий, характеризующихся нормальным температурным градиентом (около 3,3 °С/100 м), а потому имевших невысокую степень катагенетического преобразования. Образцы из БС не использовались из-за того, что все они были отобраны в пределах высокотемпературных зон (с темпера-

турным градиентом около $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), а значит, исходное ОВ, входившее в их состав, претерпело значительное катагенетическое преобразование (скорее всего, под действием высокоэнталийных гидротермальных флюидов) и потому превратилось в битум.

Результаты исследований

Чаще всего битумы встречаются в кремнистых и карбонатных, а также переходных между ними литологических разновидностях пород, входящих в состав БС, в которых под действием тектоно-гидротермальных процессов образуются вторичные коллекторы, содержащие углеводородные залежи, по этой причине названных автором потенциально продуктивными (ППП) [2–4]. В них на поверхности трещин и каверн часто присутствуют битумы с различной консистенцией, зависящей от степени их метаморфизма (рис. 1).

Кроме битумов на поверхности трещин и каверн отмечаются различные минералы, имеющие гидротермальное происхождение и представленные главным образом кристаллами кварца, причем часто нескольких генераций (рис. 2, а, б), а также многочисленные кристаллические агрегаты магнезиального кальцита, кальцито-барита (см. рис. 2, в, г) и других минералов [2–4]. Следует обратить внимание на то, что в составе битумов присутствуют ванадий и довольно много серы, поэтому их можно отнести к тиобитумам, а в ряде случаев – к классу ванадиеносных тиобитумов (см. рис. 2, в).

Как уже отмечалось, в зависимости от степени метаморфизма или, вернее, величины термического воздействия гидротермальных флюидов на исходное ОВ образующиеся из него битумы имеют различную консистенцию – от вязко-пластичной до твердо-хрупкой (рис. 3, а, б). Кроме поверхности трещин и каверн в ППП, битумы встречаются и непосредственно в самой БС в виде прослоев различной мощности и протяженности (от первых десятков микрон до десятков миллиметров) (см. рис. 3, в, г).

При очень больших увеличениях (в 10–15 тысяч раз) становится хорошо различимой специфическая микротекстура пленок битумов на поверхности кристаллов кварца, напоминающая по своему виду микротакеры (см. рис. 3, д, е). Вероятно, именно эта битумная пленка придает поверхности минералов гидрофобные свойства. Можно также предположить, что если в глинах описываемая текстура возникает вследствие испарения из них воды, то в битумных пленках – из-за потери ими легких УВ по мере остывания первоначально очень горячих нафтидо-водных флюидов, из которых они отлагались на поверхности кристаллов. Более подробно об этом будет сказано далее.

В прозрачных петрографических шлифах хорошо видно, как битумы пропитывают различные литологические типы пород, входящих в состав БС и ее аналогов, заполняя микропоры и микротрещины (рис. 4). Необходимо обратить внимание на то, что битумы лучше всего диагностируются именно в карбонатных разновидностях пород. Особо следует вы-

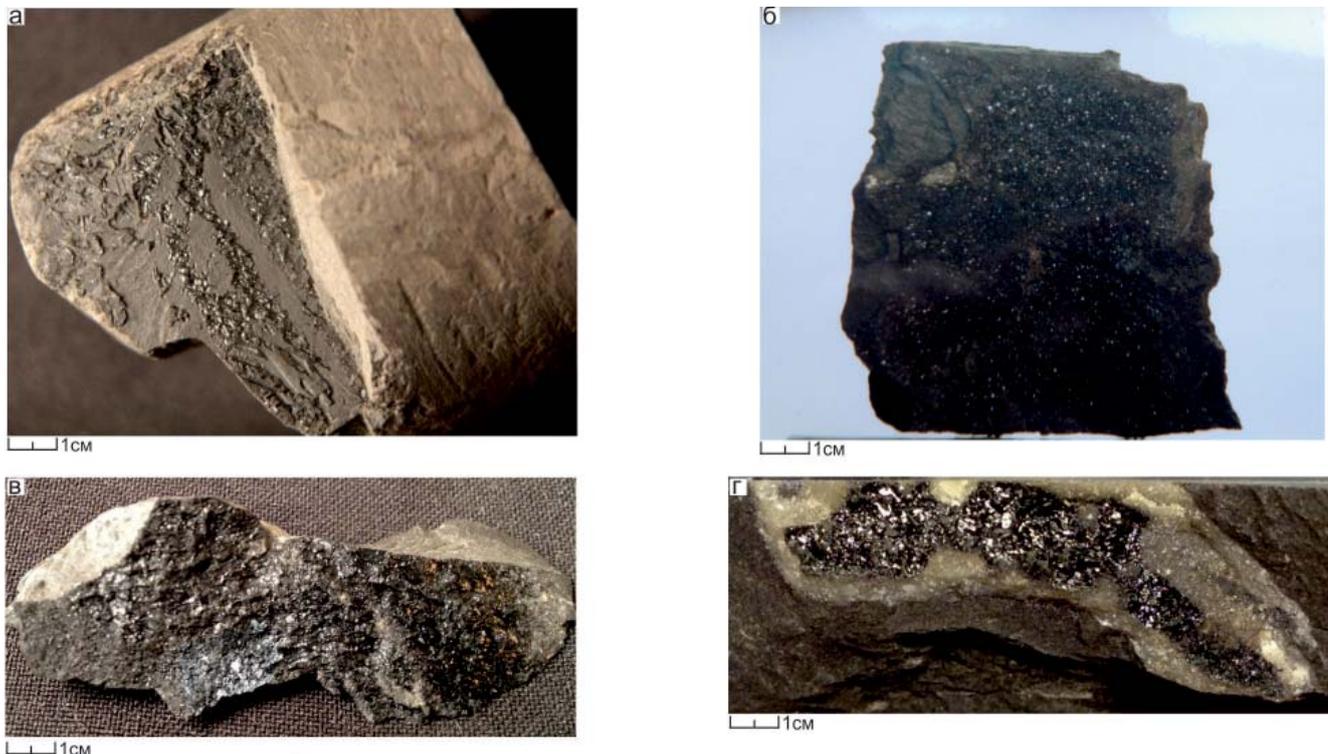


Рис. 1. Образцы, отобранные из баженовской свиты, с пленками битумов на поверхности трещин и каверн (а, б – Маслиховское месторождение; в – Пальяновская площадь; г – Приобское месторождение): а – силицит (по [2]), б – карбонатный радиолярит; в – известняк (по [2]); г – известняк

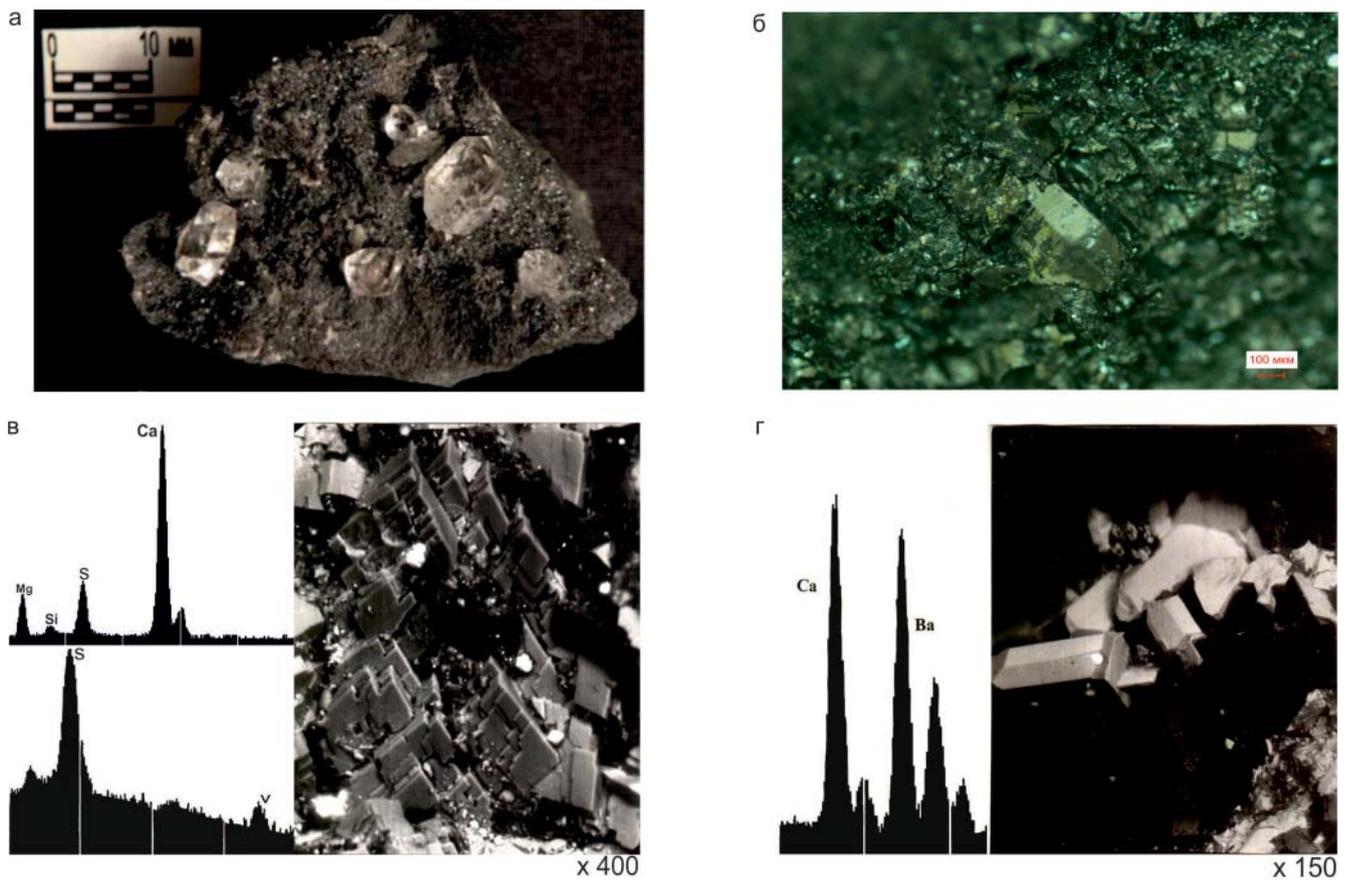


Рис. 2. Ассоциации минералов и битумов гидротермального происхождения на поверхности трещин и каверн в кремнистых и карбонатных литологических типах пород, входящих в состав баженовской свиты и ее аналогов (а – Ем-Еговская; б – Пальяновская площади; в, г – Маслиховское месторождение): а – кристаллы кварца двух генераций (ранней – микрокристаллической и поздней крупнокристаллической), покрытые пленками битумов (по [2]); б – кристаллы кварца, покрытые битумами; снимки РЭМ: в – кристаллы доломита (верхний элементный спектр), окруженные ванадиеносным тиобитумом (нижний элементный спектр); г – кристаллы барито-кальцита, в окружении тиобитума (элементный спектр рядом со снимком)

делить мелкозернистый известняк с микрокавернами, в которых отмечены агатовидные сферолиты халцедона с ритмически-зональным рисунком, обусловленным многочисленными микровключениями нафтидов. Последние, скорее всего, представляют собой эмульсию в гидротермальном растворе, из которого кристаллизовались эти сферолиты халцедона, в процессе роста захватывавшие капельки эмульсии (см. рис. 4, в). Ритмично-зональная окраска сферолитов свидетельствует о том, что их рост осуществлялся не равномерно, а пульсационно, т. е. гидротермальные флюиды, содержащие нафтидную эмульсию, поступали многократно. По числу этих эмульсионных «колец» можно примерно оценить, сколько раз флюиды проникали в рассматриваемую микрокаверну. Кроме кристаллов кварца в пустотах часто отмечаются многочисленные кристаллы эпигенетического (гидротермального) каолинита и/или диккита. Промежутки между их отдельными кристаллами также насыщены легким битумом или нафтитами нефтяного ряда (см. рис. 4, г).

Под БС в кровельной части пласта Ю₁ в пределах Грибного месторождения встречен необычный по своему составу маломощный сильно кавернозный пласт (Ю₁⁰), мощностью около 50–70 см. Он

сложен исключительно мелкокристаллическим кварцем с маломощными (до 10–15 см) прослоями углей, которые интенсивно преобразованы предположительно гидротермальными флюидами (рис. 5). Эти породы получили условное название «псевдокварцита». На фотографиях образцов, снимках РЭМ и прозрачных петрографических шлифах хорошо видно, что промежутки между кристаллами кварца часто заполнены битумом (тиобитумом по данным элементного микроанализа), имеющим почти черный цвет (см. рис. 5).

Обращает на себя внимание наличие в этих породах растительных остатков: лишь «сеточки», представленные сохранившимися клеточными оболочками. Частично эти «сеточки» оказались разорваны росшими кристаллами кварца, частично также заполнены кварцем, а открытые ячейки клеток прокрашены голубой смолой (см. рис. 5, е).

Аналогичный маломощный пласт псевдокварцитов встречен и в разрезе верхнеюрских отложений Ахтамарского месторождения. Он, как и рассмотренный, тоже сложен практически одним мелкокристаллическим кварцем, а углистые обломки часто замещены пиритом, в них отмечаются прекрасно ограненные кристаллы кварца, а также

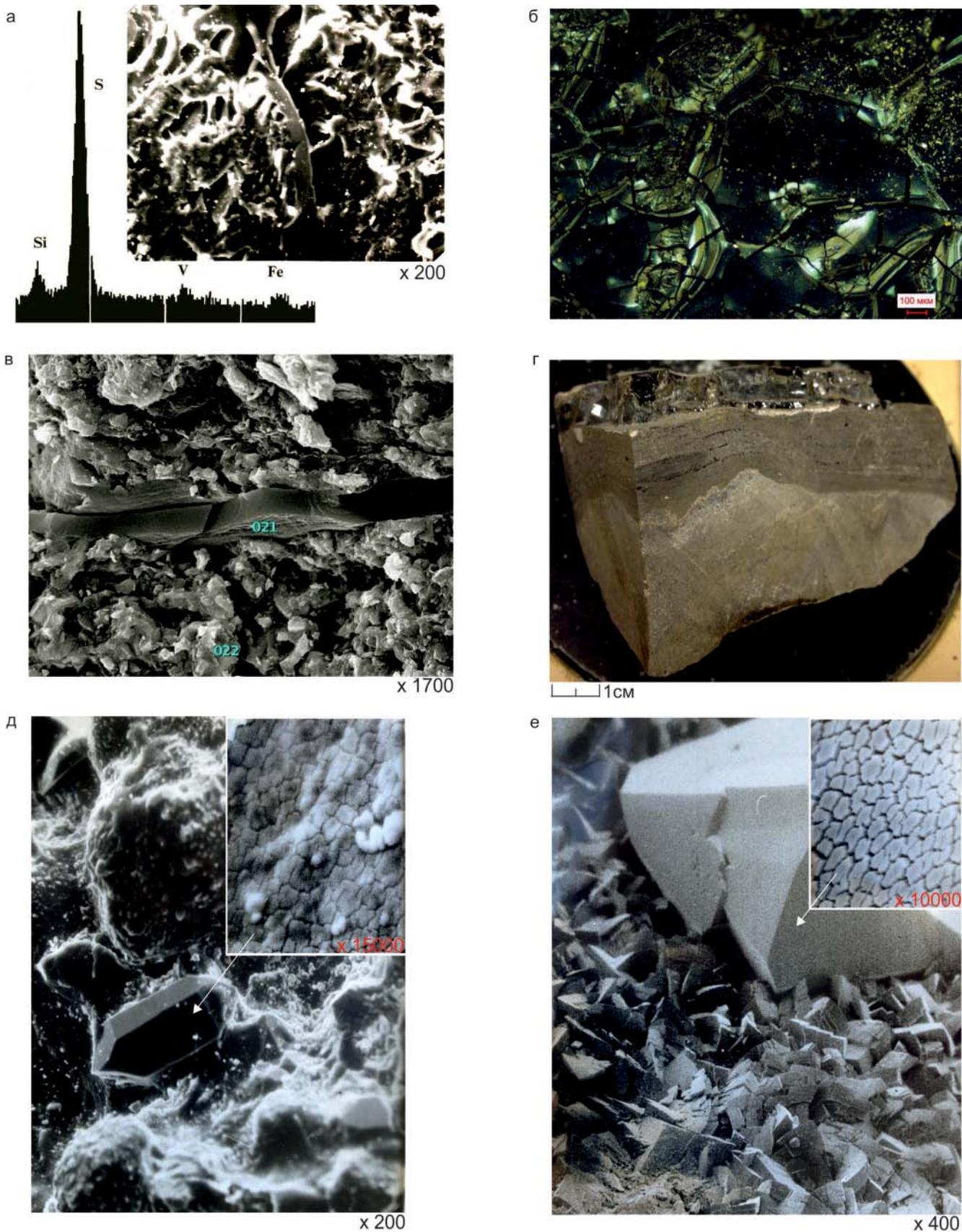


Рис. 3. Битумы в составе баженовской свиты и ее аналогов (а, д, е – Маслиховское; в – Верхнесалымское месторождения; б, г – Пальяновская площадь), имеющие различную консистенцию (а, б) и размеры (в, г), а также примеры их микроструктуры (д, е): а – снимок РЭМ с пластично-вязким ванадиеносным тиобитумом (элементный спектр рядом со снимком); б – твердо-хрупкий битум (по [6, 7]); в – микропрослойки битума толщиной около 3 мкм и длиной более 60 мкм; г – образец с битумным прожилком мощностью около 6 мм и длиной более 80 мм; д, е – кристаллы кварца, покрытые тонкими пленками битумов, микротекстура которых приведена на врезках

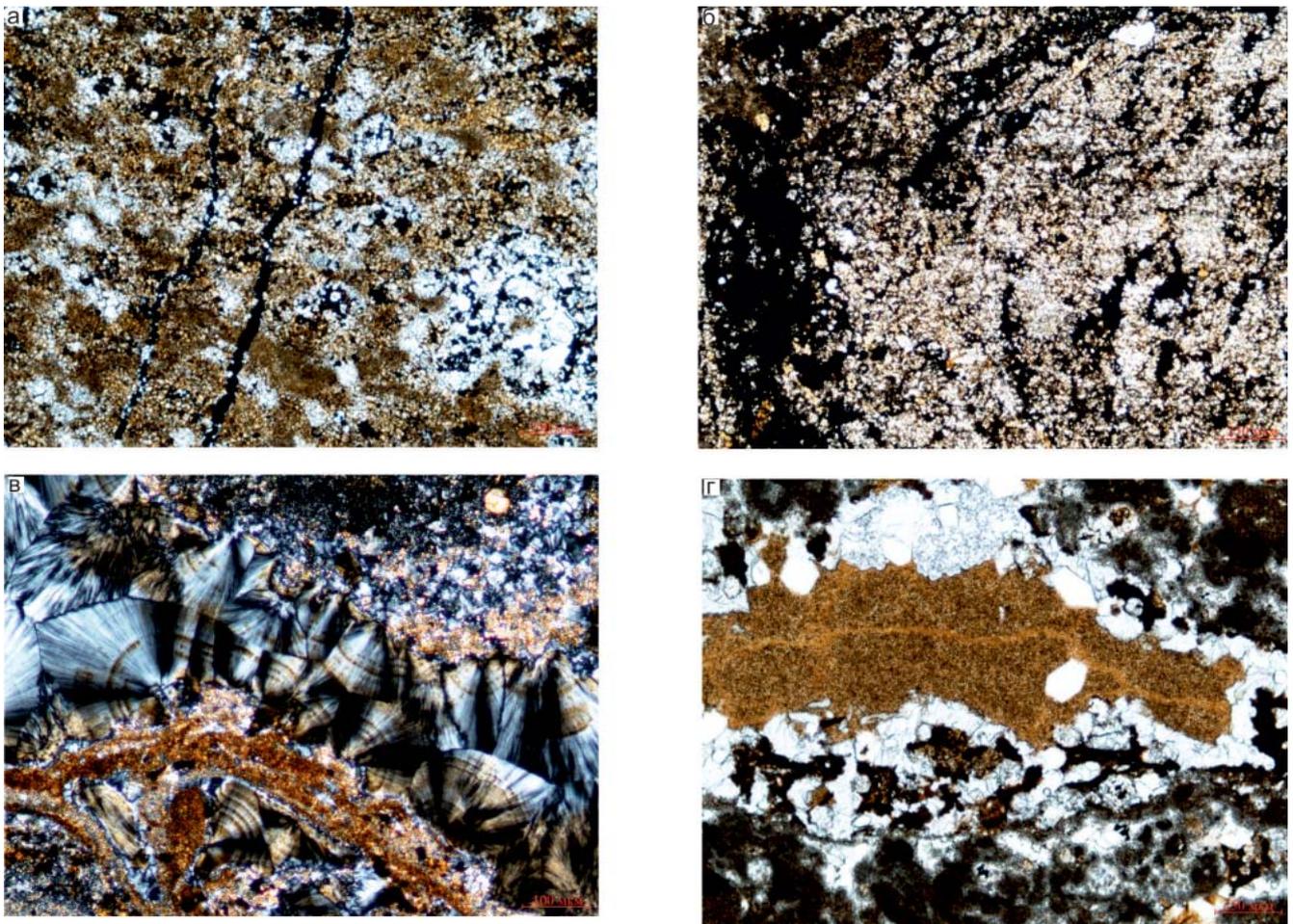


Рис. 4. Трещиновато-кавернозные и пористые разновидности карбонатных пород баженовской свиты и ее аналогов, содержащие метаморфизованные битумы (а – Каменная, б, г – Пальяновская площади, в – Маслиховское месторождение): а – карбонатный радиолярит; б – мелкозернистый известняк; в – известняк с микрокавернами, в которых присутствуют агатовидные сферолиты халцедона; г – карбонатный копролит с микрокаверной, заполненной мелкокристаллическими агрегатами гидротермальных каолинита (диккита) и кварца

пленки и сгустки битума (рис. 6, а, б). Микротекстура этих битумов комковатая, они очень богаты серой, т. е. представляют собой класс тиобитумов (см. рис. 6, в). На растительных остатках, имеющих клеточную микротекстуру, отмечаются великолепно ограненные многочисленные кристаллы кварца (см. рис. 6, г).

В прозрачных петрографических шлифах хорошо видно, что псевдокварциты сложены многочисленными мелкими кристаллами кварца, промежутки между которыми часто заполнены черным битумом, а оставшееся свободным пространство – смолой красного цвета (см. рис. 6, д). Как и на Грибном месторождении, здесь в псевдокварцитах встречаются обломки растительности, от которых сохранились лишь «сеточки» от сохранившейся клеточной микротекстуры, часто разорванной росшими кристаллами кварца (см. рис. 6, е). Основная часть пор в шлифе заполнена черным битумом. Однако в оставшиеся свободными поры проникла красная смола, благодаря чему структура порового пространства стала отчетливо видна (см. рис. 6, д, е).

Ранее уже упоминалось, что в составе пласта Ю₁⁰ присутствуют маломощные углистые прослои,

которые, как и сам пласт, подвергались воздействию гидротермальных флюидов. В результате произошла интенсивная пиритизация углей и генерация ими битумов (рис. 7, а, б). Пиритизация растительных остатков отмечается в том же пласте и в пределах Ахтамарского месторождения (см. рис. 6, б).

В поровом пространстве песчаников, слагающих пласт П₁ в Шаимском НГР, также отмечается присутствие тиобитумов, правда, в их составе серы заметно меньше, чем в ранее рассмотренных примерах (см. рис. 7, в). На увеличенном фрагменте того же снимка хорошо видна комковатая микротекстура тиобитума (см. рис. 7, г).

Пиролитические исследования битумов, присутствующих в виде самостоятельной фазы в форме маломощных прослоев или линз и собственно самих образцов БС, в которых эти битумы встречаются, показали, что их пирограммы практически одинаковы (рис. 8, а, б). Из этого можно сделать вывод, что и в поровом пространстве БС имеются те же самые битумы, что и выделившиеся из нее в свободную фазу. Обращает на себя внимание небольшая величина пика S₁ на пирограммах битумов и образцов (см. рис. 8, а, б). По существующим

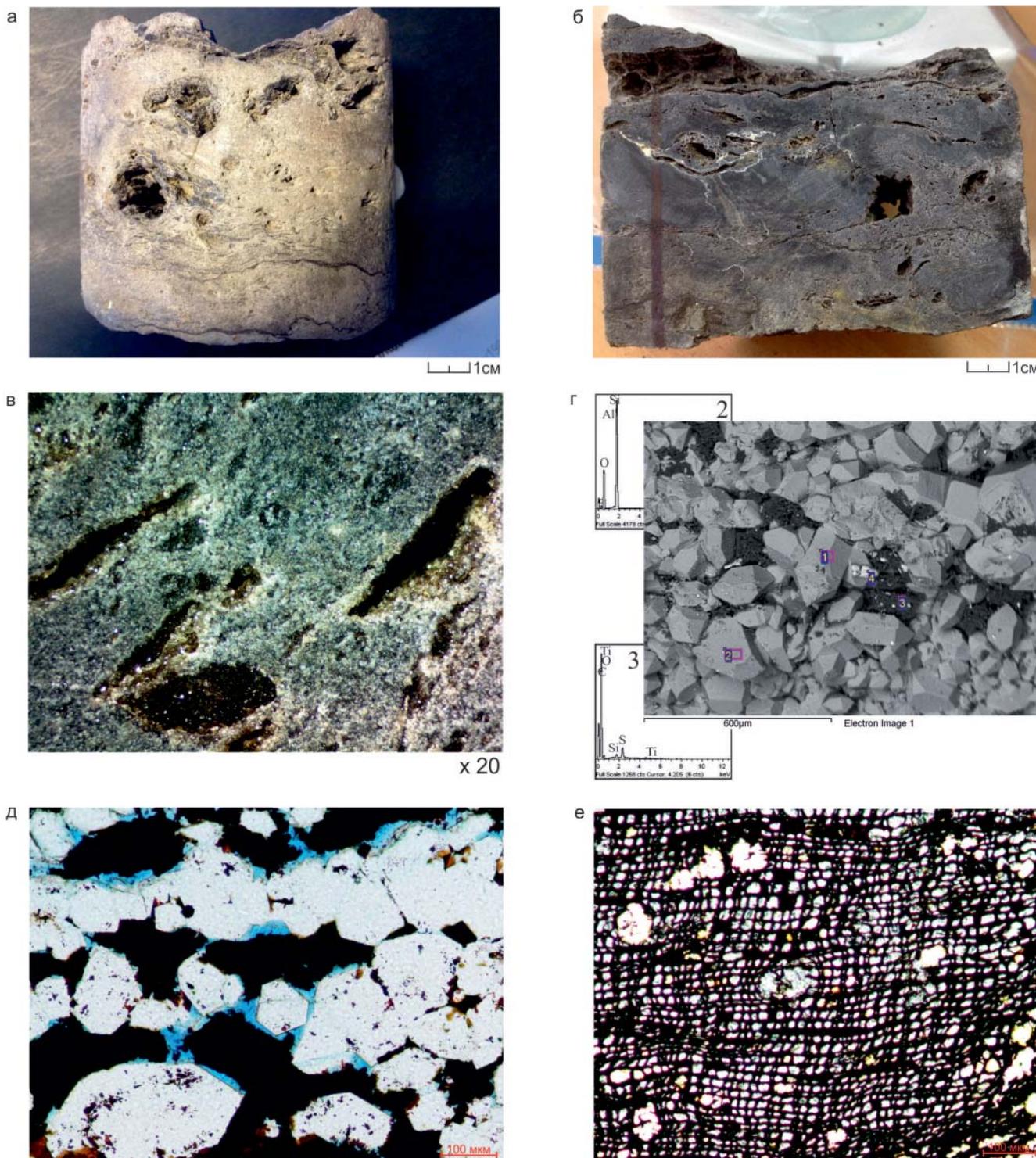


Рис. 5. Образцы псевдокварцита (а–в), снимок РЭМ (г) и прозрачные петрографические шлифы (д, е), пласт Ю¹⁰ (Грибное месторождение): а – общий вид полноразмерного образца (по [5]); б – отрезанная от него «щечка»; в – увеличенный фрагмент поверхности «щечки»; г – поверхность трещины с многочисленными прекрасно ограниченными кристаллами гидротермального кварца и битумом, заполняющим пустоты между ними (вверху элементный спектр кристалла кварца, внизу – битума); д, е – на снимках прозрачных шлифов: белое – кристаллы кварца, черное – битумы и графитизированные (?) остатки растительности с сохранившейся клеточной микротекстурой, голубое – смола

представлениям, этот пик характеризует содержание в образцах подвижных и сорбированных УВ в поровом пространстве пород [9–13].

Однако проведенные исследования ЯМР спектров битума, отобранного из тутлеймской свиты Пальяновской площади (аналог БС), показали, что

свободных (подвижных) молекул УВ в составе битума нет, так как амплитуда сигнала от него не отличается от таковой шума (см. рис. 8, в). Основываясь на этом, мы предположили, что УВ, входящие в состав пика S₁, присутствуют в битуме в форме «твердых растворов» [6, 7]. Они выделяются из битума при

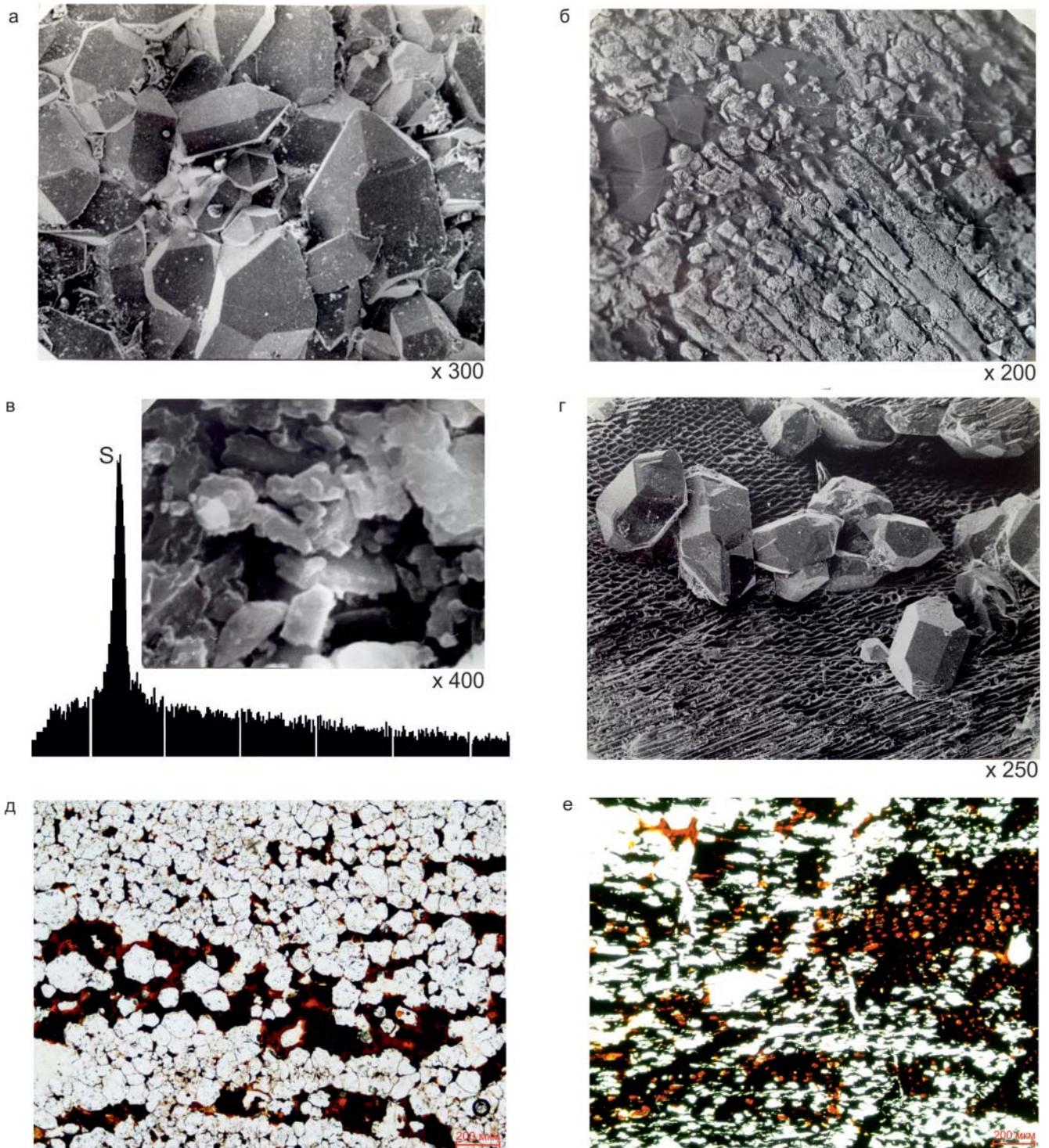


Рис. 6. Снимки РЭМ (а-г) и прозрачных петрографических шлифов (д, е) гидротермальных псевдокварцитов, пласт Ю₁⁰ (Ахтамарское месторождение): а – микрокристаллы кварца, слагающие породу; б – пиритизированный растительный детрит с кристаллами кварца и тиобитумом (темно-серое справа); в – тиобитум с комковатой микротекстурой и его элементный спектр; г – кристаллы кварца на графитизированной (?) подложке растительного детрита с сохранившейся клеточной микротекстурой (темно-серое вверху справа – тиобитум), по [5]; на снимках петрографических шлифов (д, е): белое – кристаллы кварца, черное – битум и метаморфизованный растительный детрит с сохранившейся клеточной микротекстурой, красное – смола

нагреве до температур их кипения. Поскольку температура, при которой фиксируется пик S₁, составляет 300 °С, то все УВ, имеющие такую же температуру кипения, испаряются из битума.

Сопоставление результатов капельной хроматографии образцов и их пирогамм показало, что

в карбонатных образцах, содержащих аллохтонные нафтиды, они представлены преимущественно УВ, частично – масляной фракцией с примесью «легких» смол типа бензольных (рис. 9, а). О преимущественно углеводородном составе свидетельствует практически белый цвет хлороформенной вытяжки

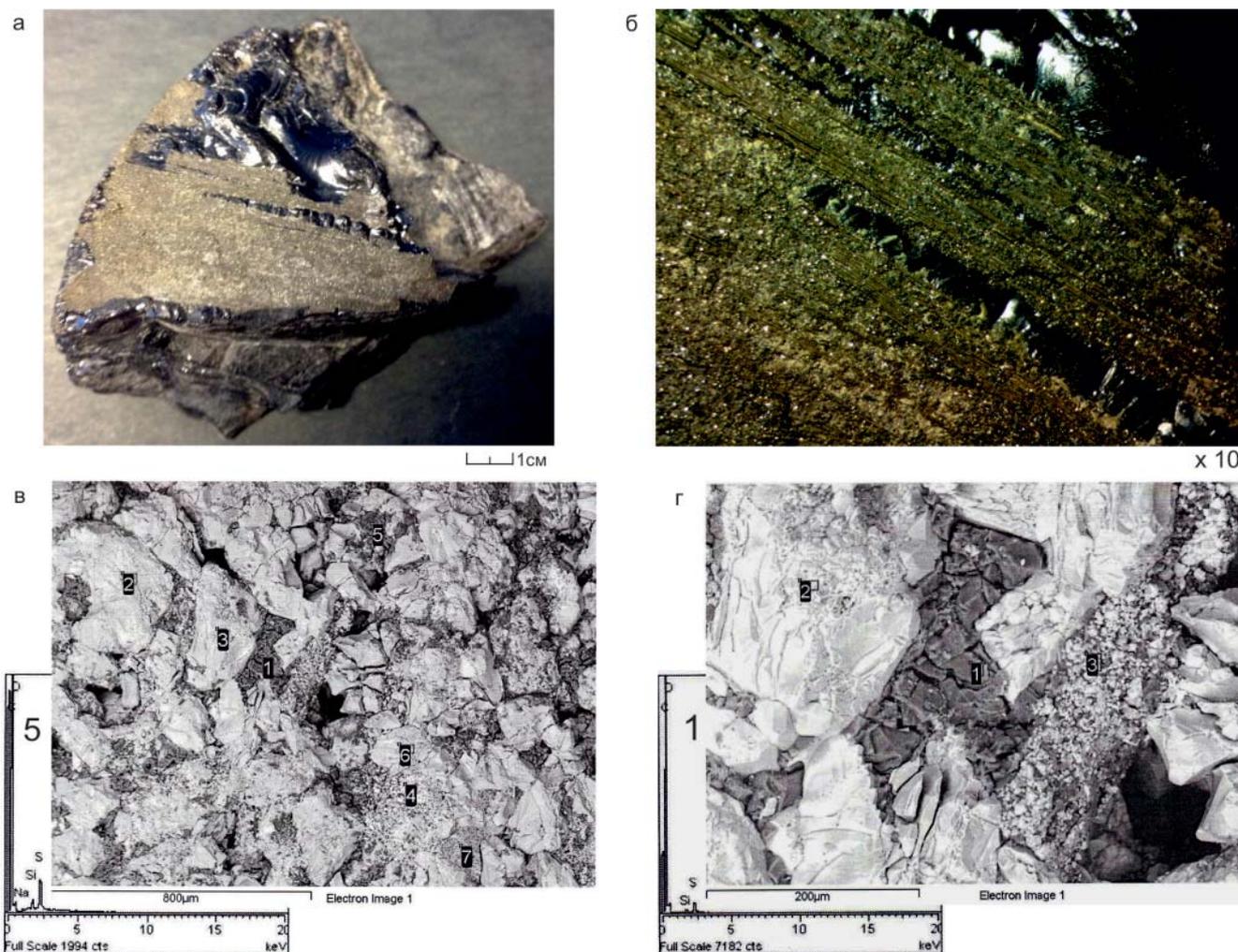


Рис. 7. Образцы с битумами, генерированными углем под воздействием гидротермальных флюидов, пласт Ю₁⁰ (Грибное месторождение) (а, б) и снимки РЭМ битуминозных песчаников, пласт П₁ (Шаимский НГР) (в, г), элементные спектры получены с участков, обозначенных на снимках цифрами

(ЛБА), полученной из рассматриваемого образца, а о небольшом содержании нафтидов в нем – очень узкое кольцо полученной капельной хроматограммы, а также низкое значение C_{opr} . Интересно, что на пираграмме этого образца основной пик – S_2^0 , которому соответствует значение $T_{max} = 317\text{ }^\circ\text{C}$, в то время как пик S_2 проявляется в виде слабо выраженного «плеча» справа от него (см. рис. 9, а).

Следующий образец, также представляющий собой кремнистый известняк, более пористый. В его поровом пространстве содержится гораздо больше аллохтонных нафтидов. Об этом свидетельствует очень широкое кольцо полученной от него капельной хроматограммы (см. рис. 9, б). Судя по цвету хлороформенной вытяжки, в ее составе также преобладают УВ, включая масляную фракцию, но, кроме того, отмечены и ГС, придающие ей серовато-коричневый цвет (см. рис. 9, б). Это подтверждается полученной пираграммой образца, на которой хорошо выражены все три пика – S_1 , S_2^0 и S_2 .

Капельная хроматограмма, полученная от сильно битуминозного глинистого силицита, заметно отличается от предыдущих. Она характеризуется

небольшой шириной кольца, имеющего светло-коричневый цвет, что свидетельствует о небольшом содержании в образце растворимых в хлороформе нафтидов, причем основная их часть представлена асфальто-смолистыми компонентами (САБА). Сам битум, которого в образце около половины, представляет собой «рестит», оставшийся после воздействия высокоэнтальпийного гидротермального флюида на образец и содержащееся в нем исходное ОВ. Вследствие этого все наиболее подвижные и легкие УВ компоненты, включая какую-то часть ГС, образовавшиеся из исходного ОВ в результате этого воздействия (аквапиролиза), эмигрировали в ближайшие породы-коллекторы (см. рис. 9, в). Метаморфизованный под действием гидротермальных флюидов битум превратился в слабо растворимую субстанцию, напоминающую нефтяной кокс или керит.

Сам битум, в котором имеется небольшая примесь микрообломков карбонатов, также характеризуется низкой концентрацией растворимых в хлороформе компонентов, что подтверждается малой шириной кольца капельной хроматограммы

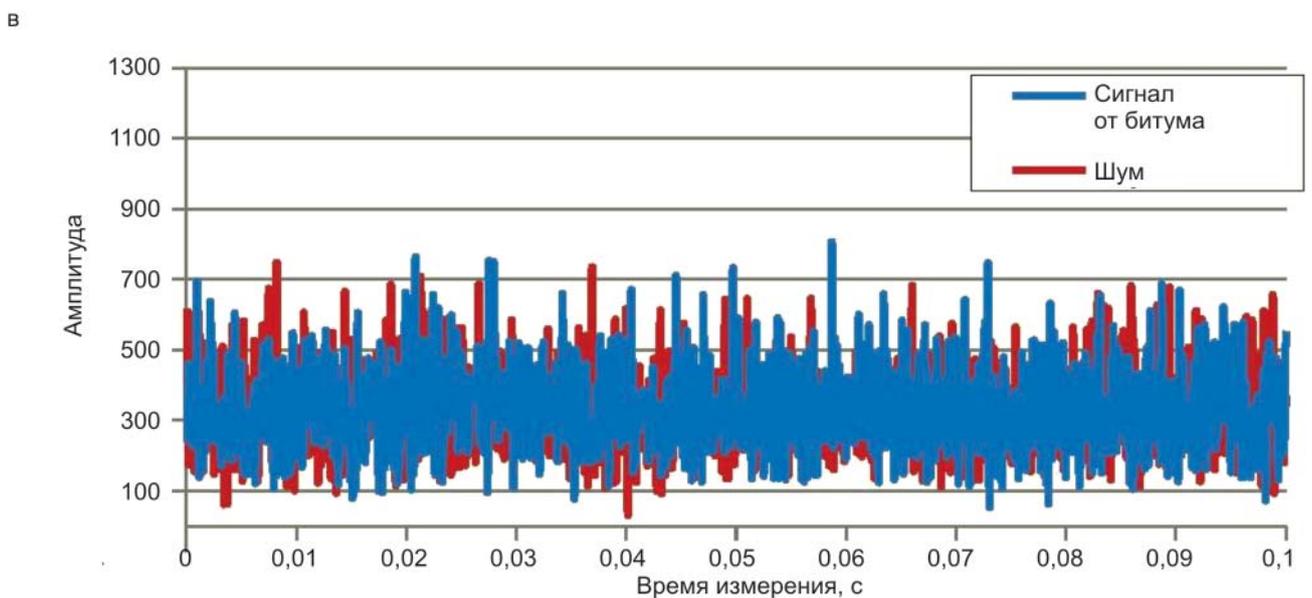
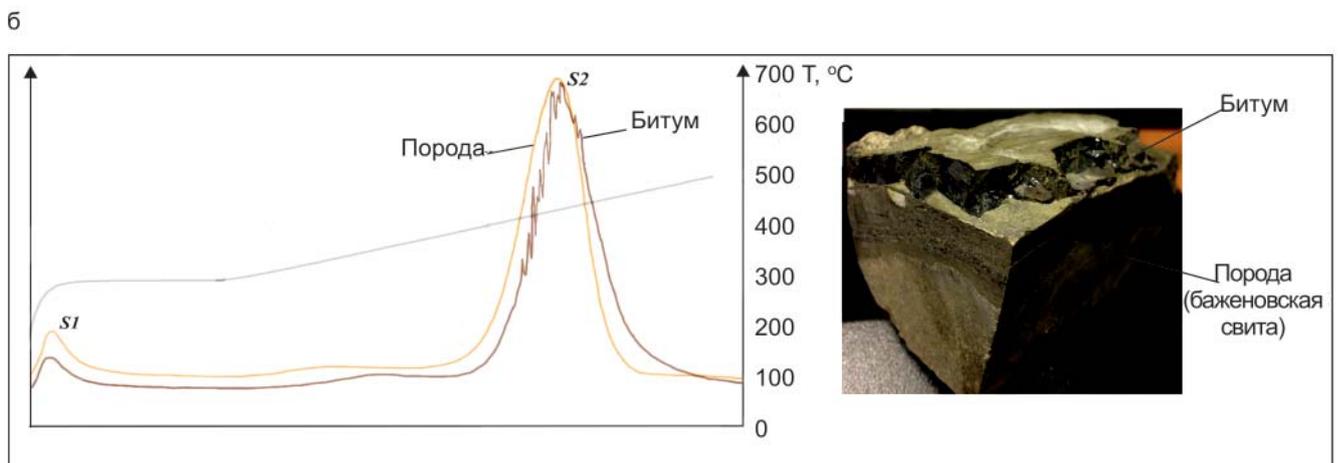
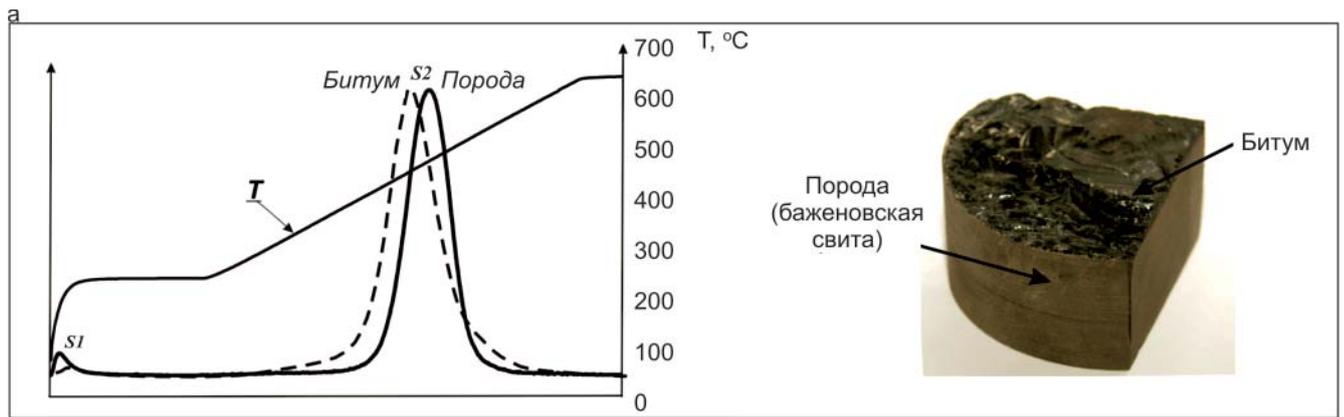


Рис. 8. Пирограммы битумов и образцов пород баженовской (а) и тутлеймской (б) свит (Пальяновская площадь): а – по данным В. Н. Меленевского, ИНГГ СО РАН; в – релаксационные кривые ЯМР сигнала от образца битума, представленного на предыдущем снимке, и шума (по [4])

(см. рис. 9, г). Судя по ее темно-бурому цвету, растворившиеся в хлороформе компоненты представлены преимущественно смолами и асфальтенами, причем последние преобладают (САБА). Так же как и в предыдущем случае, рассматриваемый битум – это, скорее всего, сильно метаморфизованный под действием гидротермальных флюидов битум, кото-

рый образовался из исходного ОБ, входящего в состав БС, в результате аквапиролиза теми же самыми гидротермальными флюидами.

Следует отметить, что по мере увеличения степени метаморфизма битумов, включая их аллохтонные разновидности, значение T_{\max} закономерно увеличивается с 317 до 450 °С (см. рис. 9).

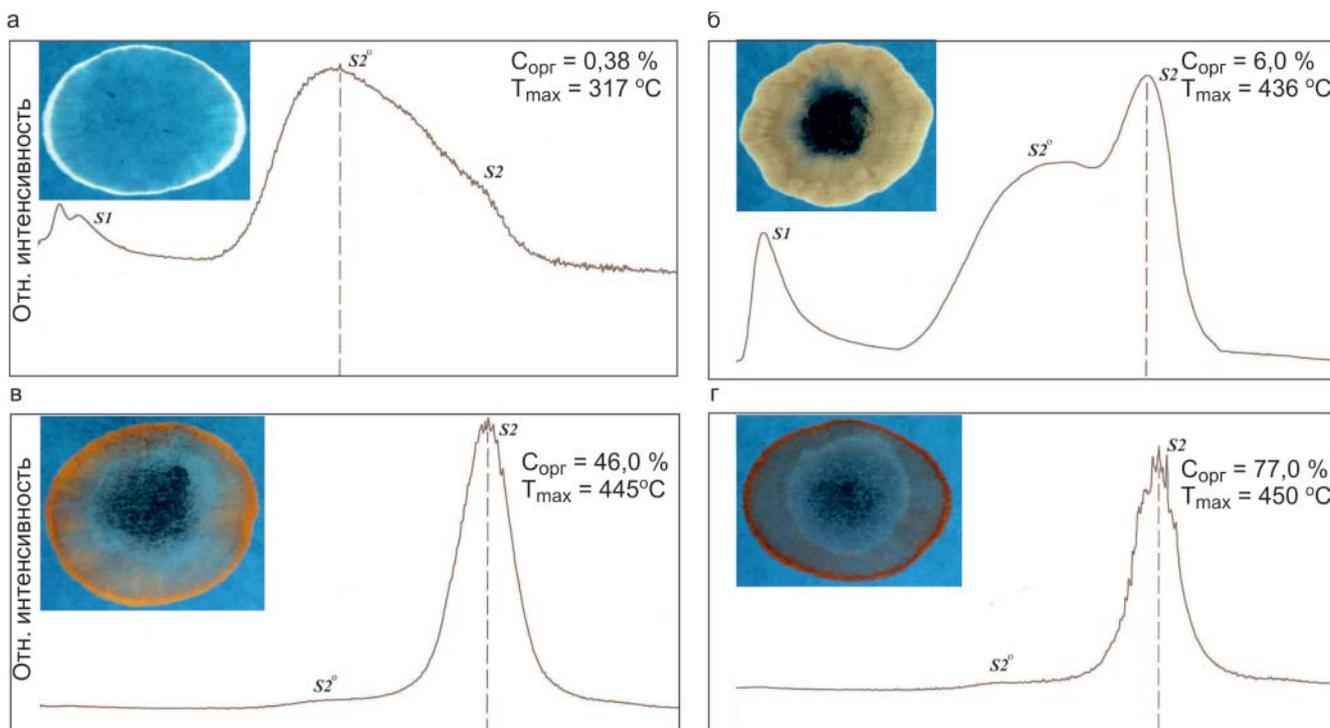


Рис. 9. Пирограммы и результаты капельной хроматографии образцов тутлеймской свиты с различным содержанием в их составе битумов (Ем-Еговская площадь): а, б – кремнистые известняки; в – глинистый силицит сильно битуминозный; г – битум с мелкодисперсными включениями глинисто-кремнистого материала

Если наше предположение относительно гидротермальных флюидов справедливо, то необходимо оценить значения палеотемператур, существовавших в геологическом прошлом в верхнеюрских отложениях. Это можно осуществить на основе результатов термобарогеохимических исследований. Однако для осадочных пород Западно-Сибирского НГБ таких исследований было крайне мало. Единичные определения палеотемператур по просьбе автора были выполнены Ю. В. Щепеткиным на мелких кристаллах желтого гидротермального кварца, которые были извлечены автором из каверн пласта KC_1 , лежащего в основании БС и вскрытого скв. 554Э на Салымском месторождении [14]. Цвет кристаллов обусловлен присутствием многочисленных микровключений нефтяной эмульсии, распавшейся при охлаждении и снижении давления на три фазы. Первая фаза представлена газом в виде пузырька, плавающего в светло-желтой нефти, являющейся второй (жидкой) фазой, а третья фаза, темно-коричневая, почти черная вязкая, – это, вероятно, битум и/или преимущественно ГС (рис. 10). При нагревании кристаллов кварца с этими микровключениями (диаметр в среднем около 0,1 мм) наблюдалась гомогенизация газа и жидкости, представленной, как уже говорилось, светло-желтой конденсатоподобной нефтью, в одну фазу в интервале температур 225–265 °С [14]. Гомогенизации или растворения в жидкой фазе темно-коричневой вязкой фазы не наблюдалось даже при нагреве до температуры 330 °С! При еще большем нагреве включения просто взрывались, что свидетельствует об очень вы-

соком давлении, возникавшем вследствие нагрева внутри этих микрокапель эмульсии.

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что палеотемпературы, имевшие место в БС в разрезе рассматриваемой скважины, в геологическом прошлом были не ниже 225–265 °С. Максимальное их значение вполне могло превышать 330 °С, так как даже при этой достаточно высокой

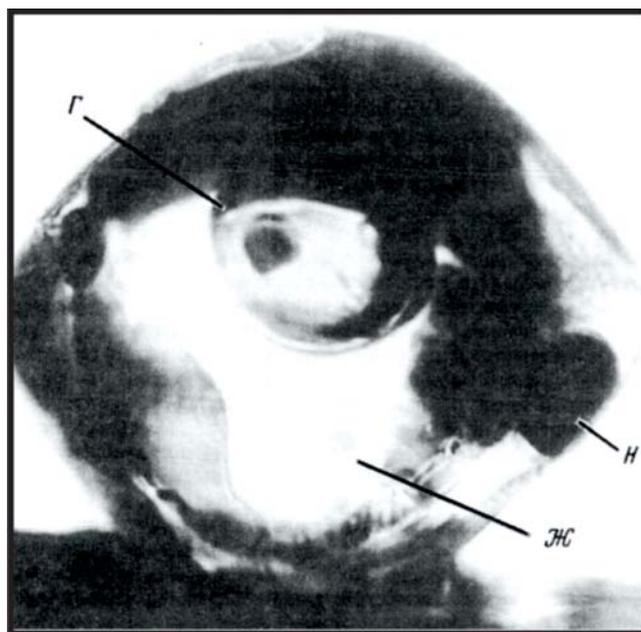


Рис. 10. Углеводородное газопо-жидкое включение в кристалле желтого кварца, пласт KC_1 , скв. 554Э, Салымское месторождение: Г – газ; Ж – желтая нефть; Н – темная нефть или битум, богатые гетеросоединениями; размер газопо-жидкого включения около 90 мкм (по [14])

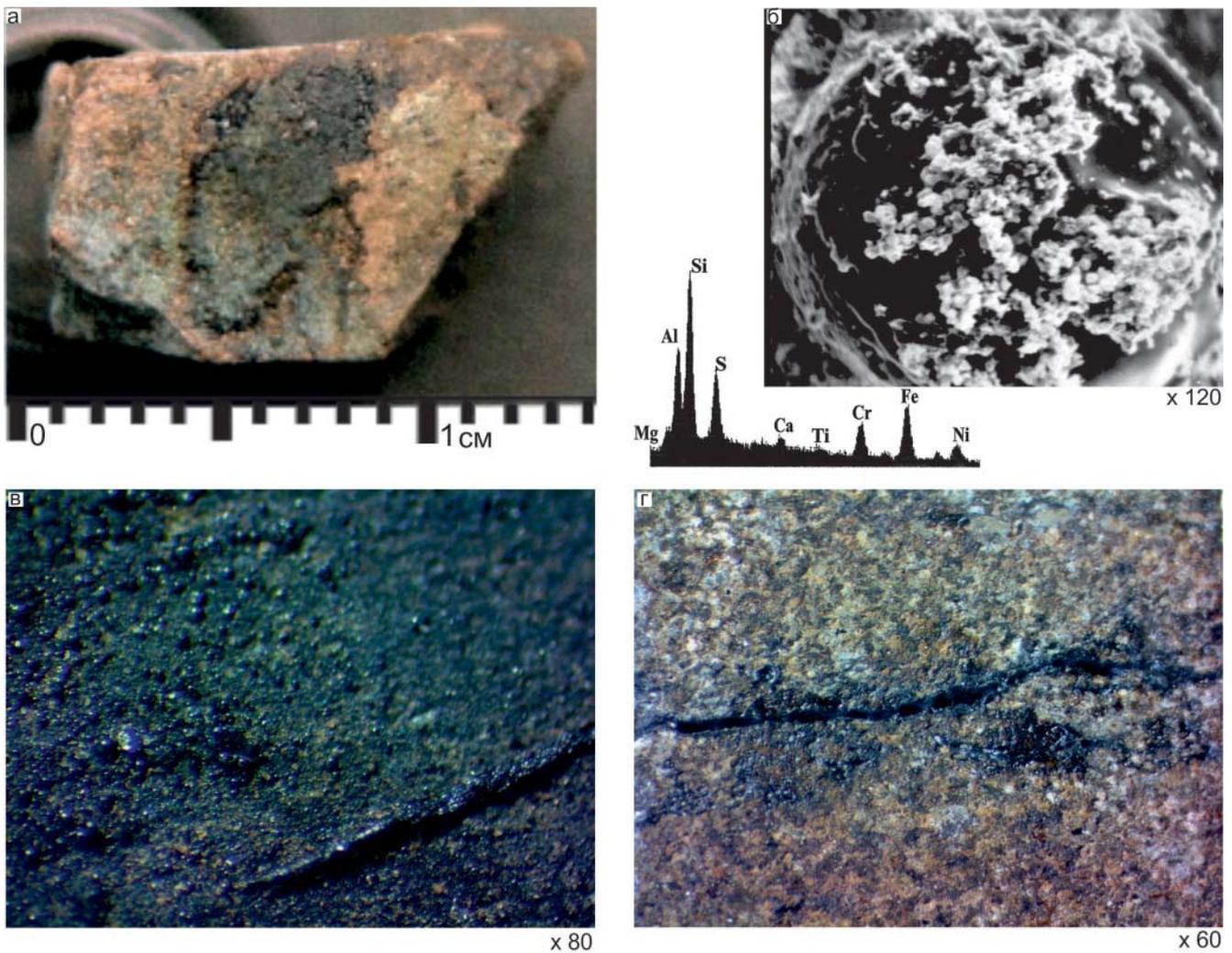


Рис. 11. Поверхность образцов после воздействия на них гидротермальных флюидов различного состава и температуры (давление гидротермального флюида во всех опытах 70 МПа): а – углисто-алевритистый аргиллит (Т 275 °С, мольная доля углекислоты (χ_{CO_2}) 0,04, длительность опыта 19 сут); б – снимок РЭМ с каплей битума и элементный спектр с площади снимка, $\times 120$; в – углисто-алевритистый аргиллит (Т 290 °С, χ_{CO_2} 0,079, длительность опыта 10 сут); г – углистый алевролит (Т 290 °С, χ_{CO_2} 0,12, длительность опыта 10 сут)

температуре полной гомогенизации включений эмульсии в кристаллах кварца все-таки не происходило.

На основе значений палеотемператур, полученных по результатам определения температур гомогенизации газовой-жидких включений, был выбран температурный интервал, в пределах которого осуществлялись эксперименты по моделированию гидротермального воздействия на породы юрского возраста, богатые ОВ. Эти образцы были отобраны из участков с нормальным геотермическим градиентом 3,3 °С/100 м, т. е., скорее всего, не подвергавшиеся гидротермальному воздействию в геологическом прошлом.

Рассмотрим результаты нескольких экспериментов по воздействию на ОВ в опытных образцах гидротермальных флюидов, имевших различную температуру и мольную долю углекислоты в своем составе.

Углисто-алевритовый аргиллит темно-серого цвета после воздействия на него гидротермаль-

ным флюидом с температурой 275 °С в течение 19 сут приобрел буровато-серый оттенок, а на его поверхности появились пленки и капли битума (рис. 11, а, б). По данным элементного анализа поверхности капли битума в его составе присутствует сера, т. е. это тиобитум. Кроме того, на рассматриваемой капле битума отмечаются мелкокристаллические агрегаты гидротермального слабо магнетизированного железистого хлорита (см. рис. 11, б).

На поверхности образца углисто-алевритистого аргиллита, который в течение 10 сут подвергался воздействию гидротермального флюида, имевшего температуру 290 °С, отмечается появление многочисленных мелких капелек битума, а также протяженных тонких его образований, возникших, скорее всего, по слоям, содержащим повышенную концентрацию ОВ или непосредственно по растительному детриту (см. рис. 11, в). Кроме того, отмечаются вязко-пластичные битумы, также образовавшиеся в результате воздействия гидротермальных флюидов на растительные остатки, на месте кото-

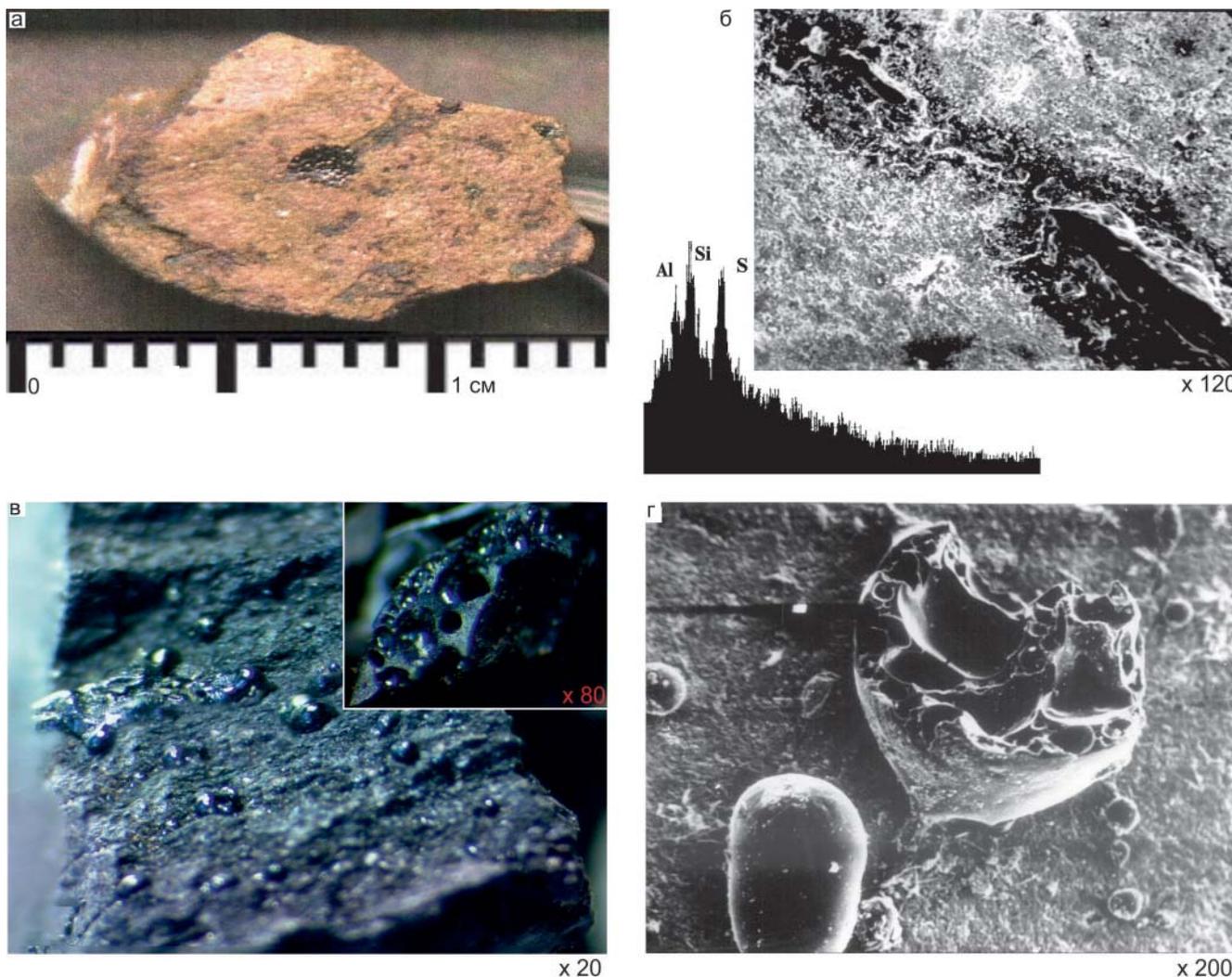


Рис. 12. Образцы и генерированные ими битумы после воздействия на них гидротермальных флюидов различного состава и температуры (давление гидротермального флюида во всех опытах равно 70 МПа): а – углисто-алевритистый аргиллит (Т 360 °С, мольная доля углекислоты (χ_{CO_2}) 0,006, длительность опыта 6 сут); б – снимок РЭМ и элементный спектр, полученный с пленки битума, находящейся на поверхности того же образца; в – углистый аргиллит (Т 390 °С, χ_{CO_2} 0, длительность опыта 10 сут), на врезке – обломок капли битума, извлеченного из осадка; г – снимок РЭМ поверхности того же образца с каплями битумов, содержащими в себе пустоты от выделившихся газообразных продуктов акваприлиза (по [8])

рых сохранились протяженные трещины-каверны (см. рис. 11, г).

Следующий образец углисто-алевритистого аргиллита, подвергшийся гидротермальному воздействию при температуре 360 °С, также изменил первоначальный темно-серый цвет на буровато-серый, а на его поверхности появились пленки вязкопластичных битумов с высоким содержанием серы (рис. 12, а, б). Как и в рассмотренном примере, на месте растительных остатков вследствие их превращения в битум образовались протяженные микропустоты (см. рис. 12, б).

На поверхности образца углистого аргиллита после воздействия на него гидротермального флюида температурой 390 °С в течение 10 суток, образовалось большое количество мелких капелек твердohрупкого битума (см. рис. 12, в, г). Обращает на себя внимание, что в этих капельках, судя по их сколам, присутствует большое количество овальных пустот,

которые, вероятнее всего, остались от газообразных продуктов, выделявшихся одновременно с их образованием. Именно благодаря газообразным включениям в битумах их объем значительно выше, чем в исходном ОБ.

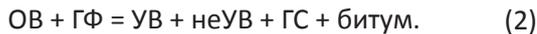
В заключение отметим, что анализ газовой фазы, присутствующей в автоклаве после гидротермальных экспериментов, по данным хроматографического анализа состоит (помимо воды) из H_2 , CO , CO_2 , N_2 , CH_4 и его гомологов, причем содержание последних сопоставимо с концентрацией метана [8].

Обсуждение полученных результатов

Исходя из того, что температурный интервал, в пределах которого по данным гидротермального моделирования в породах, богатых ОБ, наблюдается образование битумов, совпадает с таковым, в котором отмечается выделение УВ, входящих

в состав пика S_1 , можно предположить, что появление этого пика отражает или сопровождает процесс превращения исходного ОВ в битумы. Подчеркнем, что здесь речь идет о породах, не подвергавшихся воздействию высоких температур, вызванных, например, проникновением в них гидротермальных флюидов.

Используя полученные результаты гидротермального моделирования, запишем в упрощенном виде реакцию между ГФ и слабо катагенетически преобразованным ОВ в составе материнских пород:



Действительно, уже отмечалось, что процесс превращения ОВ в битумы сопровождается выделением большого количества УВ (пик S_1) и летучих неУВ, благодаря чему в образующихся битумах отмечается присутствие множества полостей, оставшихся от газовых пузырьков (см. рис. 12, в, г). В составе этих газов, как уже отмечалось, наряду с летучими неУВ присутствуют метан и его гомологи [8].

В принципе, если ГС считать компонентами битума, то в уравнении (2) их можно не выделять отдельно, а включить в его состав.

Таким образом, при пиролизе низкотемпературная (300 °С) термодеструкция исходного слабо катагенетически преобразованного ОВ сопровождается появлением на пирограмме пика S_1 и одновременной генерацией из него битума, а второй (высокотемпературный) пик S_2 свидетельствует о термокрекинге собственно самого только что образовавшегося битума.

Следует обратить внимание на то, что в описанном случае рассмотрен «генезис» пика S_1 на пирограммах именно слабо преобразованных нефтематеринских пород. Если же мы имеем дело с пирограммой образца материнской породы, например отобранного из БС, подвергавшегося высокотемпературному воздействию гидротермальных флюидов, то в нем присутствует уже битум, а вовсе не исходное ОВ. Следовательно, пик S_1 , фиксирующийся на его пирограмме, – это УВ, входящие в состав битума в форме твердых растворов, т. е. имеющие аутигенное происхождение [6, 7].

Наконец, если проводятся пиролитические исследования пород-коллекторов, входящих в состав БС, например, представленных микропористыми радиоляритами или трещинно-кавернозными карбонатами, то в состав пика S_1 входят свободные УВ аллотигенного происхождения, находящиеся в поровом пространстве указанных пород. Эти УВ эмигрировали из нефтематеринских (более богатых ОВ) разновидностей пород, входящих в состав БС, в которых они образовались. Для рассматриваемых образцов характерна высокая амплитуда пика S_1 и небольшая – пика S_2 ; кроме того, в таких образцах часто отмечается присутствие высокоамплитудного пика S_2^0 (см. рис. 9, а, б).

Таким образом, появление на пирограмме пика S_1 может быть обусловлено как минимум тремя основными причинами:

- 1) процессом превращения исходного (слабо метаморфизованного) ОВ в битумы;
- 2) испарением из битума УВ, находящихся в нем в виде твердого раствора (аутигенные УВ);
- 3) выделением «свободных» УВ (аллотигенного происхождения) из пустот пород-коллекторов, которые, например в составе БС, представлены кремнистыми, карбонатными и переходными между ними разновидностями.

Полученные данные позволяют сделать предположение, что пик S_2^0 на пирограммах свидетельствует о присутствии в анализируемых образцах преимущественно аллохтонных нафтидов с высоким содержанием в их составе сравнительно тяжелых УВ (вплоть до масляной фракции), а также низкомолекулярных смол.

На пирограммах нефтематеринских пород, находящихся на любой стадии катагенеза, пик S_2 соответствует процессу термодеструкции битумов и входящих в их состав ГС, так как при нагреве образцов до температур выше 235 °С они проходят стадию битумообразования. Иными словами, входящее в их состав исходное ОВ обязательно превращается в битум различной консистенции (см. рис. 11, 12).

В результате гидротермального воздействия на нефтематеринские породы, генерируемые ими самые легкие и подвижные УВ и летучие неУВ, а также часть более тяжелых УВ и ГС вместе или в составе ГФ эмигрируют из материнских пород, в которых преимущественно остаются лишь наиболее тяжелые УВ, ГС и битум. Последний, как мы уже отмечали, может иметь различную консистенцию – от вязкопластичной до твердо-хрупкой. Это, скорее всего, зависит от мацерального состава исходного ОВ и термодинамических условий (главным образом от температуры ГФ), причем оставшиеся в материнской породе УВ и ГС могут входить в состав битума в форме твердого раствора.

Здесь следует отметить, что по данным термодинамических расчетов при температуре около 400 °С гидротермальный флюид и УВ в его составе представляют собой гомогенную фазу. Поэтому при их совместной миграции отсутствуют проблемы, связанные с различиями в относительных фазовых проницаемостях УВ и воды, что способствует их беспрепятственной совместной миграции.

Если температура ГФ и длительность его воздействия на исходное ОВ, а затем и на образовавшийся из этого ОВ битум велики, то основная часть мобильной составляющей ОВ превращается в УВ, неУВ и ГС, а битум представляет собой сильно термически преобразованный, в значительной степени графитизированный остаток типа керита, асфальтита или даже антраколита, в котором отсутствуют твердые растворы УВ и ГС. Иными словами, он становится абсолютно не растворимым в органических растворителях.



Термически преобразованные битумы, например, входят в состав БС и ее аналогов в пределах высокотемпературных зон на Салымском, Маслиховском, Ем-Еговской, Каменной, Пальяновской и других месторождениях и площадях. На пирограммах битумов, отобранных из этих высокотемпературных зон, пик S_1 имеет очень маленькую амплитуду. Пик S_2 характеризуется более высокой амплитудой, но все равно значение HI (см. формулу (1)) крайне мало – всего 80–100 мг УВ/г $C_{орг}$ и даже еще меньше. Иными словами, эти сильно термически преобразованные битумы обладают крайне низким остаточным нефтегенерационным потенциалом, а чтобы они смогли реализовать его до конца, потребуются еще более высокие температуры, чем те, которым они подвергались ранее.

Специфическая клеточная микротекстура, сохранившаяся в составе псевдокварцитов от исходных растительных обломков (см. рис. 5, е, б, г, е), могла иметь различное происхождение.

Во-первых, она могла сформироваться еще в седиментогенезе или раннем диагенезе в результате окисления (фюзенизации) или переработки основной части исходного растительного материала микроорганизмами, вследствие чего остался лишь наиболее устойчивый к окислению и/или микробиологическому разложению клеточный каркас растительных остатков.

Во-вторых, она могла возникнуть вследствие воздействия ГФ на эти растительные обломки. В результате наиболее мобильная их часть превратилась в УВ, летучие неУВ и ГС, которые были вынесены в составе ГФ в породы-коллекторы, а оставшаяся наиболее устойчивая инертная часть, представленная стенками клеток, была интенсивно метаморфизована, возможно, даже частично графитизирована и осталась на месте, сохранив свою специфическую микроклеточную текстуру (см. рис. 5, е, б, г, е).

Рассмотренное газовой-жидкое включение в кварце (см. рис. 10) несет информацию не только о палеотемпературе, при которой оно было захвачено в процессе роста этого кристалла. Рассчитав площади, занимаемые тремя присутствующими в нем фазами, можно, используя принцип Кавальери, также оценить объемное содержание этих фаз во включении, а значит, и состав нафтидов в гидротермальном флюиде, мигрирующих вместе с ним. Расчеты показали, что газовая фаза составляет 15 % от объема всего включения, желтая легкая нефть – 47 %, темная фаза, предположительно представленная битумом и/или преимущественно ГС, – около 38 %. Это приблизительный состав «первичной» нефти, генерируемой ОВ, входящим в состав БС Салымского месторождения, в результате термического воздействия на него высокоэнтальпийных ГФ. Очевидно, что при снижении температуры первоначально гомогенного нафтидо-водного флюида первыми из него выделяются наиболее трудно растворимые высокомолекулярные темные фракции, представленные,

как уже говорилось, битумом и/или ГС. Вероятно, именно эти фракции и заполняют поры в породах-коллекторах рассмотренных пластов Ю₁⁰ Грибного, Ахтамарского месторождений и П₁ Приуральской НГО (см. рис. 5, в–е, 6, а–в, д–е, 7, в, г).

Выводы

1. Гидротермальные флюиды вызывают образование битумов из исходного слабо катагенетически преобразованного ОВ.

2. По крайней мере в пределах высокотемпературных зон породы, входящие в состав баженовской свиты, являются битуминозными.

3. В процессе пиролиза слабо катагенетически измененных пород ОВ, входящее в их состав, превращается в битум. Этот процесс сопровождается выделением УВ, формирующих пик S_1 .

4. Пик S_2 соответствует процессу термодеструкции образовавшегося битума и входящих в его состав ГС.

5. В породах, претерпевших высокотемпературное, например гидротермальное, воздействие, ОВ присутствует в форме битума, а на их пирограммах пик S_1 соответствует выходу из него (битума) аутигенных УВ, находящихся в его составе в форме твердого раствора.

6. Пик S_1 в породах-коллекторах соответствует выходу свободных (аллотигенных) УВ, находящихся в их поровом пространстве.

7. Пик S_2^0 соответствует выходу высокомолекулярных аллотигенных УВ, включая масляную фракцию и «легкие» смолы, т. е. обычно присутствующих в породах-коллекторах.

8. Температуры гидротермальных растворов, проникавших в верхнеюрские отложения в районе Салымского месторождения, составляли не менее 225–265 °С, а максимальные их значения вполне могли превышать 330 °С.

9. Битумы, присутствующие в поровом пространстве верхнеюрских пород-коллекторов, вероятно, отложились из первоначально гомогенного нафтидо-водного флюида в результате его остывания. Они относятся к категории тиобитумов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геологический** словарь. В 2 т. Т. 1 / ред. К. Н. Паффенгольц. – М.: Недра, 1973. – 486 с.
2. **Зубков М. Ю.** Коллекторы в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири и способы их прогноза // Геология нефти и газа. – 2014. – № 5. – С. 58–72.
3. **Зубков М. Ю.** Оценка региональных и локальных перспектив нефтеносности баженовской и абалакской свит Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – № 3. – С. 51–67.
4. **Зубков М. Ю.** Соотношение нефтегенерационных и емкостных свойств керогена баженовской свиты (Западная Сибирь) // Петрофизика сложных



коллекторов: проблемы и перспективы 2015. – М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2015. – С. 292–306.

5. **Зубков М. Ю.** Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 2017. – № 1. – С. 60–76.

6. **Зубков М. Ю., Потапов А. Г.** Спектры ЯМР пород бажено-абалакского комплекса Западной Сибири // Каротажник. – 2014. – Вып. 8 (242). – С. 3–32.

7. **Зубков М. Ю., Потапов А. Г.** «Твердые растворы» углеводородов в составе битумов баженовской свиты и экстрактов, установленные по данным ядерно-магнитного резонанса // Каротажник. – 2015. – Вып. 9 (255). – С. 3–13.

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

9. **К вопросу** о типе органического вещества пород баженовской свиты / В. А. Волков, Е. В. Олейник, Е. Е. Оксенюк, Л. А. Солопахина // Вестник недропользователя. – 2016. – № 28. – С. 3–18.

10. **Лопатин Н. В., Емец Т. П.** Пиролиз в нефтегазовой геохимии. – М.: Наука, 1987. – 144 с.

11. **Методические** рекомендации по применению пиролитического метода в органической геохимии / сост. В. Н. Меленевский; науч. ред. А. Э. Конторович. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. – 42 с.

12. **Пиролиз** как метод изучения нефтегазогенерационного потенциала материнских пород / А. Э. Конторович, В. Н. Меленевский, А. С. Фомичев, Г. Ю. Шведенков // Геология нефти и газа. – 1986. – № 12. – С. 36–41.

13. **Тиссо Б., Вельте Д.** Образование и распространение нефти. – М.: Мир, 1981. – 502 с.

14. **Щепеткин Ю. В., Рылков А. В.** Реконструкция энергетических преобразований природной геохимической системы порода-ОВ-вода-нефть (газ) на основе детальных исследований скоплений углеводородов // Энергия и механизм первичной миграции углеводородов / ред. С. П. Максимов, Н. А. Еременко, Н. М. Сардонников. – М.: Наука, 1988. – С. 66–72.

REFERENCES

1. *Geologicheskii slovar* [Geological Dictionary]. Moscow, Neftgaz Publ., vol. 1, 1973. 486 p. (In Russ.).

2. Zubkov M.Iu. *Kollektory v bazhenov-abalakskom komplekse Zapadnoy Sibiri i sposoby ikh prognoza* [Reservoirs in the Bazhenov-Abalaksy complex of West Siberia and methods for their prediction]. *Geologiya nefiti i gaza – Oil and gas Geology*, 2014, no. 5, pp. 58–72. (In Russ.).

3. Zubkov M.Yu. [Assessment of regional and local prospects for the oil-bearing capacity of the Bazhenov and Abalak formations of West Siberia]. *Geologiya i mineralno-syr'evye resursy Sibiri – Geology and*

mineral resources of Siberia, 2016, no. 3, pp. 51–67. (In Russ.).

4. Zubkov M.Iu. [Ratio of oil generation and permeability properties of the Bazhenov Formation kerogen (West Siberia)]. *Petrofizika slozhnykh kollektorov: problemy i perspektivy 2015* [Petrophysics of complex reservoirs: problems and prospects for 2015]. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 2015, pp. 292–306. (In Russ.).

5. Zubkov M.Iu. [Tectonohydrothermal processes in Jurassic sediments of West Siberia]. *Geologiya nefiti i gaza – Oil and gas Geology*, 2017, no. 1, pp. 60–76. (In Russ.).

6. Zubkov M.Iu., Potapov A.G. [NMR spectra of rocks of the Bazhenov-Abalaksy complex of West Siberia]. *Karotazhnik*, NTV AIS Publ., 2014, issue 8 (242), pp. 3–32. (In Russ.).

7. Zubkov M.Iu., Potapov A.G. [“Solid solutions” of hydrocarbons in the composition of the bitumen of the Bazhenov formation and extracts, established according to the data of nuclear magnetic resonance]. *Karotazhnik*, NTV AIS Publ., 2015, issue 9 (255), pp. 3–13. (In Russ.).

8. Zubkov M.Iu., Shvedenkov G.Iu. [Experimental modeling of the formation of secondary reservoirs under the action of hydrothermal fluids of different composition]. *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala KhMAO (Pyataya nauchno-prakticheskaya konferentsiya)* [Collection “Ways of Realizing the Oil and Gas Potential of the Khanty-Mansi Autonomous Area” (Fifth Scientific Practical Conference)]. Khanty-Mansiysk, 2002, vol. 1, pp. 323–332. (In Russ.).

9. Volkov V.A., Oleinik E.V., Oksenioid E.E., Solopakhina L.A. [To the question of the type of organic matter in rocks of the Bazhenov formation]. *Vestnik nedropol'zovatelya*, 2016, no. 28, pp. 3–18. (In Russ.).

10. Lopatin N.V., Emets T.P. *Piroliz v neftegazovoy geokhimii* [Pyrolysis in oil and gas geochemistry]. Moscow, Nauka Publ., 1987. 144 p. (In Russ.).

11. Melenevskii V.N., Kontorovich A.E., ed. *Metodicheskiye rekomendatsii po primeneniyu piroliticheskogo metoda v organicheskoy geokhimii* [Guidelines for the use of pyrolytic method in organic geochemistry]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1985. 42 p. (In Russ.).

12. Kontorovich A.E., Melenevskii V.N., Fomichev A.S., Shvedenkov G.Yu. [Pyrolysis as a method for studying the oil and gas generation potential of source rocks]. *Geologiya nefiti i gaza – Oil and gas geology*, 1986, no. 12, pp. 36–41. (In Russ.).

13. Tissot B., Welte D. *Petroleum formation and occurrence*, Berlin, Springer-Verlag, 1984. 414 p.

14. Shchepetkin Yu.V., Rylkov A.V. [Reconstruction of energy transformations of the natural geochemical rock-OM-water-oil (gas) system based on detailed studies of hydrocarbon accumulations]. *Energiya i mekhanizm pervichnoy migratsii uglevodородов* [Energy and mechanism of primary migration of hydrocarbons]. Moscow, Nauka Publ., 1988, pp. 66–72. (In Russ.).

© М. Ю. Зубков, 2019



РЕКОНСТРУКЦИЯ И ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ФАРАДЕЯ ДЛЯ МОДЕРНИЗАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

М. Н. Никитенко¹, Н. Ф. Кротевич¹, Ю. А. Копытенко²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; ²СПбФ Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург, Россия

Для современной геофизической магнитометрии, применяемой для изучения магнитных свойств горных пород, необходимы точные, технологичные, помехозащищенные и, особенно, метрологически обеспеченные измерительные приборы. В 1980-е гг. на основе глубокой реконструкции классического метода Фарадея был создан относительно простой высокочувствительный прибор – измеритель магнитной восприимчивости. Его метрологические и технологические показатели многократно превысили технический уровень всех аналогов фарадеевского типа. По результатам испытаний и мониторинга прибора во многих геофизических организациях, по данным численного моделирования и детального анализа технических характеристик показано, что созданный опытный образец измерителя полностью соответствует современным требованиям геофизической магнитометрии, а по некоторым параметрам вообще не имеет аналогов в рассматриваемой области.

Ключевые слова: горные породы, геофизическая магнитометрия, метод Фарадея, измеритель магнитной восприимчивости, магнитный момент, намагниченность, магнитная вязкость.

RECONSTRUCTION AND APPLICATION OF THE FARADAY METHOD FOR MODERNIZATION OF GEOPHYSICAL MAGNETOMETRY

M. N. Nikitenko¹, N. F. Krotevich¹, Yu. A. Kopytenko²

¹A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²N.V.Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, Saint Petersburg, Russia

For modern geophysical magnetometry used to study the magnetic properties of rocks, we need accurate, technological, noise-proof, and, especially, metrologically secured measuring instruments. In the 1980s, on the basis of a deep reconstruction of the classical Faraday method, a relatively simple highly sensitive device was created, i. e. the magnetic susceptibility meter. Its metrological and technological parameters have exceeded manyfold the technical level of all the Faraday-type analogs. The article shows that according to the results of testing and monitoring the instrument in many geophysical organizations, according to numerical simulation and detailed analysis of its technical characteristics this meter prototype model fully complies with the modern requirements of geophysical magnetometry, and for some of the parameters mentioned above has no analogues in the sphere of measurements under consideration.

Keywords: rocks, geophysical magnetometry, Faraday method, magnetic susceptibility meter, magnetic moment, magnetism, magnetic viscosity.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-25-34

В различных геофизических методах (магниторазведке, магнитотеллурике, палеомагнетизме, магнитотектонике) используется точная магнитометрия.

Объект нашего исследования – та часть геофизической магнитометрии, которая изучает магнитные свойства горных пород и других веществ. Важнейшими для геофизики величинами здесь являются: магнитная восприимчивость k , магнитный момент M , остаточная намагниченность J и магнитная вязкость ν образцов горных пород. Известно, что к геофизической магнитометрии предъявляются весьма жесткие требования в части как метрологии (чувствительность, точность и др.), так и технологии (малые габариты, простота конструкции приборов и их обслуживания, стабильность работы в различных географических и климатических условиях). Для существующих средств измерений магнитных свойств веществ, построенных на различных физических принципах, указанные требования проблемные, поскольку собственные возможности для усо-

вершенствования приборов практически исчерпаны. Но существует редко применяемый в геофизике метод Фарадея (МФ), который содержит ряд неиспользованных резервов, позволяющих радикально и малозатратно провести модернизацию самого метода, а затем использовать его для повышения эффективности геофизической магнитометрии.

Путем существенной реконструкции МФ в 1980-е гг. был разработан прибор – измеритель магнитной восприимчивости (ИМВ) любых веществ (твердых, жидких, газообразных), которые в быту считаются немагнитными, например, вода, дерево, многие горные породы и т. д. Потребительские свойства данного прибора, в том числе основные технические характеристики, без глубокого их анализа были приведены в работе [2]. В предлагаемой статье выполнен аналитический разбор метролого-технологических качеств опытного образца ИМВ в более доказательном виде. В результате выявлены новые перспективы усовершенствования МФ для целенаправленного использования его в геофизике.

Получены новые данные мониторинговых исследований за истекший период, которые существенно дополняют результаты ранее проведенных испытаний опытного образца ИМВ, включая обязательные в СССР госиспытания по программе Госстандарта. Многие технические новшества реконструкционных исследований защищены авторскими свидетельствами на изобретения¹.

Метод Фарадея и возможности его усовершенствования

Это, на первый взгляд, простой способ измерения силы взаимодействия между магнитом и образцом вещества, которое в обиходе принято считать немагнитным. Однако данная сила чрезвычайно мала: нижний предел ее составляет сотые и тысячные доли дин. Поэтому в измерительной установке М. Фарадей использовал мощный электромагнит, который сам и изобрел; вблизи от его полюса он подвешивал образец вещества, а другой конец нити привязывал к плечу очень точных рычажных весов. Подробное описание этой установки дано в [4]. Установка оказалась громоздкой и сложной, однако издержки метода многократно окупались гениальным открытием Фарадея в 1846 г. – явления диа- и парамагнетизма.

Дальнейшее развитие МФ долгие годы проходило под влиянием популярности идей Фарадея, где основное внимание уделялось усилению мощности электромагнита и поиску оптимальных форм его полюсных наконечников. Но эти исследования не могли решить главной проблемы – громоздкости и сложности измерительной аппаратуры.

Из других исследований по созданию простых магнитометров для массовых измерений, весьма важных в геофизике, можно отметить работы [4, 5], в которых высказывалась прогрессивная идея о замене электромагнита постоянным подвижным магнитом. Однако реализация этой идеи оказалась несовершенной и мало пригодной для геофизической магнитометрии.

По МФ измеряется сила, действующая на образец в неоднородном магнитном поле:

$$F = \kappa V H \frac{dH}{dR}, \quad (1)$$

где κ – магнитная восприимчивость образца, ед. СГСМ; V – объем образца, см³; H – магнитное поле,

дин; $\frac{dH}{dR}$ – градиент этого поля, дин/см, создаваемый электромагнитом или магнитом в объеме образца.

¹ Открытия, изобретения, промышленные образцы, товарные знаки, полученные Н. Ф. Кротевичем, В. Г. Сергеевым: авторские свидетельства № 723468 (1978, бюл. № 110); № 746354 (1978, бюл. № 250); № 798654 (1979, бюл. № 3); № 1182555 (1982, бюл. № 11).

Образует силовую связку, в которой электромагнит МФ заменен обычным стержневым магнитом длиной $2l$ (рис. 1) и поменяем функции магнита и образца: магнит сделаем подвижным вдоль оси OO' в пределах $\pm S$ относительно нулевого положения, а образец – неподвижным. Эти две операции составляют основу реконструкции МФ. Для повышения силового эффекта выберем магнит, изготовленный из сплава редкоземельных элементов, например, самария и кобальта. Форма магнитов обычно прямоугольная. Для анализа выбранной связки образец будет иметь также кубическую форму.

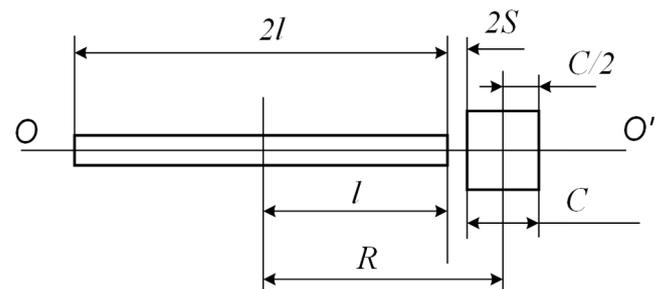


Рис. 1. Схема для определения силового взаимодействия между постоянным магнитом и ферромагнитным образцом

Результатом следующего этапа реконструирования МФ может служить упрощенная схема устройства (рис. 2), которое по принципу действия близко к реальному прибору для измерения магнитной восприимчивости.

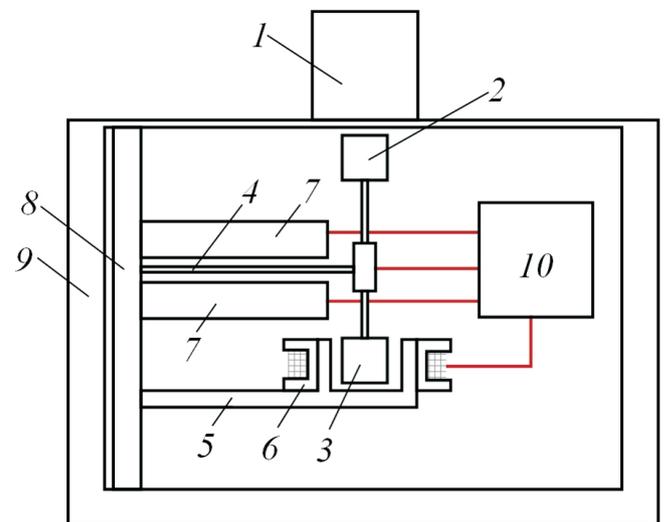


Рис. 2. Принцип построения измерителя магнитной восприимчивости как результат реконструкции МФ

Здесь связку, изображенную на рис. 1, представляет конструкция, состоящая из двух одинаковых жестко связанных магнитов 2 и 3, подвешенная консольно на ленточной пружине 4 и взаимодействующая магнитом 2 с измеряемым образцом 1. Нижний магнит 3, закрепленный антипараллельно верхнему магниту, взаимодействует с медным демпфером 5. Система магнитов может перемещаться вверх или вниз после установки образца 1



на горизонтальную стенку корпуса 9, а также в обратном направлении после снятия образца с предметного столика. Неподвижные металлические пластины 7 симметрично охватывают подвижную ленточную пружину 4, вместе с которой образуют дифференциальный конденсатор переменной электрической емкости, подключенный проводами к электронной плате 10, преобразующей изменение емкости конденсатора в электрическое напряжение. Выходной сигнал электронной платы регистрируется аналоговым или цифровым вольтметром. Аналоговый сигнал подается также на катушку 6 обратной отрицательной связи (ООС) по магнитному полю, взаимодействующему с магнитом 3. Ленточная пружина 4 и металлические пластины 7 жестко закреплены в изолирующей прокладке 8. Все механические и электронные элементы размещены в герметичном дюралюминиевом корпусе 9. Регистрирующий прибор находится вне корпуса.

В результате реконструкции метода Фарадея мы получили предельно возможную простоту измерительного устройства, что является следствием замены дорогостоящих и массивных звеньев в приборах фарадеевского типа (электромагнита и весового устройства) миниатюрным магнитом весом около 1 г и столь же миниатюрным электро-механическим преобразователем, как это следует из рис. 2.

В итоге в рассмотренном устройстве вместо одноступенчатого преобразования Фарадея $K = d\kappa/dF$ применено четырехступенчатое преобразование:

$$K = \frac{d\kappa}{dF} \frac{dF}{dS} \frac{dS}{dC} \frac{dC}{dU} = \frac{d\kappa}{dU}, \quad (2)$$

где F – фарадеевская сила, дин; S – смещение магнита, см; C – емкость конденсатора, Ф; U – выходное напряжение электронной платы, В.

Такое преобразование позволяет преодолеть многочисленные трудности измерения сверхмалых Фарадеевских сил методом взвешивания.

Выражение (2) может иметь две равнозначные формы:

$$K = d\kappa/dU \text{ и } 1/K = dU/d\kappa. \quad (3)$$

Величина K (ед. СГСМ/мкВ) определяет цену деления прибора, $1/K$ характеризует чувствительность прибора.

Анализ и численное моделирование геометрических параметров силовой связи «магнит – образец»

Исходные выражения для численного моделирования

Произведение величины напряженности поля H на его градиент dH/dR в формуле (1) перепишем в другой форме, поскольку непосредственное измерение градиента поля – трудная задача.

Магнитное поле стержневого магнита определяется следующим выражением [3]:

$$H = 2M \left(\frac{1}{R^3} + 2 \frac{l^2}{R^5} + 3 \frac{l^4}{R^7} + 4 \frac{l^6}{R^9} + 5 \frac{l^8}{R^{11}} + 6 \frac{l^{10}}{R^{13}} + 7 \frac{l^{12}}{R^{15}} + 8 \frac{l^{14}}{R^{17}} + 9 \frac{l^{16}}{R^{19}} + 10 \frac{l^{18}}{R^{21}} + 11 \frac{l^{20}}{R^{23}} + \dots \right), \quad (4)$$

где M – магнитный момент магнита Э·см³, остальные обозначения см. на рис. 1.

Дифференцируя (4) по R , получим

$$\frac{dH}{dR} = \left(-2M \frac{3}{R^4} + 10 \frac{l^2}{R^6} + 21 \frac{l^4}{R^8} + 36 \frac{l^6}{R^{10}} + 55 \frac{l^8}{R^{12}} + 78 \frac{l^{10}}{R^{14}} + 105 \frac{l^{12}}{R^{16}} + 136 \frac{l^{14}}{R^{18}} + 171 \frac{l^{16}}{R^{20}} + 210 \frac{l^{18}}{R^{22}} + 253 \frac{l^{20}}{R^{24}} + \dots \right) \quad (5)$$

Перемножая (4) и (5), получим

$$H \frac{dH}{dR} = -4M^2 \frac{L}{R^7},$$

где $L = 3 + 16a^2 + 50a^4 + 120a^6 + 245a^8 + 448a^{10} + 756a^{12} + 1200a^{14} + 1815a^{16} + 2640a^{18} + 3718a^{20} + \dots$, $a = l/R$.

Величина $\frac{L}{R^7}$ представляет собой геометрический фактор формулы (1), следовательно, фарадеевская сила будет равна по абсолютному значению

$$|F| = 4M^2 \kappa V \frac{L}{R^7}. \quad (6)$$

Ряд, определяющий геометрический фактор, является медленно сходящимся. Скорость сходимости ряда зависит от величины $a = l/R < 1$. Сходимость существенно улучшается при $a < 0,7$.

Влияние длины магнита на силу его взаимодействия с образцом

Для численного моделирования этой задачи используем формулу (6) и схему, показанную на рис. 1 (табл. 1).

К исходным данным табл. 1 добавим следующие: образец кубической формы имеет размеры сторон $c = 2$ см и магнитную восприимчивость $\kappa = 10^{-5}$ ед. СГСМ; $h = 0,1$ см.

Из табл. 1 следует, что короткие магниты ($2l = 0,25$ см и $2l = 0,5$ см) по удельному значению фарадеевской силы превосходят длинный магнит ($2l = 8$ см) почти на порядок. Это обусловлено тем, что по геометрическому фактору L/R^7 магниты отличаются более, чем в 200 раз. Кроме того, короткие магниты, имеющие малую массу, дают большие технологические преимущества магнитоизмерительным приборам – быстродействие, весогабаритность, прочность, срок службы и др.

Таблица 1

Значения удельной силы $|F|/V$ и геометрического фактора L/R^7 в зависимости от длины магнита $2l$, магнитного момента M , объема магнита V_0 и параметра R

$2l$, см	8	4	2	1	0,5	0,25
$R = l + h + c/2$	5,1	3,1	2,1	1,6	1,35	1,225
M , Э·см ³	800	400	200	100	50	25
V_0 , см ³	2	1	0,5	0,25	0,125	0,0625
$ F /V_0$, дин/см ³	0,0358	0,0924	0,166	0,247	0,283	0,245
L/R^7 , 1/см ⁷	0,0035	0,018	0,0647	0,193	0,442	0,767

Влияние формы магнита на силу его взаимодействия с образцом

Численный эксперимент в данном случае состоит в следующем. Можно изготовить магнит другой формы, совпадающий по объему и магнитному моменту с рассмотренным выше стержневым магнитом, для которого $V = 2 \text{ см}^3$ и $M = 800 \text{ Э·см}^3$. Форму нового магнита выберем в виде пластинки размером $V = 2 \times 2 \times 0,5 \text{ см}^3$, намагниченной перпендикулярно плоскости размером $2 \times 2 \text{ см}^2$. Возможность изменения формы для магнитов, изготовленных на основе редкоземельных сплавов, обусловлена тем, что коэффициент их размагничивания слабо зависит от их формы.

Так как объемы и магнитные моменты стержневого и пластинчатого магнитов одинаковы, силы взаимодействия их с образцом будут различаться лишь множителем L/R^7 . Следовательно, отношение сил их взаимодействия согласно табл. 1 будет равно $0,442/0,0035 = 126$, т. е. эффект при использовании пластинчатого магнита получается довольно значительным.

Геометрические параметры активной зоны измеряемого образца

В технике измерений магнитных свойств веществ всегда существовала проблема выбора «правильного» образца. В МФ эта проблема не решена до сих пор. Данного недостатка не лишена и геофизическая магнитометрия. В нашем случае требования к измеряемому образцу не самые сложные: он может иметь произвольную форму при наличии хотя бы одной плоской грани, прилегающей к предметному столику, вес его должен быть от 50 до 2000 г. Задача, которую мы ставим, заключается в том, чтобы найти «правильную» форму части образца. Назовем ее активной зоной (АЗ), т. е. той части объема образца, которая тесно примыкает к предметному столику и по силовому взаимодействию с магнитом практически равная силе взаимодействия с магнитом всего образца. В этом состоит большое технологическое преимущество измерений, так как объем образца, превосходящий объем АЗ, на результаты измерений не влияет.

Методика определения АЗ содержит две операции: численное и инструментальное моделирование. Схема проведения эксперимента показана на рис. 3.

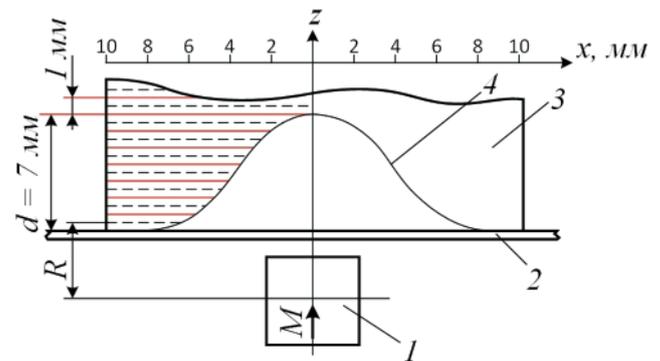


Рис. 3. Схема установки для численного моделирования геометрии активной зоны измеряемого образца

Измеряемый образец 3, изображенный в усеченном виде, установлен на неподвижный предметный столик 2. Образец вместе с магнитом 1, условно зафиксированным в «нулевом» положении, образуют статическую систему, для которой с заданной точностью, например 99,9 %, следует определить геометрические параметры АЗ. Для этого представим, что образец состоит из ряда слоев, каждый толщиной 1 мм. Параметр R – расстояние от центра магнита до центра каждого слоя. По формуле (6) рассчитаем силу взаимодействия со всеми слоями и определим вклад каждого из них в суммарную силу.

Исходными данными для эксперимента являются размер магнита $0,5 \times 0,5 \times 0,5 \text{ см}^3$, его магнитный момент 50 Э·см^3 , размер образца $2 \times 2 \times 2 \text{ см}^3$, его магнитная восприимчивость 10^{-5} ед. СГСМ. Расчетные данные этой части эксперимента приведены в табл. 2. По ним определяется величина d , характеризующая размер АЗ с погрешностью 0,046 %.

Можно сделать следующие выводы. Наибольший вклад в силу $|F|$ вносит нижний слой образца (86 % от суммарной силы). Максимальную силу 44,2 дин обеспечивает магнит, объем и вес которого равны $0,125 \text{ см}^3$ и 1 г соответственно. Эта сила соизмерима со значениями, которые дают мощные электромагниты в установках фарадеевского типа.

Данные табл. 2 позволяют определить лишь один параметр АЗ d по оси z прямоугольной системы координат. Для объемного распределения АЗ необходимы данные изменения величины K по оси x . Эту операцию проводим с помощью действующего образца ИМВ профилированием по оси x , в результате чего имеем функцию зависимости K от

Таблица 2

Результаты для определения параметра d АЗ измеряемого образца

$R, \text{ см}$	0,45	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05
$L/R^2, 1/\text{см}^2$	5590	703	142	41,8	14,9	6,29	2,91
$ F , \text{ дин}$	44,2	5,62	1,13	0,334	0,118	0,05	0,023
$ F , \%$	86	10,8	2,17	0,64	0,23	0,096	0,046

Таблица 3

Относительная зависимость K по оси z от x

$\pm x, \text{ мм}$	0	1	2	3	4	5	6	7	8
$K_z, \text{ мм}$	7	6,85	6,35	5,6	3,4	1,8	0,8	0,25	0

x на участке предметного столика $\pm x$ относительно центра прибора. Эта зависимость, нормированная на значение d , приведена в табл. 3.

По результатам табл. 3 строится график 4 (см. рис. 3) в плоскости xz , путем вращения которого вокруг оси z получаем объемное изображение АЗ образца.

Полученную сложную форму АЗ целесообразно заменить более простой, в которую она может быть вписана с некоторым запасом: цилиндр диаметром 16 мм и высотой 10 мм. Следовательно, с целью корректных измерений все образцы для прибора ИМВ должны иметь размеры, в которые бы вписывался указанный цилиндр.

Преобразование магнитной восприимчивости и других магнитных величин в электрический сигнал

Схема конкретного устройства преобразования показана на рис. 4 в плоскости xz . Стрелкой 10 обозначен след упругой растяжки, направленной перпендикулярно плоскости xz . На растяжке подвешена жесткая конструкция, состоящая из пластины 4 длиной 8 см, шириной 2 см, толщиной 1 мм с двумя магнитами на ее концах: 3 – рабочим и 7 – демпфирующим. В целом данная конструкция представляет собой физический крутильный маятник (КМ), который выполняет несколько функций: совместно с неподвижными электродами 5 представляет дифференциальный конденсатор переменной емкости, является преобразователем силы F в смещение S и выполняет функцию демпфирования совместно с медным демпфером 6. Другие элементы: 1 – измеряемый образец, 2 – часть корпуса, на которой устанавливается образец, 9 – провода, соединяющие дифференциальный конденсатор с электронным преобразователем 8 (его схема подробно рассмотрена в [2]). Недостающая на данном рисунке цепь обратной отрицательной связи (ООС) представлена на рис. 2.

Рассмотрим динамику вращательного движения КМ. Крутильная жесткость растяжки, на которой подвешен КМ, определяется следующей формулой [4]:

$$C = \frac{\pi G d^4}{32l}, \tag{7}$$

где G – модуль сдвига материала растяжки, изготовленной из бериллиевой бронзы ($G = 3,6 \cdot 10^{11}$ дин/см²); $l = 3$ см – длина растяжки.

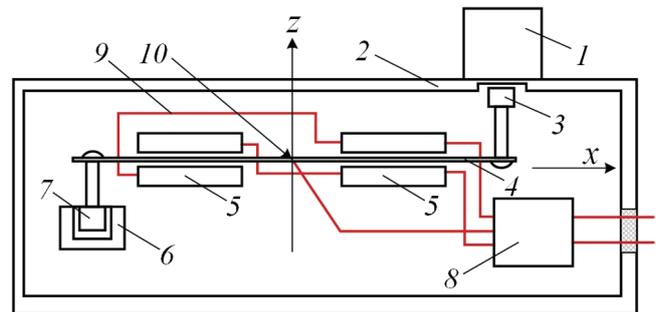


Рис. 4. Функциональная схема ИМВ – преобразователя величины магнитной восприимчивости в электрический сигнал

Определим период колебаний КМ [4] и его зависимость от величины d – усредненного диаметра растяжки по формуле

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{C}}, \tag{8}$$

где I – момент инерции КМ, расчетная величина которого для реальной конструкции равна 10,7 г·см². Следовательно,

$$T = N/d^2 \text{ или } d = N^{1/2}/T^{1/2},$$

где $T = 1,89 \cdot 10^{-4}$ с·см², $N^{1/2} = 1,38 \cdot 10^{-2}$ с^{1/2} см.

Выбирая $T = 1$ с, получим удобное для практики быстродействие прибора 0,5 с и диаметр растяжки $d = 0,0138$ см = 138 мкм.

Момент кручения КМ можно определить двумя способами:

$$M_{кр} = C\phi \text{ или } M_{кр} = FL,$$

где $\phi = S/L$; S – смещение магнита; $L = 4$ см – полудлина КМ, $F = 44,2$ дин (см. табл. 2). Из формул (7)

и (8) получаем: $S = 32 FL^2 l / \pi G d^4 = 1,68$ см.

Полученное значение S можно было бы реализовать при отсутствии неподвижных пластин 5 дифференциального конденсатора (см. рис. 4), а на практике оно определяется зазором 2 мм между неподвижными пластинами 5 и равно $S = 1$ мм. Если ввести с коэффициентом $\beta = 25$, то S уменьшится

в 25 раз и его максимальное значение составит 40 мкм. Малое значение S благоприятно сказывается на метрологических характеристиках прибора (точности, линейности и др.), так как измеряемый образец находится в зоне практически постоянного градиента магнитного поля. Отметим и такой факт: хотя по принципу действия рассмотренный КМ является маятниковой системой, в действительности в приборе никаких колебаний не происходит благодаря действию двойного демпфирования – вихревых токов и ООС. В результате выходной электрический сигнал изменяется по законам постоянного электрического тока.

Анализ технических характеристик ИМВ

Цена деления прибора

Данный параметр определяется формулой (3). Цена деления любого прибора – величина, обратная его чувствительности. Экспериментально, соблюдая все метрологические правила, для опытного образца ИМВ определена величина $K = 4 \cdot 10^{-11}$ ед. СГСМ/мкВ. Если уровень шумов выходного напряжения U не превышает 10 мкВ, то порог чувствительности ИМВ составит $4 \cdot 10^{-10}$ ед. СГСМ. Заметим, что реальные значения k для диа- и парамагнитных веществ находятся в пределах 10^{-6} – 10^{-5} ед. СГСМ и, следовательно, чувствительность прибора в 10^4 раз выше, чем для самых слабомагнитных веществ.

В качестве примера высокой чувствительности ИМВ приведем данные измерений k для ряда мелких образцов веществ (табл. 4).

Таблица 4

Измерения k для мелких образцов

Предмет измерения	U , мВ	k , ед. СГСМ
Частица манной крупы	0,7	$2,8 \cdot 10^{-8}$
Маковое зерно	1,9	$7,6 \cdot 10^{-8}$
Песчинка (мелкий песок)	6,5	$2,6 \cdot 10^{-7}$
Пшеничное зерно	18	$7,2 \cdot 10^{-7}$
Рисовое зерно	50	$2 \cdot 10^{-6}$

Подобных данных ни в отечественной, ни в зарубежной литературе обнаружить не удалось.

Влияние внешних магнитных помех

Замечательным свойством МФ в отличие от всех других точных методов магнитометрии является то, что он обладает возможностью автоматической защиты от внешних магнитных помех. В приборе ИМВ эта возможность реализована весьма простым способом: подвижный магнит имеет только одну степень свободы перемещения в направлении оси чувствительности, совпадающей с осью намагниченности магнита. В этом случае однородное магнитное поле на прибор никакого влияния не оказывает.

Для выяснения степени влияния неоднородных магнитных помех проведен следующий эксперимент (рис. 5).

На расстоянии $R = 300$ см от центра прибора 2 устанавливался магнит 1 с моментом $M = 28000$ Э·см³ в трех положениях: вдоль осей x , y и z . Данные вычислений магнитных полей в точке A (H_x , H_y и H_z) и соответствующая реакция прибора приведены в табл. 5.

Из табл. 5 следует, что максимальное влияние на прибор оказывает x -компонента магнитного поля: коэффициент ее влияния $\gamma = k/H_x = 4,2 \cdot 10^{-10}$ ед. СГСМ/нТл.

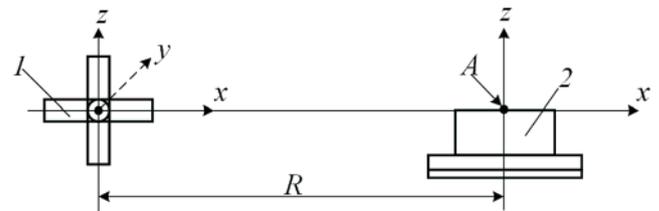


Рис. 5. Схема установки для определения влияния неоднородных магнитных помех на результаты измерения магнитной восприимчивости

Таблица 5

Магнитные поля и соответствующая реакция прибора: выходное напряжение U и магнитная восприимчивость k

Компонента	x	y	z
H , нТл	415	200	200
U , мВ	4,34	0	1,77
k , ед. СГСМ	$1,74 \cdot 10^{-7}$	0	$7,1 \cdot 10^{-8}$

Отметим, что в городских условиях магнитные помехи обусловлены в основном движением транспортных средств (автобусов, троллейбусов, тракторов и других объектов), магнитный момент которых по данным измерений не превышает 30000 Э·см³. Ориентировочный расчет величины влияния магнитных помех при движении одновременно десяти транспортных единиц на расстоянии $R = 20$ м дает следующий результат: $H = 10M/R^3 = 37,5$ нТл; $k = \gamma H = 1,5 \cdot 10^{-8}$ ед. СГСМ.

Измерения в черте Новосибирске (Академгородок) показали, что среднестатистический уровень городских магнитных помех на расстоянии 20 м от путей движения авто-мототранспорта составляет 25 нТл за 1 ч наблюдений; $k = 10^{-8}$ ед. СГСМ, т. е. близко к расчетному значению. Погрешность измерения k вследствие транспортной помехи очень мала и позволяет проводить точные измерения магнитной восприимчивости любых образцов в черте города. Это дает существенный экономический эффект, так как отпадает необходимость в дорогостоящих загородных лабораториях.

Требования к измеряемым образцам

Место установки образца – центр предметного столика с плоской и гладкой поверхностью; следовательно, и образец должен иметь плоскую и желательно гладкую поверхность. Для жидких и порошкообразных веществ это требование выполняется автоматически путем заполнения ве-



ществом контейнера в виде полого цилиндра с тонким пленочным дном. Для огранки твердых тел, главным образом горных пород, применяется камнерезная и камнешлифовальная техника. Так, для палеомагнитных исследований изготавливаются образцы в форме правильных кубиков, требующие шестигранной обработки. При использовании в данной области измерений ИМВ можно сократить число граней в образце до трех. При изготовлении образцов необходимо соблюдать правило АЗ образца.

О точности измерения магнитной восприимчивости

Бытовое понятие «точность» в метрологии заменяют противоположным – «погрешность измерения». Для прибора ИМВ значение погрешности неоднозначно и во многом зависит от плотности контакта измеряемого образца с предметным столиком прибора. Идеальным контактом обладают жидкие и порошкообразные вещества, например, вода.

Относительные среднеквадратические значения погрешности измерения κ для некоторых диа- и парамагнитных материалов составляют (%): дистиллированная вода – 0,075; оптическое стекло плоско-выпуклой линзы – 0,11; алюминиевая пластина с шероховатостью 5 мкм – 0,55; деревянный брусок, обработанный рубанком, – 1,1.

Погрешность зависит от выбранного материала и не связана с прибором. Поэтому на практике рекомендуется для каждой партии образцов, например, керн, извлекаемого из скважины, проводить выборочную оценку погрешности по известной методике.

Зависимость «нуля» прибора от времени и температуры

Временная зависимость «нуля» определялась в магнитной обсерватории «Ключи» (Новосибирск) в термостабильном павильоне, где прибор оставался включенным в течение 380 часов (с 27 марта по 12 апреля 1992 г.). Прибор показал абсолютную стабильность «нуля»: его показания в начале и в конце испытаний совпали с высокой точностью.

Температурные испытания проводились на открытом воздухе в течение суток. При разности дневной и ночной температуры 21 °С разность показаний прибора составила 40,6 мВ ($1,6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ), что определило его температурный коэффициент: $\mu_T = 7,6 \cdot 10^{-8}$ ед. СГСМ/°С – результат вполне удовлетворительный.

Амплитудная характеристика

Амплитудная характеристика определяет зависимость выходного сигнала прибора U от входного κ . В идеальном случае отношение U/κ должно быть постоянным во всем диапазоне измерений. На практике этот закон нарушается, так как Фарадеев-

ская сила зависит от неоднородного параметра $H \frac{dH}{dR}$. Для определения U/κ можно заменить κ маг-

нитным моментом, создаваемым катушкой с постоянным током I , которая устанавливается вместо образца. Величину тока в катушке изменяют дискретно, так, чтобы выходной сигнал U изменялся от минимального значения, например ± 20 мВ, до максимального (± 3000 мВ). Вычисляют среднее значение U/I и среднеквадратическое отклонение (СКО) от среднего. В нашем случае в диапазоне $U = \pm 1000$ мВ СКО составило 0,2 %, а в диапазоне $U = \pm 3000$ мВ – 0,5 %.

Метрологическое обеспечение ИМВ

ИМВ предназначен для относительных измерений κ , а также других магнитных величин (M, J, v). По существу, ИМВ является компаратором, который сравнивает измеряемую величину образца с величиной калибровочного образца. Переходя в уравнении (3) к конечным величинам, получаем

$$\kappa = \frac{U}{\kappa} = \frac{U_0}{\kappa_0}, \quad U = U_0 \frac{\kappa}{\kappa_0}.$$

Формально погрешность самого прибора не входит в результат измерений. Действительно, основная погрешность измерений зависит от погрешности измерения калибровочного образца. Материалом для калибровочных образцов служат однородные по составу и стабильные по κ вещества, например, дистиллированная вода, сплавы алюминия. Изготовление калибровочных образцов никаких трудностей не вызывает, поэтому процедура метрологического обеспечения очень проста. Калибровочные образцы должны проходить метрологическую аттестацию (поверку) в лабораториях Госстандарта.

Диапазон измерения κ

Верхний предел измерения κ определяется максимальной амплитудой выходного напряжения электронного преобразователя, которая равна ± 3000 мВ относительно нулевого значения выходного сигнала прибора. Эта величина, умноженная на цену деления, дает диапазон измерений $\kappa = \pm 1,2 \cdot 10^{-4}$ ед. СГСМ. Значение κ для горных пород может превышать указанное. Для измерения κ таких образцов можно воспользоваться плоской прокладкой (материал – стекло или оргстекло толщиной 5 мм, площадью 10×10 см²), на которую устанавливается образец. Она увеличивает цену деления прибора примерно в 30 раз. Следовательно, диапазон увеличивается до $\kappa = \pm 3,6 \cdot 10^{-4}$ ед. СГСМ.

Возможности многофункциональных измерений с помощью ИМВ

Экспериментально установлено, что с помощью ИМВ можно измерять не только магнитную восприимчивость, но и другие характеристики гор-

ных пород, т. е. этот прибор может быть универсальным измерителем. Так, без каких-то дополнительных приспособлений он может регистрировать процесс изменения магнитной вязкости горной породы.

Зависимость выходного сигнала во времени, соответствующая изменению магнитной восприимчивости, показана на рис. 6.

Измерение магнитного момента M и остаточной намагниченности J требует несложного приспособления (рис. 7).

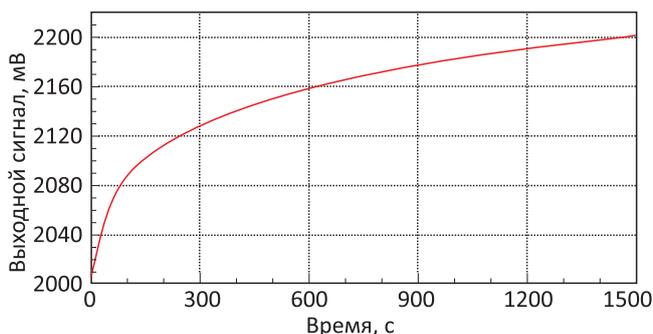


Рис. 6. График выходного сигнала при изменении магнитной восприимчивости образца горной породы во времени, зарегистрированный с помощью ИМВ

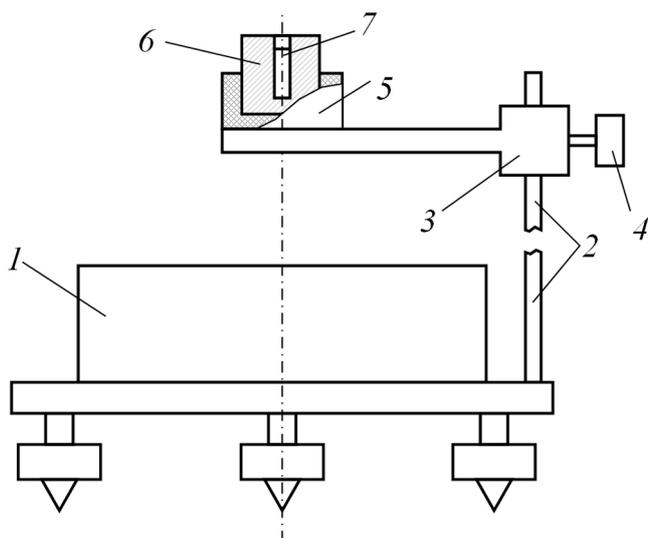


Рис. 7. Схема приспособления к ИМВ для измерения магнитного момента и остаточной намагниченности образцов горной породы

Корпус ИМВ 1 закреплен на основании, в которое ввинчивается круглый латунный стержень 2 длиной до 20 см; по стержню может перемещаться каретка 3 (оргстекло) со стопорным винтом 4. Каретка представляет одно целое с контейнером 5, куда помещается измеряемый образец. В этот же контейнер помещается вставка 6 с калибровочным образцом 7, например магнитом. Измерения проводятся относительным способом:

$$M = \frac{U}{U_0} M_0, \quad J = \frac{U}{U_0} J_0,$$

где M и M_0 – магнитные моменты, J и J_0 – остаточная намагниченность измеряемого и калибровочного образцов.

Результаты мониторинга работы опытного образца ИМВ

Результаты долговременных испытаний опытного образца ИМВ намного превзошли ожидаемые. Обобщенный итог мониторинга показал, что прибор безотказно работает до настоящего времени, хотя ввод его в эксплуатацию произошел 36 лет назад. Таким образом, были установлены новые качества опытного образца ИМВ, которые до мониторинга были недостаточно изучены: долговечность и надежность конструкции, стабильность технических характеристик, возможность эксплуатации в любых климатических и географических условиях (имеются в виду полевые условия), простота конструкции и обслуживания, неприхотливость к условиям размещения, т. е. возможность обходиться без специальных помещений и фундаментов.

Во время мониторинга прибор находился в постоянной эксплуатации, включая периоды его передачи на правах аренды следующим организациям: ВНИИМ им. Д. И. Менделеева, НПО «Геофизика», Санкт-Петербургский филиал ИЗМИР РАН, НПП ГА «Луч» (Новосибирск), Институт океанологии ДВО РАН (Владивосток).

И, наконец, следует сказать о важной для геофизических приборов проблеме – защите их от механических воздействий (ударов, сотрясений и т. д.), проявляющихся в основном при транспортировке. Неслучайно ИМВ уцелел во время многочисленных перевозок по стране различными видами транспорта. Меры защиты прибора от механических повреждений, которые заложены в его конструкции, оказались достаточно эффективными. Не станем их описывать, но отметим, что специальные требования к перевозке прибора не выдвигаются, они остаются такие же, как и для любых точных геофизических приборов.

Опытный образец ИМВ: дополнительные технические данные

Положительные результаты реконструкции МФ в полной мере отражены в опытном образце ИМВ, который прошел многолетние испытания: государственные, полевые, мониторинговые и др. Поэтому ИМВ наиболее точно соответствует требованиям современной геофизической магнитометрии в области изучения магнитных свойств горных пород. Он обладает рекордными показателями по чувствительности, технологичности, простоте конструкции и метрологического обслуживания. Внешний вид опытного образца ИМВ показан на рис. 8.

ИМВ состоит из полого цилиндрического корпуса, внутри которого находится электроме-



Рис. 8. Внешний вид опытного образца ИМВ

ханический преобразователь. Корпус изготовлен из алюминиевого сплава, имеет разъемно-герметичную конструкцию и возможность вакуумирования внутренней полости при эксплуатации во влажной среде. Верхняя плоская площадка корпуса служит предметным столиком для измеряемых образцов с центром, который обозначен концентрическими рисками. Общий вес измерительного блока 2 кг, диаметр 20 см, высота без установочных винтов 4,5 см. С внешними устройствами (малогабаритными источниками электропитания и мультиметром) прибор весит не более 3 кг, что обеспечивает его мобильность в любых полевых условиях. Внешнее оформление опытного образца ИМВ применительно к геофизическим условиям использования рекомендуется оставить без изменения, не внося дизайнерские излишества, которые имели место в заводском исполнении ИМВ [1].

Выводы

Модернизация геофизической магнитометрии, состоящей из разнородных по принципу действия приборов, как правило, не способных к самоусовершенствованию, безусловно, необходима как для единства метрологического обеспечения, так и для технологического упрощения. Эти проблемы наиболее эффективно можно решить путем реконструкции МФ, имеющего прямое отношение к измерениям магнитных свойств веществ в диапазоне от диа- и парамагнитных до слабомагнитных образцов. В числе наиболее важных результатов, достигнутых в ходе этой реконструкции, в первую очередь, простота конструкции измерительного

прибора, хорошо сочетающаяся с другими важными характеристиками:

- высокая чувствительность и точность;
- эффективная помехозащищенность (имеются в виду различные магнитные помехи);
- метрологичность (простое метрологическое обеспечение);
- многофункциональность (использование одного прибора для измерения магнитной восприимчивости, магнитного момента, остаточной намагниченности и магнитной вязкости образцов горных пород);
- мобильность и надежность (возможность применения в любых климатических и географических условиях).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Копытенко Ю. А., Кротевич Н. Ф., Никитенко М. Н. Размагничивание диа- и парамагнетиков, применяемых в приборах точной магнитометрии // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015. XI Междунар. науч. конгр. (Новосибирск, 13–25 апреля 2015 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: сб. матер. в 3 т. Т. 2. – Новосибирск, 2015. – С. 161–166.
2. Кротевич Н. Ф., Сергеев В. Г. Портативный высокочувствительный измеритель магнитной восприимчивости // Геофизическая аппаратура. – 1983. – Вып. 78. – С. 11–20.
3. Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. – М.: Недра, 1980. – 367 с.
4. Яновский Б. М. Земной магнетизм. – М.: ГИТТЛ, 1953. – 591 с.
5. Schmidt H. Ein Torsions-Suszeptometer und Eisenfreiheits – Prüfgerät // Sonderheft zum 70-jährigen Bestehen des Geomagnetischen Instituts Potsdam. – Berlin, Akademie, Verlag. – 1961. – No. 27. – S. 139–142.

REFERENCES

1. Kopytenko Iu.A., Krotevich N.F., Nikitenko M.N. [Demagnetization of diamagnetic and paramagnetic materials used in precision magnetometry devices]. *Interexpo GEO-Sibir'-2015. XI Mezhdunar. nauch. kongr. (g. Novosibirsk, 13–25 aprelya 2015 g.): Mezhdunar. nauch. konf. "Nedropol'zovaniye. Gornoye delo. Napravleniya i tekhnologii poiska, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh. Geoekologiya": Sb. materialov v 3 t.* [Interexpo GEO-Siberia-2015. XI Intern. scientific congr. (Novosibirsk, April 13–25, 2015): Intern. scientific conf. "Subsoil use. Mining. Directions and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits. Geoecology": Col. materials in 3 vols]. Novosibirsk, 2015, vol. 2, pp. 161–166. (In Russ.).
2. Krotevich N.F., Sergeev V.G. [Portable highly sensitive magnetic susceptibility meter]. *Geofiziches-*



kaya apparatusa. Sbornik statey [Geophysical equipment. Collected papers], 1983, issue 78, pp. 11–20. (In Russ.).

3. Nikitskii V.E., Glebovskii Iu.S., eds. *Magnitorazvedka. Spravochnik geofizika* [Magnetic exploration. Handbook of Geophysicists]. Moscow, Nedra Publ., 1980. 367 p. (In Russ.).

4. Ivanovskii B.M. *Zemnoy magnetizm* [Terrestrial Magnetism]. Moscow, GITTL Publ., 1953. 591 p. (In Russ.).

5. Schmidt H. Ein Torsions-Suszeptometer und Eisenfreiheits – Prüfgerät. *Sonderheft zum 70-jährigen Bestehen des Geomagnetischen Instituts Potsdam*, Berlin, Akademia, Verlag, 1961, no. 27, S. 139–142.

© М. Н. Никитенко, Н. Ф. Кротевич,
Ю. А. Копытенко, 2019



ИЗУЧЕНИЕ ЗОНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА НА КЕРЧЕНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Б. А. Канарейкин¹, А. И. Мальцев², А. С. Харламов²¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²ООО «Сибирская геофизическая служба», Новосибирск, Россия

По сейсмическим данным ОГТ, полученным в пределах Зсыпной антиклинали на участке проектного железнодорожного тоннеля (подъездные пути к Керченскому мосту), установлено геологическое строение верхней части разреза до глубин 150–200 м, определяемое тектоникой древнего (потухшего?) грязевого вулкана. Получена его структурная модель. В отложениях, подстилающих наземную грязевулканическую постройку (грифон), выделена «вдавленная» синклиналь – один из главных признаков грязевого вулканизма. Сейсмотомографические построения по параметрам скорости продольных и поперечных волн и по параметрам их отношений показывают значительную неоднородность верхней части разреза, связанную с особенностями строения грязевого вулкана. На флангах грязевулканических отложений (сопочные брекчии) выделена плотная сеть разрывных нарушений, представляющих опасность возможного прорыва метана при проходческих работах.

Ключевые слова: инженерная сейсморазведка, Керченский полуостров, грязевые вулканы, продольные отраженные волны, сейсмотомография, майкопские глины, вдавленная синклиналь.

STUDYING THE ZONE OF MUD VOLCANISM MANIFESTATION ON THE KERCH PENINSULA BY ENGINEERING-SEISMIC METHODS

B. A. Kanareikin¹, A. I. Maltsev², A. S. Kharlamov²¹ Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²Sibirskaya geofizicheskaya sluzhba, Novosibirsk, Russia

According to CDP seismic data obtained within the Zsyynoy anticline, the geological structure of the shallow subsurface has been established down to depths of 150–200 m at the site of the designed railway tunnel (approach lines towards the Kerch Bridge). This structure is determined by tectonics of an ancient (extinct?) mud volcano. Its structural model is developed. In the sediments underlying the ground mud volcanic construction (gryphon), a “depressed” syncline – one of the main signs of mud volcanism – is identified. The seismic tomography constructions with respect to the velocity parameters of longitudinal and transverse waves and their relationships show a significant heterogeneity of the shallow subsurface associated with the structural features of the mud volcano. On the flanks of mud volcanic deposits (mud volcanic breccias) a dense network of faults is identified that constitutes a danger of a possible methane breakthrough during drivage.

Keywords: engineering seismology, Kerch Peninsula, mud volcano, compressional-wave reflection, seismic tomography, Maikop clay, depressed syncline.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-35-46

В настоящее время все строительные или проходческие работы на начальном этапе обязательно включают инженерно-геофизические изыскания. По заказу ГУП РК «Крымская железная дорога» в 2015 г. ООО «Сибирская геофизическая служба» и АО «СНИИГГиМС» совместно выполнили сейсмические исследования ОГТ в северо-восточной части Керченского полуострова на участке объездной железной дороги, предназначенной для обслуживания Керченского моста (рис. 1).

Для геологического строения этой части полуострова характерно широкое распространение современного грязевого вулканизма, обусловленного газопродуцирующими толщами майкопских глин [20, 21]. Грязевой вулканизм представляет определенную опасность при проходческих работах в связи с вероятными излияниями на дневную поверхность значительных масс грязебрекчии. Не меньшая опасность может возникнуть и в том случае, когда выработки будут вскрывать трещи-

ны, заполненные метаном. Участок работ расположен в западной окрестности Керчи в 1,5 км от действующего Восходовского (Джарджавского) грязевого вулкана, значимые извержения которого были 8 ноября 1938 г. и 16–17 марта 1982 г. К юго-западу от района работ на расстоянии 45 км 3 декабря 2017 г. произошло извержение грязевого вулкана на Новошепетовской сопке в окрестности с. Новоселовка. Грязевыми массами была затоплена площадь 5 га; возникли крупные протяженные трещины и провалы. С учетом этих событий можно было предположить, что участок работ находится в активном грязевулканическом районе. В предлагаемой статье представлены результаты инженерно-сейсмических исследований на участке проектного тоннельного перехода под магистральной автодорогой «Таврида». При интерпретации сейсмических материалов особое внимание уделялось выявлению возможных признаков грязевого вулканизма.



Рис. 1. Космоснимок восточной части Керченского полуострова и Керченского пролива. Район сейсмических работ (красный кружок)

Геологическое строение района работ

Самыми древними породами Керченского полуострова, выходящими на дневную поверхность, являются образования олигоцена (P_3 , майкопская серия), представленные слоистыми известковистыми и алевролитовыми глинами и залегающие на размытой поверхности мела и юры (рис. 2, а). В их нижней части находится майкопская толща мощностью до 3000 м, характеризующаяся хорошими нефтегазоматеринскими свойствами [21]. Породы олигоцена перекрываются карбонатно-глинистой толщей среднего – верхнего миоцена (N_1^{2-3}) мощностью в синклиналих 500–1000 м и до 20–100 м в антиклиналях. Нижняя их часть представлена чокракским горизонтом, верхняя входит в состав караганского и конкского горизонтов. Выше залегают плиоцен-четвертичные отложения (N_2-Q), представленные глинисто-карбонатной толщей мощностью 20–80 м.

Наиболее крупным структурным элементом Керченского полуострова является Керченско-Салымская синклинали широтного простирания. К югу от нее на дневную поверхность выходят отложения олигоцена (P_3 , майкопская серия), отделенные от более молодых пород Парпачским гребнем, который сложен образованиями среднего миоцена (N_1^2).

В строении верхней части разреза выделяют два структурных этажа. Нижний представлен отложениями олигоцена, собранными в напряженные складки с углами наклона крыльев до 30–45° и более; породы верхнего с угловым несогласием залегают на размытой поверхности майкопских глин. Неоген-четвертичные породы также представлены складчатыми образованиями, но их амплитуды на порядок меньше, чем у майкопских глин. Генетически складки в майкопских глинах относятся к диапировым [9, 21]. В ядрах многих складок на поверхность выходят сильно перемятые майкопские глины. В малоразвитых складках отложения олигоцена не обнажаются. Такие складки относятся к криптодиапировым. Участок сейсмических работ расположен в пределах сводовой части Зсыпной антиклинальной (криптодиапировой) структуры.

Грязевой вулканизм

На большинстве складок Керченского полуострова и прилегающих акваторий Азовского и Черного морей отмечаются признаки грязевого вулканизма (см. рис. 2, а). На дневной поверхности грязевой вулканизм выражен в виде невысоких вулканических конусов, сложенных продуктами излияния грязевых вулканов (см. рис. 2, б) [21]. В подстилающих вулканическую постройку образованиях, как правило, формируются «вдавленные» синкли-

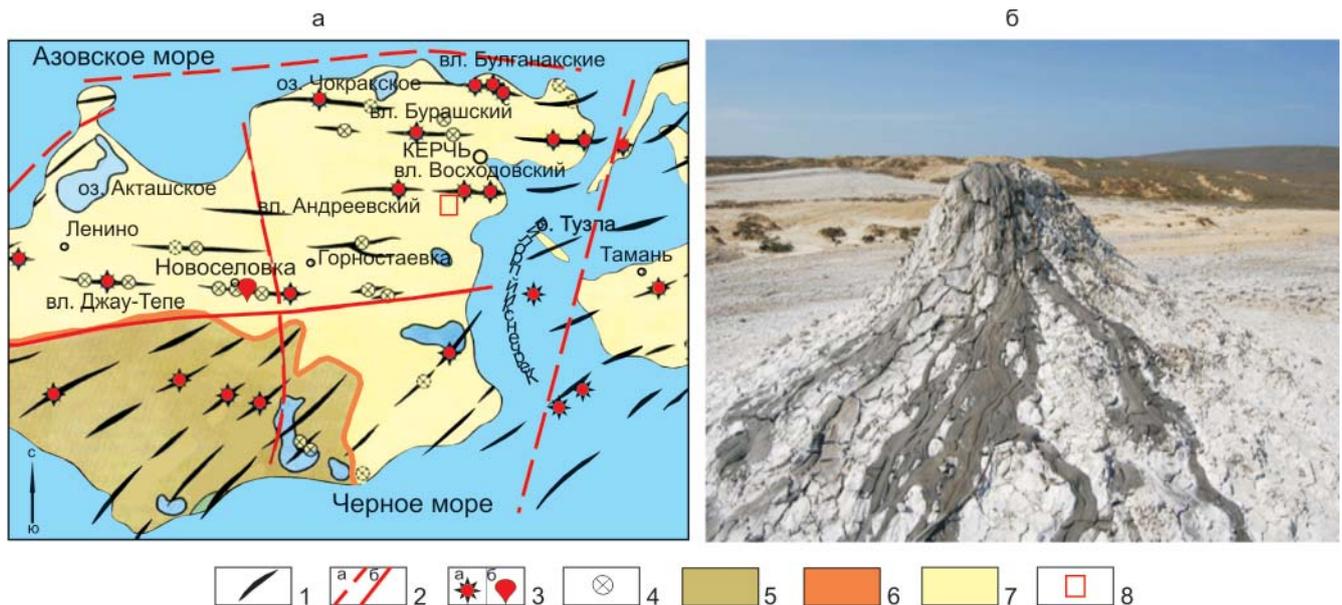


Рис. 2. Геологическая карта Керченского полуострова (а) и пример наземной постройки при грязевом вулканизме (б) [4]

1 – антиклинальные складки; 2 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые); 3 – грязевые вулканы: а – действующие, б – Новошепетовский, извержение 03.12.2017; 4 – вдавленные синклинали; 5 – майкопские отложения (P_3); 6 – Парпачский гребень (N_1^{2-3}); 7 – неоген-четвертичные отложения (N_1^3-Q); 8 – район работ

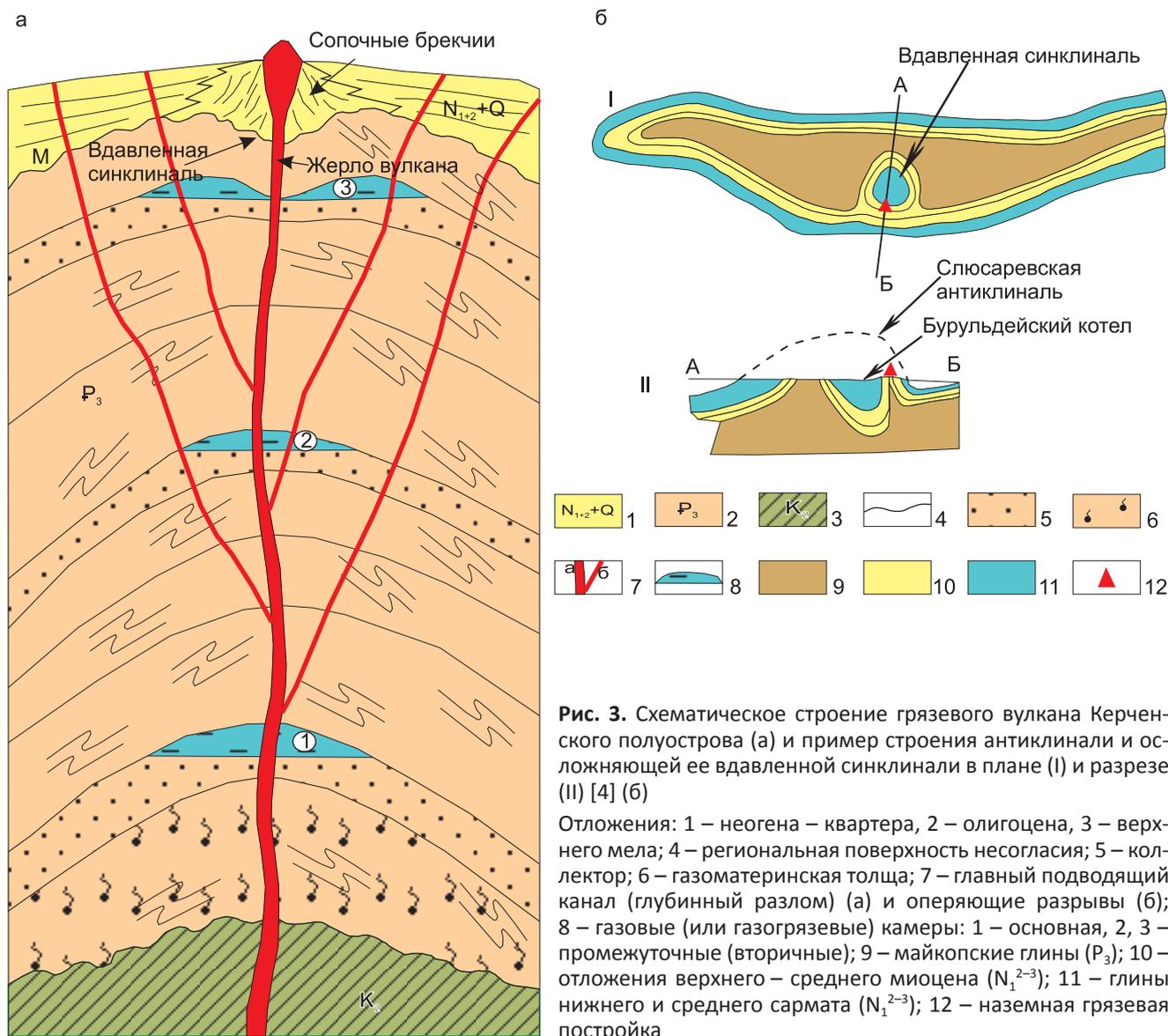


Рис. 3. Схематическое строение грязевого вулкана Керченского полуострова (а) и пример строения антиклинали и осложняющей ее вдавленной синклинали в плане (I) и разрезе (II) [4] (б)

Отложения: 1 – неогена – квартера, 2 – олигоцена, 3 – верхнего мела; 4 – региональная поверхность несогласия; 5 – коллектор; 6 – газоматеринская толща; 7 – главный подводящий канал (глубинный разлом) (а) и оперяющие разрывы (б); 8 – газовые (или газогрязевые) камеры: 1 – основная, 2, 3 – промежуточные (вторичные); 9 – майкопские глины (P_3); 10 – отложения верхнего – среднего миоцена (N_1^{2-3}); 11 – глины нижнего и среднего сармата (N_1^{2-3}); 12 – наземная грязевая постройка

нали (рис. 3, б) [21]. В пределах участка работ находится конусовидная постройка грязевого вулкана (грифона) высотой 3,5 м и площадью основания около 1600 м².

Большинство исследователей полагают, что природа грязевого вулканизма на Керченском полуострове обусловлена присутствием в разрезе мощной толщи майкопских глин, продуцирующих газ (преимущественно метан и двуокись углерода) [2, 4, 6, 21]. Начало проявления грязевого вулканизма относится к караганскому времени. После затухания деятельности вулканов к концу миоцена в четвертичное время отмечается повторное оживление грязевулканической деятельности [9]. В ряде работ предполагается более глубокое залегание источников газа в пределах Керченского и Таманского районов. В сопочных брекчиях некоторых скважин обнаружены породы мелового возраста [21]. По данным микросейсмозондирования корневые структуры грязевых вулканов Шуго и гора Карabetова (Таманский полуостров) обнаружены на глубинах от 15 до 25 км [14, 17, 18].

Как известно, горные сооружения Крыма являются фронтальной частью Скифской плиты, граничащей с Черноморской плитой [3]. Одним из возможных объяснений формирования газовых камер на таких глубинах может быть гипотеза о поддвижении тяжелой (преимущественно базальтового состава) Черноморской плиты под горные сооружения Крыма. За последние 10 млн лет Черноморская плита смещалась к северо-востоку со скоростью 0,1 см в год [19]. По другим предположениям, здесь имеет место модель не субдукции, а псевдосубдукции, т. е. надвигание горного Крыма (Скифской плиты) на Черноморскую плиту [20]. По обеим гипотезам, богатые органикой осадочные отложения Черноморской впадины могли быть затянuty под основание горных сооружений Крыма. Они могли служить альтернативными или дополнительными источниками газовой компоненты грязевых вулканов наряду с источниками в майкопской толще. Отметим, что подобного рода геодинамическая ситуация, установленная по данным локальной сейсмической томографии от землетрясений, была использована

для объяснения природы Лесновского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов в южной части о. Сахалин [22].

Принципиальная схема строения грязевых вулканов Керченского полуострова, опирающаяся на предположение о связи грязевого вулканизма с майкопскими глинами, приведена на рис. 3, а. В их строении различают несколько главных элементов: газоматеринскую толщу, главный подводный канал (разрывное нарушение), главную и промежуточные газовые (или газогрязевые) камеры, наземную грязевую постройку, сложенную сопочными брекчиями (материалы выноса при извержении грязевого вулкана) [2, 5, 10, 16, 21]. При определенных РТ условиях материнская толща продуцирует газ, который накапливается в основной камере, а затем и в промежуточных. Постепенно в камерах формируется аномально высокое пластовое давление (АВПД). При достижении в любой из камер давления, превышающего прочность пород приповерхностной экранирующей толщи, газогрязевые массы прорываются на дневную поверхность, т. е. происходит извержение грязевого вулкана. После этого довольно часто обрушиваются наземные постройки, как результат опустошения промежуточной газогрязевой камеры и гравитационного проседания вышележащих сопочных брекчий. При этом по поверхности майкопских отложений формируется чашеобразная («вдавленная») синклиналь (см. рис. 3, б). Их образование по этой неглубоко залегающей поверхности позволяет предположить и неглубокое (50–100 м) залегание верхней газогрязевой камеры. В пользу такого предположения свидетельствуют и часто наблюдаемые невысокие температуры изливающихся грязевых масс (20–40 °С), хотя в отдельных случаях зафиксированы температуры до 80–90 °С. В завершающую стадию извержения по мере падения давления в основной и промежуточных камерах в жерле вулкана формируется глинистая пробка, запечатывающая подводный канал. По истечении некоторого времени давление в камерах снова возрастает, после чего извержение грязевого вулкана может повториться.

Грязевые (и магматические) вулканы следует рассматривать как некоторую метастабильную флюидодинамическую систему, которая долгое время может находиться в устойчивом равновесии. Выход системы из равновесия может инициироваться любым внешним воздействием антропогенного или естественного происхождения. Чаще всего прорыв метана и грязевых масс происходит в связи с землетрясениями, улучшающими проницаемость основного подводного канала и опережающих разрывов [1, 6, 11, 12, 14–16]. При этом по системе существующих и возникающих трещин, пересекающих промежуточные газовые камеры, возможна повышенная миграция газов и их выход на поверхность. Район Керченского полуострова находится в зоне повышенной сейсмической опасности (магнитуда земле-

трясений 6–7), и потому инициирование грязевулканической деятельности от землетрясений представляется вполне реальным событием. Улучшение проницаемости трещиноватых зон достигается даже при весьма малых (единицы Па) перепадах динамически напряжений, возникающих при прохождении сейсмических волн от землетрясений [8].

Методика сейсмических работ

Сейсмические работы выполнены на шести профилях протяженностью от 300 до 700 м с использованием инженерной сейсмической станции (48 каналов) «SGD-SEL» (ООО НПК «СибГеофиз-Прибор», Новосибирск). Наблюдения осуществлялись на Z-компоненте с использованием геофонов GS-20DX. Возбуждение упругих колебаний производилось ударом кувалды по грунту с накоплением полезного сигнала от 6 до 12 воздействий. Работы выполнялись методом ОГТ с использованием симметричной системы наблюдений. Длина активной расстановки 235 м, расстояние между сейсмоприемниками 5 м, между пунктами возбуждения упругих колебаний 5 м. Полученный сейсмический материал (шаг дискретизации 1 мс, длительность записи 1 с) использовался для построения временных сейсмических разрезов ОГТ и сейсмотомографии по параметрам скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их отношения (V_s/V_p). Обработка сейсмических материалов ОГТ проводилась с использованием программного пакета ProMax, сейсмотомографические построения – программы Godograf.

Волновая картина

На сейсмограммах четко прослеживаются додографы первых вступлений продольных волн, продольные отраженные волны и поперечные рефрагированные волны типа SV (рис. 4). Чтобы показать возможность прослеживания поперечных волн на Z-компоненте, было выполнено математическое моделирование волнового поля. В качестве модельных вертикальных графиков скорости продольных $V_p(Z)$

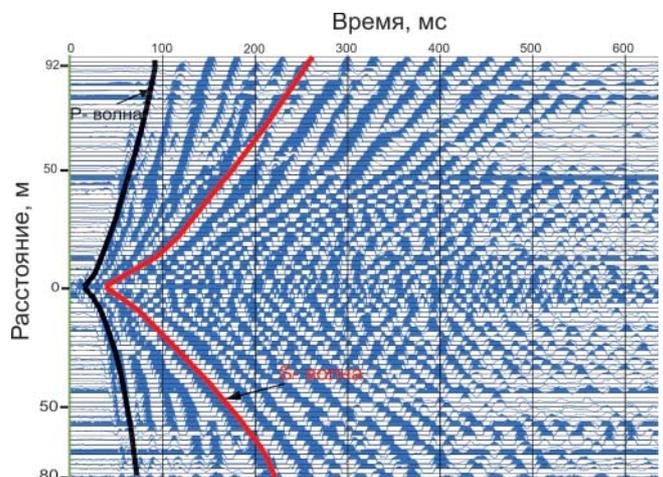


Рис. 4. Пример полевой сейсмограммы

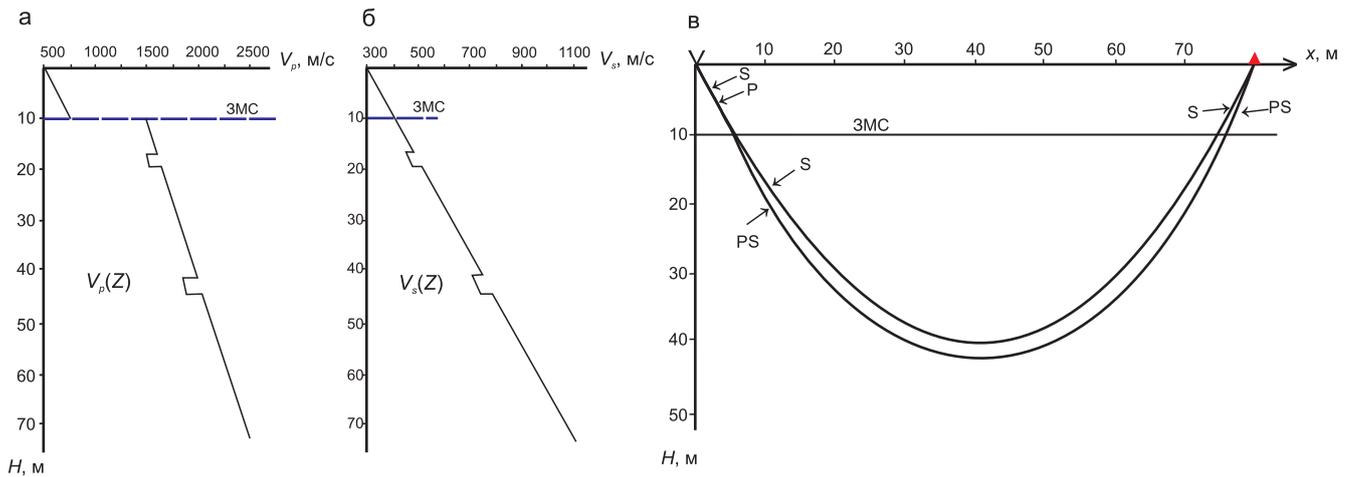


Рис. 5. Модельные вертикальные графики скорости продольных (а) и поперечных (б) волн и лучевая схема распространения поперечной (S) и обменной (PS) волн (в)

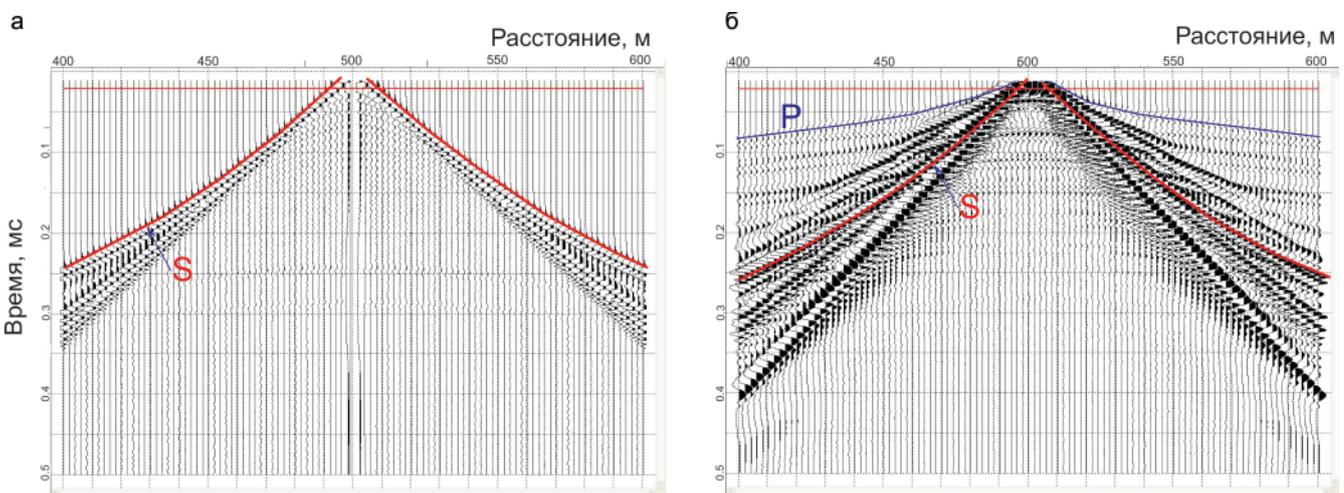


Рис. 6. Расчетные волновые поля для вертикальных графиков скорости $V_p(Z)$ и $V_s(Z)$, приведенных на рис. 5, а, б: а – для графика скорости $V_s(Z)$, б – для графиков скорости $V_p(Z)$ и $V_s(Z)$ (программа Tesseral-Pro)

и поперечных $V_s(Z)$ волн использовались материалы первых вступлений продольных волн и табличные скорости продольных и поперечных волн для глинисто-карбонатных пород [13] (рис. 5, а, б). Расчеты выполнены аспирантом СНИИГиМС Б. Н. Недомовным с использованием программы Tesseral-Pro. Волновое поле рассчитывалось от точечного излучателя продольных и поперечных волн с регистрацией Z-компоненты (рис. 6), синтетические сейсмограммы в данной программе строились конечно-разностным методом. На рис. 6, а приведено волновое поле с использованием только вертикального графика скорости $V_s(Z)$. На сейсмограмме в первых вступлениях прослеживается рефрагированная поперечная волна. На рис. 6, б показано полное волновое поле для среды, описываемой моделями скорости $V_p(Z)$ и $V_s(Z)$. Из сравнения указанных рисунков видно, что в полном волновом поле четко выделяется рефрагированная поперечная волна. Уверенный характер прослеживания поперечной волны в данном случае может быть обусловлен ее интерференцией с обменной рефрагированной волной типа PS (обмен на подошве зоны малых скоро-

стей), разность времен прихода которых составляет несколько миллисекунд (см. рис. 5, в).

Результаты сейсмических работ по материалам ОГТ

Глубина освещения геологической среды на временных сейсмических разрезах ОГТ достигает 300–500 м ($t_0 = 350–400$ мс) (см. рис. 7, а, 8, а). На разрезах выделяются два сейсмокомплекса. Нижний ($t_0 = 200–400$ мс) представлен наклонными и криволинейными отражателями, верхний ($t_0 = 0–200$ мс) можно разделить по латерали на две зоны. Центральная зона, тяготеющая к антиклинальному поднятию, характеризуется хаотическими сейсмофациями. В ее краевых частях фиксируются в основном слабо наклонные и субгоризонтальные отражатели.

На рис. 7, б приведен глубинный геолого-геофизический разрез по сводному профилю 1–2, проходящему по оси проектного тоннеля. Нижняя часть разреза (нижний геологический комплекс) представлена толщей, собранной в мелкие складки, и может быть соотнесена с отложениями олигоцен-

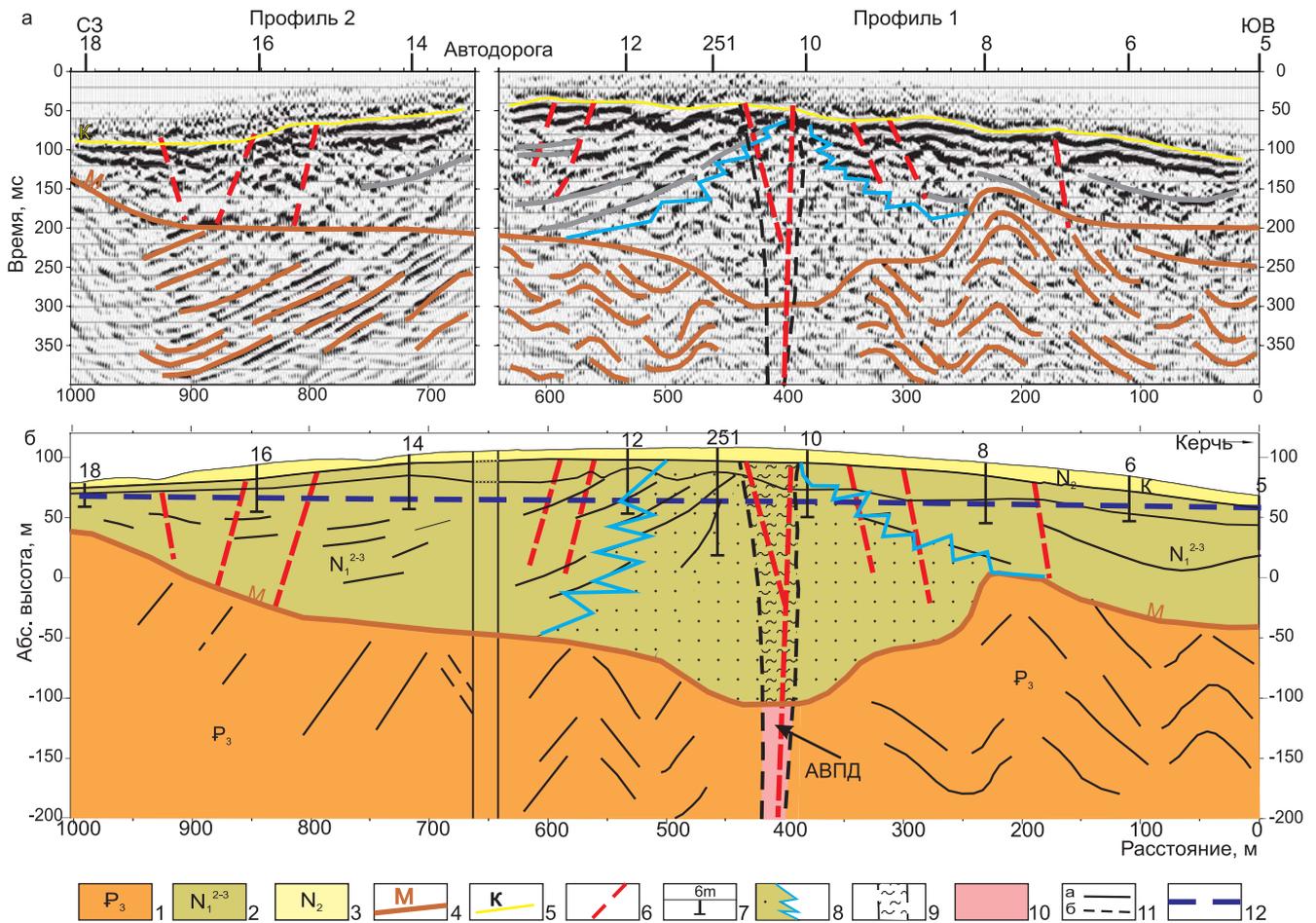


Рис. 7. Временной сейсмический разрез ОГТ (а) и глубинный геолого-геофизический разрез (б) по сводному профилю 1–2

1 – олигоцен (майкопская свита); 2 – миоцен (чокракская свита); 3 – плиоцен (куяльницкая свита); 4 – кровля майкопской толщи; 5 – подошва куюльницких отложений; 6 – дизъюнктивные дислокации; 7 – буровые скважины; 8 – сопочные брекчии; 9 – проекция жерла грязевого вулкана; 10 – зона АВПД; 11 – отражающие границы: а – уверенные, б – неуверенные; 12 – ось проектного тоннеля

на (P_3) (майкопскими глинами). Условная граница М, огибающая эту дислоцированную толщу, отождествляется с кровлей майкопских глин. На фоне антиклинального поднятия дневной поверхности по расположенному ниже горизонту М фиксируется синклиальный прогиб.

Верхний геологический комплекс, расположенный выше горизонта М, по привязке к скважинам соответствует отложениям миоцена (N_1^{2-3}) – чокракский и караганско-конкский горизонты – и плейстоцена (N_2). На большей части геолого-геофизического разреза, особенно на его флангах, в верхнем комплексе преобладают слабо наклонные отражатели, которые воссоздают образ антиклинального поднятия. Центральная часть верхнего комплекса представлена хаотичными отражателями и может быть соотнесена с продуктами грязевого вулканизма – сопочными брекчиями. Данные бурения согласуются с такой интерпретацией: в сводовой части антиклинали отмечаются повышенная неоднородность отложений миоцена – плиоцена, более частое чередование маломощных (0,3–0,8 м) прослоев гипса и мергеля. Важной особенностью строения верхне-

го этажа является присутствие достаточно плотной сети дизъюнктивных дислокаций. Часть разрывных нарушений, расположенных в своде антиклинали, проникает в отложения олигоцена и может соответствовать главному газогрязевому подводящему каналу.

Геолого-геофизический разрез по профилю 4, проходящий через наземную грязевулканическую постройку, характеризуется теми же особенностями, которые были отмечены на разрезе по профилю 1–2 (рис. 8). Выделяемый по горизонту М локальный прогиб может быть отождествлен с вдавленной синклиалью, а хаотическая зона верхнего комплекса – с сопочными брекчиями. В некоторой степени условно в сводовой части антиклинали показана проекция жерла грязевого вулкана. В нижней части жерлового канала предположительно находится зона АВПД, в настоящее время перекрытая глинистой пробкой затвердевших майкопских глин от предыдущего извержения и отложениями сопочных брекчий. Глубина залегания кровли АВПД (верхней газогрязевой камеры) оценена в 150–200 м. Отсутствие исторических сведений о деятельности гря-

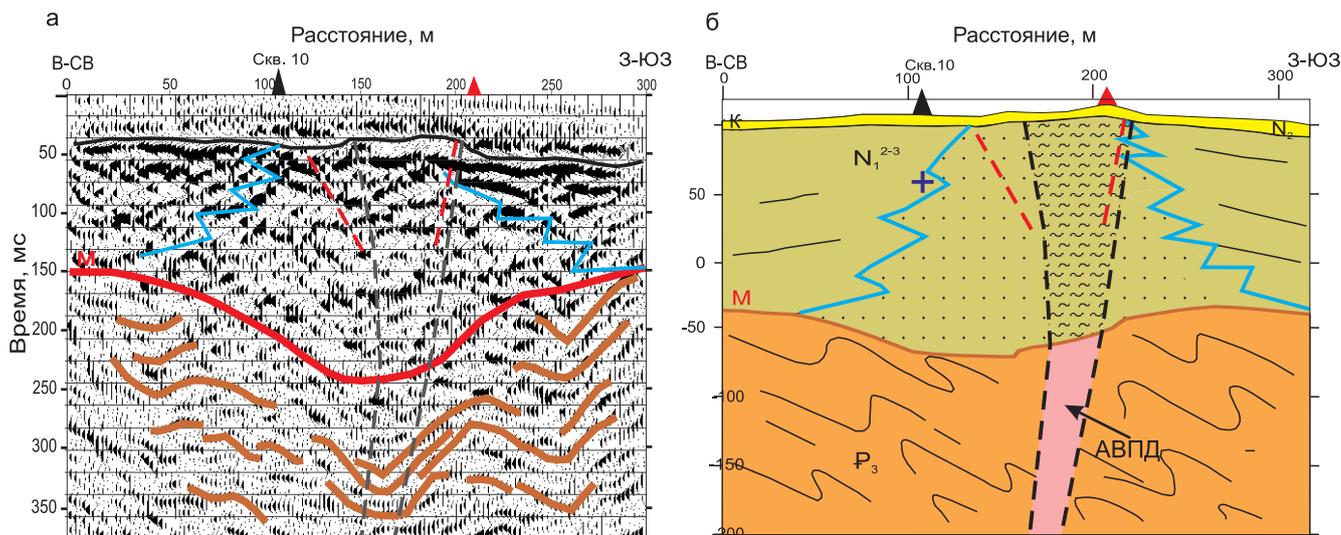


Рис. 8. Временной сейсмический разрез ОГТ (а) и глубинный геолого-геофизический разрез (б) по профилю 4
Усл. обозн. см. на рис. 7; + – пересечение профиля с осью проектного тоннеля

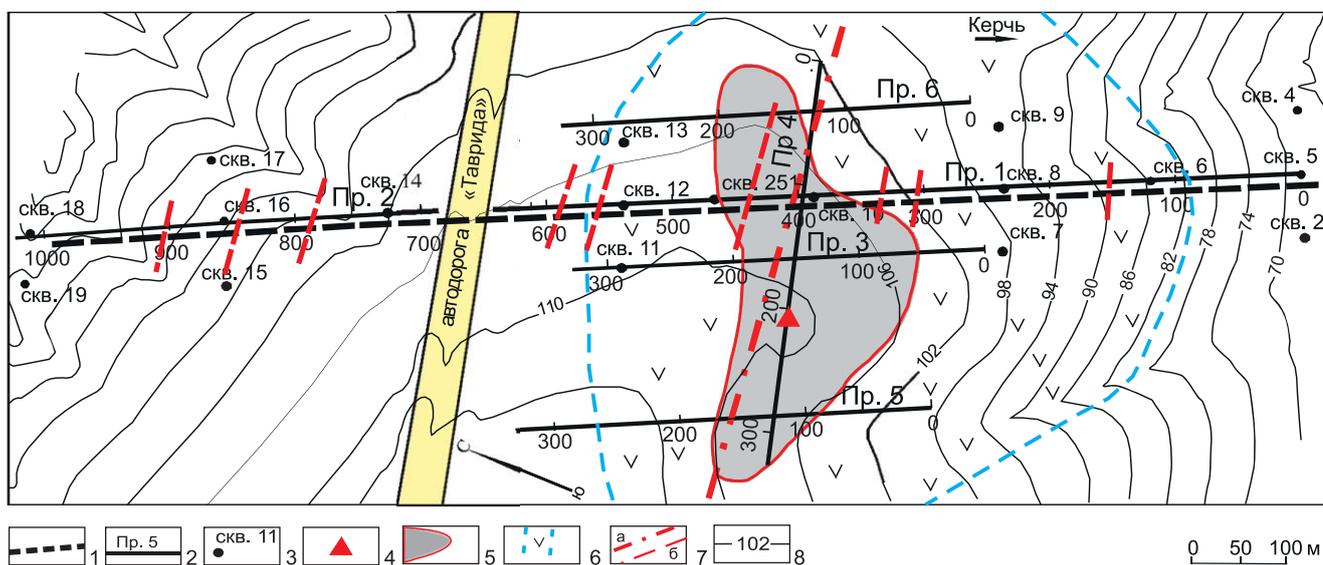


Рис. 9. Карта распространения грязевулканических фаций Зсыпного грязевого вулкана
1 – ось проектного железнодорожного тоннеля; 2 – сейсмические профили и их номера; 3 – разведочные скважины;
4 – конус грязевого вулкана на дневной поверхности; 5 – жерловые фации грязевого вулкана; 6 – сопочные брекчии;
7 – разломы: а – глубинные, б – малоглубинные; 8 – изолинии рельефа, м

зегового вулкана может указывать, что в настоящее время он находится в относительно стабильном состоянии, а запечатывающие его жерло глинистые массы служат экраном, сдерживающим напор газа в зоне АВПД.

Аналогичные особенности строения геолого-геофизических разрезов получены по всем шести сейсмическим профилям. Площадные наблюдения позволили получить карту распространения грязевулканических фаций (рис. 9). Деструктивная сейсмическая зона, отвечающая жерловым фациям, и зона развития сопочных брекчий располагаются на периклинали антиклинальной складки и ориентированы по простиранию основного разрывного нарушения. Выделенные фациальные зоны сформировались на ранних стадиях активизации грязевого

вулкана. Область их распространения следует рассматривать как грязевулканический очаг [21].

Результаты сейсмотомографии

Для более детальной оценки сейсмических свойств верхней части неоген-четвертичных отложений выполнены сейсмотомографические построения с использованием годографов продольных рефрагированных волн, регистрируемых в первых вступлениях, и поперечных рефрагированных волн, регистрируемых в последующих вступлениях. Стартовыми моделями для этих построений служили зависимости $V_p(Z)$, $V_s(Z)$ (см. рис. 4) без их изменения по латерали. Расчет проводился с использованием квадратных ячеек с длиной сторон 5 м и шагом по вертикали и горизонтали также 5 м. Как правило,

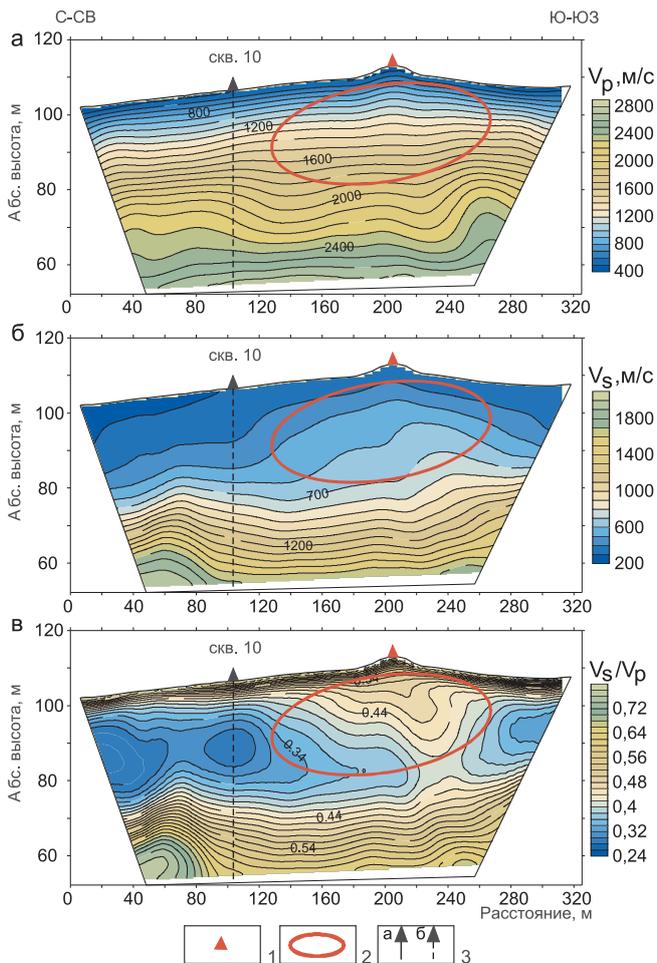


Рис. 10. Сейсмотомографические разрезы по параметрам V_p (а), V_s (б) и V_s/V_p (в). Профиль 4

1 – конус грязевого вулкана на дневной поверхности; 2 – аномальные зоны; 3 – скважины: а – пробуренные на профиле, б – снесенные

хорошая сходимость расчетов проявлялась уже при десятой итерации.

Сейсмотомографические разрезы для всех профилей были получены по параметрам скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их отношению $\gamma = V_s/V_p$ (рис. 10, 11). Скорость продольных волн на разрезах изменяется сверху вниз от 400 до 2200–2400 м/с на глубине 40 м, поперечных – от 300 до 1100–1300 м/с. По параметру γ на сейсмотомографическом разрезе выделяются три слоя: верхний (мощность 2–7 м, γ 0,44–0,60), средний (инверсионный) (20–30 м, γ 0,28–0,40) и нижний (15–20 м, γ 0,44–0,60). Отметим, что глубина исследования на сейсмотомографических разрезах значительно меньше, чем по данным ОГТ, – около 40–45 м.

На сейсмотомографических разрезах по профилю 4 по всем скоростным параметрам выделяются локальные аномальные зоны, приуроченные к участку наземной грязевулканической постройки (см. рис. 10). Наиболее рельефно аномалии отображаются по параметрам V_s и γ . В окрестности вулканической постройки отмечается значительное

повышение скорости V_s в интервале глубин 0–30 м (см. рис. 10, б). Особенно контрастно отображается аномалия по параметру γ , указывающая на резкую неоднородность среднего слоя по латерали (см. рис. 10, в). Конусообразная форма аномалии согласуется с ожидаемой конфигурацией верхней части питающего канала и может отвечать жерловым фациям. Под основанием наземной грязевулканической постройки грунты (фации сопочных брекчий) отмечаются повышенными значениями параметра γ 0,4–0,7, что, видимо, обусловлено большой газонасыщенностью этой части разреза. Синклиальная форма изолиний параметра γ в нижнем слое имеет наложенный характер и, скорее всего, связана с эффектом проседания вулканической постройки. Отметим, что предложенное объяснение не является единственным. Скоростные параметры зависят от множества геологических и структурных факторов. В частности, установленная особенность поведения параметра γ в зоне развития эруптивных фаций может быть связана с увеличением содержания в этих образованиях карбонатного материала, выпадающего при декомпрессии в процессе подъема грязевых масс к поверхности [1]. По данным бурения отмечено незначительное увеличение количества прослоев мергелей в сводовой части антиклинали, что также могло повлиять на изменение сейсмических параметров по латерали.

Для фланговых участков средней части сейсмотомографического разреза свойственны пониженные значения $\gamma = 0,30–0,38$, что может указывать на снижение газонасыщенности грунтов и повышение их влажности.

На сейсмотомографических разрезах по сводному профилю 1–2 верхняя часть неогеновых отложений до глубин порядка 40 м также неоднородна (см. рис. 11). Наиболее контрастно эта неоднородность проявляется по параметру γ (см. рис. 11, в). Здесь, как и на профиле 4, в средней части разреза прослеживается аномальная зона повышенных значений данного параметра, приуроченная к сводовой части антиклинали. Центральная часть аномальной зоны по аналогии с профилем 4 может быть отождествлена с жерловыми фациями основного нарушения (главного подводящего канала). На погруженных участках разреза отмечается снижение значений параметра γ , которое, как и на профиле 4, следует связать с увеличением влажности глин неогена и плиоцена. Аномальные зоны, выделенные по данным сейсмотомографии, в целом согласуются с сейсмофациальными зонами по данным ОГТ (см. рис. 9).

Полученные сейсмотомографические разрезы освещают строение верхней части вулканического аппарата до глубин 40–45 км, но не достигают глубины залегания верхней газогрязевой камеры. Повышенные значения параметра γ в окрестности вулканического очага могут указывать на консолидацию пород, снижение их пористости и повышен-

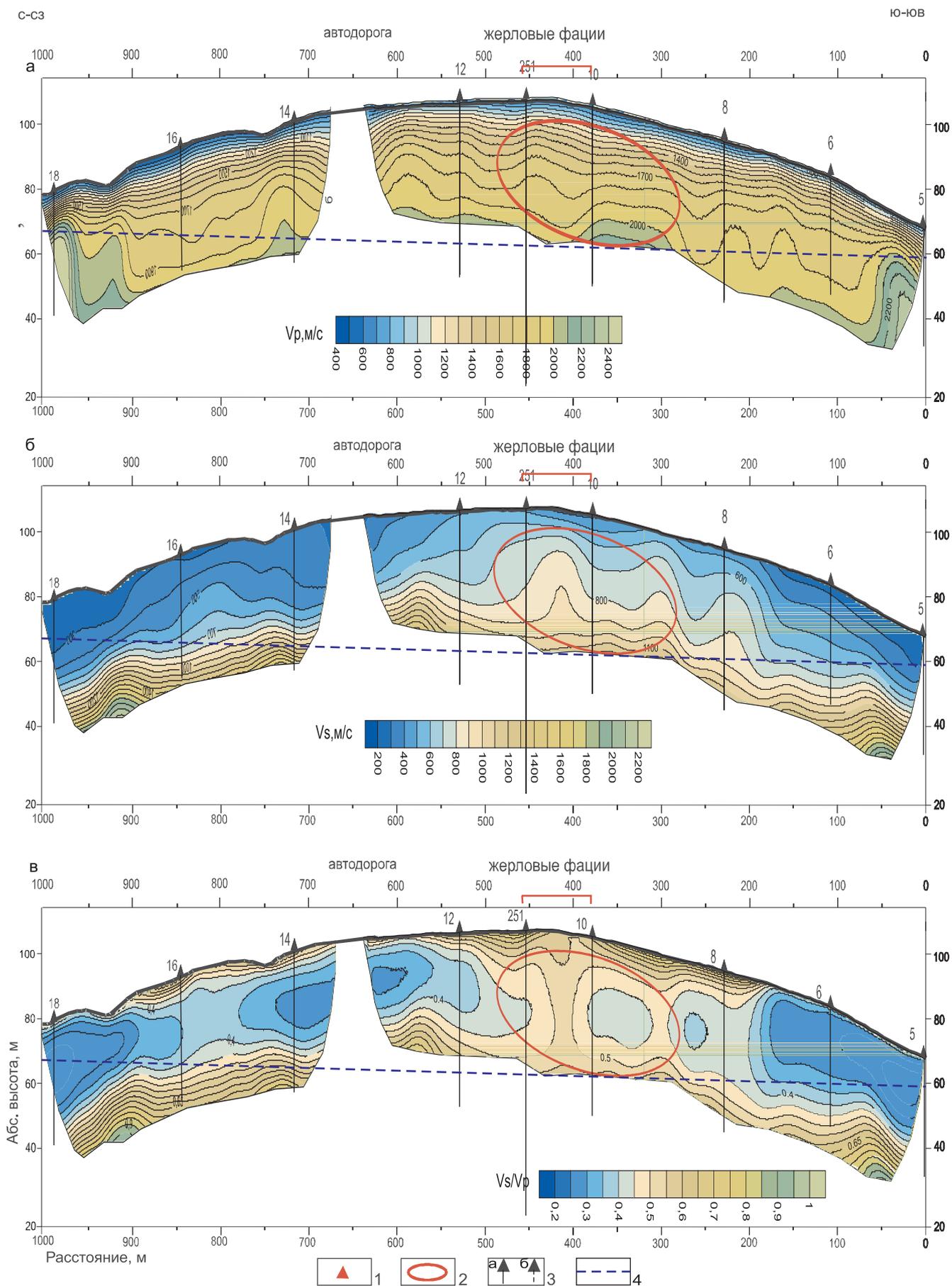


Рис. 11. Сейсмотомографические разрезы по параметрам V_p (а), V_s (б) и V_s/V_p (в). Профиль 1–2

1 – конус грязевого вулкана на дневной поверхности; 2 – аномальные зоны; 3 – скважины: а – пробуренные на профиле, б – снесенные; 4 – ось проектного тоннеля



ную газонасыщенность, сформировавшиеся в период вулканического затишья.

Главную опасность при проходке тоннеля в рассматриваемом случае могут представлять не эруптивные фации, а многочисленные разрывные нарушения, расположенные по их периферии и проникающие в газогрязевую камеру. Поэтому проходка тоннеля в окрестности Зсыпного вулкана в первую очередь сопряжена с опасностью прорыва метана по разрывам, опережающим главный подводный канал. Такое заключение авторами данной работы было сделано ранее [7] и подтвердилось: при проходке тоннеля со стороны северо-западного портала в начале 2018 г. произошел взрыв метана.

Выводы

По материалам сейсмических работ установлено неоднородное структурное строение верхней части разреза Зсыпной антиклинали, которое до глубин 150–200 м определяется грязевулканической тектоникой. Волновое поле и сейсмотомографические разрезы содержат информацию об основных структурных особенностях строения грязевулканических образований. Эта информация может быть использована как индикатор при установлении природы сейсмических аномалий, обусловленных грязевулканической деятельностью.

Проектируемый тоннель расположен в пределах древнего (потухшего?) грязевого вулкана типа провала грязевулканической постройки. Исследованный Зсыпной грязевой вулкан примыкает к системе действующих Восходовских (Джарджавских) грязевых вулканов. По характеру извержения Зсыпной вулкан может быть отнесен к грязевым вулканам типа Джау-Тепе, характеризующимся длительными интервалами покоя (десятки и сотни лет), но мощными объемами извергающихся разжиженных глин и брекчий. При строительстве железнодорожного тоннеля необходимо учитывать долговременный, но трудно предсказуемый сценарий развития грязевулканической деятельности Зсыпного вулкана.

Грязевые вулканы представляют разветвленную флюидодинамическую систему. Разрывные нарушения, проникающие до глубины грязевулканической камеры, могут оказаться весьма чувствительными к антропогенным и сейсмическим воздействиям и сопровождаться внезапными выбросами метановых и иных газов. Начавшаяся проходка тоннеля в окрестности Зсыпного вулкана подтвердила этот прогноз.

Авторы выражают искреннюю благодарность доктору физ.-мат. наук И. Ю. Кулакову (СО РАН) за сделанные замечания, которые способствовали улучшению качества работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбатиков А. В., Собисевич А. Л., Овсяченко А. Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого

вулкана Шуго // Докл. РАН. – 2008. – Т. 421, № 5. – С. 670–674.

2. Горкун В. Н., Сирый И. М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине // Геология и геофизика. – 1967. – № 2. – С. 30–42

3. Горшков Г. П. Региональная сейсмогеотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. – М.: Наука, 1984. – 271 с.

4. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас) / Е. Ф. Шнюков, Ю. В. Соболевский, Г. И. Гнатенко и др. – Киев: Наукова Думка, 1986. – 152 с.

5. Ершов В. В. Геохимические характеристики продуктов грязевого вулканизма Керченского полуострова // Тектоника, глубинное строение и минералогия востока Азии: IX Косыгинские чтения: матер. Всерос. конф., 13–15 сентября 2016 г. – Хабаровск, 2016. – С. 120–122.

6. Ершов В. В. Подходы к содержательной интерпретации проявлений сейсмичности в деятельности грязевых вулканов // Тектоника, глубинное строение и минералогия востока Азии: IX Косыгинские чтения: матер. Всерос. конф., 13–15 сентября 2016 г. – Хабаровск, 2016. – С. 249–252.

7. Канарейкин Б. А., Мальцев А. И., Харламов А. С. Инженерно-сейсмические исследования в районе грязевых вулканов // V Междунар. науч.-практ. конф. «Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы». – Воронеж: Научная книга, 2017. – С. 131–133.

8. Караганов Г. Г. Геомеханика разломов. – М.: ГЕОС, 2016. – 423 с.

9. Лебедева Н. Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 219–239.

10. Лимонов А. Ф. Грязевые вулканы // Науки о Земле. Соросовский образовательный журнал. – 2004. – Т. 8, № 1. – С. 63–69.

11. Мельников О. А., Ершов В. В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история результаты и перспективы исследований // Вестн. ДВО РАН. – 2010. – № 6. – С. 87–93.

12. Мельников О. А., Левин В. В., Ершов В. В. Необычное извержение Главного Пугачевского газоводолитокластитового («грязевого») вулкана на Сахалине зимой 2005 г. // Докл. РАН. – 2006. – Т. 411, № 1. – С. 85–88.

13. Никитин В. Н. Основы инженерной сейсмологии. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – 171 с.

14. Овсяченко А. Н., Собисевич А. Л., Сысолин А. И. О взаимосвязи современных тектонических процессов и грязевого вулканизма на примере горы Карабетова (Таманский полуостров) // Физика Земли. – 2017. – № 4. – С. 118–129.

15. О новом активном извержении одного из «грязевых» (газоводолитокластитовых) вулкана



нов на Сахалине и природе грязевого вулканизма / О. А. Мельников, К. Ф. Сергеев, А. В. Рыбин, Р. В. Жарков // Докл. РАН. – 2005. – Т. 400, № 4. – С. 536–541.

16. Панахи Б. М. Сейсмичность областей развития грязевых вулканов (Азербайджан и регион Каспия): автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: ОИФЗ РАН, 1998. – 36 с.

17. Собисевич А. Л., Жостков Р. А. О движении флюидонасыщенной грязебрекчии в выходящих структурах грязевых вулканов // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 4. – С. 46–56.

18. Собисевич А. Л., Горбатиков А. В., Овсюченко А. Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карabetова // Докл. РАН. – 2008. – Т. 422, № 4. – С. 542–546.

19. Ушаков С. А. Природа складчатости осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 233. – С. 932–935.

20. Хаин В. Е. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд-во КДУ, 2008. – 589 с.

21. Холодов В. Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 1. – С. 227–241.

22. Possible sources of hydrothermal activity and mud volcanism in southern Sakhalin inferred from local earthquake seismic tomography / I. Koulakov, A. S. Serdyukov, A. V. Konovalov, et al. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2017. – Vol. 18, no. 5. – P. 1–16.

REFERENCES

1. Gorbatikov A.V., Sobisevich A.L., Ovsichenko A.N. Development of the model of the deep structure of the Akhtyr flexure- fracture zone and Shugo mud volcano. *Doklady Earth Sciences*, 2008, vol. 421A, no. 6, pp. 969–973.

2. Gorkun V.N., Siryk I.M. [Experience in calculating the depth and volume of emitted gas during the eruption of mud volcanoes in South Sakhalin]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 1967, no. 2, pp. 30–42. (In Russ.).

3. Gorshkov G.P. *Regional'naya seismogeotektonika territorii yuga SSSR. Al'piyskiy poyas* [Regional seismogeotectonics of the USSR south. Alpine belt]. Moscow, Nauka Publ., 1984. 271 p. (In Russ.).

4. Shniukov E.F., Sobolevskii Iu.V., Gnatenko G.I., et al. *Gryazevye vulkany Kerchensko-Tamanskoy oblasti (atlas)* [Mud volcanoes of the Kerch-Taman region (atlas)]. Kiev, Naukova Dumka Publ., 1986. 152 p. (In Russ.).

5. Ershov V.V. [Geochemical characteristics of the mud volcanism products of the Kerch Peninsula]. *Tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya vostoka Azii: IX Kosygin'skie chteniya: materialy Vserossoyskoy konferentsii, 13–15 sentyabrya 2016 g.* [Tectonics, deep structure and minerageny of Eastern Asia: IX Kosygin

readings: proceedings of the All-Russian Conference, September 13–15, 2016]. Khabarovsk, 2016, pp. 120–122. (In Russ.).

6. Ershov V.V. [Approaches to the substantive interpretation of the seismicity manifestations in the activities of mud volcanoes]. *Tektonika, glubinnoe stroenie i minerageniya vostoka Azii: IX Kosygin'skie chteniya: materialy Vserossoyskoy konferentsii, 13–15 sentyabrya 2016 g.* [Tectonics, deep structure and minerageny of Eastern Asia: IX Kosygin readings: proceedings of the All-Russian Conference, September 13–15, 2016]. Khabarovsk, 2016, pp. 249–252. (In Russ.).

7. Kanareikin B.A., Maltsev A.I., Kharlamov A.S. [Engineering and seismic studies in the area of mud volcanoes]. *V mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya "Ekologicheskaya geologiya: teoriya, praktika i regional'nye problem"* [V International Scientific and Practical Conference "Environmental Geology: Theory, Practice and Regional Problems"]. Voronezh, Nauchnaya kniga Publ., 2017, pp. 131–133. (In Russ.).

8. Karaganov G.G. *Geomekhanika razlomov* [Geomechanics of fractures]. Moscow, GEOS Publ., 2016. 423 p. (In Russ.).

9. Lebedeva N.B. [Conditions and some issues of the mechanism of formation of clay diapirs of the Kerch-Taman region]. *Skladchatye deformatsii zemnoy kory, ikh tipy i mekhanizm obrazovaniya* [Folded deformations of the earth's crust, their types and mechanism of formation]. Moscow, AS USSR Publ., 1962, pp. 219–239. (In Russ.).

10. Limonov A.F. [Mud Volcanoes]. *Nauki o Zemle, Sorosovskiy obrazovatel'nyi zhurnal*, 2004, vol. 8, no. 1, pp. 63–69. (In Russ.).

11. Melnikov O.A., Sergeev K.F., Rybin A.V., Zhar'kov R.V. [On the new active eruption of one of the mud (gas-water-clastic) volcanoes in Sakhalin and the nature of mud volcanism]. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya RAS*, 2006, vol. 411, no. 1, pp. 85–88.

12. Melnikov O.A., Levin V.V., Ershov V.V. Unusual eruption of the main Pugachevsky gas-water-lithoclastic volcano in Sakhalin in winter 2005. *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 411, no. 8, pp. 1209–1211.

13. Nikitin V.N. *Osnovy inzhenernoy seysmiki* [Fundamentals of Engineering Seismic]. Moscow, Moscow University Publ., 1981. 171 p. (In Russ.).

14. Ovsichenko A.N., Sobisevich A.L., Sysolin A.I. On the relationship between recent tectonic processes and mud volcanism by the example of Mt. Karabetov (Taman Peninsula). *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 2017, no. 4, pp. 606–617.

15. Melnikov O.A., Sergeev K.F., Rybin A.V., Zhar'kov R.V. [Nature of mud volcanism: evidence from the latest eruption a mud (gas-water-lithoclastic) volcano in Sakhalin]. *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 400, no. 1, pp. 168–192.

16. Panakhi B.M. *Seysmichnost' oblastey razvitiya gryazevykh vulkanov (Azerbaydzhan i region Kaspiya* [Seismicity of the development of mud volcanoes



(Azerbaijan and the Caspian region). Authot's abstract of doctoral thesis]. Moscow, OIFZ RAN Publ., 1998. 36 p. (In Russ.).

17. Sobisevich A.L., Zhostkov R.A. [On the movement of fluid-saturated mud-breccia in the output structures of mud volcanoes]. *Geofizicheskiye issledovaniya – Geophysical research*, 2013, vol. 14, no. 4, pp. 46–56. (In Russ.).

18. Sobisevich A.L., Gorbatikov A.V., Ovsiuchenko A.N. Deep structure of the Mt. Karabetov mud volcano]. *Doklady Earth Science*, 2008, vol. 422, no. 1, pp. 1181–1185.

19. Ushakov S.A. [Nature of the folding of sediments on the Black Sea bottom in the transition zone to the Crimea and the Caucasus]. *Doklady AN SSSR –*

Proc. of the AS USSR, 1977, vol. 233, pp. 932–935. (In Russ.).

20. Khain V.E. *Geotektonika s osnovami geodinamiki* [Geotectonics with the basics of geodynamics]. Moscow, KDU Publ., 2008. 589 p. (In Russ.).

21. Kholodov V.N. [Mud volcanoes: patterns of location and genesis. Art. 1 Mud volcanic provinces and the morphology of mud volcanoes]. *Litologiya i poleznye iskopayemye*, 2002, no. 1, pp. 227–241. (In Russ.).

22. Koulakov I., Serdyukov A., Konovalov A., et al. Possible sources of hydrothermal activite and mud volcanism in southern Sakhalin inferred from local earthquake seismic tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2017, vol. 18, no. 5, pp. 1–16.

© Б. А. Канарейкин, А. И. Мальцев, А. С. Харламов, 2019



МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЮРСКОГО ВОЗРАСТА НА ТЕРРИТОРИИ ЯНАО ПО ДАННЫМ ГИС

Д. М. Касимов¹, В. В. Машьянов¹, М. М. Касимов²

¹НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия; ²Многопрофильный колледж «ТИУ» Тюмень, Россия

Разделение на литотипы отложений доюрского возраста и выделение коллекторов в сложнопостроенных формациях весьма актуально. Традиционные методики обработки геолого-геофизической информации, применяемые к осадочным породам, мало эффективны при сложном строении геологического разреза вследствие его разнообразного литологического состава и пустотного пространства, которые осложняют интерпретацию методов геофизических исследований скважин.

Ключевые слова: отложения доюрского возраста, комплекс ГИС, литологические разности, фильтрационно-емкостные свойства, керн, петрофизика, химический анализ, кремнезем.

METHODS OF DETERMINATION OF PRE-JURASSIC DEPOSIT LITHOTYPES BY WL METHODS ON THE YANAO TERRITORY

D. M. Kasimov¹, V. V. Mashianov¹, M. M. Kasimov²

¹NAO "SibNATs", Tyumen, Russia; ²TIU Multidisciplinary college, Tyumen, Russia

The division into lithotypes and identification of reservoirs in complex formations of pre-Jurassic deposits is of current interest. Traditional methods of geological and geophysical (WL) information processing inherent in sedimentary rocks are not very effective in a complex geological section due to the diverse lithological composition and void space which complicate the interpretation of WL methods.

Keywords: pre-Jurassic deposits, well logging suite, lithologic varieties, reservoir properties, core, petrophysics, chemical analysis, silica.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-47-50

Охарактеризованность разреза доюрского фундамента методами ГИС

Успешность поставленных задач в обработке материалов ГИС зависит от комплекса применяемых методов и петрофизического обеспечения, поэтому ограниченность комплекса создает трудности при определении литологических разностей и оценке фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) горных пород.

В целом комплекс геологических исследований скважин, вскрывших палеозойские отложения на изучаемой территории, полнота его выполнения и качество лишь по отдельным скважинам дает возможность с необходимой точностью выделять коллекторы и определять их подсчетные параметры для конкретных типов пород и условий формирования последних (доломитизация известняков). Только применение разработанных новых методов с большим радиусом исследования, методических приемов проведения ГИС, выделение участков разреза с наличием потенциальных коллекторов (фон-повтор измерения по времени, смена раствора и др.) позволяют успешно решать поставленные задачи.

В рассматриваемых отложениях наблюдается значительное количество литологических разностей, что выходит за рамки возможностей имеющихся геофизических методов и методик выявления этих разностей. Указанная задача в принципе трудно решаемая. Вследствие ограниченного комплекса ГИС возникают трудности при определении подсчетных параметров, особенно в условиях слож-

ного геолого-геофизического разреза, для пород которого характерна порово-кавернозно-трещинная пористость. Лишь некоторые методы позволяют ее определить с требуемой достоверностью. Пористость различного типа (поровая, каверновая и трещиноватая) в подобных условиях оценивается в основном с привлечением четырех методов ГИС (боковой каротаж БК, гамма-каротаж ГК, плотностной гамма-гамма-каротаж ГГК-П, акустический каротаж АК) путем решения совместной системы уравнений. Исключение из комплекса ГИС хотя бы одного из этих методов существенно понижает достоверность получаемых результатов. При подсчете запасов для определения общей пористости пород наиболее информативен ГГК-П как наиболее достоверный при любых сочетаниях строения коллекторов (рис. 1).

При проведении комплекса ГИС в доюрском фундаменте первоначально регистрируются кривые БКЗ, МКЗ, БМК+МКВ, БК, ИК, КВ (стандартный комплекс ГИС), позволяющие получить необходимые сведения о состоянии ствола скважины, околоскважинного пространства и определить удельные электрические сопротивления (УЭС) пластов в радиальном направлении. Методы, позволяющие определить литологическое строение пород и их пористость (ГК, НГК, НКТ, АК, ГГК-П), применялись, как правило, в конце основных исследований, поскольку на их результаты меньше влияют промысловые жидкости и их фильтраты. Причем в 34 % исследованных скважин был проведен наиболее полный комплекс ГИС, включая методы НКТ или

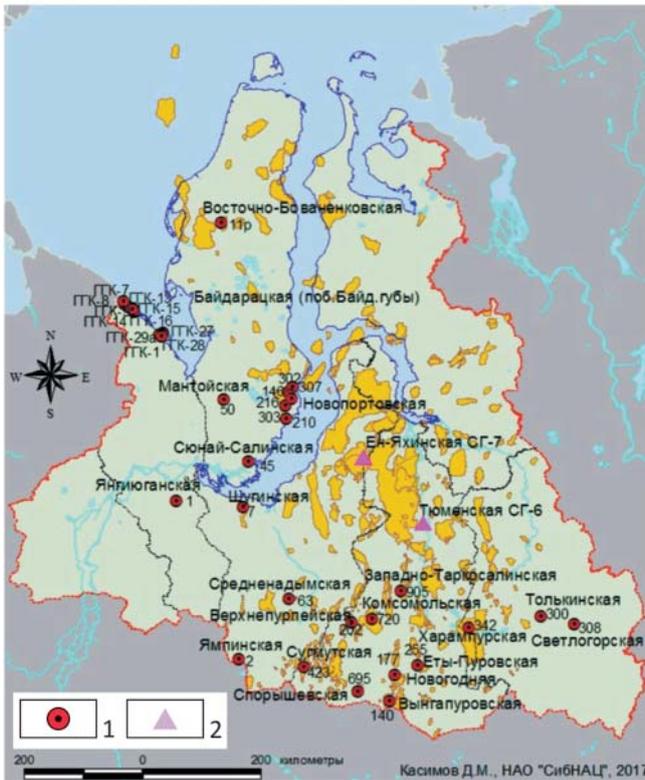


Рис. 1. Скважины, охарактеризованные ГГК-П в интервале доюрских отложений на территории ЯНАО
Скважины: 1 – с ГГК-П, 2 – сверхглубокие

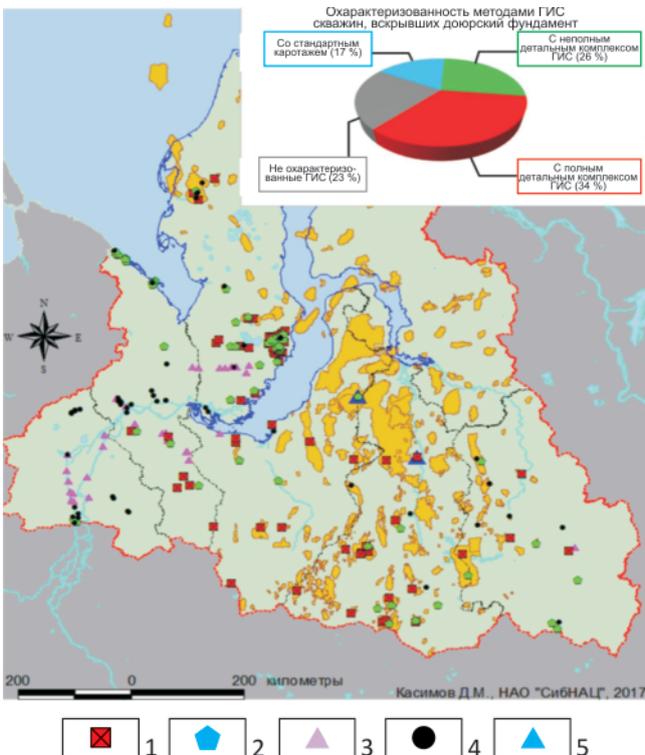


Рис. 2. Охарактеризованность методами ГИС скважин, вскрывших доюрский фундамент (палеозойские, включая пермо-триасовые, отложения – красноселькупская и тиутейская серии)
Скважины: 1 – с полным детальным комплексом ГИС, 2 – с неполным детальным комплексом ГИС, 3 – со стандартным ГИС, 4 – не охарактеризованные ГИС, 5 – сверхглубокие

НГК (нейтронный метод по тепловым нейтронам, нейтронный гамма-метод), позволяющие оценить водородосодержание исследуемого разреза

По полноте проведенного комплекса ГИС скважины, вскрывшие фундамент, были разделены на четыре группы: 1) без ГИС; 2) со стандартным каротажем; 3) с неполным комплексом ГИС; 4) с полным детальным комплексом ГИС (рис. 2). Для четвертой группы были подобраны основные методы, существенно не снижающие информативность дальнейшей интерпретации: БК, ГК, НГК, НКТ, ГГК-П либо АК (с регистрацией временных (Δt , t_1 , t_2) и амплитудных (A_1 , A_2) характеристик распространения упругих волн), кавернометрия (за исключением Новопортовской площади). Остальные методы второстепенны при литологическом расчленении и оценке коллекторских свойств.

Петрофизические особенности разреза

По данным СибНАЦ, на территории ЯНАО до 2016 г. глубоким бурением, включая колонковое, охарактеризовано 229 скважин, вскрывших доюрский фундамент (палеозойские и пермо-триасовые (красноселькупская и тиутейская серии) отложения). Проходка с отбором керна по всем скважинам составила 15600 м, вынос керна – 3561 м, или 22,8 % (рис. 3). Охарактеризованность керном палеозойских отложений по сравнению с вышележащими невысокая. По-видимому, это связано с конструктивной особенностью кернаприемников, несоблю-

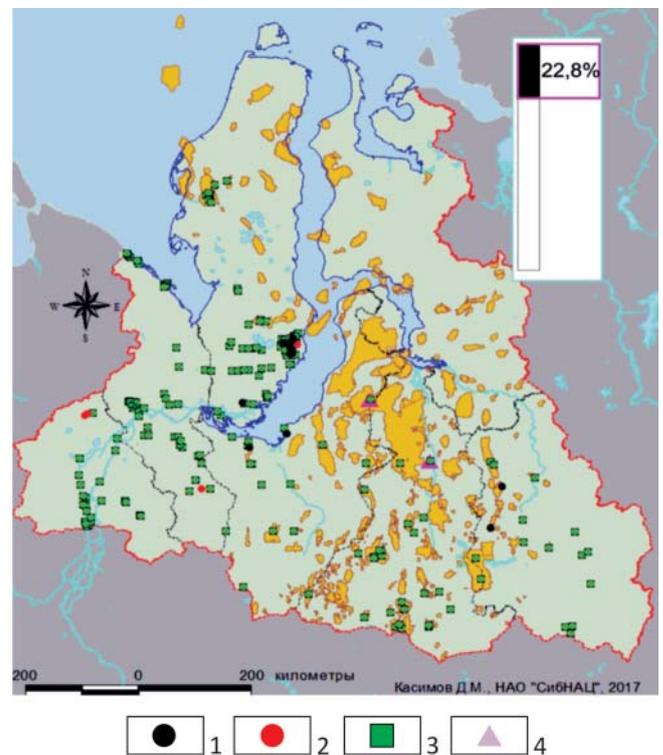


Рис. 3. Охарактеризованность керном скважин, вскрывших доюрский фундамент (палеозойские, включая пермо-триасовые, отложения – красноселькупская и тиутейская серии)
Скважины: 1 – без керна, 2 – с упоминаемым описанием керна, 3 – с керном, 4 – сверхглубокие



дением технологии режимов бурения при отборе керн и желанием пробурить осадочные отложения как можно глубже с целью добычи углеводородов.

Качество описания палеозойских пород на разных этапах исследований существенно различается, что, возможно, связано с низкой квалификацией персонала.

Например, в Западно-Новогодней скв. 210 в интервале отбора керн при полевом и лабораторном анализе выявлены аргиллиты и конгломераты, при литолого-минералогическом анализе – карбонатные отложения, а при химическом (силикатном) анализе – базальты. Такое сумбурное описание горных пород вызывает сомнения в правильности полевого описания керн, поскольку при полевых работах нет возможности провести лабораторные и последующие (петрографические, геохимические и ядерные) анализы. В Западно-Таркосалинской скв. 99 также отмечены разногласия в характеристике керн: по полевому описанию разрез представлен базальтами, по лабораторному – пористыми карбонатами, а в соседней Западно-Таркосалинской скв. 905 были выявлены базальты. Поэтому и для скв. 99 приняты базальты, а лабораторное описание игнорируется. Кроме того, базальты выбраны еще и из-за наличия кальцитизированных трещиноватых прослоев в их основной толще.

Петрофизическое обеспечение интерпретации материалов ГИС предусматривает определение следующих свойств керн: УЭС, акустических (время пробега продольных и поперечных волн, амплитудных характеристик), ядерно-физических (суммарного водородосодержания, водородосодержания единицы твердой фазы), естественной радиоактивности конкретного литотипа пород, его плотностных, физико-механических и коллекторских характеристик. Предусмотрены также детальный минеральный и химический анализы каждого литотипа пород.

Комплекс петрофизических исследований керн позволил бы определить взаимосвязи физических

характеристик и состава пород, а также связи состава коллекторов с лабораторными аналогами геофизических параметров (связи «кern – kern»), и на конечном этапе построить зависимости «кern – ГИС» для каждого литотипа отложений доюрского возраста.

Такие экспериментальные работы ранее не проводились. Имеющейся охарактеризованности керн лабораторными исследованиями для разделения пород на литотипы по данным ГИС и выделения пород-коллекторов недостаточно. Таким образом, необходимы серьезные исследования по отбору керн, надежному его описанию и определению свойств на стадии геолого-разведочных работ.

При ограниченном количестве данных по керну можно применить алгоритм из работы [1], который реализуется в такой последовательности:

- выбор наиболее подходящего описания керн, характерного для данного участка разреза (с учетом корреляции с соседними скважинами);
- снятие значений показаний всех методов ГИС по глубине отбора керн;
- расчет относительных параметров по ГК и НГК (ННК);
- разделение полученных параметров в соответствии с литотипом путем применения топологического и кластерного анализов.

Анализ полученного массива данных по 108 скважинам показал, что многообразие магматических пород фундамента не позволяет провести детальное литологическое расчленение с использованием данных ГИС.

Породы различного состава, но принадлежащие к одним и тем же ассоциациям, могут иметь одни и те же геофизические параметры (УЭС, гамма-активность, водородосодержание, плотностные характеристики), поэтому целесообразно разделить их на группы по содержанию кремнезема (SiO_2) [2] и использовать ГК как первостепенный геофизический метод. Радиоактивность магматических пород

Охарактеризованность доюрских отложений на территории ЯНАО лабораторными исследованиями

Скважина	K_n	K_n по воде	$K_{пр}$	$K_{вс}$	Плотность		Карбонатность
					объемная	минеральная	
Верхнеречинская 1	+	–	–	–	+	–	+
Восточно-Салехардская 1	+	–	–	–	+	–	+
Западно-Новогодняя 210	+	–	–	–	+	–	+
Западно-Таркосалинская 905P	–	+	+	–	+	+	–
Черничная 46	+	–	–	–	+	–	+
Комсомольская (Пякупурская) 199	+	–	–	–	+	–	–
Северо-Толькинская 304	+	–	–	–	+	–	+
Сюнай-Салинская 43	+	–	–	–	+	–	+
Уренгойская 673	+	–	+	–	+	–	+
Харампурская 342	–	–	+	+	–	+	–
Южно-Русская 21	+	–	–	–	+	–	+
Ярудейская 4	+	–	+	–	+	–	+
Ярудейская 5	+	+	+	+	+	+	+
Шугинская 7	+	–	+	–	+	+	+

Примечания. K_n – коэффициент пористости, $K_{пр}$ – коэффициент проницаемости, $K_{вс}$ – коэффициент водоудерживающей способности.

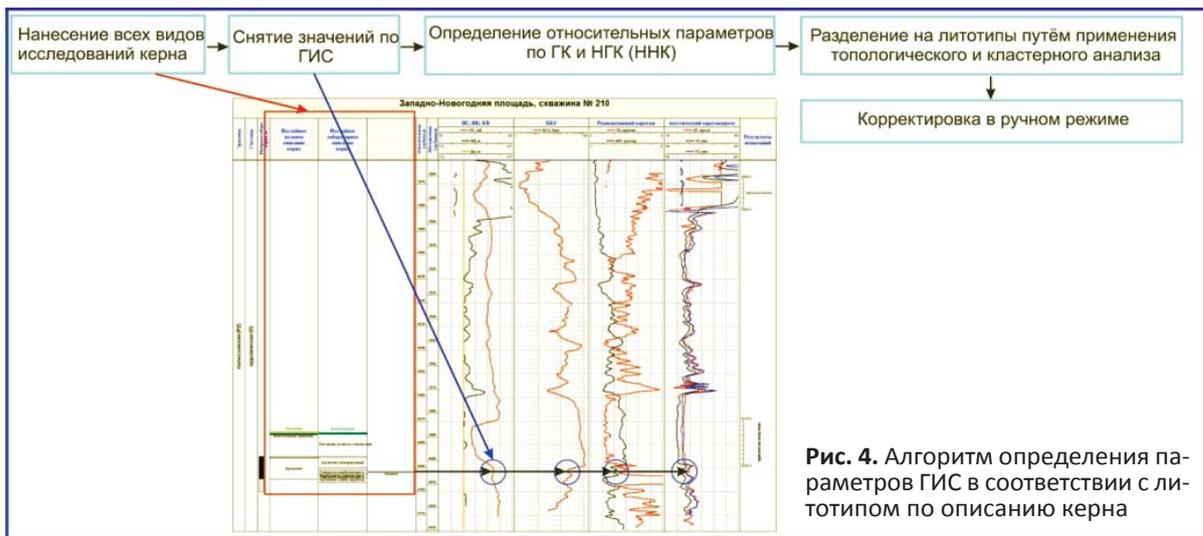


Рис. 4. Алгоритм определения параметров ГИС в соответствии с литотипом по описанию ядра

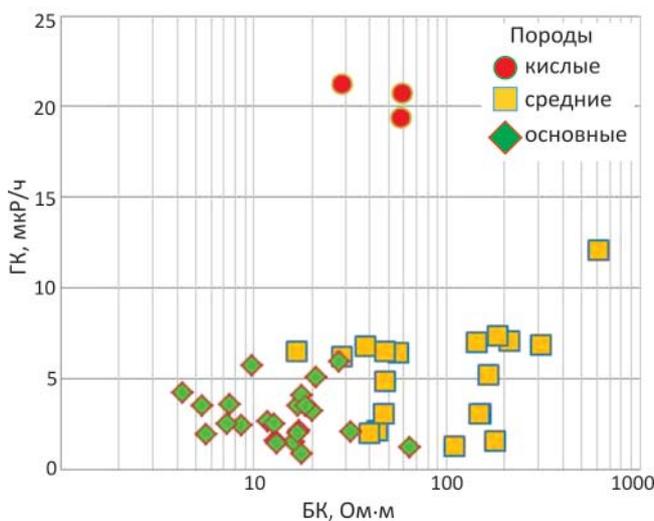


Рис. 5. Разделение пород на литотипы по методам ГК и БК

обусловлена прежде всего содержанием урана и тория и пропорциональна росту концентрации SiO_2 . В связи с этим предлагаемый метод может быть успешным как один из критериев разделения на литотипы (ультраосновные, основные, средние и кислые породы) [2]. На рис. 5 показано разделение пород по методам ГК и БК для территории ЯНАО.

С изменением количества кремнезема от основных до кислых пород варьируют значения плотности и пористости [2], что может привести к изменению УЭС.

Для подтверждения связи гамма-метода с содержанием кремнезема необходимо изучить эти отложения гамма-спектральным методом, позволяющим более обоснованно разделить магматические породы на классы по содержанию кремнезема [2].

Выводы

Выполнен анализ всех необходимых фактических данных для решения задачи деления пород на литотипы по данным ГИС. Его результаты убе-

дительно показывают, что решение этой задачи невозможно на современной стадии петрофизической изученности и выполненного комплекса ГИС.

В статье показан путь решения указанной задачи на основе применения силикатного анализа пород и гамма-спектрометрического метода ГК и тщательной увязки полевого испытания ядра с лабораторными исследованиями.

Авторы выражают признательность за содействие Ф. Я. Боркуну и Е. В. Смирновой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнова Е. В., Боркун Ф. Я., Богомаз Е. Ф. Методическое обоснование литологического расчленения геологического разреза и выделения коллекторов в доюрском фундаменте Западной Сибири по данным геофизических исследований скважин // Геология, геофизика и минеральное сырье: матер. 2-й науч.-практ. конф. Т. 1 – Новосибирск: СНИИГиМС, 2015. – С. 88–89.
2. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник петрофизика / ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1976. – 527 с.

REFERENCES

1. Smirnova E.V., Borkun F. Ia., Bogomaz E.F. [Methodological substantiation of the lithological dissection of the geological section and the selection of reservoirs in the pre-Jurassic basement of West Siberia according to the well logging data]. *Geologiya, geofizika i mineral'noe syr'e. Materialy 2-y nauchno-prakticheskoy konferentsii* [Geology, geophysics and mineral resources. Proceedings of the 2nd scientific conference]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2015, pp. 88–89. (In Russ.).
2. *Fizicheskiye svoystva gornykh porod i poleznykh iskopayemykh (petrofizika). Spravochnik petrofizika* [Physical properties of rocks and minerals (petrophysics). Handbook of Petrophysicist]. Moscow, Nedra Publ., 1976. 527 p. (In Russ.).

© Д. М. Касимов, В. В. Машьянов, М. М. Касимов, 2019



ГРУППА БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ТОКУРСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПРИАМУРЬЯ

С. М. Радомский, В. И. Радомская

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

Комплексное извлечение полезных компонентов из рудного минерального сырья становится все более актуальным. Методами химического и атомно-абсорбционного анализа впервые выполнено дополнительное исследование разрабатываемого крупного дальневосточного Токурского золоторудного месторождения на платиновую минерализацию. В результате получена полная характеристика месторождения по всей группе благородных металлов (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au). Показано, что платиновая минерализация не достигает промышленных значений, а носит лишь сопутствующий характер с концентрациями в рудах менее 1 г/т. Установлено, что электроплавка сульфидных руд увеличивает извлечение металлов группы платины в штейн примерно в 100000 раз, что делает этот способ концентрирования весьма перспективным при наличии дешевой электроэнергии.

Ключевые слова: геохимия, благородные металлы, распределение, Токурское месторождение, Приамурье.

GROUP OF PRECIOUS METALS AT THE TOKUR GOLD DEPOSIT OF PRIAMURYE

S. M. Radomskii, V. I. Radomskaia

Institute of Geology and Natural Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia

The complex extraction of useful components from ore mineral raw materials has recently become more and more relevant. For the first time the large-scale Far East Tokurskoye gold field was additionally studied for platinum mineralization using chemical and atomic absorption analysis methods. As a result, a full characteristic of the field was obtained for the whole group of precious metals (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au). It is shown that platinum mineralization does not reach industrial values, but it is only concomitant at concentrations in ores less than 1 g/t. It has been established that the electric smelting of sulphide ores increases the extraction of platinum metals into matte by $\approx 100,000$ times, which makes this method of concentration very promising in the presence of cheap electricity.

Keywords: geochemistry, precious metals, distribution, Tokur deposit, Priamurye.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-51-56

Приамурье – один из старейших золотодобывающих регионов России, где добыча осуществлялась традиционными способами с середины XIX в. [6]. Основные золотороссыпные площади располагаются в пределах орогенных областей, а также вдоль периферии Амуро-Зейской равнины, охватывая разновысотные ландшафты. В Амурской области месторождения золота, золотоносные и платиноносные площади обособлены в 46 золотоносных и 7 потенциально платиноносных рудно-россыпных узлах, занимающих 45 % территории региона. Здесь отмечались случаи попутного извлечения выделений минералов группы платины размерами до 3 мм [8].

Токурское золоторудное месторождение было открыто в 1939 г. За время его эксплуатации было извлечено около 35 т золота. В лучшие времена производительность достигала 1,4 т золота в год, в последнее время качество запасов ухудшилось, добыча стала нерентабельной и сократилась до десятков килограммов в год. Рудное поле вскрыто горными выработками по вертикали до 400 м и по простиранию до 5 км (длиной примерно 130 км). Рудные тела, именуемые на месторождении кварцевыми жилами, образовались в результате цементации и метасоматического замещения рудным кварцем

материала дробления продольных близосогласных тектонических зон. Промышленные золоторудные жилы залегают в зоне контакта нижней песчаниковой и верхней аргиллитовой толщ, большая часть жил (90 %) не достигает поверхности. Средняя проба золота на месторождении 650–800 ‰ [12].

Золотосодержащие руды легко обогащаются по гравитационным и флотационным схемам. Основная часть золота была извлечена по классическим гравитационным схемам [12], меньшая – электроплавкой сульфидных руд, введенной в промышленную переработку в 1950–1960 гг. [10]. Штейн, получавшийся в результате сплавления, содержал золото и серебро, обогащенное платиновыми металлами до следующих средних значений: Pt 0,01 %; Pd 0,005 %; Ir 0,001 %; Os 0,001 %; Ru 0,0005 %; Rh 0,0001 %. Групповое коллективирование благородных металлов на никелевый штейн также используется и в аналитической геохимической лабораторной практике [5]. При анализах содержаний благородных металлов (БМ) в рудах и минеральном сырье следуют указаниям, предписываемым методиками государственных стандартов и аттестованными отраслевыми методиками Министерства природных ресурсов России [4, 5]. В целях комплекс-



ного использования руд месторождения представляется актуальным дополнительное исследование на содержание всей группы 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 МГП менее изучена.

Целью работы являлось дополнительное исследование платиновой минерализации в рудах Токурского золоторудного месторождения Приамурья.

Материалы и методы исследования

В работе использованы и проанализированы образцы руд (32 пробы), вскрышных пород (13 проб) и подземных шахтных вод (9 проб). Количественное определение содержаний БМ в минеральном сырье, включая золото, серебро и МГП, проведено после отжига проб при температуре 650 °С в течение 1,5 ч для устранения мешающих определению влияний сульфидов, арсенидов и органического углерода [4]. Образцы подземных шахтных вод анализировались непосредственным внесением аликвоты в графитовую печь при электротермическом способе атомно-абсорбционного анализа. Навески проб золота и серебра 5–10 г вскрывались раствором смеси кислот HCl и HNO₃ в отношении 3:1 с последующим экстракционным атомно-абсорбционным определением золота в растворе 0,05 М дибутилсульфида в метилбензоле и иодидных комплексов серебра в растворе 3-метилбутанола-1 [1]. Методика определения металлов группы платины заключалась в концентрировании элементов из навески 10 г путем предварительного сплавления на никелевый штейн [5], последующем растворении его в растворе 6 М соляной кислоты и отделении нерастворимого остатка, содержащего элементы группы платины. Далее полученный остаток сплавлялся с пероксидом натрия, выщелачивался бидистиллированной водой и переводился в мерную колбу объемом 25 см³. Из нее отбирались аликвоты на дальнейшие отдельные определения металлов: аликвота осмия растворялась в 0,1 М уксуснокислом растворе, а остальных – в 2–3 М растворе HCl. Массовые доли рутения, осмия и иридия определяли кинетическим, каталитическим и фотоколориметрическими методами соответственно. Вторичное концентрирование платины, палладия, родия проводили методом экстракции смесью 0,025 М растворов ди-2-этилгексилдифосфорной кислоты и орто-алкиланилина в метилбензоле из 2–3 М раствора HCl [9]. Анализы выполняли на атомно-абсорбционных спектрофотометрах «Hitachi 180–50» и «SOLAAR M-6».

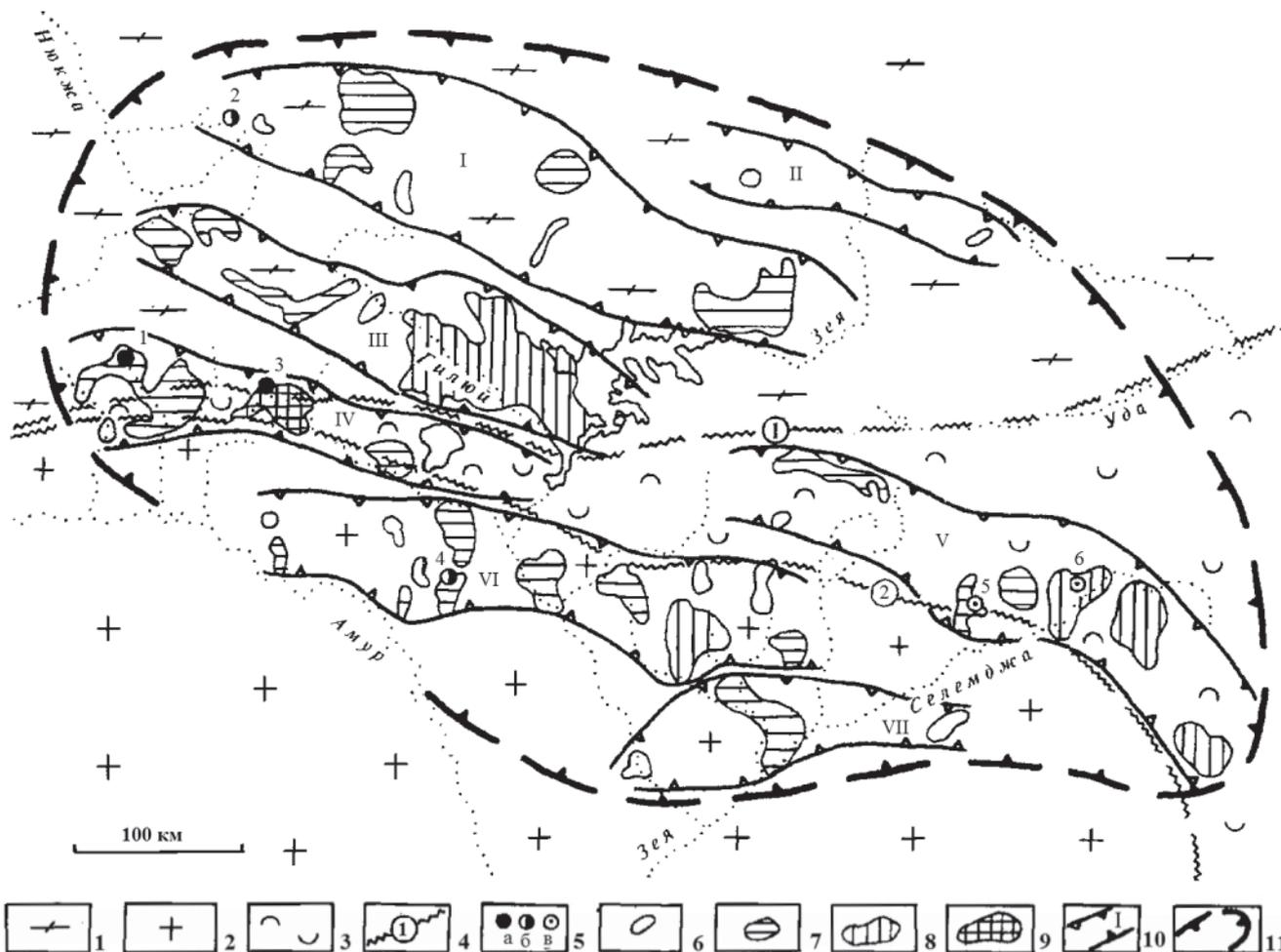
В природной среде БМ распределены крайне неравномерно, поэтому при исследовании их роли и поведения в геохимических объектах необходимо надежно и точно определять следовые количества, что задается условиями использования представи-

тельной навески для применяемых методов. Необходимо также и использование накопленного опыта в современных эффективных схемах анализов, связанных с предварительной подготовкой, отделением от матрицы и концентрированием как МГП, так и всей группы БМ. Это позволяет избавиться от матричного эффекта и значительно повысить соотношение сигнал/шум [1, 2, 4, 5, 9].

Результаты и обсуждение

Токурское рудное поле расположено на участке сочленения Буреинского массива и Алданского щита Монголо-Охотского золотоносного пояса в зоне его Джагдинского поднятия в южной части Селемджинского участка и содержит жильные малосульфидные рудопроявления золото кварцевой формации. Оно находится в Селемджинском районе восточной части Амурской области в верховьях р. Селемджа в долине руч. Токур, расположенного над одноименным разломом субмеридионального направления с координатами 53°9'0" с. ш. и 132°52'0" в. д. Месторождение плутоногенно-метаморфогенного класса гидротермальной группы, мезотермального типа с окисленным типом руд, приуроченных к углеродсодержащим терригенным слабометаморфизированным толщам Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системы (см. рисунок) [11]. Сформировалось на глубине 1–1,5 км, на что указывает обилие порфировых структур в гранитоидах. Вмещающими породами для него являются переслаивающиеся серицитизированные песчаники и алевролиты средневерхнепалеозойского возраста. Вмещающие терригенные толщи и рудные тела испытали тектонические воздействия, смятия и растяжения. Дорудный этап характеризуется общим горизонтальным сжатием субмеридионального направления. На рудную фазу пришлось субширотное растяжение, а на пострудную – субмеридиональное сжатие до постепенного снижения и выравнивания литостатического давления. Разрывы, в фазе растяжений достигавшие 5–10 м, были установлены по инженерным подземным разработкам. Сжатия достигают 5 м по отдельным слоям. Метасоматические кварциты образуют линейно вытянутые зоны и полосы с заливообразными выступами, линзовидными раздувами и пережимами. Сложная морфология этих зон обусловлена физико-химическими свойствами пород. Размеры зон достигают нескольких десятков метров, их направление не зависит от простирания пликативных структур, отражая конфигурацию разломов [12].

Терригенные породы прорваны небольшими штоками кварцевых диоритов, диоритов, плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиритов, возраст которых трактуется от среднеюрского до мелового. На месторождении известно около 1200 золотоносных кварцевых жил, зон прожилкового окварцевания, окварцованных зон дробления кулисного типа. Вмещающими породами служат чернослан-



Приамурская золотоносная провинция (по В. А. Степанову [12])

1 – Становая складчато-блоковая система; 2 – Буреинский срединный массив; 3 – Амуро-Охотская геосинклиналино-складчатая система; 4 – границы геоблоков, представленные глубинными разломами: Монголо-Охотским (1) и Южно-Тукурингрским (2); 5 – месторождения золота: плутоногенного (а), вулканогенного (б) и плутоногенно-метаморфогенного (в) классов (1 – Березитовое, 2 – Бамское, 3 – Кировское, 4 – Покровское, 5 – Маломырское, 6 – Токурское); 6–9 – золотороссыпные узлы, содержащие россыпи с суммой добытого и разведанного золота (т): 6 – 0,1–0,9; 7 – 1–9; 8 – 10–90; 9 – >100; 10 – границы металлогенических зон (I – Северо-Становая, II – Чапско-Майская, III – Джелтулакская, IV – Янкано-Тукурингрская, V – Джагды-Селемджинская, VI – Северо-Буреинская, VII – Чагоян-Быссинская); 11 – контур провинции

цевые толщи, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками токурской и экимчанской свит. Временной интервал оруденения определен ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по гидротемально измененным породам и оценивается в 133–112 млн лет [11], а по возрасту адуляра из продуктивной минеральной ассоциации основного кварцево-рудного тела – 122,4±2,0 млн лет. Учитывая отложение адуляра и золота в составе единой ассоциации, возраст может быть распространен на первичные руды изученного месторождения [3, 7].

Мощность кварцевых жил в среднем до 0,5 м, протяженность от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Жилы составляют серии коротких кулисообразных тел. Дайки диабазовых порфиритов являются уже пострудными образованиями, пересекающими кварцевые жилы и зоны метасоматического окварцевания. Морфология их проста и определяется ровными и слабоволнистыми контактами с вмещающими породами. Штоки диоритов

овальной формы имеют незначительные размеры (до 3000 м²) и почти вертикальные контакты с вмещающими породами. Штоки пересекают метасоматические кварциты, золотокварцевые жилы и дайки диабазовых порфиритов, образуя цепочки субмеридионального северо-восточного направления, аналогичного расположению даек. Кварц-карбонатные и карбонатные жилы пострудной стадии мощностью до 0,1 м и протяженностью несколько десятков метров пересекают метасоматические кварциты, золотокварцевые жилы, дайки диабазовых порфиритов и штоки диоритов, самостоятельно заполняя разноориентированные трещины. Поздние нарушения представлены зонами дробления (до нескольких десятков метров). На рудном поле выявлены концентрации золота в жилах в интервале абсолютных отметок 900–100 м, а наиболее богатые руды добывались на отметках 800–700 м. Рудные жилы богаче в верхней части, особенно близ поверхности, с глубиной содержание золота уменьшается. На го-



Валовые концентрации благородных металлов в руде, вмещающих породах и подземных шахтных водах Токурского золоторудного месторождения

Элемент	Рудные породы (32 пробы)	Вмещающие породы (13 проб)	Подземные шахтные воды (9 проб)	Кларк в земной коре [14]
Ru	<u>0,068–0,092</u> 0,080	<u>0,008–0,036</u> 0,022	<u>0,0001–0,0002</u> 0,0002	0,0001
Rh	<u>0,021–0,055</u> 0,038	<u>0,002–0,005</u> 0,004	<u>0,00003–0,00005</u> 0,00004	0,00006
Pd	<u>0,032–0,062</u> 0,047	<u>0,003–0,006</u> 0,005	<u>0,0001–0,0003</u> 0,0002	0,0004
Ag	<u>0,74–1,06</u> 0,90	<u>0,016–0,062</u> 0,039	<u>0,0011–0,0016</u> 0,0014	0,07
Os	<u>0,080–0,118</u> 0,099	<u>0,008–0,018</u> 0,013	<u>0,0001–0,0003</u> 0,0002	0,00005
Ir	<u>0,094–0,136</u> 0,115	<u>0,009–0,026</u> 0,017	<u>0,0001–0,0001</u> 0,0001	0,00005
Pt	<u>0,42–0,68</u> 0,55	<u>0,033–0,045</u> 0,039	<u>0,0002–0,0004</u> 0,0003	0,0004
Au	<u>1,52–2,34</u> 1,93	<u>0,072–0,375</u> 0,224	<u>0,002–0,005</u> 0,0035	0,0025

Примечание. В числителе – интервал определяемых содержаний, в знаменателе – среднее значение, г/т.

ризонте ниже 700 м среднее содержание золота по блокам 10–30 г/т, выше 700 м – 40–100 г/т, а близ поверхности – уже 150–200 г/т. Самые богатые руды были охристыми и окисленными [11], а в отдельных рудных жилах концентрации золота достигали 500 г/т [7]. На месторождении БМ распределены крайне неравномерно. Повышенные их содержания фиксировались только в рудных жилах при сверхнормативном расхождении по интервалам, достигая следующих максимальных значений (г/т): Ru 0,1, Rh 0,07, Pd 0,1, Ag 155, Os 0,2, Ir 0,3, Pt 0,9, Au 250. По отраслевым правилам обработки первичной геохимической информации в расчет результатов, представленных в таблице, они не попали [4, 5].

Рудные тела малосульфидные, состоят из кварца, адуляра, серицита, хлорита и кальцита. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом и самородным золотом. Реже встречаются халькопирит, шеелит, пирротин и блеклые руды. Золото находится в свободном состоянии размерности 0,25–3 мм. Проба его меняется от 600 до 800 ‰, в среднем по месторождению 710 ‰ [11]. По химическому составу руды содержат (%) нерудные (SiO₂ 62,5) и рудные (Fe 8, S 3, As 4, Sb 0,5, Bi 0,3, Zn 0,5, Cu 0,3, Pb 0,2, W 0,2, Hg 0,1) компоненты. В золото кварцевых жилах наблюдается тенденция увеличения с глубиной количества шеелита, арсенопирита, сфалерита и уменьшения пирита и галенита. При этом концентрация золота убывает незначительно, а проба его возрастает до 760 ‰ [6].

Золото, серебро и МГП выделялись на всех этапах гидротермального процесса от самого начала до конца, образуя средне- и низкотемпературные генерации низкопробного золота. С понижением температуры образования в золотоносных рудах падает проба золота, а также концентрации золота

и металлов группы платины, тогда как концентрации серебра увеличиваются вплоть до образования им самостоятельных минеральных фаз. В целом следует отметить, что формирование минеральных ассоциаций и порядок кристаллизации минералов отдельных ассоциаций на месторождении не отвечает идеальной последовательности отложения минералов В. Линдгрена и др., выявленной на основании изучения многих гидротермальных месторождений [6]. Минерализация МГП была образована частично в примесных концентрациях из сульфидизированной магмы, представлена мелкодисперсными (до 100 мкм) частицами и характеризуется следующими минералами ассоциаций: сперрилит, иридомины, реже самородная платина, изоферроплатина, палладий, а также эрлихманит, лаурит и другие сульфиды, арсениды и сульфоарсениды [8].

Валовые концентрации БМ для образцов рудных пород (см. таблицу) статистически значимо превышают их концентрации в земной коре [14]: для подгруппы легких БМ (Ru, Rh, Pd) – для платиновых металлов в сотни раз, а для серебра – всего в 13 раз. Это, на наш взгляд, обусловлено более высокой миграционной способностью легких платиновых металлов по сравнению с тяжелыми и особенностью территориальной минералогии серебра, отчетливо выраженной для всего Приамурья [2]. Подгруппа тяжелых БМ (Os, Ir, Pt, Au) превышает соответствующие концентрации в земной коре примерно в 1000 раз, что указывает на большую склонность к минеральному концентрированию. Электроплавка сульфидных концентратов применима для переработки материалов с широким интервалом размера кусков, приготовленных разными способами: мелкой руды, окатышей из концентратов, агломерата. Физико-химические превращения шихтовых материалов и образование продуктов



плавки происходят в ванне печи при 1000 °С на поверхности шихты, погруженной в шлак. Сульфиды расплавляются, растворяясь друг в друге, образуя основной продукт плавки – штейн, в котором также растворяются и благородные металлы. В результате образуется смесь жидких компонентов штейна (Ni_3S_2 , Cu_2S , CoS , FeS , Fe_3O_4 , Au , Ag , Pt , Pd , Ir , Os , Ru , Rh). Штейн и шлак легко отделяются друг от друга при остывании [13]. Пробирное концентрирование платиноидов, достигаемое в представленном штейне, превышает их концентрации в земной коре [14] почти в 100000 раз, что делает способ электроплавки весьма перспективным при наличии дешевой электроэнергии.

Золоторудные жилы сопровождаются устойчивыми первичными геохимическими ореолами рассеивания золота и серебра шириной 5–20 м, а попутно мышьяка и вольфрама [12]. Кроме значительных примесей серебра, в них также отмечаются ртуть и медь [11]. Для группы БМ первичные геохимические ореолы рассеивания во вмещающих породах (см. таблицу) имеют 100-кратное превышение по сравнению с их кларками в земной коре, и лишь для серебра превышение концентраций достигает первого десятка значащих цифр кларка, что обусловлено его относительной распространенностью и высокой миграционной способностью [9].

Подземные шахтные воды являются сильно-кислыми (рН 1–3) и имеют слабовосстановительную среду, занимая интервал значений окислительно-восстановительного потенциала (Еh 0,09–0,3) Вольта, что создает возможность существования растворенных комплексных сульфидных форм БМ, благодаря процессам гидролиза сульфидных руд и водороду, диффундирующему из глубин земной коры по разлому [9]. В результате обогащение БМ подземных вод почти достигает значений их кларковых концентраций в земной коре (см. таблицу).

Выводы

Современная золотодобыча на Токурском месторождении ведется артельным способом по устаревшим технологиям гравитационного обогащения в объемах нескольких десятков килограммов в год. В последнее время качество запасов руды ухудшилось, и добыча золота стала малорентабельной. Нижняя граница рентабельности такой золотодобычи – 2 г/т, что хуже среднего показателя в промышленности в 20 раз. По геологической обстановке Токурское рудное поле перспективно на оруденение БМ в этом районе, и дальнейшее развитие золотодобычи следует увязывать в основном с ним, а именно с переоценкой и доразведкой кварцево-рудных тел, штокверков, а также переработкой старых отвалов. С этой точки зрения интересна проработка естественного продолжения Токурского рудного поля по одноименному разлому в направлении пос. Экимчан.

На Токурском месторождении золоторудной минерализации 1,93 г/т сопутствуют серебряная и групповая платиновая минерализации в концентрациях менее 1 г/т.

Электроплавка сульфидных руд повышает концентрацию МГП в штейне примерно до 100000 раз по сравнению с соответствующими концентрациями в земной коре. Это делает данный способ обогащения сырья перспективным для переработки платиновых сульфидных руд при наличии дешевой электроэнергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Биогеохимия** благородных металлов в водотоках бассейна реки Амур / В. И. Радомская, С. М. Радомский, Ю. Г. Пискунов, Н. Г. Куимова // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, гео-криология. – 2005. – № 4. – С. 317–322.
- 2. Благородные** металлы в ландшафтах Амуро-Зейской равнины Приамурья / С. М. Радомский, В. И. Радомская, Н. В. Моисеенко, В. Г. Моисеенко // Докл. РАН. – 2008. – Т. 422, № 5. – С. 665–667.
- 3. Возраст** адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом / А. А. Сорокин, Н. С. Остапенко, В. А. Пономарчук, А. В. Травин // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 53, № 3. – С. 297–304.
- ГОСТ Р 52599–2006.** Драгоценные металлы и их сплавы. Общие требования к методам анализа. Введен 2008–01–01. – М.: Стандартинформ, 2007. – 10 с.
- ГОСТ Р 55558–2013.** Руда сульфидная медно-никелевая. Масс-спектрометрический метод определения содержания платины, палладия, родия, рутения, иридия и золота с предварительным коллективированием на никелевый штейн. Введен 2014–07–01. – М.: Стандартинформ, 2015. – 36 с.
- Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В.** Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996. – 352 с.
- Остапенко Н. С., Нерода О. Н.** Условия отложения и особенности распределения индивидов самородного золота в жилах мезотермального месторождения Токур (Россия) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58, № 3. – С. 239–250.
- Платиноносность** Дальнего Востока / В. Г. Моисеенко, В. А. Степанов, Л. В. Эйриш, А. В. Мельников. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 176 с.
- Радомский С. М.** Естественный миграционный потенциал благородных металлов Монголо-Охотского золотоносного пояса // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328, № 1. – С. 29–38.
- Серебряный Я. Л.** Электроплавка медно-никелевых руд и концентратов. – М.: Metallurgia, 1974. – 248 с.
- Степанов В. А.** Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 161 с.



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

13. **Extractive** metallurgy of nickel, cobalt and Platinum-group metals / F. K. Crundwell, M. S. Moats, V. Ramachandran et al. – Oxford: Elsevier, 2011. – 610 p.

14. **Wedepohl K. H.** The composition of the continental crust // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1995. – Vol. 59, no. 2. – P. 1217–1232.

REFERENCES

1. Radomskaia V.I., Radomskii S.M., Piskunov Iu.G., Kuimova N.G. [Biogeochemistry of precious metals in the streams of the Amur River basin]. *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*, 2005, no. 4, pp. 317–322. (In Russ.).

2. Radomskii S.M., Radomskaia V.I., Moiseenko N.V., Moiseenko V.G. Noble metals in landscapes of the Amur-Zeya plain in Priamurye. *Doklady Earth Sciences*, 2008, vol. 423, no. 1, pp. 1250–1252.

3. Sorokin A.A., Ostapenko N.S., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of adularia from veins of the Tokur gold deposit, the Mongolian-Okhotsk orogenic belt, Russia. *Geology of ore deposits*, 2011, vol. 53, no. 3, pp. 264–271.

4. *GOST R52599–2006. Dragotsennyye metally i ikh splavy. Obshchiye trebovaniya k metodam analiza. Vved. 2008–01–01* [State Standard 52599–2006. Precious metals and their alloys. General requirements for analysis methods. Intr. 2008–01–01]. Moscow, Standartinform Publ., 2007. 10 p. (In Russ.).

5. *GOST R55558–2013. Ruda sul'fidnaya medno-nikelevaya. Mass-spektricheskiy metod opredeleniya sodержaniya platiny, palladiya, rodiya, ruteniya, iridiya i zolota s predvaritel'nym kollektivirovaniyem na nikel'nyy shteyn. Vved. 2014–07–01* [State Standard R55558–2013. Ore sulfide copper-nickel. Mass spectrometric method for determining the content of platinum, palladium, rhodium, ruthenium, iridium

and gold with pre-collectivization on nickel matte. Intr. 2014–07–01]. Moscow, Standartinform Publ., 2015. 36 p. (In Russ.).

6. Moiseenko V.G., Eirish L.V. *Zolotorudnye mestorozhdeniya Vostoka Rossii* [Gold deposits of the East of Russia]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 1996. 352 p. (In Russ.).

7. Ostapenko N.S., Neroda O.N. Deposition conditions and distribution features of native gold individuals in the veins of the Tokur mesothermal deposit, Russia. *Geology of ore deposits*, 2016, vol. 58, no. 3, pp. 213–223.

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

9. Radomskii S.M. [The natural migration potential of precious metals of the Mongol-Okhotsk gold-bearing belt]. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov – Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets engineering*, 2017, vol. 328, no. 1, pp. 29–38. (In Russ.).

10. Serebrianyi Ia.L. *Elektroplavka medno-nikel'nykh rud i kontsentratsiy* [Electric melting of copper-nickel ores and concentrates]. Moscow, Metallurgiya Publ., 1974. 248 p. (In Russ.).

11. Stepanov V.A. *Geologiya zolota, serebra i rtuti. Ch. 2. Zoloto i rtut' Priamurskoy provintsii* [Geology of gold, silver and mercury. Part 2. Gold and mercury of the Amur Province]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2000. 161 p. (In Russ.).

12. Eirish L.V. *Metallogeniya zolota Priamurya (Amurskaya oblast', Rossiya)* [Metallogeny of gold in Priamurye (Amur Region, Russia)]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 2002. 194 p. (In Russ.).

13. Crundwell F.K., Moats M.S., Ramachandran V., et al. *Extractive metallurgy of nickel, cobalt and Platinum-group metals*. Oxford, Elsevier, 2011. 610 p.

14. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1995, vol. 59, no. 2, pp. 1217–1232.

© С. М. Радомский, В. И. Радомская, 2019

МИФ О ЗОЛОТОРУДНЫХ КОНГЛОМЕРАТАХ ПРОВИНЦИИ ВИТВАТЕРСРАНД (ЮЖНАЯ АФРИКА)

С. С. Долгушин

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

На основе критического анализа публикаций по уран-золоторудным месторождениям Витватерсранда (ЮАР) и использования современных экспериментальных данных по строению и составу рудно-магматических систем сделан вывод о том, что кварцевые уран-золотоносные породы обломочного облика этих месторождений, определяемые как конгломераты, на самом деле псевдоконгломераты. Показано, что их формирование связано с появлением (в результате глубокой дифференциации материнской силикатной магмы) ликвационного дифференциата – рудоносной (уран-золотоносной) флюидной магмы существенно кремнеземного состава. С ее интрузией, сопровождаемой местными закрытыми взрывами, связано образование кварцевых уран-золотоносных пород различного текстурного облика – от конгломератовидного до брекчиевидного и брекчиевого. Обоснованы представления о том, что эти месторождения, ранее относимые к экзогенной формации золотоносных конгломератов, – эндогенные образования, представляющие собой лишь частный случай широко распространенной кварцевожильной формации, которая характеризуется исключительно разнообразными формами проявления, как, например, месторождения Витватерсранда.

Ключевые слова: месторождение, уран, золото, флюидная магма, конгломераты, псевдоконгломераты, кремнеземный расплав, гель, коллоид, Витватерсранд.

THE MYTH ABOUT GOLD CONGLOMERATES OF THE WITWATERSRAND PROVINCE IN SOUTH AFRICA

S. S. Dolgushin

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

Based on a critical analysis of the published literature on the Witwatersrand uranium-gold deposits (South Africa) and the use of modern experimental data on the structure and composition of ore-magmatic systems, it is concluded that quartz uranium-gold-bearing rocks of these deposits defined as conglomerates are pseudoconglomerates. It is shown that their formation is associated with the ore-bearing (uranium-gold-bearing) fluid magma of a substantially silica composition occurred from deeply differentiated maternal silicate magma of liquation differentiate, and the intrusion of which is accompanied by local closed explosions and the formation of quartz uranium-gold-bearing rocks of various texture – from conglomerate to breccia-like and breccia, composing these deposits. It justifies the notion that these deposits, previously attributed to the exogenous formation of gold-bearing conglomerates, are endogenous formations and represent only a special case of a widespread quartz-vein formation characterized by exclusively diverse forms of its manifestation in the world, one of which is the Witwatersrand deposits.

Keywords: deposit, uranium, gold, fluid magma, conglomerate, pseudoconglomerates, silica melt, gel, colloid, Witwatersrand.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-57-70

Месторождения провинции Витватерсранд

Со времени открытия уран-золоторудных месторождений (обычно называемых золоторудными по ведущему полезному ископаемому) в провинции Витватерсранд (ЮАР) прошло более 130 лет. За это время там было добыто 50 тыс. т золота; разведанные запасы составляют еще 38,0 тыс. т. Некоторые авторы полагают, что общие ресурсы провинции достигают 100 тыс. т, и это при том, что золоторудные провинции с запасами 10,0 тыс. т уже считаются гигантскими. Говоря о столь значительных ресурсах, следует учитывать, что в настоящее время отработка месторождений ведется до глубин 3000–5000 м (глубина шахты Тау-Тона возле Йоханнесбурга 5000 м). Соответственно, можно полагать, что и ресурсы подсчитаны до этих глубин. В многочисленных публикациях за аналоги витватерсрандских месторождений выдаются месторождения в разных частях света [16

и др.]. Однако критерии этих сопоставлений, в первую очередь генетические, далеко не всегда однозначны. Поэтому большинство авторов придерживается мнения о том, что достоверных аналогов пока не обнаружено.

В общеструктурном плане уран-золоторудная провинция Витватерсранд находится в пределах прогиба (мульды) размером 400×180 км, расположенной на архейском фундаменте (Каапваальском кратоне) древней Африканской платформы. Прогиб составлен терригенно-вулканогенными пологолежущими породами нескольких докембрийских систем общей мощностью до 15 км. Вторая снизу система (мощность 7,5 км) – Витватерсрандская – вмещает большую часть золоторудных месторождений и заполнена песчаниками, алевролитами, филлитами, углеродистыми сланцами, кварцитами, вулканидами и конгломератами. Магматизм здесь пред-

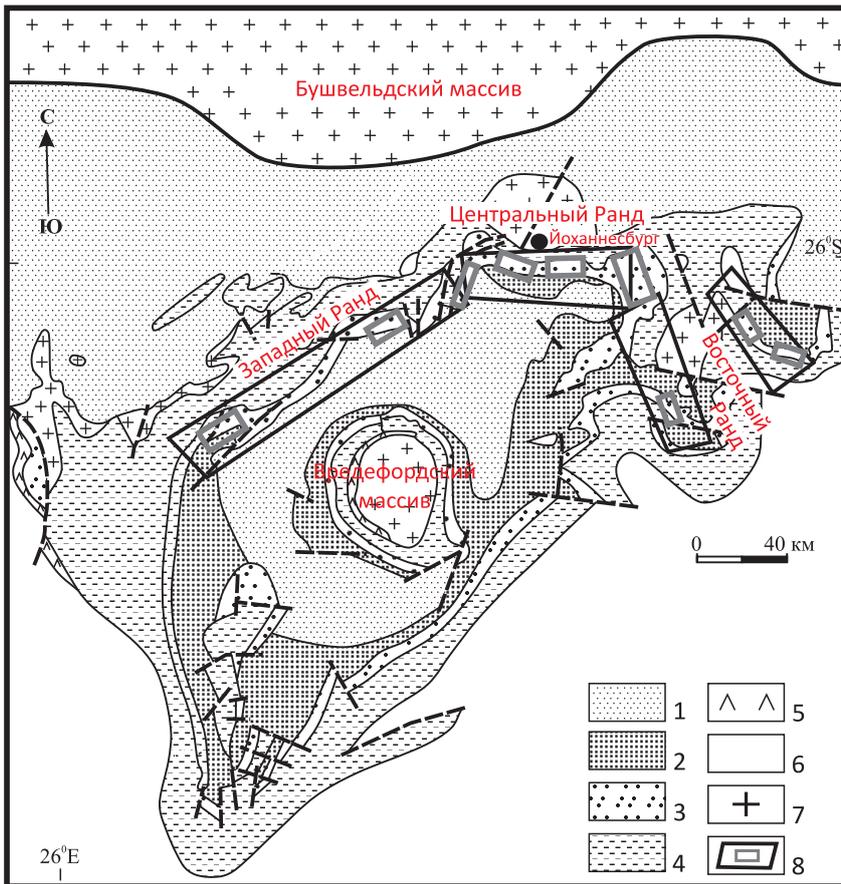


Рис. 1. Схема геологического строения депрессии Витватерсранд [9]

Вулканоогенно-осадочные формации (в скобках средний возраст, млн лет): 1 – Трансвааль (2025), 2 – Вентерсдорп (2709), 3–4 – верхний и нижний Витватерсранд соответственно (2914), 5 – Доминион (3074), 6 – фундамент (3120), 7 – интрузивные породы бушвельдского комплекса (1950), 8 – Au-U провинция Витватерсранд и ее главные рудные узлы (дополнительно схематично нанесены контуры золотоносной провинции Витватерсранд и ее главных рудных узлов)

ставлен интрузивными массивами бушвельдского комплекса разного состава (от кислого до среднего и щелочного).

Золоторудная провинция Витватерсранд располагается вдоль северного фаса прогиба и имеет вид дугообразной полосы протяженностью до 200 м и шириной 25–30 км и включает не менее 100 месторождений, сосредоточенных в девяти рудных полях (в отечественной терминологии – рудных узлах) (рис. 1). Золоторудные месторождения (местное название – рифы) распределены по всему 15-километровому протерозойскому разрезу, в основном в верхнем 4,5-километровом отделе витватерсрандской системы. Только в ее пределах они располагаются как минимум на 16 стратиграфических уровнях [9]. По строению и составу все месторождения одинаковы: линзы, преимущественно согласные (хотя есть и секущие) со слоистостью вмещающих пород, мощность линз от 0,1–0,5 до 1,0–1,5 м, протяженность первые десятки метров, максимальная до 1360 м [16, 29]. Они скомпонованы в зоны с вертикальной протяженностью до 1–3 и даже до 5 км, представляющие собой рудные столбы.

Состав рудных тел (рифов) существенно кварцевый. Их текстура обломочная конгломератовидная, брекчиевая или брекчиевидная вплоть до массивной со взаимопереходами. Она определяется наличием кварцевых обломков с разной степенью округленности: при округленности текстура конгломератовидная, при угловатости – брекчиевидная

или брекчиевая. Кварц в обломках жильного типа. Цемент также кварцевый, мелкозернистый, с гранулитовой структурой. Соотношение обломков разное, обычно цемент преобладает [9]. При уменьшении количества обломков вплоть до их полного исчезновения эти породы постепенно переходят в кварцит. Для всех месторождений провинции характерно преобладание брекчиевидных текстур над конгломератовидными. Исторически сложилось так, что исследователи параллелизовали конгломератовидные текстуры с конгломератами, и хотя они распространены меньше, чем брекчиевидные, все рудные тела провинции начали называть конгломератами, которые и стали своего рода визитной карточкой Витватерсранда.

Кроме того, примечательной особенностью витватерсрандских пород является наличие в кварцевой массе пирита не только в виде вкрапленности и гнезд, но и в форме шаров (диаметром от 1–2 мм до 2–3 см), известных как «пиритовая картечь».

Рудная минерализация тонкодисперсного типа, невидимая в микроскоп, находится только в цементе (а золото – и в пирите) и представлена золотом, ураном, платиноидами и редкими элементами. Среднее содержание золота в провинции 11,9 г/т, иногда до 20–30 г/т и даже выше.

Своеобразие витватерсрандских месторождений определяется гигантскими запасами золота на весьма ограниченной площади и их сложным, в общем неясным генезисом, который обусловлен тесной связью оруденения только с обломочными



породами. Эти породы называют конгломератами, и именно они создали месторождениям славу уникальных объектов, не имеющих аналогов нигде в мире. Полагая, что при всей уникальности объекта он не может быть единственным на Земле, геологи пытались понять причину неудачного поиска его аналогов, которую видели в разном понимании генезиса месторождений и, соответственно, критериев их поиска. Это и послужило основой продолжающихся до настоящего времени дискуссий, которые оформились в многочисленные взаимоисключающие гипотезы.

Гипотезы генезиса месторождений Витватерсранда

На этот счет существует множество гипотез, нередко принципиально противоречивых, в основе которых лежат вопросы происхождения рудноносных обломочных пород, традиционно называемых конгломератами, и соотношения с ними золотооруденения. Характеристика этих гипотез и их критический анализ приведены в многочисленных публикациях [6, 9, 16, 24, 25, 27, 30, 33, 35], а в обобщенном виде – в статье [28]. Все гипотезы в первом приближении можно разделить на четыре группы: осадочные, гидротермальные, осадочно-гидротермальные и магматогенные. Наиболее популярны осадочные, потому мы рассмотрим их подробно, лишь кратко охарактеризовав остальные, а также дадим обоснование новой предложенной нами магматогенной гипотезы.

Осадочные гипотезы

В этой группе наиболее популярна (а для зарубежных геологов непререкаема) россыпная, согласно которой южноафриканские месторождения представляют собой древние протерозойские россыпи, сингенетичные вмещающим конгломератам, а источник золота в них – золотоносные кварцевые жилы архейского фундамента далеко за пределами прогиба.

Генетическая связь золотооруденения с конгломератами в этих гипотезах общепризнанна, однако существует множество вариантов, основанных на разном ее понимании. Так, например, в одних считается, что месторождения представляют собой древние золотоносные россыпи, сингенетичные вмещающим конгломератам, в других – что золотоорудная минерализация в виде золотоносных осадков, принесенных водами издалека, наложена на уже существующие конгломераты.

Для обоснования осадочных гипотез одними из наиболее точных критериев являются палеогеографические. Однако А. Дю Тойт, будучи сторонником этих гипотез, при анализе палеогеографических критериев вынужден был отметить, что они чрезвычайно противоречивы и не дают какой-либо аргументации, обосновывающей осадочный генезис так называемых кварцевых конгломератов. Рас-

сматривая многочисленные варианты осадочных гипотез, он отмечает: «...мнения о том, была ли эта поверхность дном моря или озера, морским побережьем, низкой дельтой или предгорной равниной разделяются... согласно Грейтону осадки откладывались на дне моря... Бекер, Грегори и Юнг придерживались мнения о широком морском побережье; Меллор привел серьезные доводы в пользу дельтового происхождения осадков; Рейне приводил данные, убедительно доказывающие существование континентальных условий...» [9, с. 83]. Добавим, что Д. Преториус [40], детально описавший палеографическую обстановку, связывал образования кварцевых конгломератов с бурными речными потоками. К этому мнению присоединился и А. Д. Щеглов [35]. Есть и другие варианты, например, связь оруденения с корами выветривания [16] и т. п. Ясно, что при такой противоречивости критериев достаточно объективного представления о происхождении обломочных пород, называемых кварцевыми конгломератами, нет, поскольку это вообще не конгломераты.

Как отмечают критики указанных гипотез, в них предостаточно уязвимых мест, практически приводящих к их отрицанию. Считаю необходимым остановиться на некоторых вопросах, принципиальных для понимания генезиса месторождений; в первую очередь, это происхождение галек и конгломератов, только кварцевый состав их цемента, избирательность оруденения и стратиграфический его контроль, происхождение россыпей и пути доставки в них золота.

Гальки и конгломераты. В Витватерсранде выделяют два типа конгломератов: нерудные полимиктовые и рудные олигомиктовые кварцевые, представляющие собой золоторудные месторождения (риффы). Известно, что состав конгломератов определяется составом пород акватории сноса. Это не соответствует исключительно кварцевому составу галек рудных конгломератов. Именно данное несоответствие и является одним из наиболее слабых мест осадочной гипотезы их происхождения. Как уже отмечалось, текстурный узор рудных рифов определяется двумя совместно существующими типами кварцевых обособлений в мелкозернистой кварцевой матрице: 1) в разной степени округлые обособления кварца, считающиеся гальками, которые придают породе конгломератовидный облик, 2) остроугольные обломки такого же кварца, определяющие брекчиевидную или даже брекчиевую текстуру. Если преобладают обособления первого типа, породу называют конгломератами, если второго второго – брекчиями, а при совмещении обоих типов – конглобрекчиями.

Главная причина, определяющая содержание любых гипотез генезиса витватерсрандских месторождений, – принципиально разное понимание природы округлых форм кварцевых обособлений рудных тел (риффов). В осадочных (россыпных) ги-

потезах это речные окатыши – гальки, а вся порода – конгломерат. Однако у российских геологов имеются принципиально другие представления об этих породах: как о псевдоконгломератах – продуктах не экзогенных (осадочных), а эндогенных процессов [3, 7, 24, 30, 33, 35]. В этом контексте весьма показательным высказывание акад. Н. А. Шило [3]: «...сфероидальные формы действительно образуются в эндогенных условиях, но не обвораживающим ум окатыванием, а иным путем», при закрытых эксплозиях (эксплозивные брекчии), ликвации магматического расплава или концентрированного гидротермального флюида (глобулярные текстуры), метасоматозе (округлые кварцевые стяжения и др.), т. е. породы представляют собой не конгломераты, а псевдоконгломераты.

Следует отметить, что первым усомнившимся в конгломератовой природе витватерсрандских рифов был А. М. Портнов [24], который на примере Кочбулакского месторождения Узбекистана показал: если бы не заведомо эндогенный генезис месторождения как трубки взрыва, то слагающие ее эксплозивные брекчии с их округлыми обломками нельзя было бы отличить от так называемых конгломератов Витватерсранда.

Российские геологи, занимавшиеся изучением «галек» витватерсрандских рифов показывают, что, несмотря на метаморфизм, нивелирующий первичные структуры «галек», в ряде случаев в них все же достаточно полно сохранились реликты их концентрически-зонального строения, которые свидетельствуют об образовании «галек» как глобул из кремнеземного геля (расплава), а вовсе не как окатышей в водной среде. Вообще, глобулярные «кон-

гломератовидные» текстуры обычны для многих эндогенных месторождений (железородных – трубки взрыва на Сибирской платформе, полиметаллических на Алтае и Урале, оловородных в Забайкалье и некоторых золоторудных, например Балейского). А. Д. Щеглов в Балейском месторождении видит частичный аналог витватерсрандских объектов. Здесь руды образованы из золотоносного гидротермального кремнеземного геля [1, 36] (в нашей интерпретации – кремнеземного расплава), определяющего крустификационные, почковидные, фестончатые, кружевные и, что особо роднит их с витватерсрандскими объектами, глобулярные текстуры (рис. 2). Однако из-за очевидности эндогенной природы последних их никогда не относили к конгломератам, в отличие от витватерсрандских.

Говоря об округлых обособлениях кварца, определяющих конгломератовидный облик рудных рифов, необходимо отметить, что в африканских месторождениях преобладают вовсе не конгломератовидные текстуры, а брекчиевидные или даже брекчиевые, порождаемые закрытыми эксплозиями, которые неизбежно сопровождают ликвационные процессы и приводят к дроблению как кремнеземной матрицы, так и кварцевых глобул. При этом в зависимости от характера эксплозий и степени перемещения обломков они в какой-то мере округляются и по текстурному облику становятся похожими на конгломераты, будучи в действительности псевдоконгломератами. Тем не менее традиционно все кварцевые рифы, независимо от их текстурного облика, называли конгломератами. Это, например, видно из работы Ю. Г. Сафонова и В. Ю. Прокофьева, посещавших витватерсрандские месторождения и писавших, что «риф Карбон-Лидер в осмотренных выработках не выглядит как „конгломератовый“ горизонт. Галечные образования здесь можно выделить лишь условно в нечетко выраженных зонах мощностью от 1–2 до 30 см, имеющих брекчиевидные строения...» [27, с. 148]. Примерно то же говорил и А. Д. Щеглов, также посещавший эти месторождения [35]. Примечательно и высказывание Ф. П. Кренделева: «...в районе Претории конгломерат более всего похож на брекчированный кремль» [16, с. 33].

Определяя рифы Витватерсранда как псевдоконгломераты, необходимо особо обратить внимание на то, что эта проблема исключительно актуальна для большого класса рудных месторождений. Так, геология рудных месторождений изобилует примерами, когда на месторождениях первоначально обломочные породы принимали за конгломераты и только после проведения большого объема разведочных или даже эксплуатационных работ определяли их уже как эксплозивные брекчии, т. е. псевдоконгломераты [13, 22]. Эксплозивные месторождения трубок взрыва с эксплозивными брекчиями с той или иной степенью округленности обломков (иногда вплоть до шаровых форм, весьма

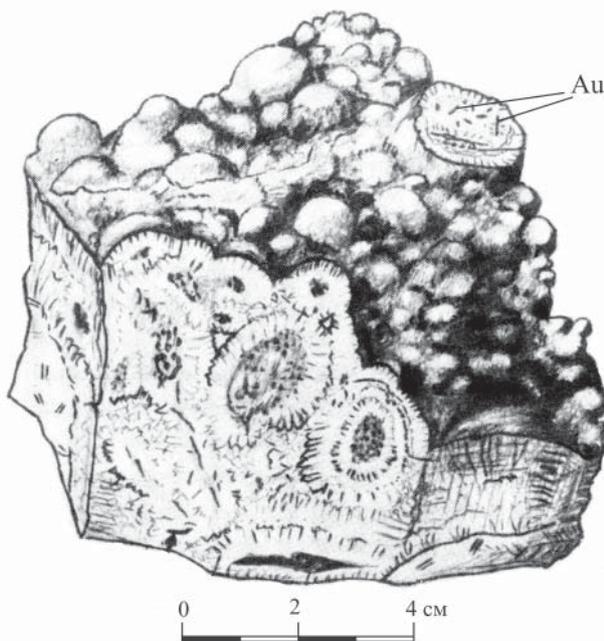


Рис. 2. Балейское месторождение. Жила № 53 [1]. Глобулярная текстура золоторудных кварцевых жил (глобулы – кварц с чешуйками золота; цемент – халцедон с тонкодисперсным золотом). Текстурный аналог золотоносных «конгломератов» Витватерсранда



похожих на конгломераты), широко развиты во всем мире (гигантское месторождение Крипл-Крик в Австралии, группа забайкальских месторождений Дарасунского рудного поля в России, Кочбулак в Узбекистане и мн. др. [11, 12]). Следует также заметить, что рудные взрывчатые брекчии широко распространены и слагают месторождения не только золота, но и других металлов, в частности колчедана, молибдена, олова и др. В этом плане не исключение и Витватерсранд.

Кварцевый состав «галек конгломератов».

В осадочных гипотезах наиболее распространено мнение о том, что источник кварцевой гальки в этих «конгломератах» – кварцевые жилы архейского фундамента, при размыве и последующих многочисленных перемывах которых остается только устойчивая кварцевая галька. Наиболее популярна в этом плане гипотеза о древних корях выветривания, в которых в конечном счете остается только наиболее устойчивый к выветриванию кварц, который далее переносится в виде гальки [9, 16]. Однако неясно, каким образом действует этот механизм при формировании кварцевых конгломератов для толщи мощностью в 15 км с более чем тремя десятками стратиграфических уровней в течение 600 млн лет, да еще и для сотни месторождений, расположенных на большой площади. Столь многочисленных перерывов, определяющих появление кор выветривания, в осадочно-накоплении этих толщ нет.

Акцентируя внимание на кварцевом составе «галек», необходимо отметить, что и их цемент представлен кварцем, отличающимся от самих «галек» только мелкозернистостью [9, 16]. В этом отношении конгломератовидные текстуры так называемых кварцевых конгломератов Витватерсранда можно сравнить с золотоносными кварцевыми жилами Балейского месторождения в Забайкалье [1], в которых широко развиты колломорфные (пелльчатые, кружевные и т. д.) текстуры, переходящие в глобулярные (см. рис. 2), практически тождественные таковым в рудных рифах Витватерсранда. Однако эндогенная природа балейских руд «как образованных из гидротермального кремнеземного геля ни у кого не вызывает сомнения» [37, с. 31], в то время как витватерсрандские считаются экзогенными образованиями (конгломератами).

При этом в альтернативных гипотезах эндогенного генезиса африканских месторождений гальковидные кварцевые образования (и их цемент тоже) рассматриваются в качестве эндогенных производных как кварцевые метасоматиты [30], ликвационные глобулы кремнеземного расплава [4, 7, 25, 33] или округленные обломки кварца в взрывчатых брекчиях [7, 24, 33], а вся порода – как кварцевый псевдоконгломерат. Нам представляется, что именно это объяснение их происхождения наиболее правдоподобно.

Избирательность оруденения только кварцевых «конгломератов». Как уже отмечалось,

в Витватерсрандской провинции выделяются два типа конгломератов: полимиктовые и олигомиктовые кварцевые. Если ни у кого нет сомнений в экзогенной осадочной природе полимиктовых конгломератов, то для олигомиктовых они есть: в последнее время у российских геологов появилась гипотеза об их эндогенной природе как псевдоконгломератов [7, 24, 25, 30, 33, 35]. Эти разночтения имеют глубокий смысл, поскольку разное понимание природы обломочных пород кварцевого состава, традиционно называемых конгломератами, в значительной (если не решающей) степени определяет представления о генезисе витватерсрандских месторождений. Суть этих разногласий определяется избирательностью рудной минерализации относительно «конгломератов» разного состава.

В витватерсрандских месторождениях примечательно то, что рудными являются только олигомиктовые кварцевые конгломераты, но никогда полимиктовые. Во всех публикациях при описании конкретных месторождений (одинаковых по составу) этот факт признают, однако, характеризуя геологическую ситуацию, слово «кварцевые» применительно к рудным конгломератам опускают как ненужную деталь и далее пишут уже просто о конгломератах, не упоминая об их исключительно кварцевом составе. Именно это и отражено в выделении особой «формации золото-рудных конгломератов» без упоминания об их кварцевом составе – «визитной карточке» Витватерсранда.

Сторонники осадочного генезиса недооценивали или просто не понимали этого факта, как, например, А. Д. Щеглов, писавший, что сочетание оруденения с кварцевыми конгломератами – явление случайное и внимания на него обращать не следует, «так как это случайное благоприятное совпадение одновременности образования конгломератов и излияния золотоносных гидротерм в водный бассейн, где шло их формирование» [35, с. 38]. Между тем сторонник гипотезы эндогенного гидротермального генезиса Ф. П. Кренделев высказывался так: «...оруденевают не любые конгломераты, а только кварцевые... кварц в этом процессе играет какую-то существенную роль» [16]. Продолжая его мысль, мы полагаем, что эти породы вообще не конгломераты, а псевдоконгломераты – продукты ликвационного расслоения с глобулярной (конгломератовидной) текстурой изначально золотоносного магматогенного кремнеземного расплава. По нашему мнению, ни о каком «случайном» совпадении сочетания оруденения с кварцевыми «конгломератами» не может быть и речи. Сочетание золотооруденения именно с кварцевыми «конгломератами» и определяет генезис обсуждаемых месторождений.

Источники золота для «россыпей» и его транспортировки. В экзогенной осадочно-россыпной гипотезе источник золота видят в золотоносных кварцевых жилах фундамента, при их разрушении питающих витватерсрандские месторождения [9, 11, 29, 35, 40]. Суть проблемы заключается как в количестве



золота, так и в путях его доставки до месторождения. При эндогенном процессе практически любое количество рудного компонента и его доставка не представляют проблемы, но при экзогенном это не так. Некоторые авторы отмечали, что одним из самых уязвимых положений россыпной гипотезы является проблема количества золота в источнике и его доставки [7, 15, 27]. В связи с этим возникают по крайней мере два вопроса: 1) источники золота с гигантскими объемами (до 100 тыс. т) в фундаменте, питающие россыпи Витватерсрандской провинции; 2) дальности переноса золота от источника до россыпи.

Витватерсрандская провинция находится в пределах мульды и удалена от выходов фундамента на многие километры, а от возможных источников в нем – на многие сотни километров. И каким же образом золото попадало в россыпь из источника? Из работы [34], а также из практики известно, что россыпи золота образуются на расстоянии от источника не далее первых километров, а в «ближайшем сносе» его теряется уже до 50 %. Иначе говоря, если запас золота в провинции 100 тыс. т, то в источнике должно быть не менее 200 тыс. т, а такого в акватории сноса быть не может.

На эту проблему обращали внимание М. М. Константинов и др., также отмечавшие неясность первичного источника золота: «...если золото имеет обломочное происхождение и образовалось при эрозии рудных месторождений, должен существовать эквивалент в виде одного гигантского (1000 т) месторождения для каждого из 40 рудников Витватерсранда (не считая оставшихся запасов, оцениваемых в 30 тыс. т золота)...» [11, с. 155]. Уместно отметить, что российские геологи в отличие от зарубежных не считали источником россыпей Витватерсранда золотоносные кварцевые жилы или месторождения фундамента ввиду явной несостоятельности этих представлений.

Напомним, что по мировой статистике [16, с. 13] содержание золота в россыпях составляет в среднем 0,4 г/т, а в коренном залегании – 10 г/т, в то время как в витватерсрандских месторождениях 11,9 г/т, а ведь встречается и 20, и 30 г/т и даже более. Только сами по себе эти факты отрицают возможность осадочного (россыпного) генезиса африканских месторождений.

Стратиграфический контроль оруденения.

Это важный пункт обоснования осадочных гипотез, базирующийся в основном на будто бы закономерном положении оруденения в протерозойском стратиграфическом разрезе прогиба и силлообразной форме залегания рудных рифов, согласной со слоистостью вмещающих толщ.

Золоторудные рифы располагаются в пределах всего 15-километрового протерозойского разреза прогиба более чем на двух десятках уровней, максимальное из количество отмечено в верхнем 4,5-километровом отделе системы на 16 стратиграфических уровнях. А. М. Портнов [24], используя радио-

логические данные по урану, отмечает, что возраст нижних и верхних толщ 10-километрового разреза различается на 600 млн лет (2,5 и 1,9 млрд лет соответственно). Приблизительно тот же результат получается и при расчете по геологическим критериям применительно к скорости отложения осадков. Естественно, что и возраст сингенетичных золотоносных конгломератов нижних и верхних частей этого разреза должен различаться на ту же величину. Между тем указанный автор пишет, что радиологический возраст золоторудных конгломератов по всему разрезу одинаков и это определенно свидетельствует о более молодом, наложенном характере оруденения, а вовсе не о его стратиграфическом контроле. Кроме того, если исходить из представлений о стратиграфическом контроле оруденения, получается, что во всей толще прогиба в течение 600 млн лет более 30 раз повторялись сходные (раз все месторождения одинаковы) палеогеографические условия, определявшие формирование однотипных золотоносных конгломератов. А это даже и представить трудно.

Следует также обратить внимание на то, что золоторудные конгломераты (рифы) в пределах определяемых стратиграфических уровней (горизонтов) не образуют единых протяженных пластов, как считают сторонники осадочных гипотез, а представлены разобщенными на многие сотни метров или даже десятки километров линзами (силлами), протяженность которых по простиранию – лишь первые сотни метров, максимум до 1360 м [16]. Анализируя эту ситуацию, Ф. П. Кренделев [16] отмечает, что представления о рудоносных уровнях в значительной степени идеализированы, так как в условиях, когда вмещающие оруденение протерозойские толщи почти повсеместно перекрыты чехлом послерудных палеозойских отложений мощностью до 3–4 км, идентификация уровней в пределах всего прогиба без наличия маркирующих горизонтов, а только по данным бурения крайне проблематична.

Представляется, что «разброс» месторождений в стратиграфическом разрезе по вертикали не связан с их приуроченностью к определенным, весьма многочисленным «золотоносным горизонтам», а определяется разной глубиной проникновения эндогенных рудоносных растворов в толщу прогиба.

В качестве подтверждения того, что оруденение сингенетично вмещающим толщам, приводят согласное со слоистостью силлообразное залегание рудных рифов. В большинстве случаев это действительно так, однако встречается и несогласное залегание. Например, в горизонте Майн-Риф-Лидер золотоносные кварциты мощностью от нескольких сантиметров до 25 м залегают несогласно со слоистостью, они выполняют канал, представляющий собой рудный столб [16]. Кроме того, известны многочисленные случаи несогласного залегания (типа «притыкания») рудных рифов. Африканские геологи [9 и др.] объясняют это тем, что рифы выполняют



речные эрозионные каналы (или даже каньоны) во вмещающих толщах, в то время как эти случаи вполне могут соответствовать более поздним, наложенным рудно-магматическим процессам, например, закрытым эксплозиям и т. д. Сторонники осадочно-генезиса, доказывая стратификацию оруденения, акцентируют внимание на согласном со слоистостью залегании рифа. Они не обращают внимания на то, что не только рифы, но и интрузивные магматические породы (габброиды, диабазы, порфириды, альбитофиры, кварцолиты и др.) широко развиты в рудных полях в виде не только даек, но и послонных интрузий (силлов), образующих вместе с рудными рифами разрез типа «слоеный пирог» [9, 16]. Согласное (силлообразное), как в Витватерсранде, залегание рудных тел эндогенных месторождений в слоистых толщах, определяемое их ярко выраженной анизотропией, – явление обычное и в рудной геологии представляет собой важнейший рудоконтролирующий фактор. В пример можно привести гигантские месторождения (Сухой Лог, Олимпиадинское и др.), на которых рудные зоны занимают в целом субпластовое положение [17]. Поэтому ссылаться на согласное со слоистостью залегание рудных тел для обоснования осадочного генезиса витватерсрандских месторождений некорректно.

Таким образом, анализ положений фактически господствующей осадочно-россыпной гипотезы показывает, что они далеко не однозначны и в значительной степени тенденциозны, а основанные на них представления о генезисе южноафриканских месторождений вызывают весьма серьезные возражения.

Гидротермальные гипотезы

Они основаны на представлениях о том, что оруденение гидротермального типа наложено только на уже существующие олигомиктовые кварцевые конгломераты [8, 16], в то время как другие вмещающие породы (полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и т. д.) никогда не оруденевают. Важно подчеркнуть, что сторонники и этой гипотезы также считают кварцевые рудные рифы не гидротермальными образованиями, а кварцевыми конгломератами. Однако они видят тесную связь оруденения только с этими конгломератами и полагают, что оно избирательно наложено только на них. Эта удивительная избирательность оруденения – одно из самых критикуемых положений гипотезы.

Сложный и во многом неясный характер соотношения кварцевых «конгломератов» с оруденением привел к тому, что многие геологи, как отмечал А. Дю Тойт [9, с. 91], «не смогли признать ни осадочную, ни гидротермальную гипотезы». Так, Фишер в результате проведенной большой работы пришел к заключению, что геологическое изучение склоняет его к россыпной теории, а микроскопия – к гидротермальной. В качестве реакции на эту ситуацию

в среде российских геологов в конце прошлого столетия сформировалась компромиссная гидротермально-осадочная гипотеза [15, 27, 35].

Гидротермально-осадочная гипотеза

Она, как и ее усовершенствованный вариант (вулканогенно-осадочная), объединяет в себе главные положения осадочных и гидротермальных гипотез. Считается, что месторождения образовались в результате вулканической деятельности, породившей рудоносные гидротермы, из которых в морской бассейн на уже имеющиеся или формирующиеся в нем кварцевые (именно кварцевые) конгломераты откладывалось рудное вещество. В общем виде авторы называют свою гипотезу полигенно-полихронно осадочно-гидротермальной [15]. Не касаясь ее содержания, полно изложенного в публикациях, лишь отметим, что она содержит недостатки обеих гипотез.

Анализируя перечисленные гипотезы, следует отметить, что независимо от их генетической сущности экзогенных или эндогенных главным для них является признание определяющей роли кварцевых конгломератов в рудообразующем процессе, на что особо обращал внимание Ф. П. Кренделев [16].

Однако оформившиеся в последнее время представления [7, 25, 30, 33 и др.] об обломочных породах не как экзогенных осадочных образованиях (конгломератах), а как об эндогенных породах (псевдоконгломератах) в корне противоречат всем существующим гипотезам генезиса африканских месторождений. Поэтому появилась альтернативная принципиально новая магматогенная гипотеза генезиса африканских месторождений.

Магматогенная гипотеза

Признавая эндогенный характер оруденения месторождений Витватерсранда, мы полагаем, что их образование связано не с гидротермальными растворами, а с флюидным магматическим расплавом. Поэтому, прежде чем перейти к изложению нашего варианта магматогенной гипотезы, необходимо сделать некоторые замечания относительно различия этих гипотез.

В теории эндогенного рудообразования основополагающими фактически являются представления о переносе рудного вещества гидротермальными растворами. Все разногласия в оценке роли последних в формировании месторождений сводятся к разному пониманию их состава, степени концентрации рудного вещества и форм его переноса. Первоначально считалось, что гидротермальные растворы, будучи истинными (ионными), имеют низкую концентрацию рудного вещества, но на месте их становления по мере распада рудное вещество отделяется от водной фазы и выпадает в осадок, образуя коллоидные и гелеподобные массы, из которых и образуются месторождения. Однако дальнейшее развитие представлений об ионных растворах показало, что максимально возможная концентрация в них рудных элементов ни-



чтожна и не может обеспечить поступление рудного вещества для формирования месторождений. Это неоднократно было показано К. Краускопфом, Ф. П. Чухровым, С. С. Смирновым и мн. др. Так, например, О. Д. Левицкий при характеристике месторождений олова жильной кварц-касситеритовой формации Забайкалья показывает широкое развитие глобулярных текстур, определяемых глобулами как кварца, так и касситерита, образованных из гидротермального оловянно-кремнеземистого геля [21, с. 312–334].

Позднее А. Г. Бетехтин [21, с. 125–311, 479–520], развивавший эту гипотезу, предположил, что форма переноса металлов в гидротермальном растворе не ионная, а галоидная, что увеличивает их концентрацию в сотни или даже тысячи раз и определяет образование коллоидов. Эта точка зрения получила всеобщее признание, разделяемое многими авторами и сейчас. Однако со временем выяснилось, что гипотеза А. Г. Бетехтина применима только к сульфидам, но не к другим минералам (рудным и петрогенным), в частности к кремнию, а ведь именно с ним мы связываем образование африканских месторождений. Также стало ясно, что и эта форма переноса не обеспечивает их концентрацию, необходимую для формирования месторождений. Судя по геологическим данным, месторождения образовались из весьма концентрированных систем (типа коллоидов), недоступных по концентрации вещества для гидротермальных растворов [1, 11, 14, 22, 25, 32 и др.].

Кроме того, представления о гидротермальных коллоидных системах как переносчиках вещества от места зарождения до места отложения с учетом неизбежности на этом пути изменений физико-химических условий (РТ, полимеризации, потери газовой фазы, химических реакций и т. д.) сталкивались с важнейшей особенностью этих систем – неустойчивостью при изменении условий, которая ведет к их распаду [14, 32].

Таким образом, имеющиеся сведения о невысокой концентрации рудного вещества в гидротермальных растворах в ионной или какой-либо другой форме противоречат геологическим данным о его отложении на месторождениях из плотных высококонцентрированных рудоносных систем.

Проблему высоких концентраций вещества в рудоносных системах можно решить на основе современных материалов. Следует отказаться от признания ведущей роли гидротермальных растворов в концентрации и переносе рудного вещества и признать главенствующим магматический расплав (флюидную рудную магму, которая является ликватом исходной материнской магмы). Эта гипотеза базируется на полевых наблюдениях и экспериментальных данных об эволюции рудно-магматических систем, которые обуславливают образование конкретных групп месторождений, в том числе витватерсрандских [2, 5, 8, 17, 18, 20, 22, 25, 26, 33, 36, 38]. Результаты мно-

гочисленных исследований по этому вопросу были обобщены акад. А. А. Маракушевым [17, 25].

Согласно этим работам в определенных условиях (вмещающая среда, изменение РТ условий, полимеризация, газовые реакции и т. д.) происходит ликвационная дифференциация исходной магмы очага на две совместно существующие фазы: газовой-гидротермальную и флюидный силикатный расплав (силикатную магму). При этом рудные элементы в большей степени адсорбируются силикатным расплавом (ранее его называли рудной рапой, рудным остатком, рудным расплавом, расплавом-раствором, концентрированным раствором и т. д.), образующим месторождения из концентрированных «коллоидных» систем. Газово-гидротермальная фаза, в которой меньше рудных элементов, осуществляет метасоматическую проработку вмещающей среды и создает окологрудную вкрапленность. Соотношение этих фаз между собой и определяет облик конкретного месторождения.

Таким образом, сущность представлений о строении и составе рудно-магматических систем с преобладанием рудоносных расплавных фаз для определенной группы месторождений сводится к признанию определяющей роли рудно-магматического процесса в плотных высококонцентрированных рудных флюидных системах типа рудных магм, а не концентрированных гидротермальных растворов.

В статье [17] на экспериментальном уровне обосновываются представления о главенстве именно магматического расплава в концентрации рудного вещества, а в статье [25] эти положения (применительно к витватерсрандским месторождениям) переводятся в прикладную плоскость. А. А. Маракушев показывает, что они имеют магматогенный генезис при первично-расплавной природе кремнеземного золотосодержащего флюида, связанного с магматическим очагом, материнским для месторождения. Соответственно, он пишет, что кварцевые породы конгломератовидного облика золотоносных рифов являются не конгломератами, а псевдоконгломератами, так как округлые кварцевые обособления («гальки») – это глобулы, продукты ликвационной дифференциации кремнеземного расплава, расслаивающегося на безрудные кварцевые нодулы и кварцевую рудную матрицу. Кварциты, сопровождающие рудные образования, он рассматривает как продукты кремнеземного расплава. Тесные взаимоотношения округлых и обломочных форм кварца в рифах он связывает с тем, что перемещению и перемешиванию материала в рудах способствует, кроме того, и взрывной характер рудообразования.

Резюмируя позицию А. А. Маракушева относительно генезиса африканских месторождений, отметим, что она полностью подтверждает высказанное нами ранее [3] представление о магматогенно-эксплозивном их происхождении в связи с инъекцией рудоносного кремнеземного флюида



(рудной магмы). Используя термин «рудная магма», мы следуем за Ч. Ф. Парком [23, с. 31], писавшим, что «магмы или магматические фракции, которые после затвердевания оказываются рудами, называются рудными магмами».

Следует сказать, что представления о рудных магмах не новы. Это, как говорится, хорошо забытое старое. Еще 100 лет назад их сформулировал Дж. Сперр в известной работе [41]. Позже его поддержали многие ученые (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, С. С. Смирнов, Ф. В. Чухров, Ч. Ф. Парк, а затем и Н. П. Ермаков [10], А. А. Маракушев [17, 25], Г. А. Юргенсон [37] и мн. др., хотя они и называли рудные магмы по-разному. Так, например, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, разделяя магмы на силикатные и несиликатные, выделяет в последних пять типов: карбонатитовую, апатитолитовую, сульфидолитовую, ферролитовую и, что особенно важно для понимания генезиса африканских месторождений, кварцолитовую.

Прямым доказательством наличия рудных магм являются четвертичные гематит-магнетитовые лавы месторождения Лако (Чили), описанные Ч. Ф. Парком и С. Хаггерти [23, 39], магнетитовые лавы Кируны [38], гематитовые лавы Алтая [20], сульфидные магмы Норильска, Садбери и острова Гавайи, современные карбонатные лавы Танганьики и Ирана, карбонатиты редкометалльных месторождений, хромитовые интрузивные тела и т. д. В этом ряду стоят и кремнеземные магмы рассматриваемых африканских золоторудных месторождений.

Надо отметить, что представления о рудных магмах, несмотря на их возникновение еще на заре геологической науки, вплоть до настоящего времени не имели широкого признания, хотя их упорно поддерживали многие ученые. Так, Ч. Ф. Парк писал: «...не исключено, что представление о рудных магмах будет еще утверждено в науке о рудных месторождениях, ибо нет ни теоретического, ни практического смысла отвергать возможность существования рудных фаций магмы» [23, с. 31].

Из самой природы рудных магм, как производных дифференциатов разнообразных материнских силикатных магм, следует, что они имеют разный вещественный состав (карбонатные, кремнеземные, сульфидные, железорудные и т. д.) и разную концентрацию петрогенных и рудных элементов. Например, это кремнеземные с невысоким (доли процентов), но промышленно значимым содержанием золота, урана, сульфидов, других металлов; или, наоборот, – с очень высоким (до 100 %) (сульфидные, железорудные и др.). Понятно, что разная степень концентрации петрогенных и рудных элементов в рудных магмах и соотношения их с совместно существующими газово-гидротермальными фазами и определяет их способности к формированию облика и состава месторождений.

Не касаясь всего разнообразия рудных магм, обратим внимание только на одну разновидность –

золотоносные кремнеземные, с которыми, с нашей точки зрения, связано оруденение рассматриваемых африканских месторождений. Кроме А. А. Маракушева [17, 25], неизбежность отщепления от материнской магмы рудоносного флюидного кремнеземного расплава (флюидной кремнеземной магмы) в определенных условиях в результате ликвационной дифференциации на экспериментальном уровне доказано и многими другими исследователями, в частности Н. Г. Ермаковым [10], Г. А. Юргенсоном [37], Г. Б. Мелентьевым и др. [18] и др. Так, Н. П. Ермаков, анализируя соответствующие диаграммы пишет, что «усиление тенденции магматического расщепления к концентрации кремнезема, связанное с вариациями давления и влияния других флюидных компонентов, ведет к образованию кварцолитовых (калевошпато-кварцевых и кварцевых) магм» и далее «ряд гранитных плутонов Казахстана представляют возможность убедиться в широком обособлении кремнистых расплавов от силикатной части гранитных магм» [10, с. 72]. Он показывает, что в пределах крупного Каибского гранитоидного плутона находятся многочисленные кварцевые дайки, из которых несколько (5–6) имеют мощность по 25 м, в раздувах до 100–200 м. Многие исследователи считают их мощными зонами окварцевания. Однако Н. П. Ермаков, основываясь не только на экспериментальных данных, но и на полевых наблюдениях, считает эти тела не метасоматитами по зонам окварцевания, а магматическими образованиями и определяет их как дайки кварцолитов. Пополняя данные Н. П. Ермакова, отметим, что и в Витватерсранде можно убедиться в широком обособлении кремнистых расплавов от силикатной части гранитных магм в области развития плутонов рудоносного бушвельдского комплекса. А. Дю Тойт отмечает обилие так называемых псевдотахилитов – кремнистых пород преимущественно обломочной текстуры, слагающих многочисленные дайки, жилы и штокверки вблизи гранитоидных массивов этого комплекса [9, с. 159].

Особенно полно для рассматриваемых кварцзолоторудных месторождений эта точка зрения была обоснована Г. А. Юргенсоном для Забайкалья [36]. Он установил, что жильный кварц золоторудных месторождений – продукт эволюции высококонцентрированных существенно силикатных флюидов (кремнеземных магм), обогащенных летучими и рудными элементами. Со ссылкой на экспериментальные работы А. Г. Миронова он отметил, что в кремнеземной магме, давшей кварцевые жилы, растворимость золота достигает $1 \cdot 10^{-4}$ моль/кг, т. е. 19,7 г/т, что полностью соответствует содержанию золота в витватерсрандских месторождениях.

Обобщение экспериментальных и геологических данных о природе и составе рудоносных систем позволяет сделать вывод о том, что они, как ликваты исходной материнской магмы, представляют собой разного состава высококонцентрированный флюид-



ный расплав (флюидную магму), обеспечивающий на месте своего становления образование месторождений определенного типа. В нашем случае это изначально золотоносный кремнеземный флюид, отвечающий понятию «флюидная кремнеземная магма». В свете изложенных данных о строении рудно-магматической системы месторождений Витватерсранда, их генезис представляется в следующем виде.

В результате дифференциации магмы, предположительно бушвельдского комплекса, образовался существенно кремнеземный (70–90 %) полимеризованный уран-золотоносный кремнеземный флюидный расплав – кремнеземная флюидная магма, с интрузией которой и связано образование уран-золоторудных месторождений. Такой состав флюидной магмы определил образование кварцевых пород разного текстурного облика – от конгломератовидного (глобулярного) до брекчиевидного и брекчиевого. При этом конгломератовидный (глобулярный) облик кварцевых пород был связан с ликвационными процессами при распаде (расслоении) флюидной системы, а брекчиевидный – с местными закрытыми взрывами, неизбежно сопровождающими становление полимеризованных флюидных систем. В результате совмещения ликвационных и взрывных процессов формирующаяся кварцевая порода приобрела конгломерато-брекчиевый облик с взаимопереходами друг в друга. Это и наблюдается на рассматриваемых месторождениях даже в одном штуде.

Рудоносность данных месторождений определяется изначально содержанием золота и урана в кремнеземном флюиде, при ликвационном расслоении и раскристаллизации которого золото оказалось в кварцевом цементе в дисперсной форме, а также в составе пирита. Содержание других рудных элементов (платиноидов, сульфидов и др.) тоже определялось также изначально их содержанием в кремнеземном флюиде. Поэтому сочетание определяемых по-разному кварцевых пород (конгломераты, псевдоконгломераты или брекчии с рудной (золотоурановой) минерализацией), считающееся некоторыми авторами [35] случайным, – явление далеко *не случайное*, а *вполне закономерное*. Оно обусловлено самим способом образования месторождений из рудоносной флюидной кремнеземной магмы, определяющей их принадлежность к кварцево-жильной золотосульфидной формации широко распространенной в других регионах мира, а месторождения Витватерсранда – лишь частный случай проявления этой формации.

Выводы

Признание определяющей роли в формировании рассматриваемых месторождений изначально рудоносной флюидной кремнеземной магмы решает **основные** проблемы в установлении их генезиса: 1) почему так называемые конгломераты имеют

только кварцевый состав, 2) почему оруденевают только олигомиктовые кварцевые «конгломераты», а не все другие полимиктовые, которых в составе рудовмещающих толщ (в противоположность кварцевым) предостаточно (0,2 % от разреза). Во-первых, кварцевые породы обломочного облика, так называемые конгломераты, на самом деле являются псевдоконгломератами, а их кварцевый состав определяется образованием из кремнеземной магмы. Во-вторых, оруденение генетически связано только с кварцевыми породами, поскольку кремнеземный флюид, давший эти породы, был изначально золотоносен.

Находят объяснение и другие явления: глобулярная форма выделений кварца и шаровая – пирита, уранитита, тухолита и золота (как продуктов ликвации рудоносного флюида); брекчиевидная текстура кварцевых пород (как продуктов закрытых взрывов); резкие, интрузивного типа контакты рудных (кварцевых) тел; постепенные переходы по простиранию рудных «конгломератов» в золотоносные кварциты; многочисленные признаки образования кварцевых «галек» при коацервации и синерезисе из плотных гелеобразных масс кремнезема и т. д. Это позволяет выработать новые критерии поисков уран-золоторудных месторождений типа Витватерсранда.

Принадлежность витватерсрандских месторождений к широко распространенной в мире кварцево-жильной формации лишает их ореола генетической уникальности. Они встанут в один ряд с другими месторождениями формации, будучи лишь частным случаем ее проявления, и характеризуются многочисленными вариациями структурно-текстурных особенностей, условиями залегания, спецификой рудной минерализации, ее масштабом и многими другими параметрами, определяющими своеобразие конкретных месторождений, в частности витватерсрандских.

Руководящей гипотезой генезиса месторождений Витватерсранда, определяющей направление поиска его аналогов, вплоть до настоящего времени была осадочная «конгломератовая». Соответственно определялся и главный критерий поисков таких месторождений – наличие конгломератов. В решении конференции 1969 г. «Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР» И. С. Рожковым сказано: «...В настоящее время назрела необходимость особенно в пределах золотоносных провинций, обязательно требовать, чтобы при геологическом картировании достаточно детально выделялись пласты конгломератов и гравелитов, изучался их состав и проводилось их апробирование (по опорным разрезам) на золото. В отчетах к геологическим листам должны быть специальные разделы с результатами этих исследований. Нам кажется, что наши исследования уже близки к открытию промышленных месторождений...». Именно это решение и было реализовано

особым распоряжением Мингео СССР, определившим стратегию поисков аналогов африканских месторождений [26, с. 26–28]. Однако несмотря на огромные затраты на реализацию этого постановления, золотоносные конгломераты африканского типа в России так и не были найдены, потому что, как справедливо заметил А. Д. Щеглов [35], поиски базировались на неверной парадигме.

Между тем в соответствии с магматогенной гипотезой, исходя из принадлежности этих месторождений к кварцево-жильной золотосульфидной формации, их аналоги следует искать в уже известных золоторудных провинциях с оруденением кварцево-жильного типа с широким проявлением кремнеземного магматизма, в частности магматических кварцолитов, которые обычно принимали за метасоматические кварциты. Так, акад. Н. А. Шило, отстаивая идею об эндогенном генезисе месторождений Витватерсранда в противоположность экзогенному, россыпному, писал, что «непонимание истинного существа рудообразующего процесса приводило к огромным затратам средств на поиски в Сибири аналогов Витватерсранда, и это делалось в то время, когда эти аналоги не только были известны, но и эксплуатировались...» [33, с. 63]. По его представлениям, Витватерсранду можно противопоставить Северо-Восток России, а по нашим данным – и южное обрамление Сибирской платформы. Отсутствие же параллелизации Витватерсранда с этими регионами, как писал Н. А. Шило [33], связано прежде всего «с непониманием существа рудно-магматического процесса», а также с недостаточной изученностью российских регионов, в первую очередь на глубину, соответствующую изученным глубинам африканских месторождений.

За 130 лет изучения Витватерсранда были созданы мифы о генетической уникальности месторождений как золоторудных конгломератов и о гигантских ресурсах в них золота, нигде в мире не имеющих. Однако российские геологи развенчали миф об этой экзотической «формации золоторудных конгломератов», доказав, что эти «конгломераты» на самом деле являются псевдоконгломератами, а сами месторождения относятся к широко распространенной золоторудной кварцево-жильной формации, будучи частным случаем ее проявления. Был развенчан и второй миф, поскольку в России и по отдельным объектам, и отдельным провинциям ресурсы золота на тех же глубинах вполне сопоставимы с африканскими. Рассматривая явно заниженную современную оценку ресурсов золота в России сравнительно с Витватерсрандом, следует помнить о том, что у нас месторождения на 85–95 % россыпные с запасами многие десятки и даже сотни тонн, а в Африке – только коренные месторождения. Если учесть, что по мировой статистике соотношение россыпных месторождений к коренным составляет 1 к 7–10, то очевидно, что ресурсы России даже только по отдельным золоторудным провинциям Севе-

ро-Востока России и южного обрамления Сибирской платформы ничуть не уступают африканским и даже могут превосходить их. Поэтому следует не искать аналоги мифических африканских золоторудных конгломератов, а обратить внимание на собственные золоторудные провинции с такой же минерализацией кварцево-жильной формации в разных ее проявлениях [7, 31].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геологическое** строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балецкого рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н. В. Петровская, П. С. Бернштейн, С. Г. Мирчинк и др. – М.: ЦНИГРИ, 1961. – 130 с. – (Тр. ЦНИГРИ; вып. 45, ч. 2).
2. **Голубева И. И.** Конгломераты и магматогенные псевдоконгломераты. – Екатеринбург, 2005. – 178 с.
3. **Долгушин С. С.** О возможном интрузивно-ликвационном генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда (ЮАР) // Руды и металлы. – 2000. – Вып. 3. – С. 83–89.
4. **Долгушин С. С., Долгушин А. П.** Генезис золото-урановых месторождений (ЮАР) и проблема их аналогов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – 2017. – Вып. 9. – С. 144–49.
5. **Долгушин С. С., Долгушин А. П.** Инъекционно-эксплозивная модель формирования золото-урановых месторождений Витватерсранда // Материалы по геологии, поискам и разведке месторождений урана, редких и редкоземельных металлов: информ. сб. Вып. 159. – М., 2015. – С. 393–401.
6. **Долгушин С. С., Хомичев В. Л.** Псевдоконгломераты: природа, диагностика, рудно-петрологическая значимость. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 2007. – 92 с.
7. **Долгушин С. С., Черкасов Г. Н., Долгушин А. П.** Золотоурановый Витватерсранд (ЮАР) и поиски его аналогов по южному обрамлению Сибирской платформы: в 2 ч. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 2018. – 263 с.
8. **Долгушин С. С., Черкасов Г. Н., Долгушин А. П.** Магматогенный генезис уран-золоторудных месторождений Витватерсранда (ЮАР) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 2. – С. 393–401.
9. **Дю Тойт А.** Геология Южной Африки. – М.: ИЛ, 1957. – 490 с.
10. **Ермаков Н. П.** Гранитные пегматиты, силикситы и кварцолиты Казахстана // Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сес. – М.: Наука, 1960. – С. 62–78.
11. **Золоторудные** гиганты России и мира / М. М. Константинов, Е. М. Некрасов, А. А. Сидоров и др.; ред. М. З. Зиннатуллин, Ю. В. Прусс. – М.: Научный мир, 2000. – 272 с.
12. **Золоторудные** месторождения СССР. Т. 3. Геология золоторудных месторождений Западной и Восточной Сибири / под ред. В. А. Нарсеева,



Д. А. Тимофеевского. – М.: ЦНИГРИ, 1986. – С. 126–144, 173–185.

13. **Иванкин П. Ф.** Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. – М.: Недра, 1970. – 287 с.

14. **Кормилицын В. С.** Рудные формации и процессы рудообразования. – Л.: Недра, 1973. – 327 с.

15. **Кременецкий А. А., Иордан И.** Вулканогенно-осадочная природа золоторудных конгломератов Витватерсранда (Южная Африка) // *Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений: тез. докл. междунар. конф.* – Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1996. – С. 100–103.

16. **Кренделев Ф. П.** Металлоносные конгломераты мира. – Новосибирск: Наука, 1974. – 240 с.

17. **Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротаяев М. Ю.** Петрологическая модель эндогенного рудообразования. // *Геология рудных месторождений.* – 1983. – № 1. – С. 3–20.

18. **Мелентьев Г. Б., Демицын А. М., Мелентьев Б. Н.** Ликвация и ее значение в петрологии // *Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации.* – М.: Недра, 1972. – С. 253–285.

19. **Нел Л. Т.** Проблемы генезиса уранинита в золоторудных конгломератах Южной Африки // *Тр. XXI Междунар. геол. конгр.* Вып. 3. – М.: Мир, 1964. – С. 258–274.

20. **О ликвации** рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве / А. М. Дымкин, А. Л. Павлов, С. С. Долгушин и др. // *Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.* – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 4–11.

21. **Основные** проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / под ред. А. Г. Бетехтина. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 622 с.

22. **Парилов Ю. С.** Роль сульфидных растворов-расплавов в формировании ряда месторождений цветных металлов // *Смирновский сборник: науч.-лит. альманах; гл. ред. В. И. Старостин.* – М.: ВИНТИ, 2012. – С. 134–165.

23. **Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. Л.** Рудные месторождения. – М.: Мир, 1966. – 544 с.

24. **Портнов А. М.** О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда // *Изв. вузов. Сер. Геология и разведка.* – 1988. – № 10. – С. 49–54.

25. **Проблема** происхождения ураново-золоторудного месторождения Витватерсранд / А. А. Маракушев, Л. И. Глазовская, Н. А. Панеях, С. А. Маракушев // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.* – 2012. – № 3. – С. 3–16.

26. **Рожков И. С.** Состояние проблемы изучения золотоносных конгломератов на территории СССР // *Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР.* – М.: Наука, 1969. – С. 7–28.

27. **Сафонов Ю. Г., Прокофьев В. Ю.** Модель конседиментационного гидротермального обра-

зования золотоносных рифов бассейна Витватерсранда // *Геология рудных месторождений.* – 2006. – Т. 48, № 6. – С. 475–511.

28. **Старостин В. И., Сакия Д. Р.** Эволюция взглядов на происхождение золоторудного месторождения Витватерсранд // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология.* – 2015. – Т. 70, № 2. – С. 32–38.

29. **Уран** в древних конгломератах / А. И. Безгубов, Ю. И. Бывших, П. К. Дементьев и др. – М.: Госатомиздат, 1963. – 148 с.

30. **Царев Д. И.** Металлоносные псевдоконгломераты Витватерсранда // *Руды и металлы.* – 2000. – № 3. – С. 70–82.

31. **Черкасов Г. Н.** Вероятные аналоги золоторудного Витватерсранда по южному обрамлению Сибирской платформы // *Петрология магматических и метаморфических комплексов.* Вып. 9. – Томск, 2017. – С. 448–454.

32. **Чухров Ф. В.** Коллоиды в земной коре. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 671 с.

33. **Шило Н. А.** Витватерсранд и проблема его образования // *Смирновский сборник: науч.-лит. альманах; гл. ред. В. И. Старостин.* – М.: ВИНТИ РАН, 2007. – С. 51–64.

34. **Шило Н. А.** Основы учения о россыпях / ред. А. В. Сидоренко. – М.: Наука, 1981. – 383 с.

35. **Щеглов А. Д.** О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 44 с.

36. **Юргенсон Г. А.** Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. – М.: Недра, 1984. – 149 с.

37. **Юргенсон Г. А., Грабеллик Р. В.** Балейское рудное поле // *Месторождения Забайкалья.* Т. 1, кн. 2. – М.: Геоинформарк, 1995. – С. 19–32.

38. **Geijer P.** The iron ores of the Kiruna type, geographical distribution, geological character and origin // *Geol. Surv. of Sweden.* – Stockholm, 1931. – P. 94–106.

39. **Haggerty S. E.** The Loco magnetite lava flow, Chile // *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst.* 1968–1969. – Washington, DC, 1970. – P. 329–330.

40. **Pretorius D. A.** The Nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits // *Economic Geology Research Unit. Information Circular.* – Johannesburg: University of the Witwatersrand. – 1974. – No. 86, May. – P. 1–49.

41. **Spurr J. E.** The ore magmas; a series of essays on ore deposition. 2 vols. – New York, London: McGraw-Hill Book Co. Inc., 1923. – 915 p.

REFERENCES

1. Petrovskaja N.V., Bernshtein P.S., Mirchink S.G., et al. *Geologicheskoe stroenie, mineralogiya i osobennosti genezisa zolotorudnykh mestorozhdenij Balejskogo rudnogo polya (Vostochnoe Zabajkalye)* [Geology, mineralogy and features of the genesis of gold ore deposits of the Baley ore field (Eastern Transbaikalia)]. Moscow, TsNIGRI Publ., 1961, no. 45, part 2. 130 p. (In Russ.).



2. Golubeva I.I. *Konglomeraty i magmatogenye psevdokonglomeraty* [Conglomerates and igneous crush conglomerates]. Ekaterinburg, 2005. 178 p. (In Russ.).
3. Dolgushin S.S. [On the possible intrusive-segregation genesis of the Witwatersrand (South Africa) gold ore deposits]. *Rudy i metally*, 2000, no. 3, pp. 83–89. (In Russ.).
4. Dolgushin S.S., Dolgushin A.P. [The genesis of gold-uranium deposits (South Africa) and the problem of their analogues]. *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov* [Petrology of magmatic and metamorphic complexes]. Tomsk, 2017, no. 9, pp. 144–49. (In Russ.).
5. Dolgushin S.S., Dolgushin A.P. [Injection-explosive model of the formation of the Witwatersrand gold-uranium deposits]. *Materialy po geologii, poiskam i razvedke mestorozhdeniy urana, redkikh i redkozemel'nykh metallov. Informatsionnyy sbornik* [Materials on geology, prospecting and exploration of uranium, rare and rare-earth metals deposits. Information collection]. Moscow, 2015, no. 159, pp. 393–401. (In Russ.).
6. Dolgushin S.S., Khomichev V.L. *Psevdokonglomeraty: priroda, diagnostika, rudno-petrologicheskaya znachimost'* [Crush conglomerates: nature, diagnosis, ore and petrological significance]. Novosibirsk, 2007. 92 p. (In Russ.).
7. Dolgushin S.S., Cherkasov G.N., Dolgushin A.P. *Zolotouranovyi Witwatersrand (YUAR) i poiski ego analogov po yuzhnomu obramleniyu Sibirskoy platformy* [Gold-Uranium Witwatersrand (South Africa) and the search for its analogues along the southern edge of the Siberian platform]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2018. 263 p. (In Russ.).
8. Dolgushin S.S., Cherkasov G.N., Dolgushin A.P. [Magmatogenic genesis of the Witwatersrand uranium-gold deposits (South Africa)]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2017, no. 2, pp. 393–401. (In Russ.).
9. Du Toit A.L. *The geology of South Africa*. Edinburgh, 1954. 611 p.
10. Ermakov N.P. [Granite pegmatites, silicixites and quartzolites of Kazakhstan]. *Mezhdunarodnyy geologicheskii kongress, XXI sessiya* [International Geological Congress, XXI session]. Moscow, Nauka Publ., 1960, pp. 62–78. (In Russ.).
11. Konstantinov M.M., Nekrasov E.M., Sidorov A.A., et al. *Zolotorudnye giganty Rossii i mira* [Gold giants of Russia and the world]. Moscow, Nauchnyy mir Publ., 2000. 272 p. (In Russ.).
12. *Zolotorudnye mestorozhdeniya SSSR. Tom 3. Geologiya zolotorudnykh mestorozhdeniy Zapadnoy i Vostochnoy Sibiri* [Gold deposits of the USSR. Vol. 3. Geology of gold ore deposits in Western and Eastern Siberia]. Moscow, 1986, pp. 126–144, 173–185. (In Russ.).
13. Ivankin P.F. *Morfologiya gluboko vskrytykh magmatogennykh rudnykh poley* [Morphology of deeply opened igneous ore fields]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 287 p. (In Russ.).
14. Kormilitsyn V.S. *Rudnyye formatsii i protsessy rudoobrazovaniya* [Ore formations and mineralization processes]. Leningrad, Nedra Publ., 1973. 327 p. (In Russ.).
15. Kremenetskii A.A., Iordan I. [Volcanogenic-sedimentary nature of the Witwatersrand gold ore conglomerates (South Africa)]. *Metamorfizm vulkanogenno-osadochnykh mestorozhdeniy. Tezisy dokladov mezhdunarodnoy konferentsii* [Metamorphism of volcanic-sedimentary deposits. Abstracts of the international conference]. Petrozavodsk, IG KarNTs RAN Publ., 1996, pp. 100–103. (In Russ.).
16. Krendelev F.P. *Metallonosnye konglomeraty mira* [Metal-bearing conglomerates of the World]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1974. 240 p. (In Russ.).
17. Marakushev A.A., Gramenitskii E.N., Korotayev M.Iu. [Petrological model of endogenous ore formation]. *Geologiya rudnykh metorozhdeniy – Geology of ore deposits*, 1983, no. 1, pp. 3–20. (In Russ.).
18. Melentiev G.B., Demitsyn A.M., Melentiev B.N. [Liquation and its importance in petrology]. *Redko-metall'nye granity i problemy magmaticheskoy differentsiatsii* [Rare metal granites and problems of magmatic differentiation]. Moscow, Nedra Publ., 1972, pp. 253–285. (In Russ.).
19. Nel L.T. [Problems of the genesis of uraninite in gold ore conglomerates of South Africa]. *Tr. XXI Mezhdunar. geol. kongr. Vyp. 3* [Proc. XXI International Geological Congress. Issue 3]. Moscow, Mir Publ., 1964, pp. 258–274. (In Russ.).
20. Dymkin A.M., Pavlov A.L., Dolgushin S.S., et al. [On the liquation of ore-silicate substance and the possible mechanism of separation of components in the melt]. *Problemy genezisa zhelezorudnykh mestorozhdeniy Sibiri* [Problems of the genesis of iron ore deposits in Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, pp. 4–11. (In Russ.).
21. Betekhtin A.G., ed. *Osnovnyye problemy v uchenii o magmatogennykh rudnykh mestorozhdeniyakh* [The main problems in the study of magmatogenous ore deposits]. Moscow, AS USSR Publ., 1955. 622 p. (In Russ.).
22. Parilov Iu.S. [The role of sulfide melt solutions in the formation of a number of non-ferrous metal deposits]. *Smirnovskiy sbornik: nauch.-lit. al'manakh* [Smirnovsky collection: scientific and literary almanac scientific]. Moscow, VINITI publ., 2012, pp. 134–165. (In Russ.).
23. Park C.F., MacDiarmid R.A. *Ore deposits*. San Francisco, 1964. 475 p.
24. Portnov A.M. [On the possible hypogenic origin of the Witwatersrand conglomerates]. *Izvestia vuzov. Ser. Geologiya i razvedka*, 1988, no. 10, pp. 49–54. (In Russ.).
25. Marakushev A.A., Glazovskaia L.I., Paneikh N.A., Marakushev S.A. [The origin of the Witwatersrand uranium-gold deposit]. *Vestn. mosk. un-ta*,



ser. 4, *Geologiya – MSU Vestnik, series 4, Geology*, 2012, no. 3, pp. 3–16. (In Russ.).

26. Rozhkov I.S. [State of the problem of studying gold-bearing conglomerates in the USSR]. *Problema metallonostii drevnikh konglomeratov na territorii SSSR* [The problem of metal-bearing ancient conglomerates in the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 1969, pp. 7–28. (In Russ.).

27. Safonov Yu.G., Prokofiev V.Iu. [A model of the concentration hydrothermal formation of gold-bearing reefs of the Witwatersrand Basin]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy – Geology of ore deposits*, vol. 48, no. 6, 2006, pp. 475–511. (In Russ.).

28. Starostin V.I., Sakiya D.R. [The evolution of views on the origin of the Witwatersrand gold deposit] *Vestn. mosk. un-ta, ser. 4, Geologiya – MSU Vestnik, series 4, Geology*, 2015, vol. 70, no. 2., pp. 32–38. (In Russ.).

29. Bezgubov A.I., Byvshikh Iu.I., Dementiev P.K., et al. *Uran v drevnikh konglomeratakh* [Uranium in ancient conglomerates]. Moscow, Gosatomizdat Publ., 1963. 148 p. (In Russ.).

30. Tsarev D.I. [Metalliferous crush conglomerates of Witwatersrand]. *Rudy i metally*, 2000, no. 3, pp. 70–82. (In Russ.).

31. Cherkasov G.N. [Probable analogues of the gold-uranium Witwatersrand along the southern edge of the Siberian platform]. *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov* [Petrology of magmatic and metamorphic complexes]. Tomsk, 2017, issue 9, pp. 448–454. (In Russ.).

32. Chukhrov F.V. *Kolloidy v zemnoy kore* [Colloids in the Earth's crust]. Moscow, AS USSR Publ., 1955, 671 p. (In Russ.).

33. Shilo N.A. *Vitvatersrand i problema yego obrazovaniya* [Witwatersrand and the problem of its formation]. *Smirnovskiy sbornik – Smirnovsky collection*, 2007, pp. 51–64. (In Russ.).

34. Shilo N.A. *Osnovy ucheniya o rosspyakh* [Fundamentals of placers]. Moscow, Nauka Publ., 1981. 383 p. (In Russ.).

35. Shcheglov A.D. *O metallogenii Yuzhno-Afrikanskoy Respubliki, genezise zolotorudnykh mestorozhdeniy Vitvatersrand i probleme otkrytiya ikh analogov v Rossii* [Metallogeny of the Republic of South Africa, the genesis of the Witwatersrand gold deposits and the problem of discovering their analogues in Russia]. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 1994. 44 p. (In Russ.).

36. Iurgenson G.A. *Tipomorfizm i rudonosnost' zhil'nogo kvartza* [Typomorphism and ore content in the vein quartz]. Moscow, Nedra Publ., 1984. 149 p. (In Russ.).

37. Iurgenson G.A., Grabeliks R.V. [The Baleiskoye ore field]. *Mestorozhdeniya Zabaykal'ya* [Transbaikalia deposits]. Moscow, Geoinformark Publ., 1995, vol. 1, book 2, pp. 19–32. (In Russ.).

38. Geijer P. The iron ores of the Kiruna type, geographical distribution, geological character and origin. *Geol. Surv. of Sweden*, Stockholm, 1931, pp. 94–106.

39. Haggerty S.E. The Loco magnetite lava flow, Chile. *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. 1968–1969*. Washington, DC, 1970, pp. 329–330.

40. Pretorius D.A. The Nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits. *Economic Geology Research Unit. Information Circular*. Johannesburg, University of the Witwatersrand, 1974, no. 86, May, pp. 1–49.

41. Spurr J.E. The ore magmas. A series of essays on ore deposition. 2 vols. New York, London, McGraw-Hill Book Co. Inc., 1923. 915 p.

© С. С. Долгушин, 2019

ГЕОХИМИЯ ПОРОВЫХ ВОД ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ ТРАНСФОРМАЦИЯ В РАННЕМ ДИАГЕНЕЗЕ

А. Е. Мальцев¹, Г. А. Леонова¹, Л. В. Мирошниченко¹, Л. М. Кондратьева², В. А. Бобров¹,
Ю. С. Восель¹, С. Б. Заякина¹, А. С. Шавекин¹, С. К. Кривоногов^{1,3}

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия; ³Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

Изучен химический состав поровых вод органо-минеральных осадков оз. Котокель (Восточное Прибайкалье) и их трансформация в процессе раннего диагенеза. Рассмотрены закономерности изменения основного химического состава поровых вод (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), распределения биогенных элементов (Si, P, NH_4^+ , NO_3^-) и микроэлементов (Fe, Mn, Sr, Ba, Pb, As, Co, Ni). Установлено увеличение в поровых водах концентраций HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} и Si, что является следствием деструкции органического вещества. В процессе бактериальной сульфатредукции в поровых водах по глубине разреза уменьшается концентрация SO_4^{2-} , возрастает S(II) и фрамбоидального пирита в осадке.

Ключевые слова: поровые воды, геохимия, диагенез, органическое вещество, микроэлементы.

GEOCHEMISTRY OF POROUS WATER OF ORGANIC-MINERAL DEPOSITS OF LAKE KOTOKEL (EASTERN PRIBAIKALYE) AND THEIR TRANSFORMATION IN EARLY DIAGENESIS

A. E. Maltsev¹, G. A. Leonova¹, L. V. Miroshnichenko¹, L. M. Kondratieva², V. A. Bobrov¹,
Yu. S. Vosel¹, S. B. Zaiakina¹, A. S. Shavekin¹, S. K. Krivonogov^{1,3}

¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Institute for Water and Environmental Problems, FEB RAS, Khabarovsk, Russia; ³Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

The chemical composition of the pore waters of organic-mineral sediments of Lake Kotokel (Eastern Baikal) and their transformation in the early diagenesis has been studied. Regularities of changes in the basic chemical composition of pore waters (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+), the distribution of biogenic elements (silicon, phosphorus, ammonium and nitrate-ion) and trace elements are considered (Fe, Mn, Sr, Ba, Pb, As, Co, Ni). An increase in pore water concentrations has been established HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} and Si, which is a consequence of the organic matter destruction. In the process of bacterial sulfate reduction in the pore waters, the concentration of SO_4^{2-} decreases along the depth of the section and there is an increase in S (II) and framboidal pyrite in the sediment.

Keywords: pore water, geochemistry, diagenesis, organic matter, trace elements.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-1-71-85

Донные отложения малых озер – это сложная система, состоящая из минеральной и органической частей, пронизанных поровыми водами. Взаимодействие поровых вод с органо-минеральным веществом осадка играет важную роль в миграции элементов и трансформации вещества донных отложений. По химическому составу поровых вод можно судить о самых разнообразных процессах, протекающих в осадках (о перераспределении элементов по глубине отложений, подвижности элементов в системе вода – осадок, аутигенном минералообразовании).

Химический состав поровых вод осадка существенно отличается от состава поверхностной воды и определяется совокупностью биогеохимических процессов: деструкцией органического вещества, растворением первичных (захороненных) карбонатов, катионным обменом, сульфатредукцией [2, 6, 8, 21, 27, 30]. Процессы раннего диагенеза приводят к трансформации поровых вод: с глубиной увеличивается минерализация и меняется соотношение между катионами и анионами [15, 30].

Если химический состав поровых вод морей и океанов изучен достаточно хорошо [4, 5, 11, 18, 20, 24–26, 30], то поровые воды донных отложений озер – недостаточно, за исключением глубоководного оз. Байкал [2, 10, 15, 21] и некоторых малых озер юго-запада Архангельской области [29]. Для малых озер Сибирского региона публикаций по химическому составу поровых вод крайне мало [13], что послужило поводом начать эти исследования как составной части работ по раннему диагенезу осадков малых озер.

Цель работы заключается в изучении геохимии поровых вод донных отложений малых озер и их трансформации в раннем диагенезе. В качестве объекта исследования выбран голоценовый разрез (верхние 4 м) донных отложений оз. Котокель (Восточное Прибайкалье). В работе представлены результаты экспедиционных и лабораторных исследований за период 2012–2017 гг. Детально рассмотрены химический состав поровых и поверхностных вод озера, вещественный состав донных отложений

и перераспределение элементов в системе вода – осадок.

Материал и методы исследования

Оз. Котокель занимает большую часть Котокельской впадины, расположенной на юго-восточном побережье Среднего Байкала в 2 км от него (рис. 1). Озеро располагается на сниженной тектонической ступени, заполненной песчаными отложениями, имеет превышение над оз. Байкал немногим более 2 м. Длина его 15 км, средняя ширина 4,6 км, средняя глубина 4,0–4,5 м (максимальная 14 м), площадь акватории 70 км², площадь водосбора 183 км², мощность озерных отложений до 20 м. Оз. Котокель является слабопроточным водоемом с замедленным водообменом, по низкому показателю удельного водосбора (2,6) относится к аккумулятивным водоемам [22].

В сентябре 2012 г. в центральной части оз. Котокель (52°79'50" с. ш., 108°13'39" в. д.) с понтонной установки пробурена скважина глубиной 14,5 м. Бурение озерных отложений проводили стандартными методами, но с помощью самостоятельно созданного в ИГМ СО РАН бурового оборудования. Бурильная установка состоит из надувного понтона водоизмещением около 5 т, вышки с грузоподъемными механизмами, бура с набором штанг общей длиной 30 м. Вибрационная технология бурения позволила получить непрерывный керн озерных отложений с ненарушенной структурой длиной 14,5 м.

Отбор проб озерной воды для общего химического анализа проводили с глубин 0,5 и 3 м согласно [28]. В отобранных пробах воды на месте выполнены измерения pH, Eh, растворенного кислорода, температуры при помощи pH-анализатора «Анион 4151».

Поровые воды отжимали на месте из 10-сантиметровых слоев керна по стандартной методике [30] и измеряли значения pH. Значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) замеряли непосредственно в керне по [8]. Концентрации анионов, катионов и микроэлементов определяли в лаборатории через пять дней после отбора проб (отбор – 21 сентября, анализ – 26 сентября 2012 г.).

Химический анализ (определение содержания анионов HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, PO₄³⁻) в озерных и поровых водах проводили комплексом общепринятых методов [14, 16, 17] в лаборатории контроля качества природных и сточных вод ФГУ «Верхне-Обьрегионводхоз». Концентрации катионов (K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) в озерных и поровых водах определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) в аналитической лаборатории Института неорганической химии им. А. В. Николаева СО РАН согласно методическим указаниям [9].

Валовые концентрации металлов (Hg, Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Cr, Co, Fe, As) в твердом веществе и водных пробах определяли методом ААС [9] в аналитическом центре Института геологии и минералогии



Рис. 1. Карта-схема расположения оз. Котокель

СО РАН (аналитики В. Н. Ильина, Н. В. Андросова). Определение Hg проведено методом холодного пара с амальгамацией на золотом сорбенте (аналитик к. х. н. Ж. О. Бадмаева).

Метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС) использовали для определения в воде и донных отложениях концентраций Al, B, Ba, Ca, Mg, Sr, P, Na, K, Li, Mo, Sb, Ti в АЦ ИГМ СО РАН (аналитик С. Ф. Нечепуренко).

Масс-спектрометрический метод с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) применяли для определения концентраций редкоземельных (РЗЭ) и высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, Ta) в ИГМ СО РАН (аналитики И. В. Николаева, С. В. Палесский).

Определение органического углерода (C_{орг}) в осадках проведено по методике И. В. Тюрина [7] в Институте почвоведения и агрохимии СО РАН (аналитик Л. Д. Черепяхина).

Микробиологические исследования (определение численности и послойное распределение в кернах сульфатредуцирующих и денитрифицирующих бактерий) проведены в Институте водных и экологических проблем ДВО РАН под руководством д. б. н. Л. М. Кондратьевой.

Определение основных породообразующих оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН (аналитик Н. Г. Карманова); минеральный состав осадка – рентгеноструктурным методом там же (аналитик Л. В. Мирошниченко).

Определение форм нахождения химических элементов в донных отложениях проведено согласно методике селективного растворения [33] в АЦ ИГМ СО РАН (аналитики И. В. Макарова, Л. Д. Иванова).

Изучение микроморфологии и вещественного состава образцов донных отложений осуществлено с применением сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ИГМ СО РАН.



Рассчитаны коэффициенты корреляции для пар ионов и микроэлементов в придонной и поровой воде.

Вычислены коэффициенты водной миграции элементов [23]:

$$K_x = m_x \cdot 100 / a_{n_x}$$

где m_x – содержание элемента x в воде, мг/л; a – минерализация, мг/л; n_x – содержание элемента x в породе (в донном осадке), вес. %.

Увеличение K_x свидетельствует о возрастании интенсивности выноса элемента из зоны выветривания. Для оценки интенсивности водной миграции используются четыре градации коэффициента водной миграции [23]: 1) очень сильная (K_x от $n \cdot 10$ до $n \cdot 100$); 2) сильная (от n до $n \cdot 10$); 3) средняя (от $0,1n$ до n); 4) слабая и очень слабая ($K_x < 0,01n$).

Коэффициенты концентрации (K_c) элементов в поровых водах рассчитаны как отношение максимальной для ядра концентрации элемента в поровой воде к его концентрации в придонной воде по формуле [10]

$$K_c = C_i / C$$

где C_i – содержание изучаемого химического элемента в поровой воде, мг/л; C – содержание химического элемента в придонной воде, мг/л.

Результаты исследования

Геохимическая характеристика осадка. Физико-химические и химические процессы, происходящие в поровых водах (ПВ), во многом определяются составом и свойствами вмещающих донных отложений (ДО), поэтому химический состав ПВ нельзя рассматривать в отрыве от геохимии ДО. Нами детально исследованы верхние 4 м осадка оз. Котокель, которые, согласно [22], сформировались в голоцене около 6 тыс. лет назад. Это однородные, темно-оливковые, тонкоструктурные, коллоидальные отложения, состоящие из мелкодисперсного ОВ и минеральных примесей. Донные отложения оз. Котокель представляют собой осадки с высоким содержанием ОВ (сапропель): концентрация $C_{орг}$ по глубине разреза 25–30 %, а зольность – в среднем 38 % (табл. 1). В оз. Котокель ДО характеризуются

восстановительной обстановкой (значения Eh изменяются по глубине разреза от –76 до –167 мВ), только в верхнем интервале осадка (0–10 см) установлены слабо окислительные условия среды со значениями Eh +10 мВ.

Основным породообразующим оксидом в осадке оз. Котокель является SiO_2 , его среднее содержание 24,7 % (см. табл. 1). Высокие концентрации Si в осадке, помимо терригенной компоненты, обусловлены также наличием большого количества створок диатомовых водорослей в материале ДО [3, 12]. Средние содержания Al в ДО оз. Котокель составляют 4,2 %, Fe – 4,4 % (отмечено повышение концентраций Fe в верхних интервалах до 6,5 %), а Ca довольно низкие – 1,1 % (чуть меньше кларка).

Фитопланктон был основным источником автотонного органического вещества на протяжении всего периода формирования донных отложений оз. Котокель. Синезеленые водоросли создают основу органической массы сапропеля, а диатомовые поставляют биогенный кремнезем в минеральную часть осадка [3]. В составе сапропеля оз. Котокель валового кремния содержится в среднем 11 % по разрезу, почти половина приходится на биогенный Si створок диатомовых водорослей [12].

Главные породообразующие минералы осадка оз. Котокель – это слюда (разупорядоченная), кварц, плагиоклаз, хлорит; второстепенные – пирит и амфибол; акцессорные – калиевые полевые шпаты, гипс и иллит (рис. 2). Пирит встречается по всему разрезу, особенно много его в средних интервалах осадка (40–160 см). С глубины 440 см пирит исчезает в дифракционных спектрах донных отложений и появляется вновь только в интервале 590–600 см. На глубине 40 см обнаружены незначительные скопления родохрозита, который характерен для восстановленных слоев донных отложений большинства озер [32]. Высокое содержание в осадке ОВ и биогенного (аморфного) кремнезема из створок диатомовых водорослей хорошо отражается в дифракционных спектрах широким гало в областях 2–5 и 15–35 2θ Cu K_{α} .

Таблица 1

Химический состав донных отложений оз. Котокель

Глубина, см	Зольность	$C_{орг}$	S	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
0–4	35,3	25,4	0,9	20,3	4,31	6,51	0,057	0,69	0,86	0,55	0,59
44–55	42,8	25,5	1,3	26,5	5,56	6,00	0,051	0,77	0,91	0,72	0,70
88–99	40,5	27,6	1,1	23,9	5,30	5,85	0,050	0,78	1,07	0,70	0,70
143–154	40,2	27,5	1,2	26,7	3,89	4,34	0,049	0,64	1,12	0,46	0,53
200–210	40,6	27,4	1,6	27,0	4,24	4,48	0,039	0,62	1,08	0,55	0,56
230–240	41,8	26,0	1,5	29,3	4,24	3,67	0,057	0,70	1,50	0,59	0,57
270–280	32,6	30,0	1,4	21,0	3,61	3,05	0,042	0,56	1,25	0,49	0,49
300–310	35,7	29,9	1,1	24,5	3,39	3,52	0,035	0,51	0,99	0,43	0,43
340–350	36,2	29,7	1,0	24,0	3,62	3,22	0,040	0,60	1,33	0,50	0,47
380–390	36,2	31,0	1,1	24,1	3,89	3,01	0,038	0,61	1,20	0,53	0,49

Примечание. Данные приведены на абс. сухое вещество,%. Зольность определена при 450 °С.

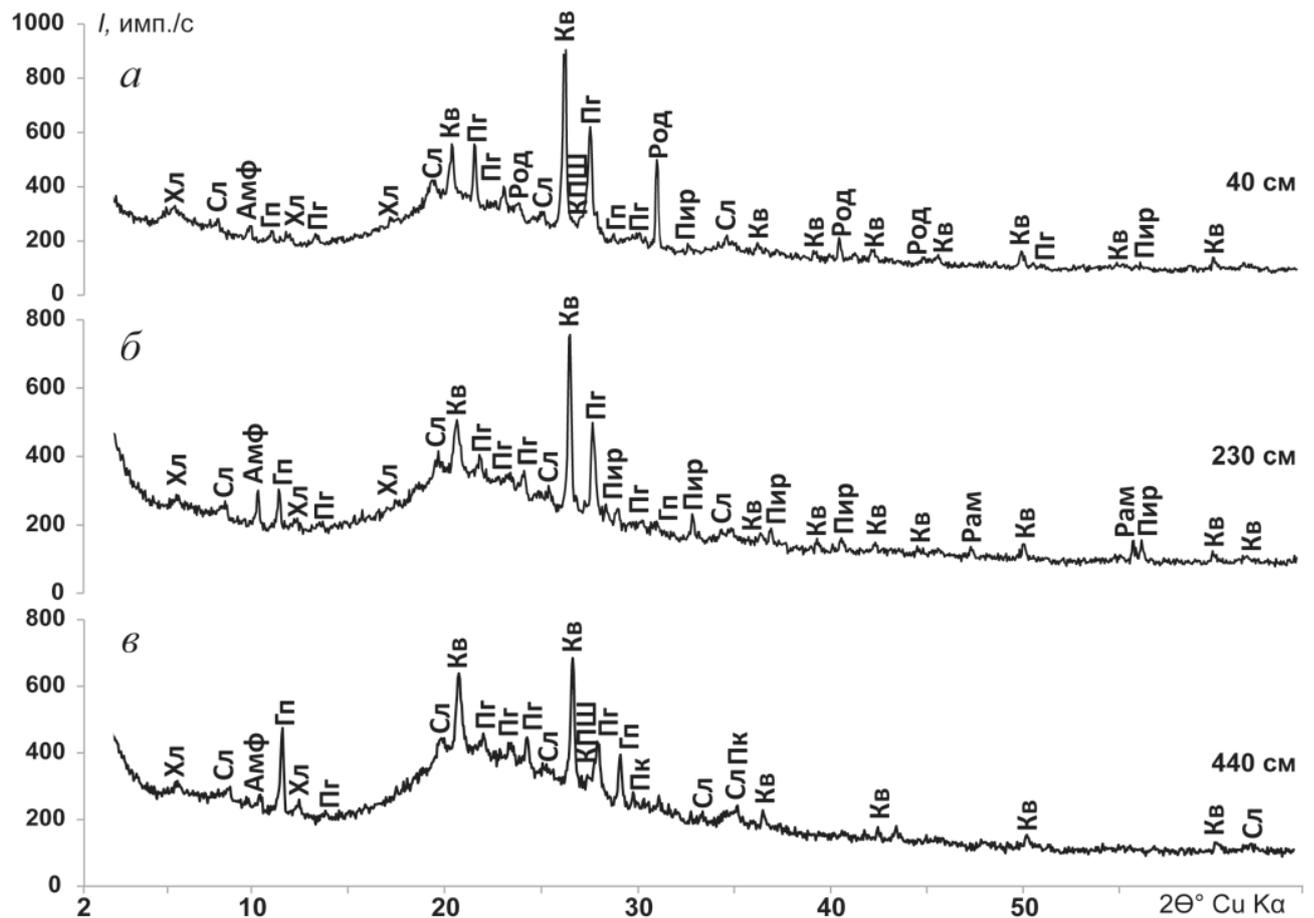


Рис. 2. Рентгеновские дифракционные спектры разных интервалов донных отложений оз. Котокель: а – 40 см, б – 230 см, в – 440 см (минералы: Амф – амфибол, Кв – кварц, КППШ – калиевый полевой шпат, Пг – плагиоклаз, Пир – пирит, Рам – рамделит (γ - MnO_2), Род – родохрозит, Сл – слюда (разупорядоченная), Хл – хлорит)

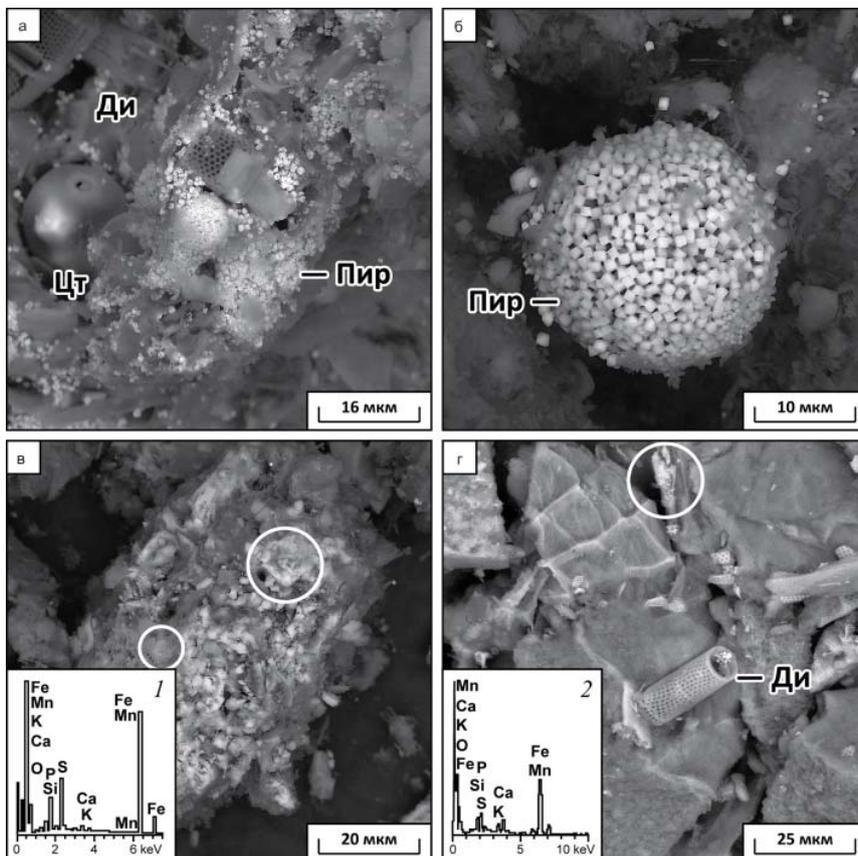


Рис. 3. Микрофотографии осадка (а–в) и озерной взвеси (г) оз. Котокель в различных интервалах: а – 33–44 см, б – 220–230 см, в – 40 см (фото к. г.-м. н. Е. В. Лазаревой); г – озерная взвесь, 0 см (фото к. г.-м. н. А. А. Богуш) (Ди – диатомовые водоросли, Цт – циста водоросли (с кристаллом пирита внутри), Пир – пирит; спектры: 1 – сульфиды железа (гидротроилит–?) с включениями P, Ca, Mn (Ca-родохрозит–?), 2 – твердый раствор сидерита и Ca-родохрозита)

По данным сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) пирит представлен скоплениями микрокристаллов разной морфологии и размерности (1–10 мкм) и фрамбоидами (~20 мкм), которые сложены микрокристаллами пирита размерностью, не более примерно 1 мкм (рис. 3, а, б). Кристаллы пирита либо представлены одиночными формами, либо образуют скопления, в которых насчитывается от 2 до 10 и более кристаллов. Большая часть кристаллов представлена октаэдрами размером около 2–3 мкм, возможно и 5–7 мкм. Очень часто все морфологические типы пирита (отдельные кристаллы и фрамбоиды) приурочены к сохранившимся в осадках растительным остаткам или рассеяны в органическом матриксе. О биогенном происхождении фрамбоидального пирита можно говорить достаточно уверенно: образование фрамбоидальных структур связано с бактериальной переработкой и последующей минерализацией ОВ [6, 8]. Установлено, что с ростом численности сульфатредуцирующих бактерий в осадке возрастают содержания пирита, количество и размер фрамбоидов.

Таблица 2

Основные гидрохимические показатели поверхностных и придонных (3 м) вод оз. Котокель

Показатель	Поверхностная вода	Придонная вода
Температура, °С	16,9	16,8
Прозрачность, см	60	Нет данных
pH	6,91	6,61
Eh, мВ	+312	+320
Щелочность, мг-экв/л	0,8	0,9
O ₂ раств., мг/л	9,99	8,93
ХПК, мг O ₂ /л	14,5	22,8
БПК ₅ , мг O ₂ /л	2,30	2,55
C _{орг} , мг/л	5,4	8,6
HCO ₃ ⁻ , мг/л	48,8	54,9
SO ₄ ²⁻ , мг/л	4,2	3,7
Cl ⁻ , мг/л	11,48	8,74
NO ₃ ⁻ , мг/л	1,98	0,58
NO ₂ ⁻ , мг/л	0,046	0,095
PO ₄ ³⁻ , мг/л	0,031	0,102
Ca ²⁺ , мг/л	8,8	8,0
Mg ²⁺ , мг/л	3,4	6,3
Na ⁺ , мг/л	6,5	6,4
K ⁺ , мг/л	0,96	0,90
NH ₄ ⁺ , мг/л	0,25	0,21
Сумма ионов, мг/л	86,0	89,9

Примечание. БПК₅ (биохимическое потребление кислорода) – показатель, характеризующий содержание легкоокисляемых органических веществ по количеству израсходованного на их окисление кислорода в течение 5 сут; ХПК (химическое потребление кислорода) – показатель, характеризующий суммарное содержание в воде трудноокисляемых органических веществ по количеству израсходованного на окисление химически связанного кислорода.

Однако содержание сульфидов Fe (по результатам пересчета на восстановленную серу) в ДО невелико: в среднем 1,03 вес. %, при допущении, что вся S(II) связана в сульфидах железа.

Во взвеси фитопланктона и в верхних горизонтах осадка (0–40 см) обнаружены микронные частицы Mn в виде твердого раствора сидерита и Са-родохрозита размерностью 5–10 мкм (см. рис. 3, в, г). В материале ДО отмечено большое количество остатков диатомовых водорослей и цист золотистых водорослей. Некоторые цисты содержат включения пирита в виде крупных (около 8 мкм) кристаллов (см. рис. 3, а).

Химический состав поверхностных и придонных вод. Поверхностные воды оз. Котокель по преобладающим ионам в соответствии с [1] относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция (табл. 2), по окислительно-восстановительным условиям – к типу окисленных кислородных (Eh = +0,312 В, растворенный O₂ – 9,9 мг/л), по щелочно-кислотным условиям – к классу нейтральных (pH = 6,9), по общей минерализации (86 мг/л) – к семейству ультрапресных вод по [23]. Значения ХПК (14,5–22,8 мг O₂/л) превосходят таковые БПК₅ (2,3–2,6 мг O₂/л), что свидетельствует о поступлении аллохтонного (терригенного) органического вещества (помимо автохтонного) в озеро.

Макро- и микроэлементы являются важнейшим компонентом гидрогеохимического своеобразия лимногеосистем. Озеру Котокель присущи следующие элементно-геохимические особенности (табл. 3): установлены высокие содержания Al (274 мкг/л), Fe (808 мкг/л) и P (146 мкг/л) в поверхностной воде.

Низкие концентрациями Si в поверхностных водах озера (594 мкг/л) можно объяснить тем, что в нейтральных условиях среды (pH 6,9) кремний имеет малую подвижность. Не исключено также, что это является результатом потребления растворенного коллоидного кремния диатомовыми водорослями, которые поглощают Si для постройки своих створок. В момент отбора водных проб в озере активно развивалась диатомовая водоросль *Aulacoseira granulata*, ее доля в пробе составила 26 %.

Ионный состав поровых вод (макрокомпоненты). Поровые воды исследованного 4-метрового разреза ДО оз. Котокель относятся к гидрокарбонатно-кальциевому классу по [1] (рис. 4). Наблюдается рост минерализации ПВ с глубиной, а также снижение значений pH в верхних интервалах осадка и их увеличение вниз по разрезу.

Концентрация HCO₃⁻ в поровых водах верхнего интервала осадка в 2 раза выше (119,7 мг/л) по сравнению с озерной водой (48,8 мг/л) и увеличивается с глубиной (380–400 см) до 272,0 мг/л. Гидрокарбонат-ион – главный анион поровых вод (в среднем по разрезу 94,4 % от суммы анионов).

Распределение SO₄²⁻ в поровых водах осадка выдержано для верхних горизонтов, а содержание



Таблица 3

Элементный состав поверхностных и придонных (3 м) вод оз. Котокель, мкг/л

Элемент	Поверхностная вода	Придонная вода
Al	273,6	226,2
Si	593,8	143,8
P	146,3	196,1
Ti	13,7	6,1
V	1,1	1,2
Cr	9,7	6,9
Mn	130	135,6
Fe	808	648
Co	0,10	0,10
Ni	<3	8,7
Cu	3,7	9,0
Zn	44,9	42,5
Ga	0,64	0,91
As	<0,20	0,27
Rb	0,37	0,74
Sr	68,8	66,8
Y	0,10	<0,1
Zr	0,94	<0,9
Mo	0,93	1,14
Sb	<0,1	0,4
Ba	21,3	23,8
La	0,20	0,10
Ce	0,30	0,20
Pr	0,10	<0,1
Nd	0,20	0,20
Pt	0,10	<0,1
Au	<0,1	<0,1
Hg	<0,002	<0,002
Pb	2,9	6,8
U	0,09	0,09

сульфат-иона сопоставимо (3,5–3,7 мг/л) с таковым в придонной воде (3,7 мг/л). Ниже по разрезу (с глубины 115 см) наблюдается резкое (на порядок) снижение концентраций сульфат-иона до 0,9–0,2 мг/л (300–400 см). Установлено увеличение отношения $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$ в ПВ осадка с глубиной, а также увеличение восстановленных форм серы S(II) в твердой фазе осадка по глубине разреза.

В распределении биогенных элементов, представленных ионами NH_4^+ , NO_3^- и PO_4^{3-} (которые являются продуктами минерализации ОВ), установлено повышение их концентраций уже в самых верхних интервалах осадка в сравнении с придонной водой. Однако отмечена тенденция уменьшения концентраций NO_3^- вниз по разрезу, и, напротив, повышение концентраций NH_4^+ . Установлен резкий рост содержаний $\text{C}_{\text{орг}}$ в ПВ верхних интервалов осадка сравнительно с придонной водой, а затем их плавное уменьшение вниз по разрезу ДО.

Наблюдается увеличение концентрации ионов кальция по глубине разреза в сравнении с придонны-

ми водами – от 11,3 (15 см) до 19,0 мг/л (400 см). Ca^{2+} является основным катионом поровых вод (в среднем 50 % от суммы всех катионов). При абсолютном увеличении значений содержаний ионов HCO_3^- и Ca^{2+} , наблюдается и увеличение отношения $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$, которое возрастает в среднем почти в 2 раза (13) в сравнении с придонной водой озера (7).

Концентрации ионов Mg^{2+} , Na^+ , K^+ и Cl^- в поровой воде практически не изменяются по глубине разрезов ДО, однако отмечается незначительное увеличение их средних значений (за исключением Na^+) с 0,2 до 1,5 мг/л в поровых водах по сравнению с придонной водой.

Элементный состав поровых вод (микрокомпоненты). Микроэлементный состав поровых вод сравнительно с донными отложениями оз. Котокель представлен на рис. 5. Характер распределения Al, Co, Ni и As в поровых водах в целом совпадает с таковыми в осадках. Наблюдается различие в поведении Fe в твердой фазе и ПВ верхних горизонтов (0–20 см): валовые концентрации Fe в ДО растут на фоне резкого их снижения в ПВ. Наоборот, отмечается сильное увеличение содержаний Pb и Mn в ПВ верхних интервалах осадка. Установлен рост концентраций Sr в ПВ с глубиной разреза, что совпадает с увеличением по разрезу ионов Ca^{2+} .

Данные по распределению Si в ПВ оз. Котокель показывают, что его концентрации в ПВ на порядок выше, чем в придонной воде (см. рис. 5). В целом, распределение Si в них совпадает с распределением валовых значений кремния в осадке. Отмечено повышение концентраций бария (до 78 мкг/л) в ПВ верхних интервалов осадка (0–40 см). Глубже по разрезу содержания Ba²⁺ падают почти в 2 раза и в среднем составляют 43 мкг/л (см. рис. 5).

Обсуждение результатов

Трансформация химического состава поровых вод в диагенезе. Основной показатель изменения физико-химических свойств поровых вод оз. Котокель – снижение окислительно-восстановительного потенциала по разрезу ДО. Снижение показателя Eh до отрицательных значений является, в первую очередь, следствием деструкции ОВ, бактериального потребления кислорода и образования H_2S [6, 8, 26].

Снижение значений pH в верхних интервалах осадка, по-видимому, также является следствием деструкции ОВ: при разложении ОВ в аэробных условиях ($\text{Eh} > 0$) выделяются большие массы CO_2 и органические кислоты, что ведет к понижению значений pH. Стоит отметить, что снижение значений pH наблюдается уже в водной толще озера: в поверхностных водах оно составляет 6,9, а в придонных – 6,6 (с глубиной уменьшается и количество растворенного кислорода). По-видимому, это результат распада в аэробных условиях поступающих на дно больших масс автохтонного ОВ, которое преимущественно фитопланктоном и синезеле-

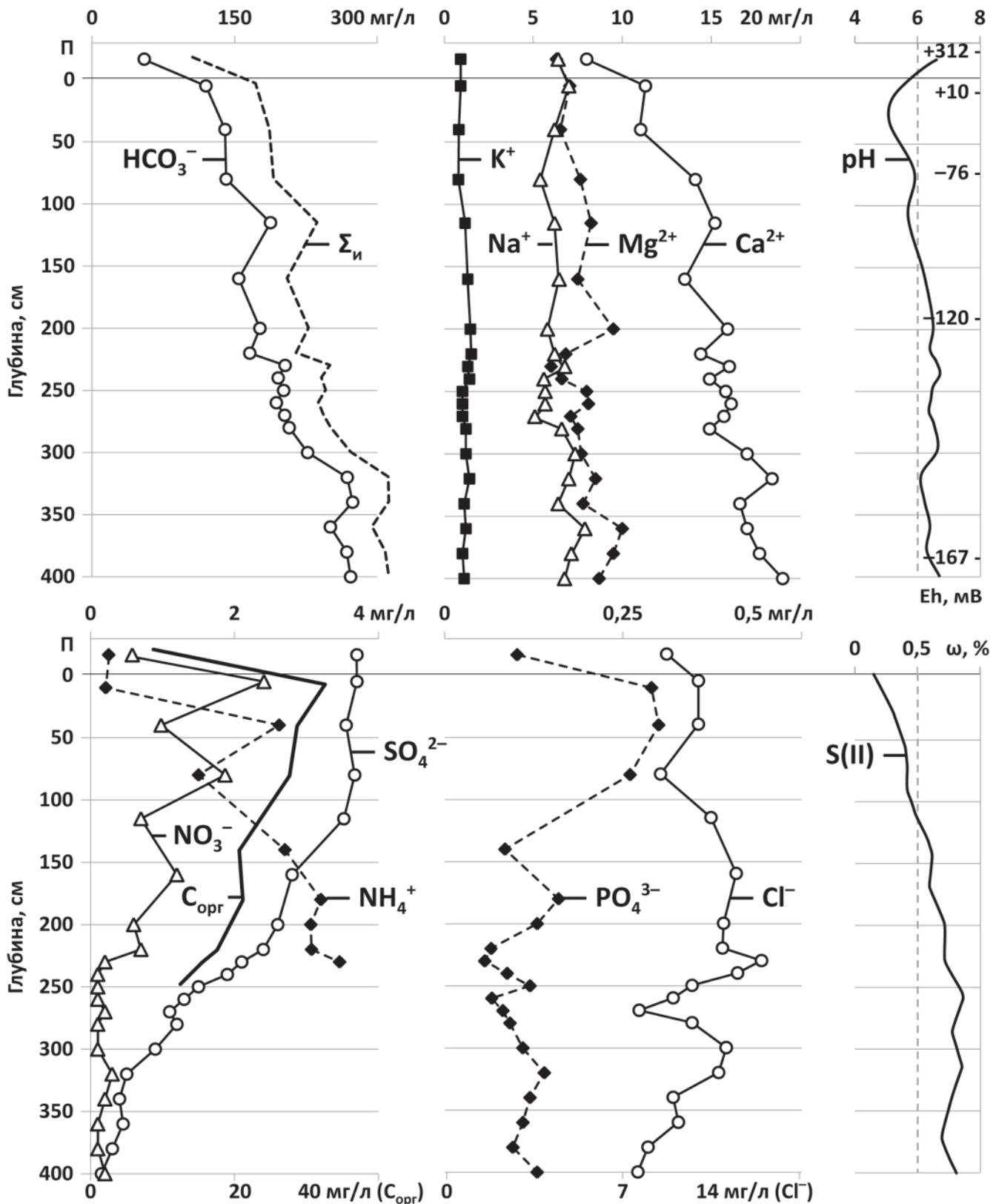


Рис. 4. Ионный состав придонных (П) и поровых вод (мг/л), распределение значений pH, Eh (мВ) и суммы ионов ($\Sigma_{\text{и}}$) в оз. Котокель. Распределение S (II) в твердой фазе осадка (мас. доля, %)

ными водорослями. Повышение значений pH в донных отложениях в интервале (50–200 см) с 5,9 до 6,7, возможно, связано с ростом содержания гидрокарбонатов (карбонатная щелочность) с глубиной, а также с процессами бактериальной сульфатредукции в ДО озера. Повышение pH можно также соот-

нести с ростом концентраций NH_4^+ в ПВ по разрезу осадка. Известно, что аммиак, выделяющийся при распаде белков, – сильный агент подщелачивания среды [26, 31].

Одним из факторов повышения концентраций гидрокарбонат-иона вглубь по разрезу осадка яв-

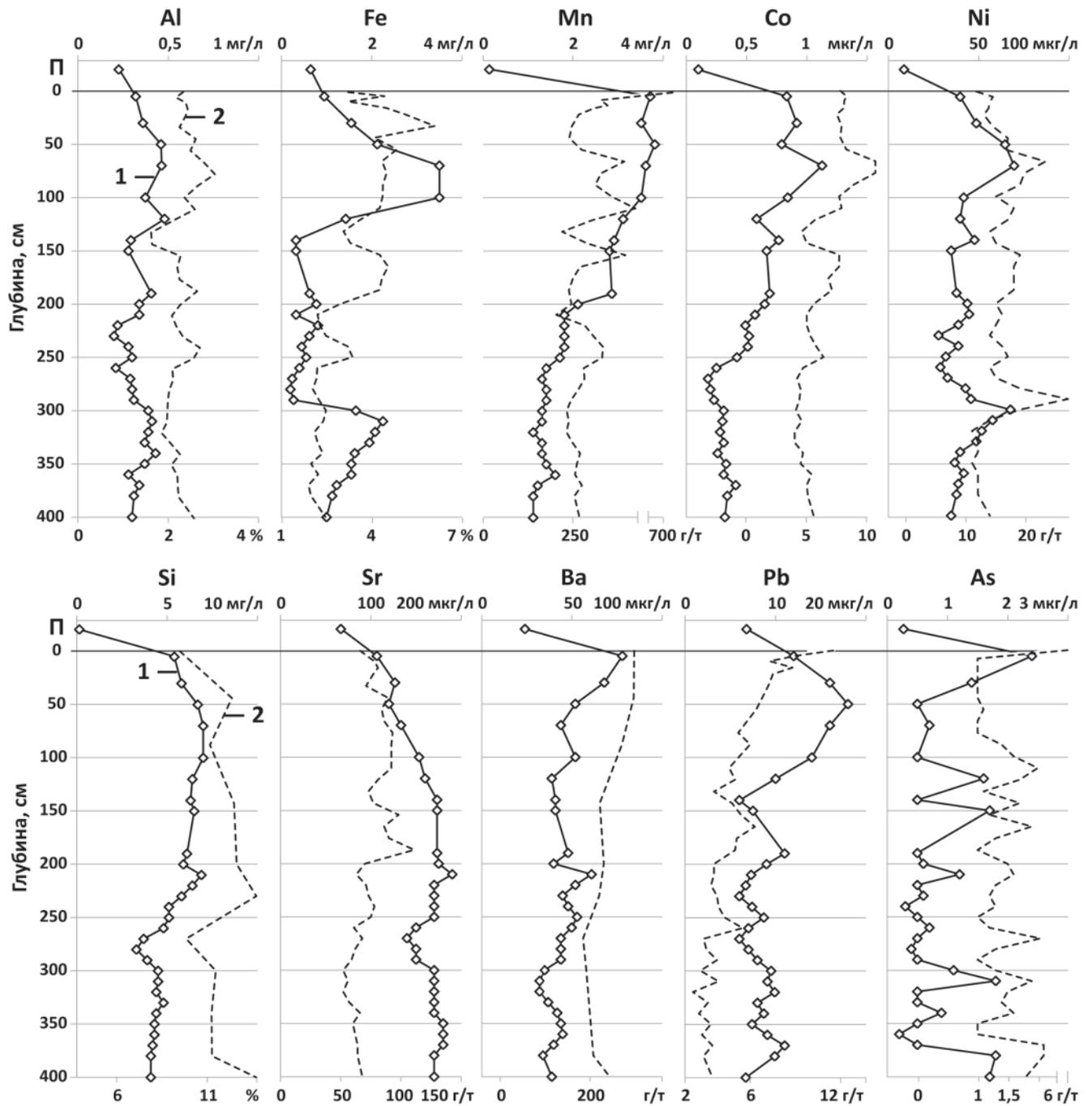
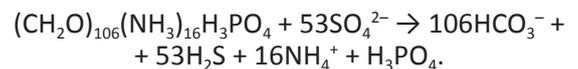


Рис. 5. Распределение химических элементов в придонных водах (П), поровых водах (1) и донных отложениях (2) оз. Котокель

ляется распад захороненного ОВ. Деструкция ОВ в аэробных условиях (первые сантиметры осадка) дает массу углекислого газа, который приводит к образованию HCO_3^- ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$) и понижению значений pH. Ниже по разрезу в анаэробных условиях увеличение содержания HCO_3^- и, как следствие, метаморфизация поровых вод в диagenезе идут при непосредственном участии сульфатредуцирующих микроорганизмов (вследствие сульфатредукции). Известна хорошо выраженная зависимость возрастания щелочного резерва ПВ от интенсивности уменьшения сульфата, расходуемого при восстановлении ОВ в анаэробных условиях [8, 19]:



Таким образом, степень деструкции ОВ в толще осадков возрастает, что приводит к последовательному увеличению с глубиной концентраций гидрокарбонатов в поровых водах оз. Котокель. В анаэробных условиях для окисления ОВ используется кислород сульфатов, которые восстанавливаются до H_2S в процессе бактериальной сульфатредукции. Об этом свидетельствуют кривые распределения SO_4^{2-} и S(II) : с глубиной уменьшается количество сульфатов и растет содержание восстановленных форм серы. Это подтверждает кривая распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ в ПВ вниз по разрезу: уменьшение концентрации

$C_{\text{орг}}$ вглубь осадка (см. рис. 5). Сульфатредукция приводит к значительному увеличению щелочности, так как вследствие данного процесса, во-первых, уменьшается содержание SO_4^{2-} – аниона сильной кислоты (H_2SO_4), во-вторых, происходит рост иона HCO_3^- , который является продуктом минерализации ОВ в анаэробных условиях [5, 19]. Поэтому между распределением ионов HCO_3^- и SO_4^{2-} в ПВ оз. Котокель наблюдается значительная обратная корреляция ($r = -0,93$) (табл. 4).

Таблица 4

Коэффициенты корреляции пар ионов и микроэлементов в поровых водах осадка оз. Котокель (гл. 0–400 см)

Пары ионов	Корреляция
Ca– SO_4	–0,85
Ca– HCO_3	0,92
Mg– HCO_3	0,52
NH_4 – NO_3	–0,93
HCO_3 – SO_4	–0,93
SO_4 – $C_{\text{орг}}$	0,86
Ca–Sr	0,70
Ca–Ba	–0,79
Ca–Mn	–0,84

Выдержанные концентрации сульфат-иона в поровых водах верхних, сильно обводненных (влажность до 97 %) интервалах осадка могут быть объяснены низкими скоростями процесса сульфатредукции (вероятно, из-за частичного проникновения O_2 в верхний слой осадка), а также постоянным поступлением SO_4^{2-} из придонной воды (близкие концентрации SO_4^{2-} в придонных и в поровых водах верхних горизонтов). Ниже по разрезу наблюдается резкое (почти на порядок) уменьшение содержания сульфат-иона и $C_{\text{орг}}$ в ПВ на фоне роста S(II) в твердой фазе осадка (см. рис. 4), численности сульфатредуцирующих бактерий (с 2,7 до $57,7 \cdot 10^4$ КОЕ/г) и появление большого количества крупных фрамбоидов пирита по данным СЭМ (см. рис. 3, а, б). Уменьшение содержания SO_4^{2-} в поровых водах вниз по разрезу (восстановление SO_4^{2-} до H_2S при участии сульфатредуцирующих бактерий) и рост восстановленных форм серы косвенно подтверждают «усиление» процессов бактериальной сульфатредукции.

Особенности распределения кривой NO_3^- (увеличение концентраций в верхних интервалах и уменьшение в нижних) в ПВ может быть также отражением деятельности микроорганизмов. Увеличение нитрат-иона в ПВ верхних интервалов может быть следствием окисления аммиака при участии бактерий-нитрификаторов. Этот процесс предполагает присутствие в ДО свободного кислорода и нитрифицирующих микроорганизмов в активном состоянии [8]. Снижение концентрации NO_3^- в ПВ вниз по разрезу до 0,1 мг/л (что в 5 раз меньше, чем в придонной воде), скорее всего, является след-

ствием деятельности денитрифицирующих бактерий (ДНБ), численность которых резко возрастает с глубиной разреза (с 23,3 до $282,0 \cdot 10^5$ КОЕ/г). Эти бактерии восстанавливают нитраты до молекулярного азота и являются факультативными анаэробами (окисляют ОВ за счет кислорода воздуха), но, попадая в анаэробные условия, они используют кислород нитратов как акцептор электрона. Минерализация ОВ в анаэробных условиях приводит к росту концентраций NH_4^+ вниз по разрезу ДО, а диссимиляторная нитратредукция до аммония (ДНРА) может сохранять в ПВ образующийся в диагенезе NH_4^+ на высоком уровне (несмотря на анаэробное окисление аммония), преобладая над процессом денитрификации в условиях повышенного содержания ОВ и интенсивной сульфатредукции.

Увеличение концентраций кремния в поровых водах осадка, по-видимому, связано с растворением створок диатомовых водорослей. Известно [27], что аморфный характер кремнезема в диатомите заметно отличает его от обычного кремнезема: он значительно легче и полнее растворяется в щелоках, поэтому при захоронении в осадках может легко растворяться и переотлагаться по глубине разрезов отложений. Увеличение коэффициента водной миграции Si в ПВ на порядок (табл. 5) в сравнении с придонной водой, а также самые высокие (48,7) значения коэффициента концентрации (табл. 6) среди всех элементов подтверждают предположение о выщелачивании Si из твердой фазы осадка в ПВ вследствие растворения створок диатомовых водорослей.

Таблица 5

Коэффициент водной миграции (K_x) химических элементов в ПД и ПВ оз. Котокель

Элемент	ПД	ПВ (0–400 см)
Ca	16,8	25,5
Mg	21,5	10,1
Na	15,8	5,7
K	1,9	0,9
Al	0,1	0,1
Fe	0,2	0,1
Mn	2	32,2
Ba	7,8	8
Si	0,001	0,019

Можно заключить, что увеличение концентраций HCO_3^- , NO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} в ПВ верхних интервалов осадка в сравнении с придонной водой является следствием деструкции органического вещества, в результате которой в поровые воды осадка переходят наиболее подвижные и лабильные компоненты ОВ. Концентрации HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , NO_3^- и Si в поровой воде уже верхнего слоя ДО во много раз превышают их содержания в придонной воде, а с углублением в толщу осадков концентрации HCO_3^- и NH_4^+ в ПВ значительно возрастают. Это сви-

Таблица 6

Коэффициенты концентрации (K_c) поровых вод оз. Котокель

Элемент	K_c
Ca^{2+}	2,4
Mg^{2+}	1,6
Na^+	1,2
K^+	1,7
HCO_3^-	5,0
Cl^-	1,4
SO_4^{2-}	1,0
NO_3^-	4,2
PO_4^{3-}	2,9
NH^+	13,8
Al	2,1
Fe	5,4
Mn	27,3
Si	48,7
Sr	2,7
Ba	3,3
Pb	2,4
As	8,9

детельствует о продолжающейся минерализации ОВ вглубь толщи ДО и активной деструкции азотсодержащих органических веществ, относящихся к легко метаболизируемым соединениям, что сопровождается «потерей» N, который поступает в жидкую фазу осадка. В процессе денитрификации (завершающий процесс деструкции ОВ) наблюдается восстановление денитрифицирующими бактериями нитратов и нитритов до газообразного азота. Это подтверждается уменьшением вниз по разрезу NO_3^- . А высвобождение из органического вещества аммонийного азота (в процессе аммонификации) при анаэробной деструкции ОВ сопровождается ростом с глубиной концентраций NH_4^+ в ПВ и более высокими значениями коэффициента концентрации NH_4^+ в сравнении с NO_3^- (см. табл. 6).

Рост минерализации поровых вод с глубиной определяется, прежде всего, увеличением концентраций в них по глубине разреза ионных пар Ca^{2+} и HCO_3^- , что подтверждается высокими ($r = 0,92$) значениями коэффициентов корреляции для этих ионов (см. табл. 4).

Повышение концентраций ионов кальция вниз по разрезу может быть следствием вытеснения его из поглощающего комплекса осадка. При выщелачивании минеральной части осадка в диагенезе в поровую воду извлекаются щелочные и щелочноземельные металлы, но вследствие катионного обмена ионы Mg^{2+} , Na^+ и K^+ частично переходят в поглощающий комплекс осадка, вытесняя из него Ca^{2+} , который и накапливается в поровых водах. Это подтверждается двукратным увеличением коэффициента водной миграции (K_x) для Ca на фоне уменьшения K_x для магния, натрия и калия (см. табл. 5). По-

добное явление хорошо описано в литературе для поглощающего комплекса как морских [11, 30], так и пресноводных осадков озер [10, 21]. Поэтому в поровых водах осадка оз. Котокель содержания Mg^{2+} , Na^+ и K^+ по разрезу существенно не меняются и их значения близки к концентрациям в поверхностной воде озера. Высокие значения парной корреляции для Ca и Sr в поровых водах осадка (см. табл. 4), можно объяснить схожей геохимией в поведении этих элементов.

В целом стоит отметить увеличение концентраций в поровых водах большинства химических элементов в сравнении с придонной водой (см. табл. 6), что является отражением диагенетических преобразований, протекающих в ДО: таким образом, большинство химических элементов выщелачивается в ПВ из твердой фазы осадка, изменяя химический состав поровых вод.

Можно заключить, что обогащение поровых вод Co, Ni, Sr и Pb по сравнению с придонными водами озера однозначно указывает на диагенетическое преобразование материала осадка.

Перераспределение химических элементов с переменной валентностью (Fe, Mn, S). В процессе диагенеза при смене окислительно-восстановительных условий в процессе разложения ОВ изменяются физико-химические свойства поровых вод, что влияет на распределение химических элементов, имеющих переменную валентность, в первую очередь Fe, Mn и S [8].

В распределении Fe в ПВ, которые характеризуются невысоким содержанием сульфатного иона, что характерно для многих пресноводных водоемов, наблюдается следующая особенность: высокие концентрации Fe^{2+} в верхних и нижних интервалах осадка на фоне низких концентраций в центральной части разреза (см. рис. 5). Падение концентраций Fe^{2+} и SO_4^{2-} в центральной части разреза (100–300 см) маркирует начало активного процесса сульфатредукции, при котором SO_4^{2-} восстанавливается до H_2S и связывается с Fe^{2+} с образованием пирита. Отмечается уменьшение коэффициента водной миграции Fe (см. табл. 5) в ПВ сравнительно с придонной водой, поскольку часть Fe расходуется на образование пирита и переходит в твердую фазу осадка. Это подтверждается и ростом по глубине разреза доли формы Fe, связанной с ОВ и сульфидами (табл. 7), а также общим увеличением количества пирита в интервале 100–300 см по данным рентгеноструктурного анализа. Отмечается рост восстановленных форм серы S(II) в твердой фазе осадка с глубиной (см. рис. 4), а также рост валовых значений S в центральной части разреза (см. табл. 1), там, где в поровых водах резко падают содержания Fe (см. рис. 5).

Рост концентраций Fe в поровых водах нижних интервалов ДО (3–4 м) связан с быстрым расходом всего сульфатного иона в процессе сульфатредукции. В отсутствие H_2S и в условиях низких значений

Таблица 7

Формы нахождения элементов из разных горизонтов осадка оз. Котокель

Горизонт	Элемент	Форма				
		I	II	III	IV	V
0–2 см	Al, %	>0,01	>0,01	>0,01	0,13	1,30
	Fe, %	0,01	0,02	0,42	0,68	1,18
	Ca, %	0,32	0,29	0,14	0,09	1,72
	Mn, г/т	170	231	78	30	186
	Sr, г/т	16	12	3	2	382
88–99 см	Al, %	>0,01	>0,01	>0,01	0,18	1,59
	Fe, %	>0,01	0,02	0,37	0,94	1,13
	Ca, %	0,28	0,23	0,10	0,11	1,73
	Mn, г/т	138	84	30	23	133
	Sr, г/т	11	6	2	3	400

Примечание. I – обменная форма; формы, связанные: II – с карбонатами, III – с оксидами и гидроксидами, IV – с ОВ и сульфидами; V – остаточная форма.

Еh накапливается Fe^{2+} (без образования пирита) в ПВ нижних интервалов. По данным рентгеноструктурного анализа здесь пирит встречается на уровне следов, а еще ниже по разрезу пропадает полностью (см. рис. 2). В верхних интервалах осадка процессы похожие: Fe (III) восстанавливается до Fe (II) в условиях нехватки достаточного количества связующих лигандов (H_2S или S^0), $Eh < 0$ накапливается в ПВ в интервале 50–100 см. В самых верхних интервалах ДО (0–20 см) со значениями $Eh > 0$ происходит окисление на редокс-границе растворимых форм Fe (II) до малорастворимого Fe (III) и накопление его в поверхностных слоях (на что косвенно указывает повышение здесь валовых значений Fe) и, следовательно, уменьшение Fe^{2+} в ПВ на границе вода – осадок (см. рис. 5).

Распределение Mn в поровых водах существенно отличается (см. рис. 5). В условиях отрицательных значений Eh от –76 до –120 мВ в средних интервалах осадка (50–300 см) происходит восстановление малорастворимого Mn (IV) до подвижного Mn (II), который выходит в ПВ из твердой фазы и по градиенту концентраций диффундирует к верхним интервалам осадка (см. рис. 5). Поэтому в оз. Котокель Mn является самым активным водным мигрантом (32,2) (см. табл. 5) в отличие от Fe (0,1), а также имеет высокие значения коэффициента концентрации – 27,3 (см. табл. 6). Следует отметить снижение доли формы Mn, связанной с оксидами и гидроксидами, по глубине разреза донных отложений оз. Котокель (см. табл. 7).

Вследствие различия миграционных характеристик Mn и Fe (поле существования растворенного Mn^{2+} шире аналогичного поля Fe^{2+} [31, 32]) окисления марганца на границе раздела фаз осадок – вода не происходит (в отличие от Fe) и концентрации Mn^{2+} остаются высокими даже в верхних интервалах (0–10 см) со значениями $Eh +10$ мВ. Поэтому

в поровых водах осадков оз. Котокель на границе смены окислительно-восстановительных условий (см. рис. 4) проявляется разница в поведении Mn и Fe: концентрация Fe в ПВ резко падает в верхних интервалах, тогда как концентрации Mn здесь не снижаются. Таким образом, в слабо окислительных обстановках железо окисляется быстрее, чем марганец, что хорошо согласуется с различиями в кинетике окисления – восстановления Mn и Fe по литературным данным [20].

В ДО оз. Котокель наблюдается эффект так называемого «марганцевого дыхания» осадка (глобально выраженный в современном океане феномен) [32], когда потоки восстановленного Mn^{2+} по градиенту концентраций нарастают в верхних интервалах ПВ и далее поступают в озерную воду. Поэтому придонные воды оз. Котокель, по-видимому вследствие подтока Mn^{2+} из ПВ осадка, имеют повышенные концентрации Mn (135,6 мкг/л) в сравнении с исследованными нами водами озер юга Западной Сибири, которые имеют более низкие (18–28 мкг/л) содержания растворенного Mn несмотря на высокую минерализацию воды (до 1 г/л).

Причина проявления «марганцевого дыхания» в оз. Котокель (и отсутствие такового в исследованных нами озерах юга Западной Сибири) – отсутствие карбонатов (прежде всего кальцита) в ДО, которые служат геохимическим барьером для Mn согласно [31, 32]. На фоне низких значений Eh становится возможным накопление большого количества марганца в ПВ осадка, а при отсутствии окисленного слоя на границе вода – осадок – поступление его в придонную воду озера, что хорошо согласуется с данными по восстановленным океаническим осадкам [8]. Осадки же озер юга Западной Сибири содержат большое (в среднем 25–50 %) количество карбонатов, представленных низко- и высокомагнезиальным кальцитом и являющихся геохимическим барьером для Mn^{2+} . Поэтому в ПВ этих озер установлены очень низкие концентрации марганца (4–7 мкг/л, что примерно в 4–6 раз ниже, чем в поверхностных водах!) несмотря на то, что $Eh < 0$.

В условиях высоких концентраций Mn^{2+} (до 4 мг/л) в ПВ верхних интервалов осадка оз. Котокель, активного разложения ОВ (в результате которого выделяется большое количество CO_2), нейтральных значений pH (около 7, в отдельные годы – до 9–10) и низких значений Eh становится возможным образование родохрозита. Это подтверждают данные рентгеноструктурного анализа (см. рис. 2, а) и СЭМ (см. рис. 3, в, г). Вероятно, в условиях стратификации водной толщи оз. Котокель (верхние слои хорошо аэрируются, в них поступает терригенная взвесь с марганцем, а нижние слои воды оказываются застойными) создаются благоприятные условия для осаждения в приповерхностных слоях ДО родохрозита. Также в верхних интервалах осадка установлено, что доля карбонатной формы Mn



выше, чем в нижележащих (см. табл. 7). Для Ca и Sr также чуть выше доля карбонатной формы в верхних горизонтах ДО.

Однако процессы образования карбонатов Mn, по-видимому, идут с очень низкой интенсивностью. На это указывает как кривая распределения Mn^{2+} (не отмечено явных снижений концентрации), так и высокие значения коэффициента водной миграции Mn, а также сильная обратная корреляция ($r = -0,84$) между Ca и Mn.

Выводы

Поровые воды донных отложений оз. Котокель относятся к гидрокарбонатно-кальциевому классу. С глубиной наблюдается рост минерализации поровых вод, увеличение концентраций HCO_3^- , Ca^{2+} , уменьшение SO_4^{2-} , уменьшение значений Eh вниз по разрезу осадка. Степень деструкции ОВ в толще осадков возрастает, что приводит к увеличению с глубиной содержания HCO_3^- в поровых водах. Уменьшение концентраций SO_4^{2-} вниз по разрезу косвенно подтверждает «усиление» процессов бактериальной сульфатредукции. Установлено снижение концентраций NO_3^- , что является следствием деятельности денитрифицирующих бактерий, и рост концентраций NH_4^+ вниз по разрезу осадка. Рост содержания HCO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , NO_3^- и Si в верхних интервалах донных отложений в сравнении с придонной водой – следствие деструкции органического вещества, в результате которой в поровые воды переходят наиболее подвижные и лабильные компоненты.

Установлено увеличение содержания Ca^{2+} вниз по разрезу как результат его вытеснения из поглощающего комплекса осадка. В диагенезе при выщелачивании минеральной части осадка в поровую воду извлекаются щелочные и щелочноземельные металлы, но вследствие катионного обмена ионы Mg^{2+} , Na^+ и K^+ частично переходят в поглощающий комплекс осадка, вытесняя из него Ca^{2+} , который и накапливается в поровых водах.

В диагенезе при смене окислительно-восстановительных условий в процессе разложения органического вещества изменяются физико-химические свойства поровых вод, что влияет на распределение химических элементов, имеющих переменную валентность, в первую очередь Fe, Mn и S. Падение концентраций Fe^{2+} и SO_4^{2-} в центральной части разреза маркирует начало активного процесса сульфатредукции, при котором SO_4^{2-} восстанавливается до H_2S и связывается с Fe^{2+} с образованием пирита. С глубиной отмечается рост восстановленных форм серы S (II) в твердой фазе осадка, а также рост валовых значений S вниз по разрезу. В диагенезе в поровых водах увеличиваются концентрации Mn^{2+} , который по градиенту концентраций поступает в верхние интервалы осадка, где и накапливается. В условиях высоких концентраций Mn^{2+} и активной минерализации ОВ при низких значениях Eh в верх-

них интервалах осадка становится возможным образование родохрозита.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 18–35–00072 мол_а в рамках государственного задания № 0330-2106-0011. Аналитические исследования проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Алекин О. А.** Химический анализ вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 202 с.
2. **Аномалии** состава поровых вод донных осадков Байкала / Л. З. Гранина, Е. Каллендер, И. С. Ломоносов и др. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1–2. – С. 362–367.
3. **Биогеохимия** планктоногенного сапропеля озера Котокель (Прибайкалье) / Г. А. Леонова, В. А. Бобров, А. Е. Мальцев и др. // Биогеохимия техногенеза и современные проблемы геохимической экологии: матер. IX Междунар. биогеохим. школы. Т. 1. – Барнаул: ООО «Пять плюс», 2015. – С. 53–56.
4. **Брезгунов В. С., Ферронский В. И.** Макро- и микроэлементы в поровых водах глубинных областей южного и среднего Каспия // Водные ресурсы. – 2010. – Т. 37, № 6. – С. 700–708.
5. **Бруевич С. В.** Проблемы химии моря. – М.: Наука, 1978. – 335 с.
6. **Волков И. И.** Геохимия серы в осадках океана. – М.: Наука, 1984. – 272 с.
7. **Воробьева Л. А.** Химический анализ почв: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 272 с.
8. **Геохимия** диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль) / И. И. Волков, Н. Н. Жабина, М. В. Иванов и др.; ред. Э. А. Остроумов. – М.: Наука, 1980. – 288 с.
9. **ГОСТ Р 57162–2016.** Вода. Определение содержания элементов методом атомно-абсорбционной спектроскопии с электротермической атомизацией. – М.: Стандартинформ, 2016. – 19 с.
10. **Гранина Л. З.** Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2008. – 156 с.
11. **Гурский Ю. Н.** Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. – М.: ГЕОС. 2007. – 450 с.
12. **Мальцев А. Е., Бобров В. А., Леонова Г. А.** Особенности распределения Si в сапропелях разного генезиса (планктонного и макрофитного) на примере озер Большие Тороки и Котокель // Современные направления развития геохимии: матер. Всерос. конф., посвящ. 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения акад. Л. В. Таусона. – Иркутск: Оттиск, 2017. – С. 120.
13. **Мальцев А. Е., Богущ А. А., Леонова Г. А.** Особенности химического состава поровых вод голоценового разреза сапропеля оз. Духовое (Юж-



ное Прибайкалье) // Химия в интересах устойчивого развития. – 2014. – Т. 22, № 5. – С. 517–534.

14. **Массовая** концентрация гидрокарбонатов и величина щелочности поверхностных вод суши и очищенных сточных вод. Методика выполнения измерений титриметрическим методом: РД 52.24.493–2006г. – Ростов-на-Дону, 2006. – 37 с.

15. **Мизандронцев И. Б.** К геохимии поровых растворов // Динамика байкальской впадины. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 203–230.

16. **Методика** выполнения измерений массовой концентрации сульфат-ионов в пробах природных и сточных вод турбидиметрическим методом: ПНД Ф 14.1:2.159–2000. – М., 2005. – 11 с.

17. **Методика** выполнения измерений массовой концентрации хлоридов в пробах природных и очищенных сточных вод аргентометрическим методом: ПНД Ф 14.1:2.96–97. – Ростов-на-Дону, 2004. – 19 с.

18. **Об источниках** энергии в процессе диагенеза (на примере Черного моря) / А.Ю. Леин, И. И. Русанов, Г. А. Павлова и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 2. – С. 154–169.

19. **Основной** солевой состав и карбонатное равновесие в поровой воде осадков эстуария реки Раздольной (Амурский залив, Японское море) / Г. Ю. Павлова, П. Я. Тищенко, Н. Д. Ходоренко и др. // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 3. – С. 69–80.

20. **Особенности** распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря / Л. Л. Демина, Д. Ф. Будько, Т. Н. Алексеева и др. // Геохимия. – 2017. – № 1. – С. 107–112.

21. **Особенности** химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал / Т. В. Погодаева, Т. И. Земская, Л. П. Голобокова и др. // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 11. – С. 1144–1160.

22. **Палинологическое** исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) / Е. В. Безрукова, П. Е. Тарасов, Н. В. Кулагина и др. // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 2. – С. 586–595.

23. **Перельман А. И.** Геохимия природных вод. – М.: Наука, 1982. – 154 с.

24. **Пушкина З. В., Степанец М. И., Черкасова Е. В.** Железо, марганец, медь, никель и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 3. – С. 3–16.

25. **Ранний** диагенез в современных донных осадках Двинского залива Белого моря / Н. В. Политова, А. А. Клювиткин, А. Н. Новигатский и др. // Океанология. – 2016. – Т. 56, № 5. – С. 771–783.

26. **Романкевич Е. А.** Геохимия органического вещества в океане. – М.: Наука, 1977. – 256 с.

27. **Россолимо Л. Л.** Озерное накопление кремния и его типологическое значение. – М.: Наука, 1971. – 104 с.

28. **Руководство** по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложе-

ний / под ред. В. А. Абакумова. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 239 с.

29. **Титова К. В., Кокрятская Н. М.** Соединения серы в воде и донных осадках малых озер юго-запада Архангельской области // Вестн. МГОУ. – 2013. – № 2. – С. 101–105.

30. **Шишкина О. В.** Геохимия морских и океанических иловых вод. – М.: Наука, 1972. – 227 с.

31. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

32. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Геохимия марганца. – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – 540 с.

33. **Normierung** von Extraktionsexperimenten zur Bestimmung der Bindung von Radiocaesium an Sedimente des Luganersee / E. Klemm, S. Kaminski, R. Müller et al. // Umweltradioaktivität und Strahlendosen in der Schweiz. Bundesamt für Gesundheit. – 2000. – Vol. 4.4. – P. 1–5.

REFERENCES

1. Alekin O.A. *Khimicheskiy analiz vod sushy* [Chemical analysis of land waters]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1954. 202 p. (In Russ.).

2. Granina L.Z., Kallender Ye., Lomonosov I.S., et al. [Anomalies in the composition of the pore waters of Baikal bottom sediments]. *Geologiya i geofizika – Geology and geophysics*, 2001, vol. 42, no. 1–2, pp. 362–367. (In Russ.).

3. Leonova G.A., Bobrov V.A., Maltsev A. E., et al. [Biogeochemistry of planktonogenic sapropel of the Kotokel Lake (Baikal region)]. *Biogeokhimiya tekhnogeneza i sovremennyye problemy geokhimicheskoy ekologii: mater. IX mezhdunar. biogeokhim. shkoly* [Biogeochemistry of technogenesis and modern problems of geochemical ecology: proc. IX International biogeochemical school]. Barnaul, Pyat plyus Publ., 2015, vol. 1, pp. 53–56. (In Russ.).

4. Brezgunov V.S., Ferronskii V.I. Macro- and microelements in the interstitial waters of deep-water areas of the southern and middle Caspian Sea. *Water Resources*, 2010, vol. 37, no. 6, pp. 825–833.

5. Bruevich S.V. *Problemy khimii morey* [Problems of the Sea Chemistry]. Moscow, Nauka Publ., 1978. 335 p. (In Russ.).

6. Volkov I.I. *Geokhimiya sery v osadkakh okeana* [Geochemistry of sulfur in ocean sediments]. Moscow, Nauka Publ., 1984. 272 p. (In Russ.).

7. Vorobieva L.A. *Khimicheskiy analiz pochv: Uchebnik* [Soil Chemical Analysis. Textbook]. Moscow, MGU Publ., 1998. 272 p. (In Russ.).

8. Volkov I.I., Zhabina N.N., Ivanov M.V., et al. *Geokhimiya diagenеза осадков Тихого океана (transoкеанский профиль)* [Geochemistry of diagenesis of the Pacific Ocean sediments (transoceanic profile)]. Moscow, Nauka Publ., 1980. 288 p. (In Russ.).

9. **GOST R57162–2016. Voda. Opredeleniye soderzhaniya elementov metodom atomno-absorbtsionnoy spektrometrii s elektrotermicheskoy atom-**



izatsiyey [State Standard R57162–2016. Water. Determination of the content of elements by atomic absorption spectrometry with electrothermal atomization]. Moscow, Standartinform Publ., 2016. 19 p. (In Russ.).

10. Granina L.Z. *Ranniy diagenез donnykh osadkov озера Байкал* [Early diagenesis of Lake Baikal bottom sediments]. Novosibirsk, Geo Publ., 2008. 156 p. (In Russ.).

11. Gurskii Iu.N. *Geokhimiya litogidrosfery vnutrennikh morey. Ilovyye vody Krasnogo i Sredizemnogo morey. Zony estuariyev. Zakonomernosti formirovaniya i klassifikatsiya vod litogidrosfery* [Geochemistry of lithohydrospheres of the internal seas. Silt waters of the Red and Mediterranean seas. Estuary zones. Patterns of formation and classification of lithosphere water. Vol. 2]. Moscow, GEOS Publ., 2007. 450 p. (In Russ.).

12. Maltsev A.E., Bobrov V.A., Leonova G.A. [Features of the Si distribution in sapropels of different genesis (plankton and macrophyte) on the example of Lakes Big Toroki and Kotokel]. *Sovremennyye napravleniya razvitiya geokhimii: mater. Vseros. konf., posvyashch. 60-letiyu Instituta geokhimii SO RAN i 100-letiyu so dnya rozhdeniya akademika L.V.Tausona* [Modern directions of geochemistry development: proc. All-Russian conf., dedicated the 60th anniversary of the Institute of Geochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the 100th anniversary of the birth of Academician L.V.Towson]. Irkutsk, Ottisk Publ., 2017, p. 120. (In Russ.).

13. Maltsev A.E., Bogush A.A., Leonova G.A. [Features of the chemical composition of the pore waters of the Holocene sapropel section of Lake Dukhovoye (Southern Baikal)]. *Khimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya – Chemistry for Sustainable Development*, 2014, vol. 22, no. 5, pp. 517–534. (In Russ.).

14. *Massovaya kontsentratsiya gidrokarbonatov i velichina shchelochnosti poverkhnostnykh vod sushi i ochishchennykh stochnykh vod. Metodika vypolneniya izmereniy titrimetricheskimi metodami* [Mass concentration of hydrocarbons and alkalinity of the land surface water and treated wastewater. Titrimetric measurement technique]. RD52.24.493–2006г. Rostov-on-Don, 2006. 37 p. (In Russ.).

15. Mizandroutsev I.B. *K geokhimii porovykh rastvorov* [To the geochemistry of pore solutions]. *Dinamika baykal'skoy vpadiny* [Dynamics of the Baikal Basin]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1975, pp. 203–230. (In Russ.).

16. *Metodika vypolneniya izmereniy massovoy kontsentratsii khloridov v probakh prirodnykh i ochishchennykh stochnykh vod argentometricheskimi metodami* [Methods for measuring the mass concentration of chlorides in samples of natural and treated wastewater using the argentometric method]. PND F 14.1:2.96–97. Rostov-on-Don, 2004. 19 p. (In Russ.).

17. *Metodika vypolneniya izmereniy massovoy kontsentratsii sul'fat-ionov v probakh prirodnykh*

i stochnykh vod turbidimetricheskimi metodami [Methods for measuring the mass concentration of sulfate ions in natural and wastewater samples using the turbidimetric method]. PND F 14.1:2.159–2000. Moscow, 2005. 11 p. (In Russ.).

18. Lein A.Iu., Rusanov I.I., Pavlova G.A., et al. [About energy sources in the diagenesis (on the example of the Black Sea)]. *Litologiya i poleznye iskopayemye – Lithology and mineral resources*, 2011, no. 2, pp. 154–169. (In Russ.).

19. Pavlova G.Iu., Tishchenko P.Ia., Khodorenko N.D., et al. [Major ion composition and carbonate equilibrium in the sediment pore water of the Razdolnaya river of Amur Bay, the Sea of Japan]. *Geology of the Pacific ocean*, 2012, vol. 6, no. 3, pp. 251–262.

20. Demina L.L., Budko D.F., Alekseeva T.N., et al. Partitioning of trace elements in the process of early diagenesis of bottom sediments of the White Sea. *Geochemistry International*, 2017, vol. 55, no. 1, pp. 144–149.

21. Pogodaieva T.V., Zemskaia T.I., Golobokova L.P., et al. Chemical composition of pore waters of bottom sediments in different Baikal basins. *Russian geology and geophysics*, 2007, vol. 48, no.11, pp. 886–900.

22. Bezrukova Ye.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., et al. [Palynological study of Lake Kotokel bottom sediments (Lake Baikal region)]. *Russian geology and geophysics*, 2011, vol. 52, no. 4, pp. 458–465.

23. Perelman A.I. *Geokhimiya prirodnykh vod* [Geochemistry of natural waters]. Moscow, Nauka Publ., 1982. 154 p. (In Russ.).

24. Pushkina Z.V., Stepanets M.I., Cherkasova E.V. [Iron, manganese, copper, nickel and vanadium in the silt waters of sediments of the northeastern Pacific Ocean]. *Litologiya i poleznyye iskopayemye*, 1977, no. 3, pp. 3–16. (In Russ.).

25. Politova N.V., Kliuvitkin A.A., Novigatskii A.N., et al. Early diagenesis in recent bottom sediments of the Dvina Bay (White Sea). *Oceanology*, 2016, vol. 56, no.5, pp. 702–713.

26. Romankevich E.A. *Geokhimiya organicheskogo veshchestva v okeane* [Geochemistry of organic matter in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 256 p. (In Russ.).

27. Rossolimo L.L. *Ozernoye nakopleniye kremniya i yego tipologicheskoye znacheniye* [Lake accumulation of silicon and its typological significance]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 104 p. (In Russ.).

28. *Rukovodstvo po metodam gidrobiologicheskogo analiza poverkhnostnykh vod i donnykh otlozheniy* [Guidance on methods of hydrobiological analysis of surface water and bottom sediments]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1983. 239 p. (In Russ.).

29. Titova K.V., Kokriatskaia N.M. [Sulfur compounds in water and bottom sediments of small lakes in the south-west of the Arkhangelsk region]. *Vestnik MGOU*, 2013, no. 2, pp. 101–105. (In Russ.).



30. Shishkina O.V. *Geokhimiya morskikh i okeanicheskikh ilovykh vod* [Geochemistry of marine and oceanic silt waters]. Moscow, Nauka Publ., 1972. 227 p. (In Russ.).

31. Iudovich Ia.E., Ketris M.P. *Geokhimicheskie indikatory litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2011. 742 p. (In Russ.).

32. Iudovich Ia.E., Ketris M.P. *Geokhimiya margantsa* [Manganese geochemistry]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2014. 540 p. (In Russ.).

33. Klemt E., Kaminski S., Miller R., et al. Normierung von Extraktionsexperimenten zur Bestimmung der Bindung von Radiocaesium an Sedimente des Luganersee. *Umweltradioaktivität und Strahlendosen in der Schweiz. Bundesamt für Gesundheit*, 2000, vol. 4.4, pp. 1–5.

© А. Е. Мальцев, Г. Л. Леонова, Л. В. Мирошниченко, Л. М. Кондратьева, В. А. Бобров, Ю. С. Восель, С. Б. Заякина, А. С. Шавекин, С. К. Кривоногов, 2019



НЕУЖЕЛИ ВИТВАТЕРСРАНД? ЗАПАД ЗАПАДНОГО САЯНА. ПОЛЕВОЙ СЕЗОН 1964 Г.

В. М. Исаков

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

CAN IT REALLY BE WITWATERSRAND? WEST OF WESTERN SAYAN. FIELD SEASON 1964

V. M. Isakov

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

Благословенна молодость, когда чем выше и круче горы и дремучее тайга, тем выше моральный задор и желание работать.

Навьюченные кони вверх по долине Малого Анзаса шли ходко, будто знали, что их ждут впереди прекрасные луга для отдыха. Развернулись пейзажи, знакомые еще по студенческим впечатлениям при работе на двухсотке первого поколения: живописное высокогорье с густо-травянистыми, покрытыми цветами полянами, отдельные невысокие с пышной кроной кедров на них, повсюду звенящие под скрытыми курумами ручьи. Все это прекрасно в хорошую погоду. Один старый съемщик из Горного Алтая, с которым мы работали на юго-западе Саяна, был убежден, что Западный Саян мрачнее и суровее Горного Алтая, почему-то погода здесь всегда хуже. А на вопрос, как, по его мнению, выглядят горы на границе этих регионов (Шапшал и запад Западного Саяна), ответил: как Горный Алтай, чуть-чуть подпорченный Западным Саяном.

Я работал в содружестве с сотрудником лаборатории магматических формаций академического института В. В. Велинским. Содружество у нас было неплохое: мы находили общий язык при решении запутанных регионально-геологических вопросов. Вадим Викторович был опытным геологом и хорошим петрографом. Он обладал легким «экспедиционным» характером, умел с юмором сглаживать возникающие иногда в полевых делах острые углы. Все наши помощники были «на месте» – не ленились и не вредничали, хотя наличие коней иногда вносило неожиданные осложнения в работу.

В наши с Вадимом Викторовичем планы входили следующие задачи.

А. Предстояло исследование разреза с детальным отбором образцов по нижнемонокской свите раннего кембрия классической спилито-кератофировой формации (термин «спилито-кератофировый» сейчас почему-то отменен петрографическим кодексом). Разрез было намечено пройти по хорошо обнаженному северному склону высокого хребта Хансын, на котором в весьма полном виде представлена вся спилито-кератофировая кордильера (понятие в устаревшей геосинклинальной терминологии).

Б. По возможности нужно было решить вопрос о принадлежности по строению и составу образова-

ний хребта Шаман к югу от Хансына к чингинской свите – формации верхнего докембрия. Сейчас все чаще говорят, что образования свиты относятся к аккреционной призме, но в описываемом прошлом в древних покровно-складчатых сооружениях еще никто такую геодинамическую единицу не устанавливал. И вообще, к плейтектонике только начали присматриваться.

В. Между этими объектами расположилась структура, выполненная осадочными и вулканогенными породами верхнемонокской и арбатской свит. Первая – классический санаштыкгол раннего кембрия (из этих мест и возникло название санаштыкгольского горизонта), а вторую мы датировали средним кембрием. Верхнемонокская своими разногальчниковыми конгломератами со стратиграфическим контактом налегает на спилито-кератофировую фомацию, в самой верхней части которой фиксируются слои кремнистых сланцев.

С чингинской свитой все обычно соприкасается вдоль разлома. Был вопрос: а вдруг в Шаманской структуре мы увидим стратиграфический контакт между верхнемонокской и чингинской свитами?

Итак, к северу от нашего лагеря воздымались мрачные гольцы Хансына, южнее начинался живописный подъем к каррам Шамана. Между хребтами – долина р. Кизас, скрывающаяся на западе в туманной синеве. Кизас и его притоки полны отработанными россыпями, на нем располагается заброшенный прииск.

Задачу, обозначенную литерой «В», нужно было решить вблизи существующего лагеря. Мы пошли двумя маршрутными парами вверх по склону в сторону оси хребта Шаман. Все было задерновано, попадались лишь мелкие высыпки черных сланцев и каких-то зеленых туфопесчаников. Вадим Викторович с присущим ему оптимизмом подчеркивал, что между верхнемонокской свитой и шаманской полосой чингинской свиты никто не запретит рисовать разлом. После обеда решили разделиться. Я немного спустился вниз по склону вдоль слабо выраженной в рельефе гривы, еле обозначенной на маршрутной карте. И вдруг – площадное обнажение не более 5 м² с конгломератами! Громко позвал Вадима, не успевшего далеко уйти. Увидев конгломераты, он заулыбался и сказал, что повезло. Но что это? Конгломераты «внедрялись» в черные сланцы



по латерали. Более того, кое-где небольшие пропластки сланцев были окружены конгломератами. Странная картина не соответствовала овеществлению размыва и налегания конгломератов на сланцы с перерывом.

Весьма удивил и состав конгломератов: округлая хорошо окатанная галька была представлена только серым, реже молочно-белым кварцем и подобием вторичных кварцитов. Цемент мы долго разглядывали через полевые лупы и решили, что это в основном окремненные туфы кислых эффузивов, причем степени окремнения варьировали в пределах всего лишь одного обнажения. Вадим Викторович успокаивал и меня и себя: «Подумаешь, переход по латерали между конгломератами и черными сланцами. Это выполнение кармана в подстилающих породах, а существенно кварцевый и кварцитовый состав обломков – результат транспортировки в бассейне только пород повышенной устойчивости». Отобрали образцы и пошли вдоль склона по простиранию. Конгломераты нигде больше не обнажались, попадались только высыпки черных сланцев. Эх! Хорошо бы кое-где вскрыть расчистками коренные породы! Однако наш отряд к горным работам приспособлен не был.

Мы вспомнили о золотоурановом Витватерсранде уже в лагере на сон грядущий. Однако такие аналогии нас не вдохновили: конгломераты Витватерсранда древние, дорифейские, и вообще металлогения юга Африки совсем другого типа. С тех пор я начал рисовать несогласное налегание верхнемонокской свиты кембрия не только на нижнемонокскую, но и на чингинскую. Рисовал, пока через много лет не засомневался.

Однажды, где-то в конце 1980-х гг., позвонил Вадим Велинский и спросил, помню ли я обстановку с верхнемонокским конгломератом на западе Западного Саяна. Он предложил прочитать статью А. А. Маракушева о рудных системах магматогенно-эксплозивного генезиса. Опять возник пример Витватерсранда. Снова замаячила идея, что контакты наших конгломератов имеют не седиментационно-стратиграфическую, а инъективную природу, а сами кластические породы следует называть псевдоконгломератами. Мы не опробовали их на золото по всем поисковым правилам, хотя оба отлично знали таковые.

Прошло много времени, я работал в других регионах, решались иные проблемы. Западносаянские образцы и даже дневники исчезли. Не исчезли только сомнения.

© В. М. Исаков, 2019



НА ПОВЕСТКЕ ДНЯ – ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ (К 85-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА РАН А. Э. КОНТОРОВИЧА)

GLOBAL PROBLEMS ON THE AGENDA (TO THE 85TH ANNIVERSARY OF ACADEMICIAN ALEKSEY KONTOROVICH)

28 января 2019 г. исполнилось 85 лет со дня рождения академика Алексея Эмильевича Конторовича, выдающегося советского и российского ученого и педагога, создателя всемирно известной научной школы в области геологии и геохимии нефти и газа, одного из первооткрывателей Западно-Сибирской и Лено-Тунгусской нефтегазоносных провинций.

А. Э. Конторович родился на Украине в Харькове, но с 1941 г. живет в Сибири. Юношеские годы прошли в Кемеровской области в Прокопьевске, где он в 1951 г. с золотой медалью окончил школу № 1. В 1956 г. Алексей Эмильевич окончил физический факультет Томского государственного университета. В те годы университет готовил высококлассные кадры: в конце 1940-х и в 1950-е гг. диплом ТГУ получили такие выдающиеся ученые, как академики В. В. Болдырев, В. Е. Зуев, В. А. Коротеев, В. Е. Панин, Г. В. Сакович, В. В. Ревердатто, позднее – В. М. Бузник; члены-корреспонденты РАН А. Н. Диденко, М. В. Кабанов, С. Д. Творогов, В. В. Зуев.

Алексей Эмильевич был оставлен для работы в университете, но вскоре уволен по политическим мотивам и два года работал школьным учителем в селе Большой Керлегеш Прокопьевского района Кемеровской области.

Но молодого выпускника тянуло к науке. В 1958 г. он переехал в Новосибирск и поступил на работу в только что организованный научно-исследовательский институт Министерства геологии СССР – Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС). Здесь А. Э. Конторович самостоятельно переквалифицировался в геолога-нефтяника. За 30 лет работы в институте он сформировался как крупный ученый в области геологии нефти и газа, прошел путь от молодого спе-

циалиста, инженера до доктора геолого-минералогических наук, профессора, заместителя директора по науке. В 1964 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а всего через четыре года – докторскую, в 1971 г. получил звание профессора.

В СНИИГГиМСе сложилось творческое сотрудничество А. Э. Конторовича с такими выдающимися учеными и организаторами геолого-разведочного производства, как М. Т. Абасов, А. М. Акрамходжаев, А. Л. Асеев, К. И. Багринцева, В. Е. Бакин, М. Д. Белонин, А. М. Брехунцов, Н. Б. Вассоевич, В. С. Вышемирский, Г. А. Габриэлянц, И. С. Грамберг, Ф. Г. Гурари, В. А. Двуреченский, Г. Е. Диккенштейн, Н. Л. Добрецов, А. Н. Золотов, А. М. Зотеев, И. А. Иванов, В. И. Игревский, В. П. Казаринов, М. К. Калинин, В. А. Каширцев, К. А. Клещев, Е. А. Козловский, В. А. Кондратов, В. М. Краснополов, А. Р. Курников, Н. П. Лаверов, А. П. Лисицин, С. П. Максимов, М. М. Мандельбаум, Н. В. Мельников, В. Д. Накоряков, В. Д. Наливкин, С. Г. Неручев, И. И. Нестеров, А. В. Овчаренко, В. П. Орлов, Ю. С. Осипов, Л. И. Ровнин, Н. Н. Ростовцев, В. Н. Сакс, А. М. Сергеев, А. В. Сидоренко, Ф. К. Салманов, В. В. Самсонов, А. Ф. Сафронов, Г. П. Сверчков, В. В. Семенович, В. Г. Сибгатулин, Б. С. Соколов, В. С. Старосельцев, Н. М. Страхов, Р. А. Сумбатов, В. С. Сурков, Д. Б. Тальвирский, Е. А. Тепляков, А. А. Трофимук, А. В. Тянь, В. Е. Фортов, Э. Э. Фотиади, В. Е. Хаин, Ф. З. Хафизов, Е. П. Худорожков, В. И. Шпильман, В. П. Щербаков, Ю. Г. Эрвье, А. Л. Яншин и мн. др.

В 1989 г. А. Э. Конторовича пригласили на работу в Сибирское отделение АН СССР, где он работает до сих пор, занимая в разные годы разные должности: заместителя директора Института геологии и геофизики (1989–1990), заместителя генерального директора ОИГГиМС СО РАН (1990–2005), замести-



теля директора Института геологии (1990–1997); в 1997–2006 гг. А. Э. Конторович – организатор и директор Института геологии нефти и газа СО РАН, в 2006–2007 гг. директор Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, ныне – главный научный сотрудник этого института. В 1990 г. А. Э. Конторович избран членом-корреспондентом АН СССР, в 1991 г. – действительным членом РАН.

А. Э. Конторович – известный в мире специалист в области геологии нефти и газа, органической геохимии, математической геологии, стратегического планирования и прогнозирования глобального и российского нефтегазового комплекса. Он внес значительный вклад в разработку теории образования нефти, теории и методов количественного прогноза нефтегазоносности, теории и методик поисковых и разведочных работ на нефть и газ; в экономику нефтегазового комплекса; в научное обоснование и открытие Западно-Сибирской, Лено-Тунгусской и Лено-Виллюйской нефтегазоносных провинций; в теоретическое обоснование и открытие нефтегазоносности докембрия. Он выполнил большой цикл исследований по глобальным и региональным оценкам ресурсов нефти и газа. Алексей Эмильевич – организатор и руководитель крупных научных и научно-производственных коллективов. Он принадлежит к категории ученых, нацеленных на конечный результат, на инновации, на крупномасштабное практическое применение своих научных разработок.

При его активном участии в 1970–1990-е гг. были разработаны комплексные программы проведения геолого-разведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири, Восточной Сибири и Якутии. Он участвовал в открытии и разведке месторождений нефти и газа в этих регионах, количественной оценке перспектив их нефтегазоносности, в открытии и проектировании разведки многих месторождений (Усть-Балыкского, Правдинского, Саяно-Туркестанского, Ванкорского, Лодочного, Юрубчено-Тохомского, Собинского, Верхнечонского, Дулисьминского, Среднеботуобинского, Чаяндинского, Талаканского и др.). В 1980-е гг. под его руководством разработана программа подготовки запасов нефти и газа в крупном Ванкорско-Сузунском районе. С 1990-х гг. он остается одним из ведущих руководителей научных и прикладных исследований по обоснованию центров добычи нефти и газа в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, новых центров газопереработки, нефтегазохимии и гелиевой промышленности. Вместе с академиками А. А. Трофимуком и Н. В. Черским он обосновал необходимость выхода России на нефтегазовые рынки Азиатско-Тихоокеанского региона. А. Э. Конторович предложил и обосновал изменение трассы нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан», что повысило инвестиционную привлекательность ввода в разработку многих месторождений.

Алексей Эмильевич – человек государственный. Интересы России для него превыше всего. Он активно участвует в разработке стратегических документов, определяющих приоритетные направления социально-экономического развития страны, в первую очередь топливно-энергетического комплекса, программ укрепления сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности, стратегии формирования новых баз добычи нефти и газа. Он один из основных авторов документов, утвержденных Правительством РФ: «Стратегии экономического развития Сибири», «Энергетической стратегии России до 2030 г.», «Генеральной схемы развития газовой отрасли России на период до 2030 г.», «Стратегии развития нефтехимической промышленности России до 2030 г.» и мн. др. А. Э. Конторович постоянно выступает на парламентских слушаниях в Совете Федерации и Государственной Думе, взаимодействует с аппаратами полномочных представителей Президента Российской Федерации в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах, с рядом министерств Российской Федерации. Он активно работает в регионах и взаимодействует с администрациями Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов, Красноярского и Алтайского краев, Республики Саха (Якутия), Иркутской, Кемеровской, Новосибирской, Омской, Томской и Тюменской областей. В центре его внимания проблемы социально-экономического развития этих регионов, недропользования, развития геологоразведки, нефтяной, газовой и угольной промышленности, подготовки кадров. А. Э. Конторович гордится многолетним сотрудничеством с такими выдающимися государственными деятелями СССР и России, как Е. М. Примаков, Г. И. Марчук, Н. П. Лавров, В. В. Геращенко, Л. В. Драчевский, В. И. Игrevский, В. И. Калюжный, В. А. Коптюг, А. В. Квашнин, Е. А. Козловский, Д. Н. Кобылкин, М. М. Котюков, В. П. Орлов, В. И. Отт, Л. И. Ровнин, А. В. Сидоренко, Р. А. Сумбатов, В. А. Толоконский, Л. И. Филимонов, Г. И. Шмаль, Ю. К. Шафраник, Г. П. Богомяков, В. А. Боков, Е. А. Борисов, В. М. Кресс, Е. К. Лигачев, В. П. Мангазеев, А. Г. Тулеев, А. П. Филатов и др.

С 2008 г., не оставляя работ по нефти и газу в ИНГГ СО РАН, академик А. Э. Конторович руководил Кемеровским научным центром СО РАН. Выполняя поручение Президиума СО РАН и губернатора Кемеровской области, он в труднейших условиях начал системную перестройку работы центра и во многом реализовал новую стратегию СО РАН по развитию академической науки в Кузбассе. Сегодня Кемеровский научный центр формируется как центр академической науки России в области добычи и глубокой химической переработки угля. По инициативе А. Э. Конторовича организован и активно функционирует единственный в России федеральный исследовательский центр угля и углехимии. В настоящее время Алексей Эмильевич – научный руководитель этого центра. Центр проводит



совместные работы в области образования и науки с ведущими вузами Кемеровской области (КГУ и КузГТУ), созданы кафедры ФИЦ в вузах, совместная лаборатория цитогенетики. В регионе регулярно проходят губернские академические чтения, на которых перед преподавателями вузов, аспирантами и студентами с лекциями выступают академики, члены-корреспонденты РАН, всемирно известные доктора наук и профессора.

ИНГГ СО РАН и А. Э. Конторович активно сотрудничают с ведущими нефтяными и газовыми компаниями России, такими как Газпром, Роснефть, Лукойл, Газпром-нефть, Сибнефть, Транснефть и др., с рядом крупнейших компаний Западной Европы, США, Северо-Восточной Азии, Австралии (BP Exploration Operating Co Ltd., CNPC, ConocoPhillips RUSSIA INC, ExxonMobil Exploration International Limited, Japan Oil, Gas and Metals National Corporation, Sinopec, Shell Exploration and Production Services (RF) B.V., Baker Hughes и др.), выполняя совместные исследования и работая по их заказам.

Вместе с А. А. Трофимуком и В. С. Вышемирским Алексей Эмильевич создал в Новосибирском государственном университете кафедру геологии месторождений нефти и газа, которой руководил около тридцати лет. На кафедре готовят квалифицированных специалистов в области геологии и геохимии нефти и газа. А. Э. Конторович регулярно читает лекции в Московском государственном университете, Томском государственном и Томском политехническом университетах, Тюменском индустриальном университете, университетах многих зарубежных стран; он избран почетным профессором Китайского нефтяного университета, Хейлудзянской академии общественных наук (КНР), Томского политехнического университета, Томского государственного университета, ВНИГРИ.

В годы работы в СНИИГГиМСе и СО РАН А. Э. Конторович сформировал научную школу. Под его научным руководством специалисты из России, Казахстана, Узбекистана, Украины, Туркменистана защитили более 90 кандидатских диссертаций и более 30 докторских (В. Б. Белозеров, В. И. Берилко, Л. С. Борисова, Л. М. Бурштейн, В. П. Данилова, В. И. Демин, Д. И. Дробот, В. М. Евтушенко, Ю. Г. Зимин, Н. С. Ким, М. М. Колганова, О. С. Краснов, А. И. Ларичев, В. Р. Лившиц, А. Д. Луговцов, П. Н. Мельников, А. А. Растегин, О. Ф. Стасова, Т. М. Парфенова, П. А. Трушков, А. С. Фомичев, Е. А. Фурсенко и другие известные ученые).

Среди учеников А. Э. Конторовича много руководителей геолого-разведочного производства в Сибири: В. Е. Бакин, Е. Е. Даненберг, И. А. Иванов, Н. В. Коптяев, Л. Л. Кузнецов, И. Г. Левченко, Г. Д. Назимков, Г. Р. Новиков, В. М. Тищенко, Б. Л. Рыбьяков и другие известные ученые и педагоги. Научная школа А. Э. Конторовича особенно требовательна к уровню и качеству работ соискателей ученых степеней.

Спектр научных интересов А. Э. Конторовича разнообразен, как разнообразны и направления исследований его учеников – специалистов в области разных геологических направлений: геологии, поисков и разведки месторождений нефти и газа, региональной геологии, тектоники, органической геохимии, литологии, гидрогеологии, математической геологии и других. Его ученики избраны членами Российской академии наук, Академий наук Китая, Узбекистана. Научная школа академика А. Э. Конторовича признана в стране и за рубежом.

А. Э. Конторович уделяет огромное внимание истории геологической науки. Под его редакцией вышли многотомные издания трудов академиков А. А. Трофимука, С. В. Гольдина, Б. С. Соколова, А. Л. Яншина, членов-корреспондентов РАН И. И. Нестерова, В. Н. Сакса, Э. Э. Фотиади, известных ученых С. Г. Неручева, А. В. Рылькова. Он автор статей о творчестве М. Т. Абасова, М. Д. Белониана, Ч. Б. Борукаева, Н. Б. Вассоевича, И. М. Губкина, Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринова, Н. П. Лаверова, С. Г. Неручева, Н. Н. Ростовцева, В. Е. Савицкого, В. Н. Сакса, В. С. Суркова, А. А. Трофимука, Э. Э. Фотиади, А. Л. Яншина и др.

А. Э. Конторович и возглавляемый им коллектив неоднократно выполняли ответственные поручения правительства, министерств, федеральных агентств России.

Большое внимание уделяет А. Э. Конторович научно-организационной деятельности в РАН и СО РАН. Он председатель Научного совета РАН по проблемам геологии и разработки месторождений нефти и газа, член Президиума СО РАН, член бюро отделения РАН по наукам о Земле, член Международного комитета премии «Глобальная энергия», заместитель главного редактора журнала «Геология и геофизика», член редколлегий ряда российских и зарубежных научных журналов.

А. Э. Конторович награжден орденами «За заслуги перед Отечеством» IV (2004), III (2009) и II (2015) степеней, Трудового Красного Знамени (1981), Почета (2000), медалями «За трудовое отличие» (1974), «За освоение недр и развитие Западно-Сибирского нефтегазового комплекса» (1987), «За вклад в развитие горно-геологической службы России» (2007), «Ветеран труда» (1988), удостоен звания Кавалер Золотого Почетного знака «Достояние Сибири» в номинации «Наука и образование» за выдающийся вклад в исследования по геологии нефти и газа Сибири (2004). В 2007 г. он получил благодарственное письмо Президента Российской Федерации В. В. Путина, в 2014 г. – благодарственное письмо Председателя Совета Федерации В. И. Матвиенко. Ему присвоены звания «Заслуженный геолог РСФСР» (1989), «Почетный разведчик недр» (2004), «Почетный нефтяник» (2003), «Почетный работник газовой промышленности (2004)». Он лауреат Международной премии «Глобальная Энергия» (2009), Государственной премии РФ (1994), Премии



Правительства РФ (2003), премий им. И. М. Губкина АН СССР (1974) и НТО «Горное» (1982), Демидовской премии (2005) и премии «Триумф» (2005), премии Российского общества инженеров нефти и газа «Золотой Росинг» (2003), премий им. А. Н. Косыгина (2003), им. В. И. Муравленко (2003), им. Н. К. Байбакова (2007), им. М. А. Лаврентьева (2013), золотой медали им В. Д. Шашина (2018). Заслуги А. Э. Конторовича отмечены межотраслевыми знаками «Горняцкая слава» I, II и III степени (2006), знаком отличия «За заслуги перед Новосибирской областью» (2011), званием Заслуженный деятель науки Республики Саха (Якутия) (2011). Он награжден золотой, серебряной и бронзовой медалями ВДНХ СССР.

Решением Министерства природных ресурсов и администрации Томской области за большие заслуги в создании минерально-сырьевой базы Томской области и в связи с семидесятилетием Обское нефтяное месторождение было переименовано в Конторовичское (2008).

А. Э. Конторович – почетный гражданин Кемеровской области (2009) и города Прокопьевска (2008), где прошли его школьные годы.

А. Э. Конторович – автор и соавтор более 1000 научных работ, в том числе более 55 монографий.

В последнее десятилетие исследования Алексея Эмильевича Конторовича сконцентрированы, помимо фундаментальных проблем геологии нефти и газа, на разработке парадигмы развития нефтегазового комплекса России в XXI в., изучении геологии и нефтегазоносности и технологии разведки и добычи трудноизвлекаемых запасов нефти баженновской свиты, арктической зоны России, теоретическому обоснованию ресурсов мелких и мельчайших месторождений нефти в России, перспективам и задачам организации в России малого нефтяного бизнеса, газификации Красноярского края и др.

В планах ученого на ближайшие годы – продолжение и всемерное развитие работ по обоснованию теории нефтегенеза с акцентом на роль

процессов самоорганизации и эволюции нефтегенеза, прогноз глобальных тенденций развития энергетики, в том числе участие в разработке новой версии энергетической стратегии России до 2050 г., обоснование необходимости создания в России крупнейших в мире нефтегазохимических кластеров, крупнейшего центра гелиевой промышленности, завершение издания серии фундаментальных монографий по геологии и ресурсам углеводородов Западной Сибири и Сибирской платформы, органической геохимии, истории отечественной геологии нефти и газа, активная работа по подготовке кадров.

А. Э. Конторовича отличает доброе и сердечное отношение к товарищам по работе. К нему всегда идут люди со своими проблемами, горестями и радостями. Когда А. Э. Конторович был директором и затем научным руководителем ИНГГ СО РАН (ранее ИГНГ СО РАН), институт всегда занимал одно из первых мест в Новосибирске в области социального партнерства. При нем была оказана безвозмездная помощь более 80 ведущим ученым и молодым специалистам, которая позволила им приобрести квартиры или улучшить жилищные условия.

Со своей женой Екатериной Александровной А. Э. Конторович идет по жизни уже более 60 лет. У них двое сыновей, шесть внуков и девять правнуков. Сыновья и некоторые из внуков, как и дед, стали геологами-нефтяниками.

Свой юбилей А. Э. Конторович встречает полным сил, энергии и творческих замыслов.

Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев, М. И. Эпов, А. В. Каныгин, В. А. Каширцев, В. А. Конторович, А. Р. Курчиков, Б. Л. Никитенко, Б. Н. Шурыгин, Л. М. Бурштейн, А. К. Головкин, В. Н. Глинских, И. Н. Ельцов, С. В. Ершов, В. В. Жабин, В. А. Казаненков, Н. С. Ким, В. В. Лапковский, Н. В. Мельников, С. А. Мусеев, Т. М. Парфенова, С. М. Рыжкова, Н. В. Сенников, В. С. Старосельцев, П. А. Ян



НАШИ АВТОРЫ

- БОБРОВ Владислав Андреевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр. к. г.-м. н. *E-mail: bobr@igm.nsc.ru*
- ВОСЕЛЬ Юлия Сергеевна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: vosel@yandex.ru*
- ДОЛГУШИН Сергей Степанович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: dolgushin411@mail.ru*
- ЗАЯКИНА Светлана Борисовна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, специалист, д. т. н. *E-mail: zayak@igm.nsc.ru*
- ЗУБКОВ Михаил Юрьевич**, Западно-Сибирский геологический центр, Тюмень, Россия, директор, к. г.-м. н. *E-mail: ZubkovMYu@mail.ru*
- ИСАКОВ Вячеслав Михайлович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, к. г.-м. н. *E-mail: journal@sniiggims.ru*
- КАНАРЕЙКИН Борис Алексеевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. науч. сотрудник, к. т. н. *E-mail: bkanareykin@bk.ru*
- КАСИМОВ Дмитрий Маликович**, НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия, инженер-геофизик. *E-mail: KassimovD@yandex.ru*
- КАСИМОВ Малик Мансурович**, Многопрофильный колледж ТИУ, Тюмень, Россия, преподаватель. *E-mail: KassimovM@yandex.ru*
- КОНДРАТЬЕВА Любовь Михайловна**, Институт водных и экологических проблем (ИВЭП) ДВО РАН, Хабаровск, Россия, гл. науч. сотр., д. биол. н. *E-mail: ivep@ivep.as.khb.ru*
- КОПЫТЕНКО Юрий Анатольевич**, СПбФ Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова (ИЗМИР) РАН, Санкт-Петербургский филиал, Санкт-Петербург, Россия, директор, д. ф.-м. н. *E-mail: office@izmiran.spb.ru*
- КОТЕЛЬНИКОВ Алексей Дмитриевич**, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия, завлабораторией. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*
- КОТЕЛЬНИКОВА Ирина Викторовна**, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия, ведущий инженер. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*
- КРИВОНОГОВ Сергей Константинович**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: s_krивonogov@mail.ru*
- КРОТЕВИЧ Николай Феликсович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. т. н. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*
- ЛЕОНОВА Галина Александровна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: leonova@igm.nsc.ru*
- МАЛЬЦЕВ Александр Иванович**, ООО «Сибирская геофизическая служба», Новосибирск, Россия, вед. геофизик. *E-mail: aimaltcev@rambler.ru*
- МАЛЬЦЕВ Антон Евгеньевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, мл. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: maltsev@igm.nsc.ru*
- МАШЬЯНОВ Владимир Васильевич**, НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия, ведущий геофизик. *E-mail: Wow@sibsac.ru*
- МИРОШНИЧЕНКО Леонид Валерьевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр. *E-mail: lenya@ngs.ru*
- НИКИТЕНКО Марина Николаевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. т. н. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*
- РАДОМСКАЯ Валентина Ивановна**, Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия, вед. науч. сотр., к.хим.н. *E-mail: radomskaya@ascnet.ru*
- РАДОМСКИЙ Сергей Михайлович**, Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия, науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: rsm@ascnet.ru*
- ФИЛИМОНОВ Александр Николаевич**, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия, науч. сотр. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*
- ХАРЛАМОВ Алексей Сергеевич**, ООО «Сибирская геофизическая служба», Новосибирск, Россия, ст. геофизик. *E-mail: alex.kharlamov@gmail.com*
- ШАВЕКИН Алексей Сергеевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, специалист. *E-mail: shavekin@igm.nsc.ru*



OUR AUTHORS

BOBROV Vladislav, Phd, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: bobr@igm.nsc.ru*

DOLGUSHIN Sergei, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: dolgushin411@mail.ru*

FILIMONOV Aleksandr, Tomsk National research State University, Tomsk, Russia. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*

ISAKOV Viacheslav, PhD, Siberian research institute of geology, geophysics and mineral resources, Novosibirsk, Russia. *E-mail: journal@sniiggims.ru*

KANAREIKIN Boris, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: bkanareykin@bk.ru*

KASIMOV Dmitriy, NAO "SibNATs", Tyumen, Russia. *E-mail: KassimovD@yandex.ru*

KASIMOV Malik, TIU Multidisciplinary college, Tyumen, Russia. *E-mail: KassimovM@yandex.ru*

KHARLAMOV Aleksei, Sibirskaya geofizicheskaya sluzhba, Novosibirsk, Russia. *E-mail: alex.kharlamov@gmail.com*

KONDRATIEVA Liubov, DSc, Institute for Water and Environmental Problems, FEB RAS, Khabarovsk, Russia. *E-mail: ivep@ivep.as.khb.ru*

KOPYTENKO Iurii, DSc, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, Saint Petersburg, Saint Petersburg, Russia. *E-mail: office@izmiran.spb.ru*

KOTELNIKOV Aleksei, Tomsk National research State University, Tomsk, Russia. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*

KOTELNIKOVA Irina, Tomsk National research State University, Tomsk, Russia. *E-mail: geokart@ggf.tsu.ru*

KRIVONOGOV Sergei, DSc V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: s_krivanogov@mail.ru*

KROTEVICH Nikolai, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*

LEONOVA Galina, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: leonova@igm.nsc.ru*

MALTSEV Aleksandr, Sibirskaya geofizicheskaya sluzhba, Novosibirsk, Russia. *E-mail: aimaltcev@rambler.ru*

MALTSEV Anton, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: maltsev@igm.nsc.ru*

MASHIANOV Vladimir, NAO "SibNATs", Tyumen, Russia. *E-mail: Wow@sibsac.ru*

MIROSHNICHENKO Leonid, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: lenya@ngs.ru*

NIKITENKO Marina, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*

RADOMSKAIA Valentina, PhD, Institute of Geology and Natural Management of the Far East Branch of the RAS (IGNM FEB RAS), Blagoveshchensk, Russia. *E-mail: radomskaya@ascnet.ru*

RADOMSKII Sergei, PhD, Institute of Geology and Natural Management of the Far East Branch of the RAS (IGNM FEB RAS), Blagoveshchensk, Russia. *E-mail: rsm@ascnet.ru*

SHAVEKIN Aleksei, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: shavekin@igm.nsc.ru*

VOSEL Iuliia, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: vosel@yandex.ru*

ZAIKINA Svetlana, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: zayak@igm.nsc.ru*

ZUBKOV Mikhail, PhD, Western-Siberian Geological Center, Tyumen, Russia. *E-mail: ZubkovMYu@mail.ru*

Подписано в печать 15.03.19. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м². Печать цифровая.
Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 11,0 печ. л. Заказ №
Отпечатано в соответствии с предоставленными материалами в ПАО «Т8 Издательские Технологии»
109316, Москва, Волгоградский проспект, д. 42, корпус 5.
Тел: 8 (495) 322 38 30
www.t8print.ru