ИГ УФИЦ РАН

ISSN 2619-0087

Геологический Вестник

№ 3, 2020

ISSN 2619-0087

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

2020. № 3

Главный редактор
Пучков В.Н.

Заместитель главного редактора
Ковалев С.Г.

Редакционная коллегия:

Абдрахманов Р.Ф.
Артюшкова О.В.
Голованова И.В.
Горожанин В.М.
Данукалова Г.А.
Знаменский С.Е.
Казанцева Т.Т.
Кулагина Е.И.
Маслов А.В.
Осипов В.И.
Савельев Д.Е.
Салихов Д.Н.
Серавкин И.Б.
Сначев В.И.
Эрнст Р.

Учредитель:

УФИЦ РАН

Адрес редакции:
450000, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2
Институт геологии
Тел.: (347) 272-76-36
E-mail: ig@ufaras.ru

© Институт геологии УФИЦ РАН, 2020
© Авторы статей, 2020

Содержание

Мичурин С.В., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Карамова А.М., Войкина З.А. Фтор и хлор в карбонатных породах лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (Багарыштинский разрез, Южный Урал) 3

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Минералообразующие процессы в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Южный Урал) 27

Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала 47

Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) 55

Козлова О.В., Солодова С.А., Ратов А.А. Новые данные минералогических исследований отложений старопетровской свиты венда в разрезе глубокой скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) 68

Фазлиахметов А.М., Пономарев А.А. Сравнительный анализ применения методов рентгеновской микротомографии и оптической микроскопии при изучении обломочных пород сложного состава 76

Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т., Минибаева К.Р. Ирендыкская развитая островная дуга раннеэйфельского возраста: вулканизм, колчеданное оруденение, платиновая минерализация 84

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 2. Краткая петрографическая характеристика 94

Рахимов И.Р. Источники магм и модель формирования массива Малютка (худолазовский комплекс, Южный Урал): геолого-геохимические особенности и Rb-Sr – Sm-Nd изотопная систематика 112

Смирнов А.И., Бакиева А.Р. Карта карста Уфимского плато (в границах Республики Башкортостан) 123

Соколов Ю.В. Наледь в Аскынской ледяной пещере 137

ISSN 2619-0087

Russian Academy of Sciences
Ufa Federal Research Centre
Institute of Geology

GEOLOGICHESKII VESTNIK

2020. No. 3

Editor-in-Chief
Puchkov V. N.

Deputy Editor
Kovalev S. G.

Editorial board:
Abdrakhmanov R. F.
Artiushkova O. V.
Danukalova G. A.
Ernst R.
Golovanova I. V.
Gorozhanin V. M.
Kazantseva T. T.
Kulagina E. I.
Maslov A. V.
Osipov V. I.
Salikhov D. N.
Savel'ev D. E.
Seravkin I. B.
Snachev V. I.
Znamenskii S. E.

Constitutor:

UFRC RAS

Editorial address:
450000, Ufa,
Karl Marks st., 16/2.
Institute of Geology.
Tel.: (347) 272-76-36
E-mail: ig@ufaras.ru

© Institute of geology
UFRC RAS, 2020
© Articles autors, 2020

Contents

Michurin S.V., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M., Sharipova A.A., Saveliev D.E., Gorozhanin V.M., Karamova A.M., Voikina Z.A. Fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Lapyshta subformation of the Suran formation of the Lower Riphean (Bagaryshtinsky section, South Ural) 3

Kovalev S.G., Kovalev S.S. Mineral-forming processes in volcano-sedimentary rocks of the Shatak complex (South Urals) 27

Danukalov K.N., Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P. Paleomagnetic study of red-colored rocks of the Upper Riphean in the Southern Urals 47

Sergeeva N.D., Solodova S.A. Lithological and petrographic characteristics and stratigraphic subdivision of pre-Paleozoic deposits in the section of well 40 Krasnousolskaya (Pre-Uralian foredeep) 55

Kozlova O.V., Solodova S.A., Ratov A.A. New data from mineralogical studies of the Vendian Staropetrovsk Formation in the section of 40 Krasno-usolsk deep well (Preuralian Foredeep) 68

Fazliakhmetov A.M., Ponomarev A.A. Comparative analysis of the application of X-ray microtomography and optical microscopy methods in the study of complex clastic rocks 76

Kosarev A.M., Shafigullina G.T., Minibaeva K.R. Irendyk developed island arc of Early-Eifelian age: volcanism, massive sulfide occurence, platinum mineralization 84

Fazliakhmetov A.M. Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 2. Brief description of petrography 94

Rakhimov I.R. Magma sources and the Malyutka massive formation model (Khudolaz complex, Southern Urals): geological and geochemical features and Rb-Sr – Sm-Nd isotope system 112

Smirnov A.I., Bakieva A.R. Karst map of the Ufa plateau (within the borders of the Republic of Bashkortostan) 123

Sokolov Yu.V. Aufeis in the Askyn Ice Cave 137

УДК 550.42 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-1

ФТОР И ХЛОР В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЛАПЫШТИНСКОЙ ПОДСВИТЫ СУРАНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО РИФЕЯ (БАГАРЫШТИНСКИЙ РАЗРЕЗ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С. В. Мичурин[1], А. Г. Султанова[1], Г. М. Казбулатова[1], А. А. Шарипова[1], Д. Е. Савельев[1], В. М. Горожанин[1], А. М. Карамова[1,2], З. А. Войкина[1]

[1] *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: s_michurin@mail.ru*

[2] *Башкирский государственный университет, 450076, г. Уфа, ул. Заки Валиди, 32*

Изучены минералогические и геохимические особенности карбонатных пород лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея в одном из разрезов в северной части Ямантауского антиклинория. Породы разреза представлены преимущественно низкодоломитовыми и доломитовыми известняками. Содержания в породах (n = 25) фтора варьируют от менее 100 до 4080 г/т (среднее 1128 г/т), хлора — 50–225 г/т (среднее 107 г/т). Выявлено разнонаправленное геохимическое поведение F и Cl в породах. Наиболее высокие содержания фтора, превышающие его кларк в карбонатных породах в 5–12 раз, установлены в доломитовых известняках и низкокальцитовых доломитах, обнажающихся в разрезе в зоне разрывного нарушения, хлора — в наименее измененных доломитоносных известняках. Фтор концентрируется преимущественно во флогопите, F-содержащем мусковите и фторапатите. Предложены два альтернативных сценария обогащения карбонатных пород фтором, в первом из которых оно связывается с деятельностью магматогенных флюидов в зонах субмеридиональных региональных Караташского и Суранского разломов. Второй сценарий, подтверждающийся на сегодняшний день большим количеством геологических и геохимических данных, подразумевает обогащение фтором в результате разгрузки флюидов эвапоритовой природы, претерпевших катагенетическую эволюцию.

Ключевые слова: фтор, хлор, флогопит, F-содержащий мусковит, лапыштинская подсвита суранской свиты, рифейские отложения, Ямантауский антиклинорий, Башкирский мегантиклинорий

FLUORINE AND CHLORINE IN CARBONATE ROCKS OF THE LAPYSHTA SUBFORMATION OF THE SURAN FORMATION OF THE LOWER RIPHEAN (BAGARYSHTINSKY SECTION, SOUTH URAL)

S. V. Michurin[1], A. G. Sultanova[1], G. M. Kazbulatova[1], A. A. Sharipova[1], D. E. Saveliev[1], V. M. Gorozhanin[1], A. M. Karamova[1,2], Z. A. Voikina[1]

[1] *Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2, E-mail: s_michurin@mail.ru*

[2] *Bashkir State University, 450076, Russia, Ufa, Zaki Validi st., 32*

The mineralogical and geochemical features of carbonate rocks of the Lapyshta Subformation of the Suran Formation of the Lower Riphean were studied in one of the sections in the northern part of the Yamantau anticlinorium. The rocks of the section are mainly represented by low-dolomite and dolomite

Для цитирования: *Мичурин С.В., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Карамова А.М., Войкина З.А.* Фтор и хлор в карбонатных породах лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (Багарыштинский разрез, Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 3–26. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-1.

For citation: Michurin S.V., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M., Sharipova A.A , Saveliev D.E., Gorozhanin V.M., Karamova A.M., Voikina Z.A. (2020) Fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Lapyshta subformation of the Suran formation of the Lower Riphean (Bagaryshtinsky section, South Ural). *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 3–26. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-1.

© С.В. Мичурин, А.Г. Султанова, Г.М. Казбулатова, А.А. Шарипова, Д.Е. Савельев, В.М. Горожанин, А.М. Карамова, З.А. Войкина, 2020

limestones. The content of fluorine in rocks (n=25) varies from less than 100 to 4080 g/t (average 1128 g/t), chlorine – 50–225 g/t (average 107 g/t). The multidirectional geochemical behavior of F and Cl in the rocks was revealed. The highest fluorine contents exceeding its clarke in carbonate rocks by 5–12 times, are found in dolomite limestones and low-calcite dolomites exposed in the section of a fault zone, chlorine – in the least altered dolomitic limestones. Fluorine is concentrated mainly in phlogopite, F-containing muscovite and fluorapatite. Two alternative scenarios of the enrichment of carbonate rocks with fluorine have been proposed, in the first of which it is associated with the activity of magmatogenic fluids in the zones of submeridional regional Karatash and Suran faults. The second scenario confirmed to date by a large amount of geological and geochemical data, implies enrichment in fluorine as a result of unloading of evaporite fluids that have undergone catagenetic evolution.

Key words: fluorine, chlorine, phlogopite, F-containing muscovite, Lapyshta subformation of the Suran suite, Riphean deposits, Yamantau anticlinorium, Bashkir meganticlinorium

Введение

В Башкирском мегантиклинории в осадочных терригенных и карбонатных породах рифея установлены сравнительно высокие содержания фтора и хлора, иногда превышающие кларковые в несколько раз, которые объясняются эвапоритовым типом осадконакопления в определенные промежутки рифейского времени [Анфимов, Ковальчук, 1980; Парначев, 1987; Анфимов и др., 1987; Широбокова, 1989, 1992]. Этот вывод актуален, поскольку формирование в регионе многих полезных ископаемых, в частности, магнезитов, по современным представлениям связывается с циркуляцией флюидов эвапоритового происхождения [Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин, Мичурин, 2018; Крупенин и др., 2019].

В карбонатных и терригенно-карбонатных породах суранской и большеинзерской свит нижнего рифея нами подтверждены большие концентрации фтора и хлора, между которыми выявлена обратная связь [Мичурин и др., 2018б, 2019; Казбулатова и др., 2019; Султанова и др., 2019]. Сделан вывод, что присутствие хлора во флюидных включениях доломитов и магнезитов обусловлено образованием последних из метасоматических эвапоритовых флюидов/рассолов. В то же время имеющиеся данные по нижне- и среднерифейским породам не позволяют однозначно утверждать о связи высоких содержаний в них фтора с эпизодами эвапоритовой седиментации [Мичурин и др., 2019, 2020]. Предлагаемая статья является продолжением исследований геохимии фтора и хлора, в которой более детально рассматриваются результаты петрографического, минералогического и геохимического изучения одного из разрезов карбонатных пород лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея, обнажающегося вдоль автотрассы Уфа – Белорецк близ урочища Багарышта.

Стратиграфия суранской свиты и геологическое положение разреза

Исследования проводились в Ямантауском антиклинории, который является наиболее крупной структурой в южной части Башкирского мегантиклинория. Он сложен рифейскими образованиями бурзянской, юрматинской и, частично, каратауской серий. Бурзянская серия в Ямантауском антиклинории представлена (снизу вверх) большеинзерской, суранской и юшинской свитами, впервые выделенными А.И. Ивановым [1937]. Они являются стратиграфическими аналогами соответственно айской, саткинской и бакальской свит, развитых в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория [Нижний рифей …, 1989]. Возраст отложений саткинской свиты составляет 1550±30 млн лет [Семихатов и др., 2009].

Отложения суранской свиты обнажаются как в осевой зоне Ямантауского антиклинория, так и на его крыльях. Наиболее значительную площадь они занимают в восточной части антиклинория. Подстилающие суранскую свиту отложения большеинзерской свиты (RF_1bi), мощностью около 2150 м, представлены кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями доломитов, известняков, алевролитов и низкоуглеродисто-глинистых сланцев [Нижний рифей …, 1989; Маслов и др., 1998]. Перекрывающая ее юшинская свита (RF_1js) мощностью 700–1050 м, сложена преимущественно глинистыми и низкоуглеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками.

Суранская свита (RF_1sr) подразделяется (снизу вверх) на миньякскую (мощность 300–400 м), бердагуловскую (400–550 м), ангастакскую (200–650 м), сердаукскую (200–600 м) и лапыштинскую (200–550 м) подсвиты [Нижний рифей …, 1989; Маслов и др., 1998]. Миньякская подсвита сложена преимущественно доломитами и известняками

с маломощными прослоями низкоуглеродисто-глинистых сланцев. Бердагуловская подсвита представлена низкоуглеродисто-глинистыми и карбонатно-низкоуглеродисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. Ангастакская подсвита сложена кварцевыми алевролитами, глинистыми и серицит-кварцевыми сланцами, мергелями с прослоями известняков и доломитов. Сердаукская подсвита представлена преимущественно низкоуглеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями известняков и доломитов. Лапыштинская подсвита сложена известняками и доломитами с прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников и низкоуглеродисто-глинистых сланцев. В целом суранская свита сложена в нижней и верхней частях карбонатными породами, в средней — сланцами, алевролитами и песчаниками.

Изученный разрез обнажается в трех небольших придорожных выемках на северо-восточной стороне автотрассы Уфа – Белорецк в районе поворота на бывшую д. Багарышта (рис. 1 и 2), между д. Бердагулово и г. Межгорье. В разрезе ранее по результатам полевых наблюдений описаны [Маслов и др., 2001]: в выемке № 1 — тонко- и среднеплитчатые темно-серые тонкокристаллические тонко-горизонтальнополосчатые доломиты и косоволнисто-слоистые глинистые доломиты; в выемке № 2 — темно-серые пелитоморфно-тонкокристаллические доломиты с тонкими прослоями глинисто-карбонатных тонкорассланцованных разностей; в выемке № 3 — черные известняки с многочисленными тонко-, косо- и волнистослоистыми текстурами и прослоями синседиментационных плоскообломочных карбонатных брекчий. По нашим наблюдениям [Мичурин и др., 2019], в этом обнажении карбонатные породы интенсивно тектонизированы, в выемке № 3 отмечаются тонкополосчатые калькмилониты.

Методы исследования

В разрезе пошагово через 10–20 м отобрано 25 образцов (см. рис. 2), пять из них (М-196, М-197, М-241–М-243) частично изучены ранее [Мичурин и др., 2019], двадцать (М-1316–М-1334) взяты при полевых исследованиях в 2019 г. Петрографические исследования проведены по доломитовым известнякам (обр. М-196) и низкокальцитовым доломитам (обр. М-243), обнажающимся в разрезе выемки № 3.

Во всех пробах фотометрическим методом посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана определялось содержание фтора, как среднее из 3–5 измерений с использованием в каждом случае двух стандартных образцов с известным содержанием фтора. Предел обнаружения составлял 0,005 мас. %. Детально ход выполнения анализа с некоторыми усовершенствованиями известной методики [Хализова и др., 1976] приводится в работе [Карамова и др., 2019].

Содержание в пробах петрогенных оксидов и редких элементов (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O, SO_2, Cl, Ni, Cu, Zn, Rb, Pb) определялось рентгенофлуоресцентным анализом (аналитик В.Ф. Юлдашбаева). В целях уменьшения ошибки определения («ошибки счета»), концентрации S и Cl измерялись 3–5 раз, в каждом единичном измерении использовались два «реперных» стандартных образца карбонатного состава. Анализ проводился на спектрометре VRA-30 (Германия) (Cr и W-аноды, 40 кВ, 30 mA). Пробы весом 5 г со связующим веществом (5 капель поливинилового спирта) прессовались при давлении 25–27 т/см^2 на подложке из борной кислоты. Предел обнаружения при измерении SiO_2, Al_2O_3 составлял 0.2 мас. %; TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O — 0.01 мас. %; SO_2 — 0.005 мас. %; Cl — 20 г/т; Ni, Cu, Zn, Rb, Pb — 10 г/т.

Атомно-эмиссионный анализ с определением петрогенных (Na, Mg, Al, P, Ca, Ti, Mn, Fe) и редких (Li, B, Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Ba, La, Ce, Pb) элементов проводился в АО «ИНХП» (Уфа) на спектрометре ICPE-9000 (Shimadzu, Япония). Предел обнаружения составлял 0.1–1 г/т. Навеска пробы — 0.1 г. Подробно методика проведения анализа описана в работе [Мусина, Мичурин, 2016].

По образцам карбонатных пород (n = 10) из выемки № 3 проводился рентгенофазовый анализ на дифрактометре ДРОН-4 (аналитик Г.С. Ситдикова) в порошковых пробах навеской 0.5–1 г. Съемка выполнялась в CuKα излучении с шагом 0.02° и временем счета, равным 10 с. Для расчетов использовалась длина волны Kα1 = 1.54060 Å, полученная при напряжении и токе на рентгеновской трубке 40 кВ и 40 мА. Определение минералов проводилось по набору их межплоскостных расстояний и относительным интенсивностям соответствующих линий на дифрактограмме, ориентируясь на отражения минералов из открытой базы данных МИНКРИСТ Института экспериментальной минералогии РАН (Черноголовка).

Электронно-микроскопические исследования и определение химического состава минералов проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 SBH

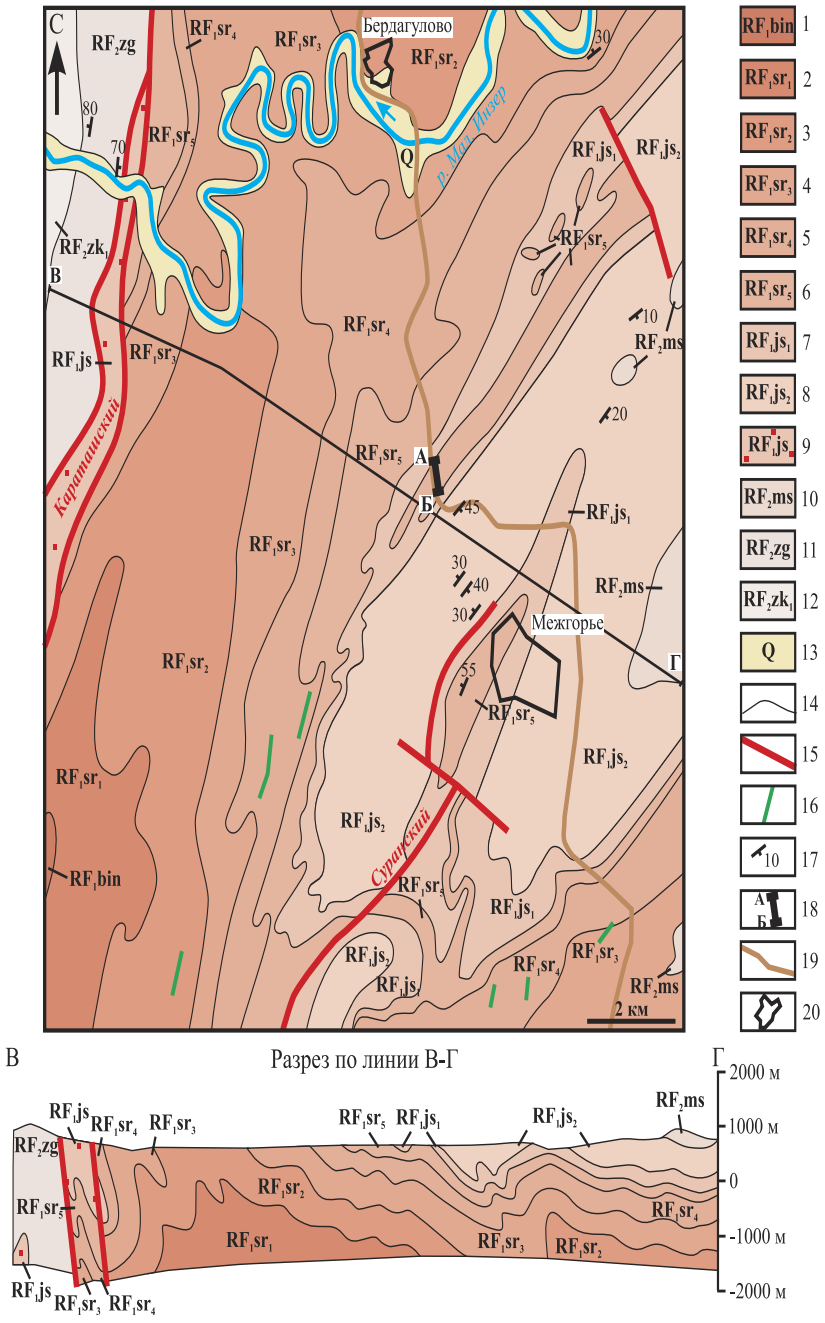

Рис. 1. Фрагмент геологической карты северной части Ямантауского антиклинория (по Г.Б. Яковлеву [1961ф]) и положение Багарыштинского разреза лапыштинской подсвиты суранской свиты

Условные обозначения: 1–9 — свиты нижнего рифея: 1 — большеинзерская; 2–6 — подсвиты суранской свиты: 2 — миньякская, 3 — бердагуловская, 4 — ангастакская, 5 — сердаукская, 6 — лапыштинская; 7–8 — подсвиты юшинской свиты: 7 — вязовская, 8 — багарыштинская; 9 — юшинская свита нерасчлененная, 10–11 — свиты среднего рифея: 10 — машакская, 11 — зигальгинская; 12 — зигазино-комаровская; 13 — четвертичные отложения; 14 — границы свит; 15 — разрывные нарушения; 16 — дайки магматических пород; 17 — элементы залегания горных пород; 18 — Багарыштинский разрез лапыштинской подсвиты суранской свиты; 19 — автотрасса Уфа–Белорецк; 20 — населенные пункты.

Fig. 1. Fragment of the geological map of the northern part of the Yamantau anticlinorium (after G.B. Yakovlev [1961ф]) and the position of the Bagaryshta section of the Lapyshta Subformation of the Suran Formation

Legend: 1–9 — Lower Riphean formations: 1 — Bolsheinzer; 2–6 — Subformations of the Suran Formation: 2 — Minyak, 3 — Berdagulov, 4 — Angastak, 5 — Serdauk, 6 — Lapyshta; 7–8 — subformations of the Yusha suite: 7 — Vyazov, 8 — Bagaryshta; 9 — undivided Yusha Formation; 10–11 — formations of the Middle Riphean: 10 — Mashak, 11 — Zigalga; 12 — Zigazino-Komarovo; 13 — Quaternary sediments; 14 — the boundaries of the formations; 15 — breaking violations; 16 — dikes of igneous rocks; 17 — elements of bedding of rocks; 18 — Bagaryshta section of the Lapyshta Subformation of the Suran Formation; 19 — Ufa–Beloretsk highway; 20 — settlements.

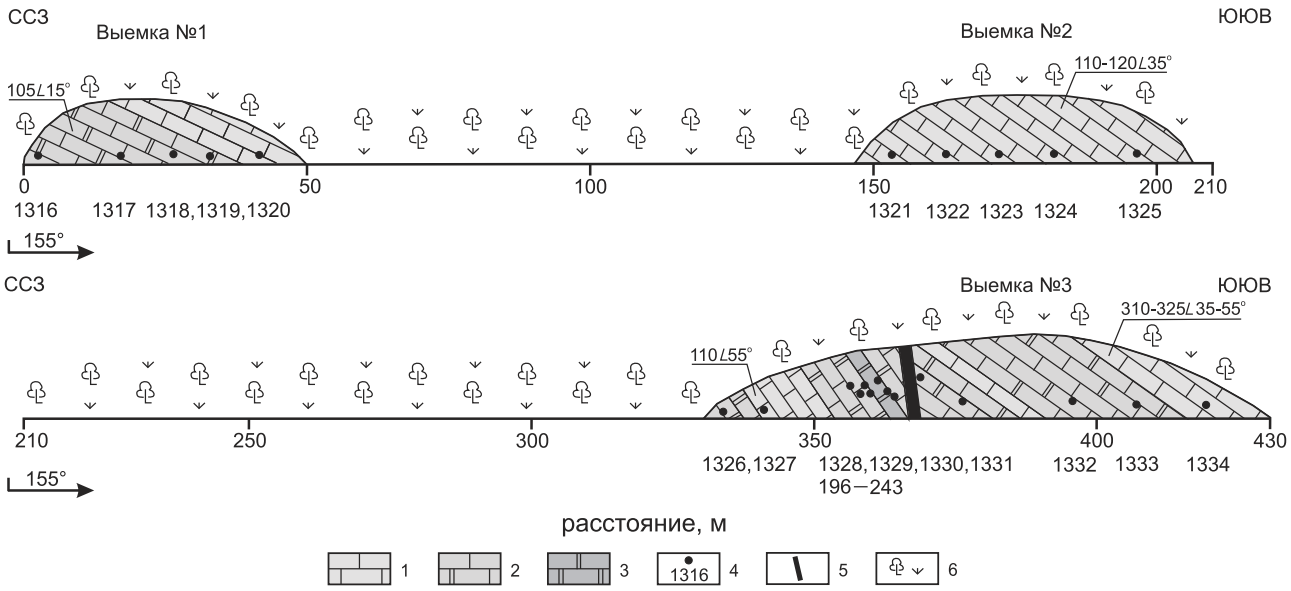

Рис. 2. Багарыштинский разрез лапыштинской подсвиты суранской свиты и положение точек отбора проб

Условные обозначения: 1 — известняки доломитоносные и низкодоломитовые с содержанием доломита менее 10%; 2 — известняки доломитовые с содержанием доломита 11–32%; 3 — доломиты низкокальцитовые с содержанием кальцита менее 10%; 4 — места отбора проб и их номера; 5 — разрывное нарушение; 6 — задернованные участки.

Fig. 2. Bagaryshta section of the Lapyshta Subformation of the Suran Formation and the location of sampling points

Legend: 1 — dolomitic and low dolomite limestones with dolomite content less than 10%; 2 — dolomitic limestone with a dolomite content of 11–32%; 3 — low-calcite dolomites with calcite content less than 10%; 4 — sampling sites and their numbers; 5 — fault; 6 — turfed.

Tescan с энергодисперсионным анализатором x-Act Oxford Instruments (ИПСМ РАН, Уфа), пирита — в аншлифах на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 (аналитик Д.И. Кринов, ИГЕМ, Москва).

Термоэлектродвижущая сила (термоЭДС) в пиритах измерялась двухзондовым методом на аппарате модифицированной конструкции Г.А. Горбатова [Розова, 1970] при разности температур в 100°С между холодным и горячим зондами, изготовленными из меди в соответствии с рекомендациями В.И. Красникова с соавторами [Методы …, 1985]. Диаметр зондов составлял около 0.1 мм. В качестве измерительного прибора использовался микровольтнаноамперметр Ф-136. Точность определений термоЭДС составляла ±10%.

Результаты исследования

Петрография

Доломитовые известняки (обр. М-196) представляют собой тонкокристаллические породы, в их составе преобладают карбонатные минералы (доломит, кальцит) (70–80%) и кварц (10–20%), присутствуют калиевый полевой шпат, мусковит, слюда флогопит-аннитового ряда (флогопит?) (рис. 3а–б). Из акцессорных минералов отмечается пирит в виде единичных зерен. Карбонатные минералы тонкозернистые, размером в среднем 0.03–0.05 мм, реже до 0.1 мм, ксеноморфные с неправильными формами индивидов с яркой интерференционной окраской. Контакт между их зернами зазубренный. Кварц ксеноморфный, с равномерным и волнистым погасанием, размером до 0.1–0.15 мм. В кварцевых зернах отмечаются пойкилитовые включения карбонатных минералов. Края кварцевых зерен волнистые, зазубренные, коррозионные (?). Размеры зерен калиевого полевого шпата составляют 0.05–0.08 мм. Мусковит образует бесцветные чешуйчатые агрегаты размером 0.02–0.03 мм, слюды флогопит-аннитового ряда (флогопит?) — слегка коричневые вытянутые лейсты, размером до 0.05 мм, тяготеющие к зернам кварца.

Низкокальцитовые доломиты (обр. М-243) представляют собой микро-, тонкокристаллические (размер зерен 0.01–0.03 мм) тонкополосчатые карбонатные породы с зернами кварца, калиевого полевого шпата и чешуйками слюд (рис. 3в–е). Полосчатость обусловлена чередованием ориентированных зерен и органического вещества, развитого в межзерновом пространстве и иногда выполняющего

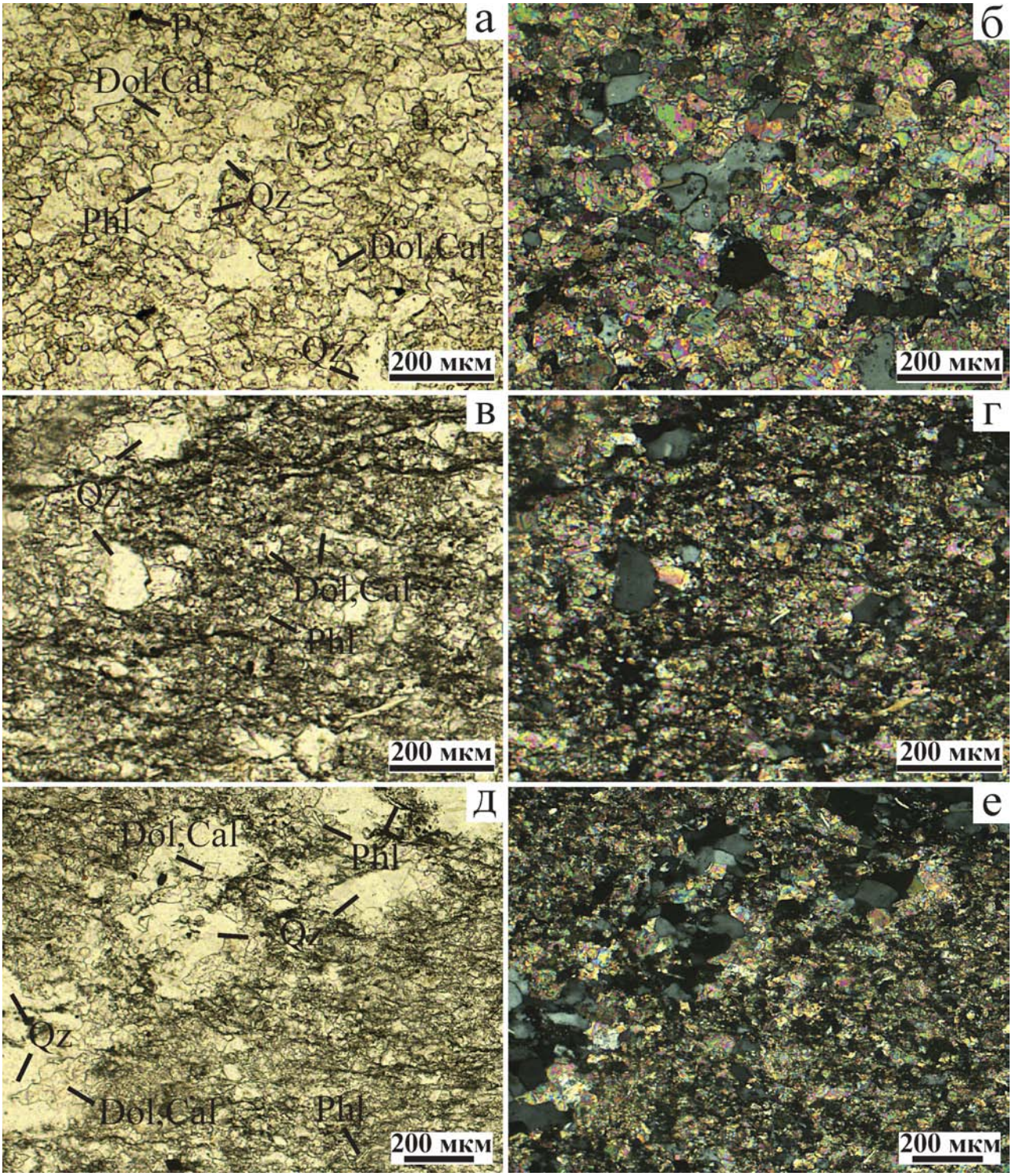

Рис. 3. Микрофотографии шлифов доломитового известняка (а, б) и низкокальцитового доломита (в–е) из выемки № 3 Багарыштинского разреза

Примечания: Cal — кальцит; Dol — доломит; Qz — кварц; Phl — флогопит; а, в, д — николи параллельные; б, г, е — николи скрещены

Fig. 3. Micrographs of thin sections of dolomite limestone (а, б) and low-calcite dolomite (в–е) from excavation No. 3 of the Bagaryshta section

Notes: Cal — calcite; Dol — dolomite; Qz — quartz; Phl — phlogopite; а, в, д — parallel nicols; б, г, е — nicols crossed

малоамплитудные тонкие стилолитовые швы. Встречаются также мелкозернистые карбонатные минералы (размер зерен до 0.2 мм). Зерна карбонатных минералов бесформенные, края крупных зерен ровные, мелких — волнистые. Кварц в виде мелких угловатых ксеноморфных зерен с однородным, реже с волнистым погасанием, иногда он образует вытянутые скопления совместно с мелкозернистыми карбонатными минералами. Края между зернами кварца ровные, кварца и карбонатных минералов — волнистые, коррозионные. Равномерно по породе развиты бесцветные таблитчатые чешуйки мусковита и сильно вытянутые лейсты слегка коричневой слюды флогопит-аннитового ряда (флогопит?), размером до 0.08 мм. Рудный минерал представлен единичными зернами пирита.

Минералогия

В минералогическом составе карбонатных пород выемки № 3 (n=10) Багарыштинского разреза по результатам рентгенофазового анализа установлены в %: кальцит (35–87), доломит (5–31), кварц (2–11), флогопит (1–7), мусковит (<1–9), калиевый полевой шпат (КПШ) (<1–7), альбит (<1–1), клинохлор (2–3) (табл. 1). Содержание минералов рассчитано по интенсивностям их главных рентгеновских отражений: кальцит — 3.024–3.032; доломит — 2.886–2.890; флогопит — 10.049–10.118; мусковит-1 — 9.870–9.936; мусковит-2 — 3.189–3.196; КПШ — 3.242–3.249; альбит — 4.029–4.040; клинохлор — 14.119–14.255 Å (рис. 4). Содержание кварца определялось по интенсивности его второго отражения 4.234–4.254 Å, не перекрывающегося рефлексами других минералов.

Кроме того, в породах разреза в выемке № 3 с север-северо-западной стороны от разрывного нарушения (образцы М-196, М-197, М-243) отмечаются кристаллы пирита, часто вытянутые по одной из осей («сплюснутые»), размером по удлинению до 3–4 мм. Пирит приурочен к редким тонким кальцитовым прожилкам, мощностью 1–2 мм, секущим слоистость под острым углом. Пирит характеризуется положительным знаком термоЭДС (дырочный тип проводимости, *p*-тип) со значениями от 135 до 700 мкв/°С (среднее 440 мкв/°С, n=9), с неясно выраженной обратной зональностью увеличения значений термоЭДС в кристаллах от центра к краю. По результатам энергодисперсионного анализа в его химическом составе ($FeS_{1\,94–1\,95}$) фиксируется некоторый дефицит серы. В пирите установлены включения халькопирита размером до 40 мкм, по периферии которых развиваются мелкие (1–4 мкм) включения халькозина.

По результатам энергодисперсионного анализа из карбонатных минералов в обр. М-243 встречен только железистый доломит, в котором отмечается примесь FeO на уровне 2.5 мас.%. В образце установлены флогопит, мусковит, калиевый полевой шпат (табл. 2), а также фторапатит и монацит. Максимальные содержания фтора (3.27–4.22 мас.%) обнаружены во фторапатите (франколите), химичес-

Таблица 1. Минералогический состав карбонатных пород Багарыштинского разреза (выемка № 3) по результатам рентгенофазового анализа (%)

Table 1. Mineralogical composition of carbonate rocks of the Bagaryshta section (cut No. 3) according to the results of X-ray phase analysis (%)

	Cal	Dol	Q	Phl	Ms-1	Ms-2	Mc	Ab	Clc
М-1326	53	21	11	3	2	2	3	1	3
М-1327	84	8	3	1	1	<1	2	<1	2
М-1328	35	29	11	7	3	6	7	1	2
М-1329	45	31	6	4	2	4	5	1	2
М-1330а	58	17	9	2	2	3	5	1	3
М-1330б	84	5	3	2	1	1	2	<1	2
М-1331	87	5	2	2	2	<1	<1	<1	2
М-1332	62	15	11	2	3	3	3	<1	2
М-1333	59	25	4	2	2	2	3	<1	2
М-1334	84	7	2	1	1	<1	3	<1	2

Примечание: Здесь и на рис. 4 Cal — кальцит; Dol — доломит; Qz — кварц; Phl — флогопит; Ms-1–2 — мусковиты разных генераций, имеющие разные рентгеновские отражения; Mc — калиевый полевой шпат; Ab — альбит; Clc — клинохлор.

Note: Here and in Fig. 4 Cal — calcite; Dol — dolomite; Qz — quartz; Phl — phlogopite; Ms-1–2 — muscovites of different generations with different X-ray reflections; Mc — potassium feldspar; Ab — albite; Clc — clinochlore.

кий состав которого в мас. % (среднее из 4 анализов): CaO = 45.12; P_2O_5 = 39.82; F = 3.92; кристаллохимическая формула $\{Ca_{0\,867}\}_{10}(P_{1\,008}O_4)_{6\,0}(F_{1\,110})_{2\,0}$. Включения фторапатита размером 5–15 мкм встречаются, как правило, на контакте с доломитом, иногда в ассоциации с калиевым полевым шпатом (рис. 5а).

Во флогопите также установлены высокие содержания фтора, колеблющиеся в интервале от 2.11 до 4.22 мас. % (среднее 3.36 мас. %, n = 9). В одном случае во флогопите фтор не обнаружен (см. табл. 2), вместе с тем по сравнению с другими флогопитами в этом анализе отмечено появление BaO (1.18 мас. %) и максимальное количество TiO_2, равное 2.31 мас. %. В целом отчетливо фиксируется обратная зависимость между содержаниями фтора и титана во флогопите с коэффициентом корреляции –0.89 (n = 10). Вытянутые лейсты флогопита размером по удлинению от 25 до 70 мкм встречаются на контакте зерен доломита и кварца, часто в ассоциации с мусковитом и калиевым полевым шпатом (см. рис. 5а, б).

Мусковит отличается вариативным составом с переменчивыми содержаниями TiO_2, MgO и в меньшей степени FeO (см. табл. 2). В одном из анализов в составе мусковита установлено очень высокое содержание TiO_2, равное 5.76 мас. %. Содержание фтора (1.08 мас. %) зафиксировано только в одном анализе мусковита, находящегося в тесном срастании с флогопитом (см. рис. 5а).

В составе калиевых полевых шпатов отмечается примесь Na_2O на уровне 0.44–1.12 мас. %. В одном анализе установлена примесь BaO 0.63 мас. %. Размер зерен калиевого полевого шпата составляет обычно 5–15 мкм, реже отмечаются более крупные вкрапленники до 25 мкм.

Иногда в ассоциации с мусковитом и флогопитом отмечаются мелкие ксеноморфные разрозненные выделения монацита размером 3–6 мкм. По химическому составу (в мас. %: SiO_2 = 5.43; Al_2O_3 = 2.21; CaO = 0.69; K_2O = 0.99; P_2O_5 = 27.77; La_2O_3 = 17.36; Ce_2O_3 = 28.38; Pr_2O_3 = 3.23; Nd_2O_3 = 10.07; ThO_2 = 1.42) он относится к цериевой разновидности с низким содержанием кальция и тория.

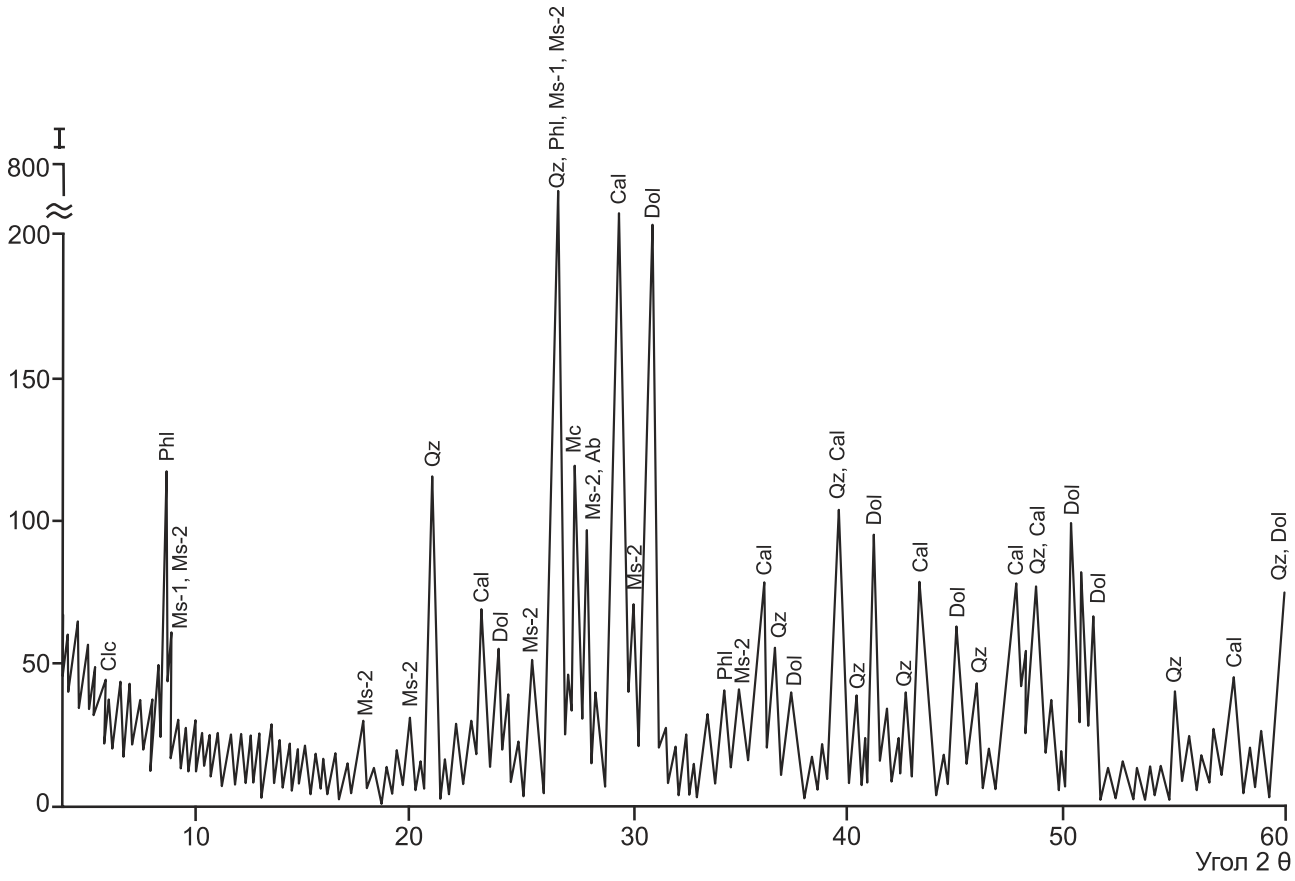

Рис. 4. Дифрактограмма известняка доломитового (М-1328) из выемки № 3 Багарыштинского разреза
Fig. 4. Diffraction pattern of dolomite limestone (M-1328) from excavation No. 3 of the Bagaryshta section

Таблица 2. Химический состав (мас.%) флогопита, мусковита и калиевого полевого шпата в низкокальцитовом доломите (обр. М-243) из выемки № 3 Багарыштинского разреза

Table 2. Chemical composition (wt.%) of phlogopite, muscovite and potassium feldspar in low-calcite dolomite (sample M-243) from excavation No. 3 of the Bagaryshta section

n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Na_2O	BaO	F	Σ	Кристаллохимическая формула
флогопит											
5	42.03	0.27	13.44	2.43	26.75	8.42	<ПО	<ПО	3.41	96.75	$\{K_{0.760}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.144}Mg_{2.821}Al^{VI}_{0.094}Ti_{0.014}]_{3.1}(Si_{2.973}Al^{IV}_{1.027})_{4.0}O_{10}(F_{0.762}OH_{1.238})_{2.0}$
3	42.90	<ПО	12.35	2.17	27.39	8.51	<ПО	<ПО	3.70	97.02	$\{K_{0.767}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.128}Mg_{2.885}Al^{VI}_{0.059}]_{3.1}(Si_{3.031}Al^{IV}_{0.969})_{4.0}O_{10}(F_{0.827}OH_{1.173})_{2.0}$
1	39.53	2.07	16.71	3.28	23.12	8.54	<ПО	<ПО	2.11	95.36	$\{K_{0.776}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.196}Mg_{2.456}Al^{VI}_{0.220}Ti_{0.111}]_{3.0}(Si_{2.817}Al^{IV}_{1.183})_{4.0}O_{10}(F_{0.476}OH_{1.524})_{2.0}$
1	38.97	2.31	19.11	4.19	20.79	9.01	<ПО	1.18	<ПО	95.56	$\{K_{0.811}Ba_{0.033}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.247}Mg_{2.187}Al^{VI}_{0.338}Ti_{0.123}]_{2.9}(Si_{2.750}Al^{IV}_{1.250})_{4.0}O_{10}(OH_{2.000})_{2.0}$
мусковит-1											
1	42.36	0.62	32.74	1.87	0.70	8.53	<ПО	<ПО	<ПО	86.81	$\{K_{0.790}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.113}Mg_{0.075}Al^{VI}_{1.875}Ti_{0.034}]_{2.1}(Si_{3.074}Al^{IV}_{0.926})_{4.0}O_{10}(OH_{2.000})_{2.0}$
3	48.15	<ПО	30.06	0.59	3.96	9.25	<ПО	<ПО	<ПО	92.02	$\{K_{0.803}\}_{0.8}[Fe^{2+}_{0.034}Mg_{0.401}Al^{VI}_{1.684}]_{2.1}(Si_{3.275}Al^{IV}_{0.725})_{4.0}O_{10}(OH_{2.000})_{2.0}$
1	53.28	5.76	19.82	0.28	2.40	11.43	<ПО	<ПО	<ПО	92.99	$\{K_{0.994}\}_{1.0}[Fe^{2+}_{0.016}Mg_{0.244}Al^{VI}_{1.224}Ti_{0.295}]_{1.8}(Si_{3.632}Al^{IV}_{0.368})_{4.0}O_{10}(OH_{2.000})_{2.0}$
мусковит-2											
1	46.36	<ПО	26.60	0.59	6.29	8.82	<ПО	<ПО	1.08	89.74	$\{K_{0.797}\}_{0.8}[^{Fe2+}_{0.035}Mg_{0.664}Al^{VI}_{1.507}]_{2.2}(Si_{3.285}Al^{IV}_{0.715})_{4.0}O_{10}(F_{0.243}OH_{1.757})_{2.0}$
калиевый полевой шпат											
1	62.02	<ПО	18.85	<ПО	<ПО	13.38	1.12	<ПО	<ПО	95.37	$[Na_{0.104}K_{0.818}]_{0.9}(Al_{1.064}Si_{2.971})_{4.0}O_8$
1	62.22	<ПО	19.05	<ПО	<ПО	13.10	0.44	0.63	<ПО	95.44	$[Na_{0.041}K_{0.800}Ba_{0.012}]_{0.9}(Al_{1.074}Si_{2.978})_{4.1}O_8$
4	62.75	<ПО	18.96	<ПО	<ПО	13.54	<ПО	<ПО	<ПО	95.25	$[K_{0.824}]_{0.8}(Al_{1.066}Si_{2.994})_{4.1}O_8$
1	62.00	<ПО	19.09	<ПО	<ПО	12.95	0.59	<ПО	<ПО	94.63	$[Na_{0.055}K_{0.794}]_{0.8}(Al_{1.080}Si_{2.978})_{4.1}O_8$
1	59.64	<ПО	22.36	0.30	3.01	10.84	<ПО	<ПО	<ПО	96.15	$[K_{0.649}Fe^{2+}_{0.012}Mg_{0.211}]_{0.9}(Al_{1.237}Si_{2.799})_{4.0}O_8$

Примечание: n — количество анализов, Σ — сумма, <ПО — содержание ниже предела обнаружения.

Note: n — the number of analyzes, Σ — the sum, <PO is the content below the detection limit.

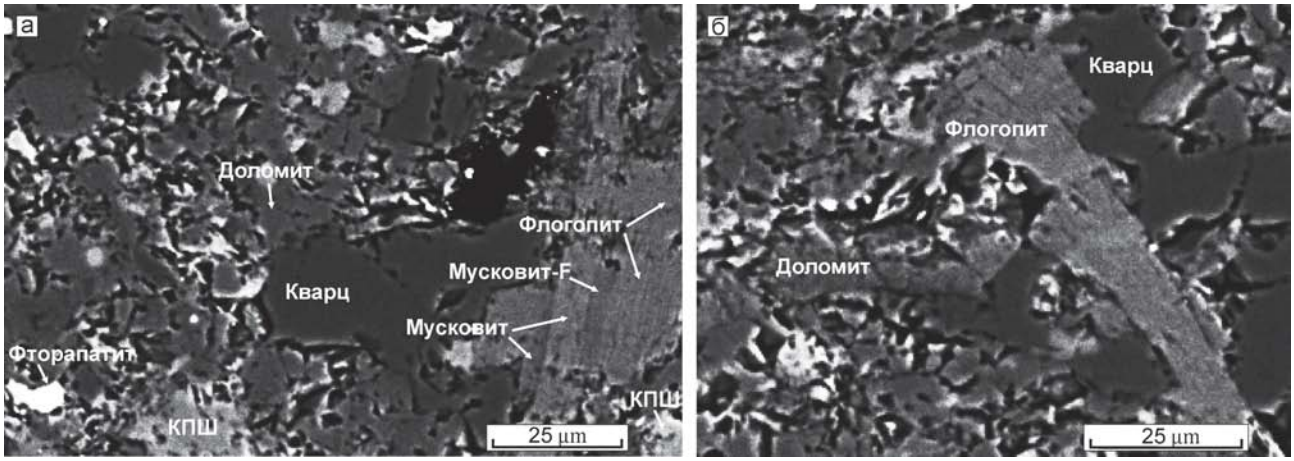

Рис. 5. Кварц, КПШ, флогопит, различные генерации мусковита и фторапатит в низкокальцитовом доломите (обр. М-243) из выемки № 3 Багарыштинского разреза

Fig. 5. Quartz, potassium feldspar (K-feldspar), phlogopite, various generations of muscovite and fluoropatite in low-calcite dolomite (sample M-243) from excavation No. 3 of the Bagaryshta section

Геохимия

Химический состав карбонатных пород и содержание в них редких элементов, в том числе хлора и фтора, приводится в таблицах 3 и 4. В данных рентгенофлуоресцентного и атомно-эмиссионного анализов по содержанию в пробах Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, Ni, Cu, Zn, Pb отмечена высокая сходимость, и по этим элементам в таблицах приводятся средние значения из двух анализов. При этом не учитывались аномальные содержания Ni в пробе М-1321 (205 г/т) и Zn в образце М-1331 (650 г/т), установленные по результатам атомно-эмиссионного анализа и не подтвержденные данными рентгенофлуоресцентного метода.

По соотношению основных породообразующих минералов — кальцита и доломита — карбонатные породы Багарыштинского разреза можно разделить на четыре литологических типа: 1) известняки доломитоносные с содержанием доломита менее 5% (М-1323–М-1325, М-1330б, М-1331); 2) известняки низкодоломитовые (содержание доломита 5–10%) (М-1320–М-1322, М-1327, М-1334); 3) известняки доломитовые (содержание доломита 10–50%) (М-1316–М-1319, М-1326, М-1330а, М-1332, М-1333, М-196, М-197, М-241); 4) доломиты низкокальцитовые (содержание кальцита 5–10%) (М-242, М-243).

В выемке № 1 (см. рис. 2) преимущественное развитие имеют известняки доломитовые, в которых содержание доломита колеблется от 11 до 32%, а терригенной примеси — от 15 до 38 мас.%. В юг-юго-восточном окончании выемки № 1 и в выемке № 2 вскрываются наиболее чистые в разрезе от терригенной примеси (3–18 мас.%) известняки доломитоносные и низкодоломитовые с содержанием доломита 3–9%. В выемках № 1 и № 2 содержание кальцита и доломита в породах рассчитано по содержанию в них MgO и CaO.

В выемке № 3 переслаиваются карбонатные породы, по литологическому составу сходные с карбонатами из выемок № 1, № 2, и, кроме того, с север-северо-западной стороны от разрывного нарушения в ней установлены доломиты низкокальцитовые с содержанием кальцита 8–10% (обр. М-241, М-242). В выемке № 3 в породах отмечается максимальное в разрезе содержание терригенной примеси, достигающее 45 мас.%.

Содержания фтора в породах выемки № 1 (n = 5) варьируют от 640 до 1138 г/т, хлора — от 74 до 162 г/т. В выемке № 2 концентрации F и Cl составляют соответственно 0–865; 98–225 г/т, а в выемке № 3 находятся в интервале 0–4080 и 50–134 г/т (см. табл. 3 и 4).

Обсуждение результатов

Как видно из приведенных результатов, содержание фтора в породах Багарыштинского разреза сильно превышает кларковые концентрации в карбонатах (330 г/т, здесь и далее кларки элементов приводятся по К. Таркьяну и К. Ведеполю [Войткевич и др., 1990]) в 2–12 раз, а содержание хлора находится на уровне кларка (150 г/т), лишь

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах Багарыштинского разреза (выемки № 1 и № 2)

Table 3. Content of petrogenic oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in the rocks of the Bagaryshta section (excavations No. 1 and No. 2)

Элемент	Выемка № 1					Выемка № 2				
	М-1316	М-1317	М-1318	М-1319	М-1320	М-1321	М-1322	М-1323	М-1324	М-1325
SiO_2	8.790	25.808	15.749	25.291	5.211	9.723	10.787	10.158	1.020	2.594
TiO_2	0.098	0.201	0.094	0.267	0.076	0.080	0.103	0.078	0.039	0.059
Al_2O_3	2.499	4.802	2.473	5.356	1.252	1.811	2.392	1.604	0.492	0.875
Fe_2O_3	1.448	2.575	1.528	2.398	0.794	1.119	1.343	1.039	0.526	0.584
MnO	0.039	0.047	0.048	0.040	0.029	0.039	0.040	0.046	0.016	0.038
MgO	2.467	6.212	2.870	7.405	1.545	2.023	2.046	1.347	0.625	0.654
CaO	44.694	28.083	40.483	26.667	49.476	45.169	43.837	45.835	53.675	51.986
Na_2O	0.683	0.867	0.690	1.071	0.550	0.729	0.721	0.397	0.155	0.219
K_2O	0.208	1.065	0.368	1.450	0.183	0.213	0.826	0.484	0.033	0.156
P_2O_5	0.055	0.075	0.059	0.087	0.053	0.053	0.062	0.053	0.053	0.054
SO_2	0.019	0.009	0.016	0.013	0.007	0.009	0.012	0.006	0.022	0.014
ППП	37.767	28.820	34.902	29.010	40.513	37.654	36.633	37.439	42.804	41.510
Li	11.8	21.2	7.8	27.9	4.9	4.7	9.9	4.9	0.4	4.0
B	1.6	2.4	1.0	3.3	0.1	0.5	1.1	0.5	<ПО	<ПО
F	1172.0	917.0	1138.0	1036.0	640.0	274.0	865.0	244.0	<ПО	231.0
Cl	74.3	76.6	150.7	79.2	161.6	112.2	148.4	97.7	141.1	225.2
Sc	1.5	3.5	1.7	4.2	0.8	1.0	1.8	1.4	<ПО	0.4
V	8.5	22.1	8.2	27.9	4.6	5.6	12.9	6.4	2.6	4.4
Cr	2.1	21.0	27.5	24.2	1.1	4.9	56.5	4.6	21.1	2.0
Ni	5.8	9.6	4.8	7.3	3.5	12.8	5.8	12.6	1.5	4.7
Cu	4.2	17.6	16.3	0.4	3.9	32.7	30.6	37.8	7.2	6.2
Zn	13.8	14.9	24.3	14.0	8.0	10.2	11.1	5.6	8.9	5.8
Rb	16.8	39.7	15.0	57.5	9.0	<ПО	14.7	<ПО	<ПО	<ПО
Sr	408.4	297.2	376.0	298.2	330.5	424.5	396.2	414.4	373.0	300.2
Y	31.2	26.5	30.9	25.0	26.1	35.4	34.8	34.3	24.8	29.2
Zr	37.9	81.9	38.5	98.1	29.4	30.1	38.3	28.5	3.4	20.1
Ba	43.0	196.6	60.2	243.3	25.7	45.1	71.0	58.0	23.6	17.1
La	25.3	39.3	26.7	25.3	17.9	24.4	23.9	9.0	21.2	20.6
Ce	6.4	26.2	6.2	5.0	<ПО	2.5	3.8	<ПО	<ПО	<ПО
Pb	4.7	5.5	<ПО	4.7	18.0	2.7	2.6	11.4	5.8	6.0
Сумма	98.955	98.746	99.472	99.252	99.816	98.725	98.973	98.582	99.523	98.831

Примечание: Здесь и в табл. 4 <ПО — содержание ниже предела обнаружения.

Note: Here and in Table 4, <PO is the content below the detection limit.

незначительно его перекрывая в отдельных образцах из выемки № 2. Поэтому в первую очередь необходимо понять причины обогащения пород фтором.

Для F в целом в породах Багарыштинского разреза устанавливается прямая зависимость с большим количеством петрогенных оксидов и элементов, располагающихся в порядке уменьшения их наиболее значимых коэффициентов корреляции в следующем ряду (табл. 5): Li (0.97), Rb (0.93), Ba (0.90), P_2O_5 (0.90), K_2O (0.88), TiO_2 (0.88), Al_2O_3 (0.86), V (0.85), Sc (0.84), MgO (0.82), SiO_2 (0.77), Ni (0.76), B (0.73). Набор этих элементов и их порядок расположения достаточно очевидно отражает главные фторсодержащие минералы в породах — слюды и апатит. Это согласуется с вышеприведенными данными энергодисперсионного анализа по флогопиту, мусковиту и фторапатиту, содержащими фтор в значительных количествах. Высокий положительный коэффициент корреляции F с MgO, по-видимому, в большей степени указывает на

Таблица 4. Содержания петрогенных оксидов (мас.%) и редких элементов (г/т) в породах Багарыштинского разреза (выемка № 3)

Table 4. Contents of petrogenic oxides (wt.%) and trace elements (ppm) in the rocks of the Bagaryshta section (section No. 3)

	М-1326	М-1327	М-1328	М-243	М-242	М-241	М-1329	М-197	М-196	М-1330а	М-1330б	М-1331	М-1332	М-1333	М-1334
SiO_2	16.196	3.269	26.933	26.640	27.680	23.205	18.437	21.190	19.310	11.786	2.356	3.289	18.462	9.719	3.763
TiO_2	0.151	0.069	0.285	0.309	0.302	0.094	0.247	0.237	0.070	0.078	0.063	0.063	0.115	0.103	0.070
Al_2O_3	3.672	0.833	5.962	6.610	6.560	3.990	5.152	4.623	2.728	1.914	1.065	0.770	2.046	1.771	0.910
Fe_2O_3	1.315	0.455	1.252	1.870	2.137	1.173	1.448	1.615	1.191	1.058	0.467	0.379	0.922	0.899	0.494
MnO	0.023	0.013	0.014	0.025	0.027	0.024	0.015	0.016	0.020	0.030	0.011	0.011	0.014	0.012	0.009
MgO	5.007	2.046	7.299	11.483	11.483	7.810	6.875	6.189	7.266	3.864	1.875	1.889	3.376	5.588	1.859
CaO	36.452	50.595	25.640	19.807	18.647	29.038	31.634	32.999	36.498	42.117	50.798	50.616	38.305	40.858	49.857
Na_2O	0.276	0.039	0.558	0.367	0.363	0.730	0.382	0.398	0.443	0.364	0.125	0.124	0.250	0.280	0.037
K_2O	2.076	0.598	3.737	4.030	4.100	2.390	3.218	2.420	1.730	1.042	0.686	0.311	1.415	1.240	0.487
P_2O_5	0.082	0.055	0.114	0.138	0.145	0.122	0.094	0.076	0.032	0.056	0.053	0.053	0.063	0.059	0.053
SO_2	0.018	0.009	0.012	0.052	0.031	0.031	0.045	0.111	0.073	0.052	0.011	0.019	0.033	0.006	0.005
ППП	34.067	41.937	27.849	28.090	28.090	30.170	32.322	29.330	29.940	37.267	41.910	41.783	33.797	38.162	41.154
Li	30.6	2.9	98.2	75.8	78.0	74.7	53.3	48.8	25.6	4.0	12.6	8.0	13.6	14.2	<ПО
B	0.9	<ПО	2.0	62.3	71.0	40.5	1.0	11.6	3.0	0.1	<ПО	<ПО	0.8	0.8	<ПО
F	1079.0	58.0	4080.0	3360.0	3590.0	3120.0	1831.0	2000.0	750.0	<ПО	367.0	289.0	339.0	801.0	<ПО
Cl	66.7	134.0	67.3	81.9	79.3	133.3	50.1	130.9	130.1	112.7	110.9	107.0	73.6	61.2	78.4
Sc	3.2	0.3	4.2	5.7	6.3	3.0	3.6	3.8	2.0	1.5	0.6	0.2	2.0	1.2	0.1
V	36.5	5.4	45.3	57.0	64.5	28.7	46.2	44.4	18.6	8.8	8.1	4.6	24.8	15.0	4.5
Cr	21.0	13.6	27.3	43.7	44.9	13.3	26.4	31.3	7.7	54.3	<ПО	2.1	10.7	7.7	11.1
Ni	6.5	4.3	9.3	27.3	28.4	18.4	17.9	19.1	6.8	0.7	2.9	2.0	7.0	2.7	4.1
Cu	11.0	0.3	31.0	26.6	33.9	22.7	29.5	28.2	23.8	27.9	3.7	11.0	22.2	5.4	<ПО
Zn	9.5	8.7	38.0	76.0	52.1	47.0	18.3	71.7	81.8	2.7	7.6	3.9	8.7	9.7	4.0
Rb	12.8	1.4	81.1	92.0	98.0	80.0	45.7	49.0	35.0	9.2	6.2	10.0	14.5	3.9	<ПО
Sr	332.5	327.5	205.2	221.3	198.1	252.7	221.4	238.0	194.0	221.4	259.8	278.0	283.0	284.0	315.4
Y	21.5	13.9	17.1	18.2	18.2	28.9	22.4	22.9	24.0	17.2	19.2	20.9	26.7	20.3	15.5
Zr	50.8	56.6	100.2	105.3	118.8	38.8	69.1	70.9	52.4	33.8	19.5	38.3	43.7	44.5	57.2
Ba	180.2	60.2	377.1	482.4	469.6	332.7	313.8	212.7	154.5	100.2	63.8	34.1	122.3	140.7	55.9
La	11.0	5.2	22.1	17.9	16.8	15.0	20.3	<ПО	<ПО	12.5	11.1	27.3	25.5	13.0	4.7
Ce	<ПО	<ПО	1.1	16.6	16.1	9.8	<ПО	1.8	<ПО	<ПО	<ПО	6.8	<ПО	<ПО	<ПО
Pb	5.5	<ПО	<ПО	25.0	7.4	5.4	<ПО	4.7	7.8	1.0	8.4	<ПО	<ПО	3.1	<ПО
Σ	99.523	99.985	100.175	99.899	100.063	99.203	100.146	99.503	99.453	99.688	99.508	99.390	98.901	98.840	98.756

Таблица 5. Коэффициенты корреляции содержаний фтора и хлора с содержаниями петрогенных оксидов, редких элементов и минералов в породах Багарыштинского разреза

Table 5. Correlation coefficients of fluorine and chlorine contents with the contents of petrogenic oxides, trace elements and minerals in the rocks of the Bagaryshta section

Элемент. минерал	фтор				хлор			
	выемка № 1	выемка № 2	выемка № 3	все пробы	выемка № 1	выемка № 2	выемка № 3	все пробы
	n = 5	n = 5	n = 15	n = 25	n = 5	n = 5	n = 15	n = 25
SiO_2	0.27	0.67	0.86	**0.77**	–0.56	–0.60	–0.20	**–0.44**
TiO_2	0.13	0.90	0.94	**0.88**	–0.66	–0.28	–0.42	**–0.50**
Al_2O_3	0.29	0.86	0.92	**0.86**	–0.74	–0.39	–0.32	**–0.48**
Fe_2O_3	0.34	0.81	0.76	**0.52**	–0.74	–0.52	–0.24	**–0.37**
MnO	0.64	0.50	0.38	**–0.07**	–0.31	–0.14	0.12	**0.25**
MgO	0.19	0.71	0.85	**0.82**	–0.66	–0.53	–0.19	**–0.47**
CaO	–0.26	–0.73	–0.91	**–0.83**	0.64	0.55	0.28	**0.49**
Na_2O	0.33	0.73	0.72	**0.29**	–0.68	–0.43	0.07	**–0.06**
K_2O	0.10	0.92	0.92	**0.88**	–0.58	–0.23	–0.36	**–0.47**
P_2O_5	0.15	0.94	0.91	**0.90**	–0.59	0.20	–0.30	**–0.37**
S	0.93	–0.36	0.17	**0.28**	–0.33	0.41	0.39	**0.03**
Li	0.24	0.97	0.99	**0.97**	–0.78	–0.04	–0.20	**–0.36**
B	0.43	0.91	0.71	**0.73**	–0.84	–0.40	0.01	**–0.14**
F	–	–	–	–	–0.47	0.02	–0.20	**–0.30**
Cl	–0.47	0.02	–0.20	**–0.30**	–	–	–	–
Sc	0.24	0.85	0.88	**0.84**	–0.68	–0.39	–0.30	**–0.45**
V	0.17	0.99	0.86	**0.85**	–0.69	–0.13	–0.37	**–0.47**
Cr	0.40	0.78	0.47	**0.42**	–0.11	–0.02	–0.13	**–0.12**
Ni	0.25	0.09	0.80	**0.76**	–0.81	–0.63	–0.11	**–0.26**
Cu	0.14	0.47	0.68	**0.46**	0.13	–0.77	–0.10	**–0.15**
Zn	0.71	0.51	0.63	**0.68**	0.09	–0.25	0.29	**–0.02**
Rb	0.18	0.88	0.96	**0.93**	–0.68	–0.07	–0.07	**–0.32**
Sr	0.53	0.21	–0.58	**–0.53**	0.15	–0.96	–0.04	**0.22**
Y	0.66	0.64	0.13	**–0.20**	0.09	–0.45	0.12	**0.33**
Zr	0.13	0.83	0.78	**0.72**	–0.67	–0.23	–0.35	**–0.53**
Ba	0.12	0.77	0.95	**0.90**	–0.63	–0.60	–0.30	**–0.47**
La	0.28	0.29	0.26	**0.05**	–0.58	0.35	–0.51	**–0.10**
Ce	0.10	0.85	0.65	**0.45**	–0.53	–0.19	0.02	**–0.21**
Pb	–0.92	–0.44	0.42	**0.25**	0.41	–0.23	0.05	**0.12**
Cal	–0.24	–0.72	–0.87	**–0.81**	0.65	0.55	0.22	**0.48**
Dol	0.20	0.64	0.82	**0.79**	–0.67	–0.54	–0.24	**–0.48**
Q	–	–	0.46	–	–	–	–0.40	–
Phl	–	–	0.99	–	–	–	–0.53	–
Ms-1	–	–	0.62	–	–	–	–0.50	–
Ms-2	–	–	0.81	–	–	–	–0.58	–
Mc	–	–	0.75	–	–	–	–0.55	–
Ab	–	–	0.70	–	–	–	–0.43	–
Clc	–	–	–0.17	–	–	–	0.06	–

Примечание: Коэффициенты корреляции с доломитом и кальцитом в выемках № 1 и № 2 приводятся на основании расчетного содержания этих минералов в породах по содержанию MgO и CaO. Прочерк — коэффициент не рассчитывался.

Note: Correlation coefficients with dolomite and calcite in cuts No. 1 and No. 2 are given on the basis of the calculated content of these minerals in rocks by the content of MgO and CaO. Dash — coefficient was not calculated.

пространственную и парагенетическую связь доломита, слюд и апатита. Отметим, что концентрации фтора в породах разреза также прямо коррелируют с содержанием в них минерала доломита ($K_{кор}$ = 0.79).

В породах выемки № 3 фтор обнаруживает положительные связи почти со всеми минералами, наиболее сильная из которых проявлена с флогопитом (0.99) и мусковитом-2 (0.81) (см. табл. 5). В них фтор входит в структуру минералов. С кварцем, мусковитом-1, альбитом и калиевым полевым шпатом прямые коэффициенты корреляции меньше и варьируют от 0.46 до 0.75, отражая, как и с доломитом (0.82), пространственную и парагенетическую связь, т.е. в породах разреза количество фторсодержащих минералов (флогопита, мусковита, фторапатита) увеличивается симбатно с количеством не содержащих F минералов — доломита, калиевого полевого шпата и, в меньшей степени, кварца и альбита.

С целью определить, какую долю вносит каждый фторсодержащий минерал (флогопит, мусковит, апатит) в общее содержание фтора в породах, по образцам М-1326, М-1328, М-1329, М-1333 с высокими концентрациями в них F (от 801 до 4080 г/т) (см. табл. 4) проведен балансовый расчет. Он основан на содержании в пробах флогопита и мусковита-2 (см. табл. 1), среднему содержанию фтора во флогопите (3.36 мас.%), фторсодержащем мусковите (1.08 мас.%) и фторапатите (3.92 мас.%), установленных по результатам энергодисперсионного анализа (см. табл. 2), а также общего содержания фтора и фосфора в породах (см. табл. 4). Согласно выполненному подсчету, флогопит имеет максимальный вклад, равный в среднем 78% (вариации 71–84%), в общее содержание F в породе, фторсодержащий мусковит — 16% (11–22%), фторапатит — 6% (4–7%). При этом все вместе эти минералы «закрывают» в среднем 90% (вариации 68–100%) всего содержания фтора в породах, из чего следует, что они являются главными фторсодержащими минералами в разрезе.

В выемке № 3 вблизи разрывного нарушения с север-северо-западной стороны происходит резкое увеличение концентраций фтора и симбатного повышения содержания в породах минерала доломита (рис. 6). При этом в зоне разрывного нарушения в породах растет содержание кварца, калиевого полевого шпата, флогопита, мусковита, альбита, пирита и уменьшается количество кальцита. Для содержаний клинохлора в породах не отмечается зависимости от местоположения последних в выемке № 3. Можно сделать вывод о том, что доломит, кварц, калиевый полевой шпат, флогопит, мусковит, альбит, пирит здесь имеют метасоматическую и синтектоническую природу и образовались по первично осадочным известнякам. Отметим, что наиболее сильная отрицательная связь F фиксируется только с содержанием CaO (–0.83) и, соответственно, с содержанием кальцита (–0.81) в породах разреза.

Выполненное ранее Л.А. Гениной [1990] петрографическое изучение карбонатных пород суранской и большеинзерской свит показало, что они генетически подразделяются на осадочные известняки и доломиты и карбонатные метасоматиты по терригенным породам. Карбонатный метасоматоз не связан с региональным метаморфизмом, так как вторичный карбонат замещает в породах структуры стадий глубинного катагенеза и метагенеза. По данным указанного автора, доломитовые метасоматиты приурочены, как правило, к зонам глубинных разломов, а известковые — к контактам интрузивных пород.

Ранее в некоторых обнажениях суранской свиты нижнего рифея нами также отмечались доломитовые метасоматиты по алевропесчаникам [Мичурин и др., 2014]. В двух обнажениях по р. Зилим выше д. Толпарово установлена доломитизация известняков инзерской свиты верхнего рифея, максимально проявленная вблизи мощного разлома, разграничивающего подинзерские слои и толпаровскую свиту и протягивающегося в субмеридиональном направлении на десятки километров [Биктимерова и др., 2016].

Багарыштинский разрез располагается в районе северного окончания регионального субмеридионального Суранского разлома (см. рис. 1). Согласно результатам петрографического изучения, в породах разреза доломит представлен ксеноморфными зернами, и неправильная форма индивидов может служить признаком метасоматической природы доломита. Вместе с тем в породах в ксеноморфном кварце иногда отмечаются пойкилитовые включения карбонатных минералов, по-видимому, кальцита, что говорит о том, что флогопит-мусковит-кварц-доломитовые метасоматиты образовывались не по алевропесчаникам, а по известнякам. Тонкая размерность метасоматических минералов — доломита, кварца, слюд, КПШ — свидетельствует о том, что они формировались в условиях высокого давления. Как отмечено выше, породы разреза интенсивно тектонизированы и участками превращены в калькмилониты (рис. 7).

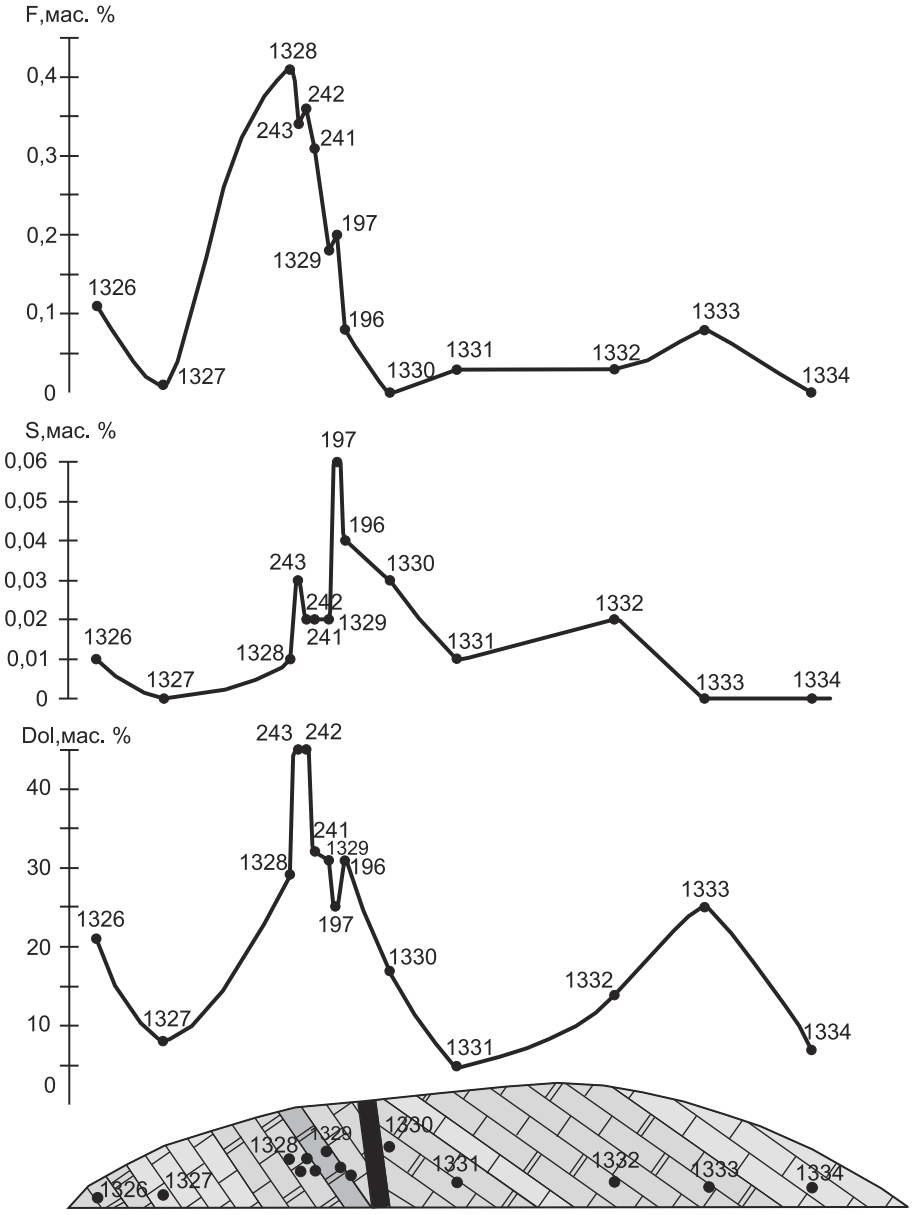

Рис. 6. Изменения содержаний фтора, серы и минерала доломита в карбонатных породах по профилю выемки № 3 Багарыштинского разреза

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Fig. 6. Changes in the content of fluorine, sulfur and dolomite mineral in carbonate rocks along the profile of excavation No. 3 of the Bagaryshta section

Legend is the same as in fig. 2.

Некоторые признаки указывают на сравнительно высокотемпературные условия образования в породах разреза минеральной ассоциации «флогопит–мусковит–маложелезистый доломит» в интервале 350–570°С. Одним из них является относительно высокое содержание TiO_2 во флогопите (до 2.31 мас.%; см. табл. 2), что обычно отмечается во флогопитах, образованных при температурах более 450–500°С [Авченко и др., 2014; Толкачикова и др., 2015]. Концентрация титана в аннитах и слюдах аннит-флогопитовой серии является функцией температуры и давления [Henry et al., 2005; Tajčmanová et al., 2009], а в мусковитах зависит от температуры [Chambers, Kohn, 2012]. Расчет по недавно разработанному геотермометру, основанному на содержании титана в мусковите для ильменит-

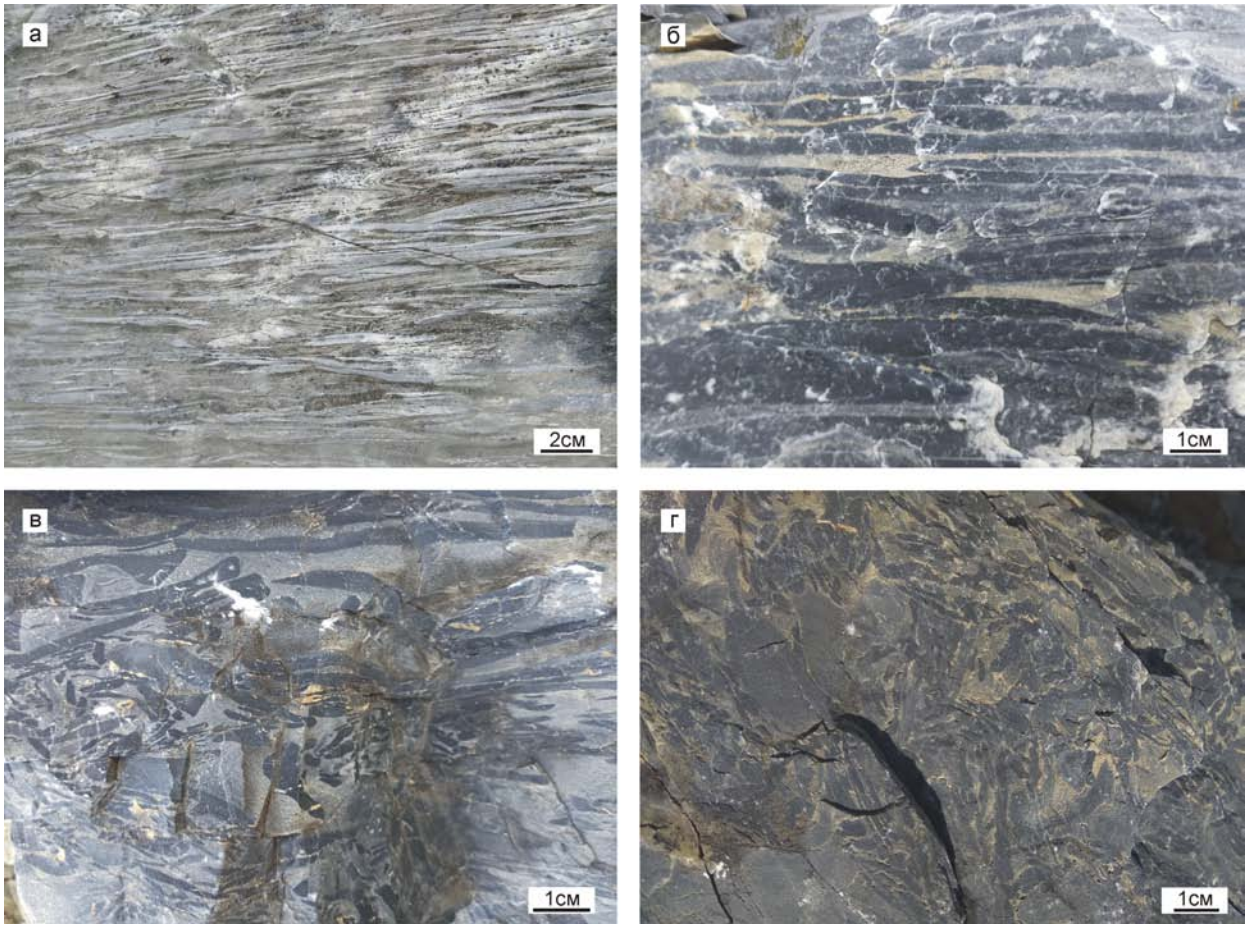

Рис. 7. Общий вид калькмилонитов (а, б) и плоскообломочных карбонатных брекчий (в, г) в породах Багарыштинского разреза

Fig. 7. General view of calcmilonites (а, б) and flat-clastic carbonate breccias (в, г) in the rocks of the Bagaryshta section

(рутил)-содержащих мусковитовых ассоциаций [Wu, Chen, 2015], дает температуру образования мусковита Багарыштинского разреза с содержанием TiO_2 0.62 мас. % (см. табл. 2) в 570 °С. Кроме того, косвенным признаком того, что доломитизация в разрезе происходила при относительно высоких температурах, можно рассматривать экспериментально установленную зависимость влияния температуры на формирование карбонатов с различной железистостью. При моделировании образования аргиллизитов в процессе кислотного метасоматоза с участием хлоридных растворов с углекислотой и серой в температурном диапазоне 250–400 °С брейнерит образовывался в условиях низких температур, анкерит — средних, а маложелезистый доломит — высоких [Зарайский, 2007].

Таким образом, в условиях высоких давления и температуры с привносом калиевыми фторидными растворами F, K, Al, Mg, Fe, Ti, Si, P в известняках разреза происходило метасоматическое образование доломита, калиевого полевого шпата, кварца и фторсодержащих флогопита, мусковита, фторапатита. Калиевый полевой шпат, вероятно, частично замещал альбит. На это указывает распределение натрия в породах разреза, в которых его наименьшие содержания отмечаются в выемке № 3 (см. табл. 3 и 4). Al, Ti, P, по-видимому, также привнесены (по крайней мере, частично), поскольку их концентрации увеличиваются параллельно перечисленным элементам в разрезе в зоне разрывного нарушения. В метасоматических процессах алюминий и титан, как правило, ведут себя инертно, вместе с тем их подвижность возможна в нескольких случаях: при очень высоких температурах, высокой щелочности растворов, а также в кислых фторидных растворах с высокой концентрацией фтора [Зарайский, 2007].

При региональном метаморфизме, процессы которого преимущественно изохимические, титан и фосфор ведут себя малоподвижно, однако при аллохимическом метаморфизме, в особенности с привносом щелочей, они могут проявлять значительную подвижность [Юдович и др., 2020]. Отметим, что в породах разреза содержания P_2O_5 прямо коррелируют с содержаниями K_2O (0.87), Al_2O_3 (0.86), MgO (0.83), TiO_2 (0.82), SiO_2 (0.75), Fe_2O_3 (0.56), а из минералов наиболее высокие коэффициенты корреляции фосфора (0.89–0.92) отмечаются с флогопитом, мусковитом и доломитом. Такие необычные корреляции фосфора являются спецификой метасоматитов при аллохимическом метаморфизме [Юдович и др., 2020].

Генетические модели формирования фторсодержащих минералов в породах Багарыштинского разреза

Обогащение карбонатных пород Багарыштинского разреза фтором и образование в них синтектонической метасоматической минеральной ассоциации могло произойти в результате: 1) воздействия фторсодержащих магматогенных флюидов; 2) разгрузки флюидов эвапоритовой природы и/или растворов, образованных в результате тектонических дислокаций подстилающих и перекрывающих породы лапыштинской подсвиты суранской свиты глинистых и низкоуглеродисто-глинистых сланцев сердаукской подсвиты и юшинской свиты. Каждый из этих возможных сценариев имеет свои аргументы «за» и «против».

В пользу воздействия магматогенных флюидов можно рассматривать высокие температуры образования метасоматической минеральной ассоциации Багарыштинского разреза, а также, косвенно, присутствие пирита с проводимостью *p*-типа и Th-содержащего Ce-монацита. С.Г. Ковалев с соавторами [2017] в породах Башкирского мегантиклинория по условиям образования и генезису выделяют метаморфогенный, гидротермальный на контакте с магматическими породами и флюидно-магматический монациты, различающиеся химическим составом и вариациями в содержании элементов, которые обусловлены изоморфными замещениями РЗЭ – Ca – Th в структуре монацита. В нашем случае по единичному представительному анализу монацита сложно понять, какой из перечисленных генетических разновидностей он соответствует, однако по химическому составу он более близок монациту гидротермально-экзоконтактового или флюидно-магматического происхождения.

При изучении термоэлектрических свойств в пиритах разреза установлена дырочная проводимость, которая может быть обусловлена двумя причинами: или избытком серы в составе пирита, или примесью мышьяка — основного элемента, обуславливающего этот тип проводимости в пирите [Möller, Kersten, 1994]. По результатам энергодисперсионного анализа в химическом составе пирита установлен дефицит серы, из чего следует, что его *p*-проводимость должна быть связана с примесью мышьяка. Содержание последнего в пирите находится ниже предела обнаружения энергодисперсионного анализа, т.е., по-видимому, меньше ~0.1 мас.%. Однако, исходя из высоких значений термоЭДС (среднее 440 мкв/°С) и основываясь на нашем опыте изучения термоэлектрических свойств мышьяковистых и не содержащих As пиритов из рифейских пород Ямантауского антиклинория [Мичурин и др., 2009], можно предположить, что в пирите Багарыштинского разреза содержание As находится на уровне 0.02–0.1 мас.%. В пирите установлены включения халькопирита и халькозина, в которых отмечаются (в мас.%) Zn (до 0.08), As (до 0.14), Se и Te (до 0.12), содержания которых меньше или незначительно превышают ошибку определения. По результатам атомно-эмиссионного анализа заметные содержания As (42 и 46 г/т) установлены только в пиритсодержащих образцах М-196 и М-197 с самой высокой концентрацией в них серы (0.036–0.056 мас.%) из всей выборки проб. Это подтверждает присутствие As-содержащего пирита в породах Багарыштинского разреза, увеличение которого происходит в зоне разрывного нарушения (см. рис. 6).

В Ямантауском антиклинории в пиритах из осадочных пород содержание As обычно не превышает 0.01 мас.%, и вместе с тем находится в интервале 0.01–0.1 мас.% в пиритах из месторождений и рудопроявлений золото-кварцевого малосульфидного типа, в которых они образовались из флюидов магматогенной природы [Мичурин и др., 2018а]. Следовательно, наличие в зоне разрывного нарушения Багарыштинского разреза пиритов с содержанием As выше 0.02 мас.% может свидетельствовать об их образовании в результате воздействия магматических флюидов. Следует отметить при этом, что изучаемый разрез находится в ~35 км север-северо-восточнее Исмакаевской золоторудной площади и в той же субмеридиональной зоне, в которой вблизи Караташского регионального разлома располагаются

все известные золоторудные объекты Авзянского рудного района в Ямантауском антиклинории.

В то же время концентрации большинства металлов в целом незначительно увеличиваются в породах Багарыштинского разреза, а содержания Pb ниже кларка для карбонатов. Концентрации V, Cr, Zn в выемках № 1 и № 2 ниже- или околокларковые, в выемке № 3 — в 1.5–2 раза выше кларка. Из металлов только Cu и Ni превышают кларковые содержания в породах разреза в 3–5 раз, их максимальные концентрации отмечаются в выемке № 3. Однако следует отметить, что обогащение медью и никелем в 2–3 раза относительно кларка в карбонатных породах Башкирского мегантиклинория отмечается на всех уровнях рифейского разреза [Анфимов, 1997].

Таким образом, рассмотрение поведения некоторых элементов, которые могли быть связаны с магматическим процессом, показывает, что только в выемке № 3 в породах Багарыштинского разреза отмечается незначительное увеличение S и As, а из металлов — Cu, Ni, Cr, Zn, V. Невысокие концентрации этих элементов свидетельствуют в большей степени о немагматическом процессе их накопления, либо указывают на очень слабое воздействие магматогенных флюидов на породы разреза, в непосредственной близости от которого в настоящее время не установлены магматические породы. Сера в породах разреза имеет сильно изменчивые коэффициенты корреляции со фтором от отрицательных (–0.36 в выемке № 2, см. табл. 5) до больших положительных (0.93 в выемке № 1), в целом характеризуя слабую связь ($К_{корр}$ = 0.28 по всей выборке проб) между этими элементами. В выемке № 3 содержания серы в породах очень слабо коррелируют с концентрациями фтора ($К_{корр}$ = 0.17), а из породообразующих минералов они наиболее сильно связаны с содержаниями клинохлора (0.54), альбита (0.50), кварца (0.46). Из этого можно сделать вывод, что пирит в породах разреза, вероятнее всего, имеет более позднее происхождение по отношению к фторсодержащим минералам. Высокотемпературное образование последних могло быть обусловлено не только воздействием магматогенного флюида, но и являться результатом значительных тектонических дислокаций, которые подтверждаются присутствием в разрезе в зоне разрывного нарушения калькмилонитов и послойно проявленной синтектонической доломитизации.

Альтернативным механизмом образования метасоматических фторсодержащих минералов в породах разреза является синтектоническая разгрузка флюидов эвапоритовой природы и/или растворов, сформировавшихся в результате перекристаллизации гидрослюдистых минералов из подстилающих и перекрывающих породы разреза глинистых и низкоуглеродисто-глинистых сланцев при тектонических дислокациях. Попытаемся оценить возможность проявления этого сценария.

Породы большеинзерской и суранской свит в осевой части Ямантауского антиклинория протягиваются субмеридиональной полосой между региональными Караташским и Суранским (Восточно-Суранским) разломами. К этой полосе приурочены Суранское селлаит-флюоритовое месторождение, все известные рудопроявления флюоритов [Ларионов и др., 1985ф], а также Исмакаевское месторождение магнезитов и рудопроявление брейнеритов Богряшка. Багарыштинский разрез лапыштинской подсвиты суранской свиты располагается в этой же полосе север-северо-восточнее в ~15 км от Суранского и в ~35 км от Исмакаевского месторождений.

По современным представлениям [Крупенин и др., 2019] флюиды, образовавшие Fe-магнезиты Исмакаевского месторождения и брейнериты рудопроявления Богряшка, сформировались в результате длительной катагенетической эволюции захороненных эвапоритовых рассолов в сланцевом резервуаре с изменением своего химического состава с высокомагнезиального на железисто-магнезиальный. Изучение флюоритов Суранского месторождения показало, что они имеют сложную историю формирования с несколькими стадиями образования и преобразования и участием флюидов различного происхождения [Крупенин и др., 1999, 2012]. Для прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализации во вмещающих доломитах миньякской подсвиты суранской свиты показано формирование за счет перераспределения фтора катагенетическими флюидами бассейна породообразования. Источником флюидов по ряду геохимических индикаторов устанавливаются захороненные эвапоритовые рассолы, а источники фтора могли быть связаны с особенностями седиментации в суранское время, а именно с повышенной соленостью. Зеленые и оптические флюориты генетически связаны с магматогенными флюидами, образовавшимися, скорее всего, при вулканогенно-осадочном накоплении среднерифейских отложений машакской свиты, содержащей кислые эффузивы.

Флюориты Суранского месторождения обладают значительным геохимическим сходством по распределению лантаноидов с карбонатными

метасоматитами Исмакаево и Богряшки. Флюориты формировались близкоодновременно с магнезитами в конце среднего рифея около 1230–1250 млн лет назад (Rb-Sr и Sm-Nd методы) [Крупенин и др., 2012, 2016]. Данные Sm-Nd систематики магнезитов указывают на коровый источник флюидов, ответственных за метасоматические преобразования пород [Крупенин и др., 2016].

Расположение Багарыштинского разреза на одном стратиграфическом уровне с Суранским и Исмакаевским месторождениями и в одной с ними структурной зоне можно косвенно рассматривать в пользу образования метасоматических фторсодержащих минералов в породах разреза в результате синтектонической разгрузки флюидов эвапоритовой природы, претерпевших катагенетическую эволюцию. Источником магния для процесса доломитизации могли выступать эвапоритовые флюиды/рассолы, а других элементов — сланцевые нижеи вышележащие толщи. Фтор в таком случае мог частично поступать из эвапоритовых флюидов/рассолов и большей частью из гидрослюдистых минералов при их перекристаллизации в результате катагенетических и тектонических процессов. По нашему мнению, этот механизм образования фторсодержащих минералов в породах Багарыштинского разреза наиболее вероятен.

Вместе с тем распределение хлора не совсем укладывается в эти представления. Ранее нами установлено [Мичурин и др., 2018б; Казбулатова и др., 2019], что в отложениях нижнего рифея в метасоматических доломитах и магнезитах, по сравнению с известняками, фиксируется увеличение концентраций хлора, обусловленное, на наш взгляд, их образованием из метасоматических эвапоритовых флюидов/рассолов. Показано, что хлор преимущественно находится во флюидных включениях доломитов. В изученном разрезе устанавливается противоположное поведение хлора — известняки в большей степени содержат хлор, чем метасоматические доломиты. Более того, хлор имеет положительную связь только с CaO и кальцитом (коэффициенты корреляции равны соответственно 0.49 и 0.48), со всеми остальными элементами и минералами, в том числе с доломитом, он обнаруживает обратную связь (см. табл. 5). Объяснением этого, возможно, является неоднократное проявление тектонических дислокаций в этой зоне, в результате которых в метасоматических доломитах разреза могло произойти «механическое» разрушение флюидных хлорсодержащих включений.

Выводы

Таким образом, проведенное изучение позволяет сделать следующие выводы.

1. Содержание фтора в породах Багарыштинского разреза, представленных преимущественно низкодоломитовыми и доломитовыми известняками, варьирует от менее 100 до 4080 г/т (среднее 1128 г/т) и в среднем превышает кларковые концентрации в карбонатах в 3 раза, хлора — находится в интервале 50–225 г/т (среднее 107 г/т) и близко к кларку. Между концентрациями F и Cl в породах устанавливается обратная зависимость. Основными фторсодержащими минералами в породах разреза являются флогопит, мусковит и фторапатит, хлор концентрируется только в кальците. Флогопит содержит около 80% фтора, присутствующего в породах.

2. В разрезе количество фторсодержащих минералов в породах увеличивается симбатно с количеством не содержащих F метасоматических минералов (доломита, калиевого полевого шпата, в меньшей степени кварца и альбита) в зоне разрывного нарушения с север-северо-западной стороны. Минеральная ассоциация «флогопит – мусковит – маложелезистый доломит» образовалась в известняках разреза в результате относительно высокотемпературного (350–570 °C) метасоматоза с привносом калиевыми фторидными растворами F, K, Al, Mg, Fe, Ti, Si, P. Наиболее вероятно, что высокие температуры обусловлены значительными тектоническими дислокациями, которые подтверждаются присутствием в разрезе в зоне разрывного нарушения калькмилонитов.

3. Обогащение карбонатных пород Багарыштинского разреза фтором и образование в них синтектонической метасоматической минеральной ассоциации могло произойти в результате либо воздействия фторсодержащих магматогенных флюидов, либо разгрузки флюидов эвапоритовой природы, претерпевших катагенетическую эволюцию. На сегодняшний день в пользу второго сценария имеется больше геологических и геохимических аргументов, однако для окончательного вывода необходимо продолжение исследований с привлечением прецизионных изотопных методов.

Благодарности. Авторы признательны М.Т. Крупенину, С.А. Даниленко и Е.О. Калистратовой за плодотворное обсуждение материалов статьи.

Исследования выполнены в рамках темы № 0246-2016-0085 государственного задания ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы:

Авченко, О.В., Вах А.С., Чудненко К.В., Худоложкин В.О. Генезис гранатсодержащих пород березитового месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 1, С. 19–40.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.

Анфимов Л.В., Ковальчук А.И. Галогены и бор в карбонатных породах нижнего рифея на Южном Урале // Ежегодник-1979 / ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 95–97.

Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 47–56.

Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Горожанин В.М., Мичурин С.В., Мусина А.М., Захарова А.Г. Литологические и геохимические особенности пород инзерской и миньярской свит верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал) / Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: 4-я Всероссийская молодежная геологическая конференция с международным участием. Уфа, 2016. С. 177–182.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 476 с.

Генина Л.А. К вопросу о карбонатном метасоматозе в отложениях нижнего рифея Ямантауского антиклинория Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 89–96.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала // Труды Башкир. геол. треста, 1937. Вып. 7. С. 2–28.

Казбулатова Г.М., Карамова А.М., Мичурин С.В., Султанова А.Г. Распределение фтора и хлора в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: 7-я Всероссийская молодежная геологическая конференция с международным участием. Уфа, 2019. С. 77–81.

Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Захарова А.Г. Фотометрический метод определения фтора в горных породах посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана // Башкирский химический журнал. 2019. Т. 26, № 1. С. 42–47.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки РМО. 2017. № 5. С. 59–80.

Крупенин М.Т., Мичурин С.В. Индикаторные изотопно-геохимические характеристики сульфидов из Саткинского магнезитового месторождения (Южно-Уральская провинция) // ДАН, 2018. Т. 478, № 3. С. 328–331.

Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // ДАН. 2005. Т. 403, № 5. С. 1–3.

Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах суранской свиты (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1165–1177.

Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера. 2012. № 5. С. 126–144.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Сравнительная Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции // Литосфера. 2016. № 5. С. 58–80.

Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я. Условия формирования Mg-Fe метасоматичеких карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 3. С. 262–277.

Маслов А.В., Гареев Э.З. Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: Принт, 1998. 225 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

Методы минералогических исследований: Справочник / *Под ред. А.И. Гинзбурга*. М.: Недра, 1985. 480 с.

Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.

Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Даниленко С.А. Цинк в карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: 10-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 150–154.

Мичурин С.В., Карамова А.М., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М. Хлор в карбонатных породах нижнего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2018а. № 18. С. 76–90.

Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера. 2018б. Т. 18, № 1. С. 61–81.

Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Султанова А.Г., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фтор в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2019. № 26 С. 76–87.

Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М. Фтор в породах Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 54–71.

Мусина А.М. Мичурин С.В. Определение элементного состава методом ИСП-АЭС при разложении горных пород открытым способом // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Материалы 4-й Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. С. 39–44.

Нижний рифей Южного Урала / *В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов, А.В. Маслов, Н.Д. Сергеева, Е.В. Бибикова, Л.А. Генина, Ю.Л. Ронкин*. М.: Наука, 1989. 208 с.

Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментогенеза / Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–47.

Розова Е.В. К методике измерения коэффициента термоэлектродвижущей силы рудных минералов // Некоторые методы диагностики минералов и определения их физических свойств. М., 1970. С. 45–57. (Труды ЦНИГРИ; Вып. 93).

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 17–45.

Султанова А.Г., Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фторсодержащие минералы в нижнерифейских отложениях Ямантауского антиклинория (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: 7-я Всероссийская молодежная геологическая конференция с международным участием (23–27сентября 2019 г., г. Уфа). Уфа, 2019. С. 113–118.

Толкачикова А.А., Солодилова В.В., Аксаментова Н.В., Завадич Н.С., Гуринович М.П. Минералогия пород рудоносного Новоселковского массива // Літасфера. 2015. Вып. 42, № 1. С. 45–63.

Хализова В.А., Полупанова Л.И., Бебешко Г.И., Алексеева А.Я., Гельман Е.М. Инструкция НСАМ 139-Х. Химические методы. Фотометрический метод определения фтора в горных породах, минералах и растворах по реакции образования ализаринкомплексоната фторида церия. М., 1976. 25 с.

Широбокова Т.И. Фтор и хлор в породах Кужинского месторождения // Ежегодник-1988 / ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 103–104.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 137 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.

Chambers J.A., Kohn M.J. Titanium in muscovite, biotite, and hornblende: Modeling, thermometry, and rutile activities of metapelites and amphibolites //American Mineralogist. 2012. Vol. 97, No. 4. P. 543–555.

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist. 2005. Vol. 90, No. 2–3. P. 316–328.

Möller P., Kersten G. Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surface // Mineral. Deposita, 1994. Vol. 29. P. 404–413.

Tajčmanová L., Connolly A.D., Cesare B. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // J. metamorphic geol., 2009. Vol. 27. P. 153–165.

Wu C.M., Chen H.X. Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al2SiO5-bearing metapelites // Lithos. 2015. Vol. 212–215. P. 122–127.

References:

Avchenko, O.V., Vah A.S., Chudnenko K.V., Hudolozhkin V.O. (2014) Genesis of garnet-bearing rocks of the berezite deposit (Upper Amur region, Russia). *Geologiya rudnyh mestorozhdenii – Geology of Ore Deposits*, **56**(1), 19-40. (In Russian).

Anfimov L.V. (1997) *Litogenez v rifeiskih osadochnyh tolshhah Bashkirskogo megantiklinoriya (Yu. Ural)* [Lithogenesis in the Riphean sedimentary strata of the Bashkir meganticlinorium (South Urals)]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 290 p. (In Russian).

Anfimov L.V., Koval'chuk A.I. (1980) Halogens and boron in the carbonate rocks of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Ezhegodnik-1979. In-t geologii i geohimii UNC AN SSSR* [Yearbook 1979. Institute of Geology and Geochemistry, USC AS USSR]. Sverdlovsk, 95-97. (In Russian).

Anfimov L.V., Krupenin M.T., Petrishheva V.G. (1987) Microelements and their correlation value in the carbonate rocks of the Riphean of the Bashkir meganticlinorium. *Geohimiya vulkanicheskih i osadochnyh porod Yuzhnogo Urala* [Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNC AN SSSR Publ., 47-56. (In Russian).

Biktimerova Z.R., Kanipova Z.A., Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Musina A.M., Zaharova A.G. (2016) Lithological and geochemical features of rocks of the Inzer and Minyar formations of the Upper Riphean near the village of Tolparovo (South Urals). *Geologiya, geoyekologiya i resursnyi potencial Urala i sopredel'nyh territorii. 4-ya Vserossiiskaya molodyozhnaya geologicheskaya konferenciya s mezhdunarodnym uchastiem* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories: 4th All-Russian youth geological conference with international participation]. Ufa, 177-182. (In Russian).

Chambers J. A., Kohn M. J. (2012) Titanium in muscovite, biotite, and hornblende: Modeling, thermometry, and rutile activities of metapelites and amphibolites. *American Mineralogist*, **97**(4), 543-555.

Genina L.A. (1990) On the issue of carbonate metasomatism in the Lower Riphean sediments of the Yamantau anticlinorium of the Southern Urals. *Geologiya dokembriya Yuzhnogo Urala i vostoka Russkoi plity* [Precambrian geology of the

South Urals and the east of the Russian plate]. Ufa, BNC UrO AN SSSR, 89-96. (In Russian).

Halizova V.A., Polupanova L.I., Bebeshko G.I., Alekseeva A.Ya., Gel'man E.M. (1976) *Instrukciya NSAM 139-H. Himicheskie metody. Fotometricheskii metod opredeleniya ftora v gornyh porodah, mineralah i rastvorah po reakcii obrazovaniya alizarinkompleksonata ftorida ceriya* [Instruction NSAM 139-X. Chemical methods. Photometric method for the determination of fluorine in rocks, minerals and solutions by the reaction of the formation of cerium fluoride alizarin complexonate]. Moscow, 25 p. (In Russian).

Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, **90**(2-3), 316-328.

Ivanov A.I. (1937) On stratigraphy and ancient orogeny of ancient formations on the western slope of the Southern Urals]. *Trudy Bashkir. geol. tresta* [Proceedings of the Bashkir Geological Trust], Issue 7, 2-28. (In Russian).

Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Michurin S.V., Zaharova A.G. (2019) Photometric method for the determination of fluorine in rocks through the formation of lizane fluoride alizarin complexonate. *Bashkirskii himicheskii zhurnal – Bashkir Chemical Journal*. **26**(1), 42-47. (In Russian).

Kazbulatova G.M., Karamova A.M., Michurin S.V., Sultanova A.G. (2019) Distribution of fluorine and chlorine in carbonate rocks of the Bolsheinzerskaya and Suran formations of the Lower Riphean in the South Urals. *Geologiya, geoyekologiya i resursnyi potencial Urala i sopredel'nyh territorii. 7-ya Vserossiiskaya molodyozhnaya geologicheskaya konferenciya s mezhdunarodnym uchastiem* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories. 7th All-Russian youth geological conference with international participation]. Ufa, 77-81. (In Russian).

Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysockii S.I. (2017) Thorium-rare earth mineralization in the Pre-Cambrian rocks of the Bashkirian meganticlinorium: species diversity and genesis. *Zapiski RMO – Notes of the Russian Mineralogical Society*, (5), 59-80. (In Russian).

Krupenin M.T., Michurin S.V. (2018) Indicator isotope-geochemical characteristics of sulfides from the Satka magnesite deposit (South Ural province). *Dokl. Akad. Nauk*, **478**(3), 328-331. (In Russian).

Krupenin M.T., Prohaska V. (2005) Evaporite nature of fluid inclusions in crystalline magnesites of the Satka type. *Dokl. Akad. Nauk*, 403(5), 1-3. (In Russian).

Krupenin M.T., Meller P., Dul'ski P. (1999) Rare earth and trace elements in fluorites and host dolomites of the Suran Formation (Lower Riphean, South Urals). *Geohimiya*, (11), 1165-1177. (In Russian).

Krupenin M.T., Prohaska V., Ronkin Yu.L. (2012) The nature of fluorine and ore-forming solutions of the fluorite deposit Suran (Bashkir meganticlinorium) according to the study of lanthanides, fluid inclusions and Sr-Nd systematics. *Litosfera*, (5), 126-144. (In Russian).

Krupenin M.T., Kuznecov A.B., Konstantinova G.V. (2016) Comparative Sr-Nd systematics and REE distribution in typical magnesite deposits of the Lower Riphean of the South Ural province. *Litosfera*, (5), 58-80. (In Russian).

Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Garaeva A.A., Zamyatin D.A., Gulyaeva T.Ya. (2019) Formation Conditions of Ferromagnesian Metasomatic Carbonates in the Lower Riphean Terrigenous–Carbonate Rocks of the Southern Urals. *Lithology and Mineral Resources*. 54(3), 248–261.

Maslov A.V., Gareev E.Z. Krupenin M.T. (1998) *Osadochnye posledovatel'nosti rifeya tipovoi mestnosti (retrospektivnyi obzor sedimentologicheskih, paleogeograficheskih, litologo-mineralogicheskih i petrogeohimicheskih issledovanii)* [Sedimentary sequences of the Riphean type area (retrospective review of sedimentological, paleogeographic, lithological-mineralogical and petrogeochemical studies)]. Ufa, Print Publ., 225 p. (In Russian).

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) *Rifei zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala. T. 1.* [Riphean of the western slope of the Southern Urals. Vol. 1]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 351 p. (In Russian).

Metody mineralogicheskih issledovanii (1985) [Mineralogical research methods. Ed. A.I. Ginzburg]. Moscow, Nedra Publ., 480 p. (In Russian).

Michurin S.V., Kovalev S.G., Gorozhanin V.M. (2009) *Genezis sul'fatov i sul'fidov v nizhnerifeiskih otlozheniyah Kamsko-Bel'skogo avlakogena i Bashkirskogo megantiklinoriya* [Genesis of sulfates and sulfides in the Lower Riphean deposits of the Kama-Belsk aulacogen and the Bashkirian meganticlinorium]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 192 p. (In Russian).

Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kanipova Z.A., Danilenko S.A. (2014) Zinc in carbonate rocks of the Lower Riphean Suran suite (South Urals). *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoyekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nyh territorii. 10-ya Mezhregional'naya nauchno-prakticheskaya konferenciya* [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. 10th Interregional scientific and practical conference]. Ufa, DizainPress, 150-154. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Biktimerova Z.R., Kazbulatova G.M. (2018a) Chlorine in the carbonate rocks of the lower and upper Riphean of the Bashkir meganticlinorium. Geologiya. *Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortodtan*, (18), 76-90. (In Russian).

Michurin S.V., Sharipova A.A., Krupenin M.T., Zamyatin D.A., Musina A.M., Popov V.A. (2018b) Sulfide mineralization, native gold and its geochemical relationships in the Riphean sediments of the Avzyan ore region (South Ural). *Litosfera*, **18**(1), 61-81. (In Russian).

Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Sultanova A.G., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine in carbonate rocks of the Bolsheinzerskaya and Suran formations of the Lower Riphean in the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortodtan*, (26) 76-87. (In Russian).

Michurin S.V., Kalistratova E.O., Sultanova A.G., Kazbulatova G.M. (2020) Fluorine in the rocks of the West Aktash

ore zone (South Urals). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*. (2), 54-71. (In Russian).

Möller P., Kersten G. (1994) Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surface. *Mineral. Deposita*, **29**, 404-413.

Musina A.M. Michurin S.V. (2016) Determination of the elemental composition by the ICP-AES method during the decomposition of rocks by the open method. *Geologiya, geoyekologiya i resursnyi potencial Urala i sopredel'nyh territorii. Materialy 4-oi Vserossiiskoi molodezhnoi geologicheskoi konferencii* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories. Materials of the 4th All-Russian youth geological conference]. Ufa, IG UNC RAN Publ., 39-44. (In Russian).

Nizhnii rifei Yuzhnogo Urala (1989) [Lower Riphean of the Southern Urals] (V.I. Kozlov, A.A. Krasnobaev, N.N. Larionov, A.V. Maslov, N.D. Sergeeva, E.V. Bibikova, L.A. Genina, Yu.L. Ronkin). Moskow, Nauka Publ., 208 p. (In Russian).

Parnachev V.P. (1987) Fluorine and chlorine in the Late Precambrian sedimentary rocks of the Bashkir meganticlinorium in connection with issues of their sedimentogenesis. *Geohimiya vulkanicheskih i osadochnyh porod Yuzhnogo Urala* [Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 35-47. (In Russian).

Rozova E.V. (1970) To the method of measuring the coefficient of thermoelectromotive force of ore minerals. *Nekotorye metody diagnostiki mineralov i opredeleniya ih fizicheskih svoistv. Trudy CNIGRI. Vyp. 93* [Some methods for diagnosing minerals and determining their physical properties. (Proceedings of TsNIGRI, Issue 93)]. Moscow, 45-57. (In Russian).

Semihatov M.A., Kuznecov A.B., Maslov A.V., Gorohov I.M. & Ovchinnikova G.V. (2009) Stratotype of the Lower Riphean, the Burzyan Group of the Southern Urals: Lithostratigraphy, paleontology, geochronology, Sr- and C-isotopic characteristics of its carbonate rocks. *Stratigraphy and Geological Correlation*. **17**(6), 574-601.

Shirobokova T.I. (1989) [Fluorine and chlorine in the rocks of the Kuzhinsky deposit. *Ezhegodnik-1988. In-t geologii i geohimii UrO AN SSSR* [Yearbook-1988. IGiG Ural Branch of the USSR Academy of Sciences]. Sverdlovsk, 103-104. (In Russian).

Shirobokova T.I. (1992) *Stratiformnoe polimetallicheskoe i baritovoe orudenenie Urala* [Stratiform polymetallic and barite mineralization of the Urals]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 137 p. (In Russian).

Sultanova A.G., Michurin S.V., Karamova A.M., Kazbulatova G.M., Savel'ev D.E., Gorozhanin V.M. (2019) Fluorine-containing minerals in the Lower Riphean deposits of the Yamantau anticlinorium (South Urals). *Geologiya, geoyekologiya i resursnyi potencial Urala i sopredel'nyh territorii. 7-ya Vserossiiskaya molodyozhnaya geologicheskaya konferenciya s mezhdunarodnym uchastiem* [Geology, geoecology and resource potential of the Urals and adjacent territories: 7th All-Russian youth geological conference with international participation]. Ufa, 113-118. (In Russian).

Tajčmanová L., Connolly A.D.,Cesare B. (2009) A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *J. metamorphic geol*., **27**, 153-165.

Tolkachikova A.A., Solodilova V.V., Aksamentova N.V., Zavadich N.S., Gurinovich M.P. (2015) Mineralogy of rocks of the ore-bearing Novoselkovsky massif. *Litasfera*, **42**(1), 45-63. (In Russian).

Voitkevich G.V, Kokin A.V., Miroshnikov A.E., Prohorov V.G. (1990) *Spravochnik po geohimii* [Geochemistry Handbook]. Moscow, Nedra Publ., 476 p. (In Russian).

Wu C.M., Chen H.X. (2015) Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al2SiO5-bearing metapelites. *Lithos*, **212-215**, 122-127.

Yudovich Ya.Ye., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) *Geohimiya fosfora* [Phosphorus geochemistry]. Syktyvkar, IG Komi NC UrO RAN, 512 p. (In Russian).

Zaraiskii G.P. (2007) *Yeksperiment v reshenii problem metasomatizma* [An experiment in solving the problems of metasomatism]. Moscow, GEOS Publ., 136 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Мичурин Сергей Васильевич, канд. геол.-мин. наук, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: s_michurin@mail ru

Султанова Анна Геннадиевна, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: anna_zakharova.ig@mail ru

Казбулатова Гульфия Мавлетовна, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, E-mail: kazbulatova@mail ru

Шарипова Айсылу Азатовна, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: aysyluazatovna@mail.ru

Савельев Дмитрий Евгеньевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г.Уфа, E-mail: savl71@mail ru

Горожанин Валерий Михайлович, канд. геол.-мин. наук, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru
Карамова Алсу Мусаевна, кандидат техн. наук, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН); доцент, Башкирский государственный университет, г. Уфа. E-mail: alsu.2013@bk.ru
Войкина Залия Азатовна, Институт Геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru

About the authors:
Michurin Sergey Vasilyevich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: s_michurin@mail ru
Sultanova Anna Gennadievna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: anna_zakharova.ig@mail ru
Kazbulatova Gulfiya Mavletovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: kazbulatova@mail ru
Sharipova Aisylu Azatovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: aysyluazatovna@mail ru
Saveliev Dmitry Evgenievich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: savl71@mail ru
Gorozhanin Valery Michailovich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Gorozhanin@ufaras ru
Karamova Alsu Musaevna, candidate of technical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS); Associate Professor, Bashkir State University, Ufa. E-mail: alsu.2013@bk.ru
Voikina Zaliya Azatovna, junior researcher, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru

УДК 553.9+553.21 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-2

МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: kovalev@ufaras.ru

Детальное изучение минералогии пород Шатакского комплекса показало, что все многообразие минеральных ассоциаций, распространенных в пределах комплекса, сформировалось на нескольких этапах становления и преобразования вулканогенно-осадочных отложений.

Показано, что при внедрении магматического расплава в осадочные отложения и/или образовании стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений (тип «слоеного пирога») формируется торий-редкоземельная минерализация, представленная алланитом, торитом, монацитом, ксенотимом и значительным количеством неидентифицированных Th–REE соединений сложного состава. На основе изучения монацитов установлено, что РЗЭ-минерализация в терригенных породах Шатакского комплекса сформировалась в едином процессе. Данный факт подтверждается особым типом изоморфизма между Ca–Th–Ce в структуре монацита, а также отличием «шатакского тренда» от других механизмов образования редкоземельных минералов.

Установлено, что железооксидная и сульфидно-селенидная минерализация, представленная магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, клаусталитом и селенидами железа и меди сформировалась на этапе син- и постмагматического метаморфогенно-гидротермального перераспределения ряда элементов на заключительных стадиях преобразования пород комплекса.

Оценка термобарических параметров образования мусковита из конгломератовых горизонтов кузъелгинской подсвиты свидетельствует, что максимальные температура и давление соответствовали T=~470°C, P=~8 кбар, а минимальные составляли: T=~380°C, P=~3 кбар. Относительно высокие температура и давление, а также пространственная связь мусковита с хлоритоидом позволяют предполагать существование постгенетического метаморфогенного этапа в истории формирования пород Шатакского комплекса. При этом главенствующую роль в преобразовании пород играла стрессовая нагрузка.

Ключевые слова: Шатакский комплекс, редкоземельная минерализация, сульфиды, селениды, железооксидная минерализация, метаморфизм, гидротермальный процесс, термобарические параметры

MINERAL-FORMING PROCESSES IN VOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS OF THE SHATAK COMPLEX (SOUTH URALS)

S.G. Kovalev, S.S. Kovalev

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: kovalev@ufaras.ru

A detailed study of mineralogy of the rocks of Shatak complex showed that all the variety of mineral associations within the complex was formed at several stages of formation and transformation of volcanic-sedimentary deposits.

Для цитирования: *Ковалев С.Г., Ковалев С.С.* Минералообразующие процессы в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 27–46. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-2.

For citation: Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2020) Mineral-forming processes in volcano-sedimentary rocks of the Shatak complex (South Urals). *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 27–46. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-2.

© С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев, 2020

It is shown that during the intrusion of magmatic melt into sedimentary deposits and/or the formation of stratified volcanic-sedimentary deposits (“layered cake” type), thorium-rare earth mineralization is formed, represented by allanite, thorite, monazite, xenotime, and a significant amount of unidentified Th–REE compounds of complex composition. Based on the study of monazites, it has been established that REE mineralization in the terrigenous rocks of the Shatak complex was formed in a single process. This fact is confirmed by a special type of isomorphism between Ca – Th – Ce in the monazite structure, as well as the difference of the “Shatak trend” from the other mechanisms of formation of rare earth minerals.

It has been established that iron oxide and sulfide-selenide mineralization, represented by magnetite, hematite, pyrite, chalcopyrite, bornite, claustalite, and iron and copper selenides, formed at the stage of syn- and postmagmatic metamorphic-hydrothermal redistribution of a number of elements at the final stages of rock transformation rocks of the complex.

The assessment of the thermobaric parameters of muscovite formation from the conglomerate horizons of the Kuz’elga Subformation indicates that the maximum temperature and pressure corresponded to T=~470 °C, P=~8 kbar, and the minimum were: T=~380 °C, P=~3 kbar. The relatively high temperature and pressure, as well as the spatial relationship of muscovite with chloritoid, suggest the existence of a postgenetic metamorphogenic stage in the history of the formation of rocks of the Shatak complex. At the same time, stress loading played a leading role in the transformation of the rocks.

Key words: Shatak complex, rare earth mineralization, sulfides, selenides, iron oxide mineralization, metamorphism, hydrothermal process, thermobaric parameters

Введение

Процессы минералообразования являются ключевыми для различных отраслей геологической науки. В зависимости от задач, стоящих перед исследователем, рассматриваются разнообразные силикатные, оксидные, сульфидные и другие системы. Опубликованная литература по различным аспектам изучения этих систем очень обширна, и не менее обширен круг проблем, остающихся нерешенными. В качестве примера можно привести ситуацию с изучением редкоземельной минерализации. Если РЗЭ-минерализация метаморфогенного типа изучается очень активно [Smith, Barero, 1990; Lanzirotti, Hanson, 1996; Wing et al., 2003; Kohn, Malloy, 2004; Gibson et al., 2004; Репина, 2007; Савко и др., 2010 и многие другие], то количество публикаций, посвященных генезису минералов РЗЭ в магматических породах, довольно ограничено [Gromet, Silver, 1983; Rapp et al., 1986; Brophy, 2008; Chakhmouradian, Zaitsev, 2012; Кулешевич, Дмитриева, 2012], а в магматических породах основного – ультраосновного состава исследования практически отсутствуют [Ковалев и др., 2019].

В последнее время нами был получен новый материал по оксидной, сульфидно-селенидной и редкоземельной минерализации, распространенной в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса [Ковалев и др., 2017а, б, в, 2018]. В данной работе сделана попытка разработки обобщенной модели, в результате реализации которой сформировались эти типы минерализации.

Геологическое строение и метаморфизм пород Шатакского комплекса

Шатакский комплекс представляет собой стратифицированную вулканогенно-осадочную ассоциацию, залегающую в основании среднерифейского разреза Башкирского мегантиклинория (рис. 1) и, совместно с Машакским, Кувашским и Кусинско-Копанским комплексами, является индикаторным для характеристики геодинамического развития территории Южного Урала в среднем рифее. Осадочные породы Шатакского комплекса слагают около 75% его объема и представлены преимущественно грубозернистыми разностями: конгломератами и песчаниками. Алевролиты, алевросланцы и сланцы встречаются относительно редко. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они на 70–80% сложены хорошо окатанными обломками кварцитопесчаников и кварцитов, реже железистых кварцитопесчаников и микрокварцитов. Цемент представлен кварцевым песчанистым материалом и мелкочешуйчатой серицит-хлоритовой массой. Песчаники представлены кварцевыми разностями, на 80–90% состоящими из обломков кварца с хлорит-серицитовым цементом. Алевролиты, алевросланцы и сланцы встречаются в тонком переслаивании друг с другом, реже слагают самостоятельные маломощные горизонты и пачки.

Магматические породы Шатакского комплекса представлены пикритами, базальтами и риолитами. Пикриты образуют пластовую интрузию видимой мощностью около 25–30 м, расположенную в основании машакской свиты на ее непосредственной

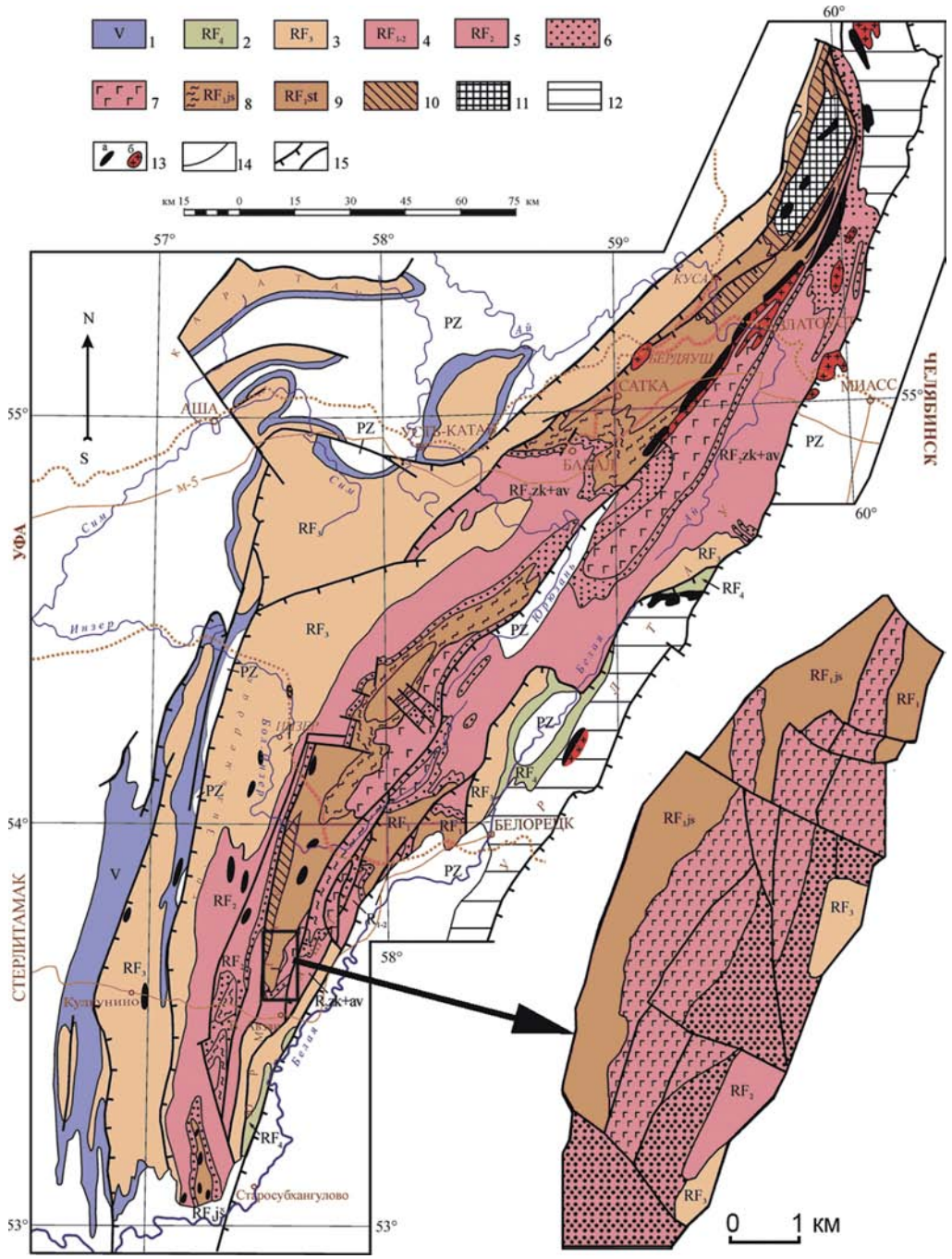

Рис. 1. Геологическая схема Башкирского меганти клинория и Шатакского комплекса

Условные обозначения: PZ — нерасчлененные отложения палеозоя; 1 — венд; 2 — завершающий рифей (аршиний); 3 — верхний рифей; 4 — нижний и средний рифей Маярдакского антиклинория; 5 — нерасчлененные отложения зигазино-комаровской и авзянской свит; 6 — зигальгинская свита (RF_2); 7 — машакская свита (RF_2); 8 — бакальская и юшинская свиты; 9 — саткинская и суранская свиты; 10 — айская и большеинзерская свиты; 11 — метаморфические образования архея–раннего протерозоя Тараташского комплекса; 12 — метаморфические образования Уфалей-Уралтауского меганти клинория; 13 — габбро-долериты (а), граниты (б); 14 — геологические границы; 15 — основные разрывные нарушения.

Fig. 1. Geological scheme of the Bashkir meganticlinorium and the Shatak complex

Legend: PZ — undivided Paleozoic; 1 — Vendian; 2 — the Terminal Riphean (Arshinian); 3 — Upper Riphean; 4 — Lower and Middle Riphean of the Mayardak anticlinorium; 5 — undivided sediments of the Zigazino-Komarovo and Avzyan Formations; 6 — Zigalga Formation (RF_2); 7 — Mashak formation (RF_2); 8 — Bakal and Yusha Formations; 9 — Satka and Suran Formations; 10 — Ai and Bolsheinzer Formations; 11 — metamorphic formations of the Archean–Early Proterozoic Taratash complex; 12 — metamorphic formations of the Ufaley-Uraltau meganticlinorium; 13 — gabbro-dolerites (a), granites (б); 14 — geological boundaries; 15 — the main faults.

границе с подстилающими отложениями юшинской свиты (RF_1). Тело имеет дифференцированное строение, подразделяясь на три зоны: нижнюю эндоконтактовую, центральную и верхнюю эндоконтактовую. Породы верхней эндоконтактовой зоны представлены метадолеритами с микроофитовой и микродолеритовой структурой. Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являлись оливин, клинопироксен, ортопироксен и роговая обманка. Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. В нижнем горизонте преобладают интенсивно измененные пикродолериты. Из первичных минералов по псевдоморфозам устанавливаются клинопироксен и плагиоклаз. Среди вторичных минералов отмечены: амфибол, лейкоксен, хлорит, серпентин, альбит, карбонат, апатит, тальк и серицит.

Метабазальты, максимальное количество которых входит в состав кузъелгинской, казавдинской и каранской подсвит, представляют собой зеленые, зеленовато-серые, средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфировидная структуры. Минеральный состав пород включает в себя клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, титаномагнетит и магнетит. В ассоциацию вторичных минералов входят: амфибол актинолит-тремолитового ряда, хлорит (пеннин-клинохлор), эпидот, серицит, титанит, лейкоксен и гематит. Часто в прикровельных и приподошвенных частях магматических тел наблюдаются обильные миндалины, выполненные кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрявшейся магмы.

Риолиты — светло-серые породы с порфировидной флюидальной и шлирово-такситовой структурой. Основная масса сложена мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. В порфировидных выделениях присутствует кислый плагиоклаз (андезин-олигоклаз). Темноцветные минералы представлены зеленовато-бурым биотитом и хлоритом. В качестве акцессориев встречаются апатит, алланит, монацит, титанит, эпидот.

Кроме того, в пределах комплекса встречаются интрузивные габбро, габбро-долериты, представленные силлами или штокообразными телами с рвущими стратифицированные толщи контактами. Практически все магматические породы претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм. Они окварцованы и серицитизированы.

По эпигенетическим минеральным парагенезисам, петро- и геохимическим особенностям среди пород Шатакского комплекса выделяются производные субщелочного (пропилитизация, скарнирование), кислотно-щелочного (березитизация), щелочного и кремнещелочного (серицитизация, калишпатизация, альбитизация) метасоматоза и кислотного выщелачивания (окварцевание).

Пропилитизация наиболее широко проявлена в магматитах основного состава. В строении ореолов пропилитизации как в самих магматитах, так и во вмещающих их терригенных породах наблюдается вполне определенная зональность.

В центральных частях метабазитов минеральные новообразования представлены альбит-эпидот-актинолит-пренит-хлоритовой ассоциацией, преимущественно в виде псевдоморфных выделений по первичным минералам. Из рудных минералов преобладают магнетит и тонкозернистый титанит в виде реликтов структур распада титаномагнетита.

Процессы преобразования первичного состава породообразующих минералов носят в целом изохимический характер, за исключением поведения калия, характеризующегося высокой дисперсией содержаний, что обусловлено преимущественно его тенденцией к выносу при субщелочном метасоматозе.

В эндо- и экзоконтактовых зонах увеличивается степень метасоматических изменений при преобладающей роли хлоритизации, эпидотизации, амфиболизации, серицитизации, окварцевания и локальном проявлении скарнирования. В отличие от центральных частей эпигенетическая минерализация представлена автоморфными формами выделений вплоть до образования эпидозитов и хлоритовых пропилитов.

Сводную метасоматическую колонку по базальтам можно представить в следующем виде (от внешней зоны к внутренней): метабазальт → эпидотизированный метабазальт → титанит-хлоритовый метасоматит → серицит-хлоритовый метасоматит → рудный метасоматит (серицитизированная порода с вкрапленной магнетит-гематитовой рудой). Анализ химического состава метасоматитов показывает усиление степени щелочно-метасоматической проработки от внешних зон к внутренним с одновременной сменой более сильных оснований более слабыми ($Ca \rightarrow Mg \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$) и выносу за пределы зон кремнезема и натрия. Калий в процессе эпидотизации выносится, при хлоритизации — инертен.

Процессы калиевого метасоматоза (серицитизация) наложены на продукты субщелочного метасоматоза с замещением альбита, хлорита и пренита серицитом, и магнетита гематитом, с образованием в наиболее проработанных участках рудных метасоматитов, содержащих магнетит-гематитовую минерализацию в количестве до 40%.

Пропилитовый парагенезис установлен в конгломератах верхней толщи кузъелгинской подсвиты. Минеральные новообразования представлены эпидот-хлоритовой ассоциацией с магнетитом, который развит в виде идиоморфных кристаллов как в цементе, так и в гальках конгломератов. Наиболее высокие содержания магнетита приурочены к контактовым зонам с подстилающими метабазитами. Кроме магнетита, в локальных участках отмечаются включения халькопирита и борнита (см. ниже).

Метасоматические изменения, близкие по химизму к березитоидным, характерны для терригенных отложений машакской свиты. Отличительной чертой их минерального состава является кварц-серицит-хлоритовый парагенезис, причем хлорит наблюдается в виде прожилковых, струйчатых, шнуровидных выделений, наложенных на более раннюю кварц-мусковитовую ассоциацию. Наблюдается хлоритизация биотита с образованием по нему хлорит-мусковитовых агрегатов. Геохимические особенности проявляются в повышенных концентрациях калия (до 4%) и хрома (до 0.09%) и обусловлены привносом и концентрацией этих элементов при березитизации. Среди рудных минералов в песчанико-конгломератовых толщах преобладают аллотриоморфнозернистые агрегаты гематита, фиксируемые как в цементе, так и в гальках конгломератов.

Кремнещелочной метасоматоз наиболее интенсивно проявлен в кислых породах машакской свиты. Это предположение подкрепляется широким развитием в риолитах процессов серицитизации, калишпатизации, альбитизации и окварцевания.

К продуктам кислотного выщелачивания относятся кварциты, кварцитовидные песчаники, развитые в составе куянтавской, каранской, шакитарской подсвит и зигальгинской свиты на хр. Яракташ, сопровождаемые кварцево-жильной минерализацией.

Характерной особенностью развития кварцитовидных пород является приуроченность к контактовым зонам песчаников и подстилающих метабазитов, наблюдаемых в куянтавской и каранской подсвитах.

Наряду с проявлениями термального метаморфизма относительно широким развитием пользуются также продукты дислокационного динамометаморфизма. К производным данного процесса относятся складчатость, узкие линейные зоны катаклаза, милонитизации, рассланцевания, брекчирования и т.д., приуроченные, как правило, к контактам литологических разностей пород и разрывным нарушениям [Высоцкий и др., 2019].

Среди индикаторных стресс-минералов наиболее широко развит хлоритоид, установленный в двух линейных зонах: на контакте углеродистых сланцев юшинской и грубообломочных отложений машакской свит и в рассланцованных, милонитизированных алевропсаммитовых образованиях куянтавской подсвиты.

В первой зоне новообразования хлоритоида приурочены к горизонту бластомилонитов мощностью 0.2–1 м, представленному тонкозернистым кварц-серицитовым агрегатом с включениями порфиробластов хлоритоида до 15–20%. Присутствие хлоритоида установлено и в цементе вышележащих песчаников и конгломератов.

Более значительно новообразования хлоритоида отмечены в рассланцованных терригенных отложениях куянтавской подсвиты в приводораздельной части хр. Бол. Шатак, где он установлен практически во всех литологических разностях, а также экзоконтактовых зонах, подстилающих пропилитизированные метабазиты казавдинской подсвиты.

Оценки термобарических параметров метаморфизма по мусковиту (T=~380–470°C, P=~3–8 кбар) и хлориту (T=~300–400°C) [Высоцкий и др., 2019] свидетельствуют о многоэтапном метаморфизме пород Шатакского комплекса. С некоторой долей условности можно предположить, что первый этап был обусловлен «автометаморфическими» процессами, которые реализовывались при формировании вулканогенно-осадочных толщ в качестве «единого» комплекса. Второй этап, более поздний, определялся в первую очередь стрессовой нагрузкой, о чем свидетельствуют относительно высокие температура и давление, а также ассоциация мусковита с хлоритоидом.

Методы исследований

Минералы были изучены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром LZ-5 и детекторами вторичных и отраженных электронов

в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик В.А. Котляров).

Определение в образцах концентраций петрогенных оксидов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 («Карл Цейсс», Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 mA). Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас.%), TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O, P_2O_5 и $S_{общ}$ — 0.01%, MgO — 0.2%.

Концентрации редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Переведение проб в раствор осуществлялось или сплавлением с метаборатом лития и растворением сплава в азотной кислоте, или разложением с использованием концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот. Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью P = 0.95 получение результатов анализа с погрешностью, не превышающей значений, приведенных в ОСТ 41-08-214-04 для III категории точности. Анализ подготовленных растворов проводили на приборах «ELAN-6100 DRC» и «Agilent 7700» с использованием компьютерной программы обработки данных «TOTALQUANT», включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов.

Рудная минерализация

Сульфидно-селенидная минерализация. По структурному положению и типу сульфидная минерализация в породах Шатакского комплекса подразделяется на два типа. Первый тип — это рассеянная редковкрапленная сульфидная минерализация, представленная в основном пиритом и располагающаяся в различных типах пород и на разных горизонтах разрезов. И второй тип — вкрапленно-прожилковый, который, как правило, приурочен к контактам различных типов пород, либо границам литологических разновидностей. Нами были детально изучены три интервала (рис. 2), где распространена минерализация второго типа, она более обильна и представлена «нетипичными» ассоциациями.

Первый интервал приурочен к контакту базальтов и подстилающих конгломератов. В конгломератах присутствуют обломки темно-серых алевросланцев размером до 5 см по удлинению слабо окатанной, остроугольной формы, а также обломки кварца и кварцитов различной степени окатанности. Цемент представлен тонкозернистым серицит-хлорит-кварцевым агрегатом с редкими выделениями эпидота. Ассоциация халькопирит+борнит+халькозин развита в зоне мощностью около 0.4 м как в конгломератах, так и в эндоконтакте базальтов.

Решетчатые и простые сростки *халькопирита* и *борнита* образуют ксеноморфную вкрапленность размером до 1 мм (рис. 3а, б, г). Химические составы минералов близки к стехиометрическим.

Халькозин встречается в виде выделений голубого цвета, неправильной формы, размером до 80–100 мкм. В его химическом составе присутствует значительное количество железа.

Галенит встречается в виде изометричных и слабо ограненных выделений размером до 20 мкм, располагающихся по периферии сульфидов меди (см. рис. 3в, г) либо находящихся в них в виде включений. В его химическом составе присутствует селен.

Молибденит встречен в единичном выделении. Минерал представлен сростком листоватых кристаллов (см. рис. 3и). Его состав близок к теоретическому, а в качестве примеси присутствует незначительное количество железа.

Бетехтинит описан на многих месторождениях различного генезиса. В пределах России встречается в колчеданных рудах [Качаловская, Хромова, 1970], Гайском месторождении [Гайский ГОК…, 2004] и медистых песчаниках [Масленникова, Масленников, 2007]. На западном склоне Южного Урала обнаружен впервые [Ковалев и др., 2017а]. Минерал обнаружен в виде включения в халькопирите (см. рис.3з). В его составе установлен недостаток меди и избыток свинца против теоретического.

Гринокит в пределах России описан в фумаролах вулкана Кудрявый [Chaplygin et al., 2007] и колчеданных месторождениях Урала [Масленникова, Масленников, 2007], а также находки минерала известны в Центральном Казахстане, Таджикистане, Шотландии, Боливии, Австрии и США. В Шатакском комплексе минерал был обнаружен в терригенных породах интервала 1 (см. рис. 2), где он приурочен к кварцевым зернам, образуя «россыпь» мелких кристаллов слабоограненной (дипирамидальной) и изометричной формы (см. рис. 3д). В качестве примесей в его составе присутствуют Zn и Se. В верхнем экзоконтакте этого же магматического тела, в мелкогалечных конгломератах (см. рис. 2,

интервал 2), сульфидная минерализация представлена ассоциацией пирит + халькопирит + борнит. Парагенезис халькопирит + борнит практически полностью аналогичен описанному выше как по морфологии, так и по химическому составу минералов. *Пирит* встречается в виде зернистых

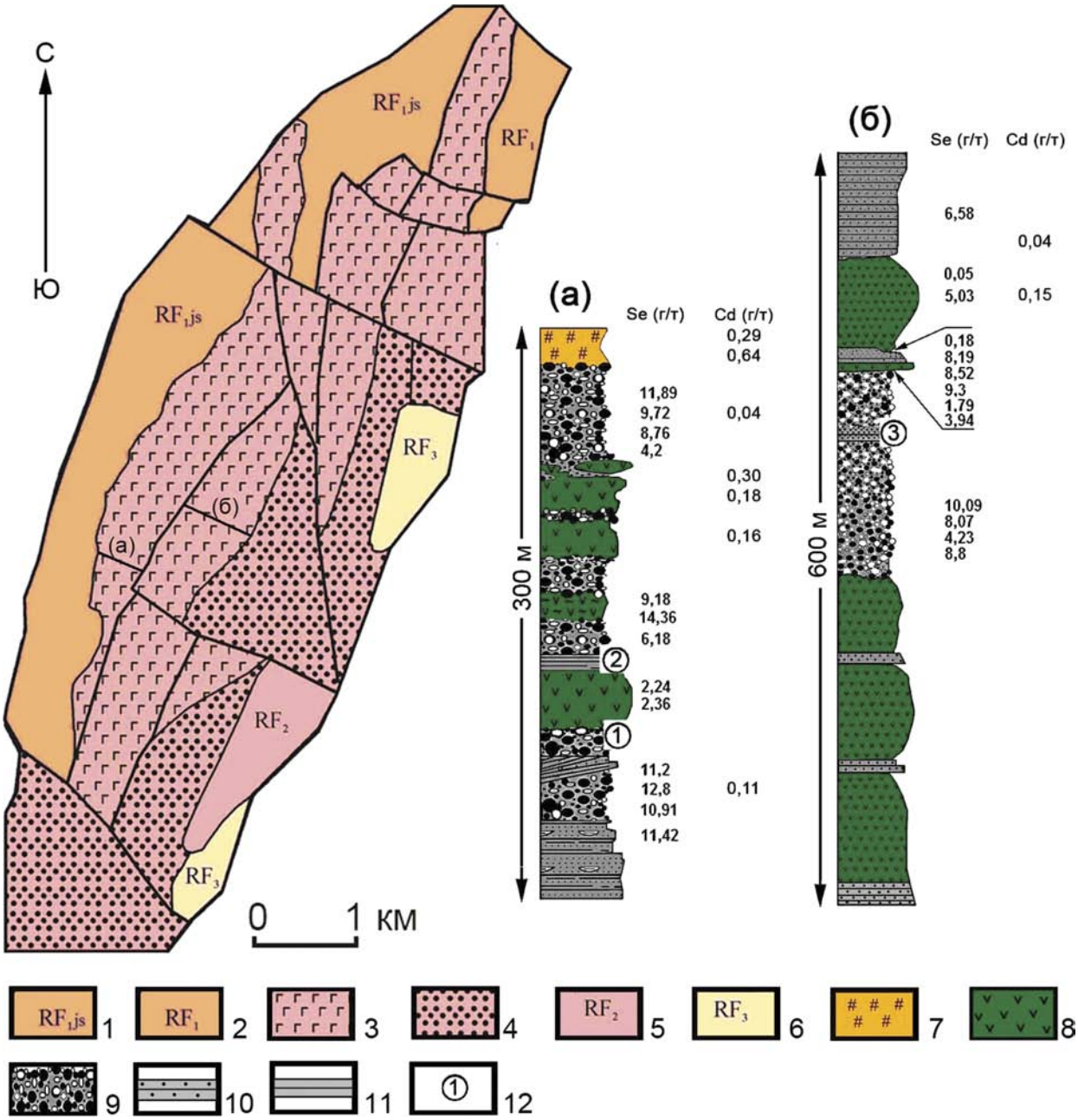

Рис. 2. Геологическая схема Шатакского комплекса и сводные разрезы кузъелгинской (а) и каранской (б) подсвит. По [Ковалев и др., 2017б]

Условные обозначения: 1 — юшинская свита; 2 — машакская свита; 3 — зигальгинская свита; 4 — авзянская свита; 5 — зильмердакская свита; 6 — риолиты; 7 — базальты; 8 — метасоматиты; 9 — конгломераты; 10 — песчаники; 11 — сланцы, алевросланцы; 12 — изученные интервалы.

Fig. 2. Geological scheme of the Shatak complex and summary sections of Kuz'elga (a) and Karan (б) subformation. By [Kovalev et al., 2017b]

Legend: 1 — Yusha Formation; 2 — Mashak Formation; 3 — Zigalga Formation; 4 — Avzyan Formation; 5 — Zilmerdak Formation; 6 — rhyolites; 7 — basalts; 8 — metasomatites; 9 — conglomerates; 10 — sandstones; 11 — shales, silty shales; 12 — studied intervals.

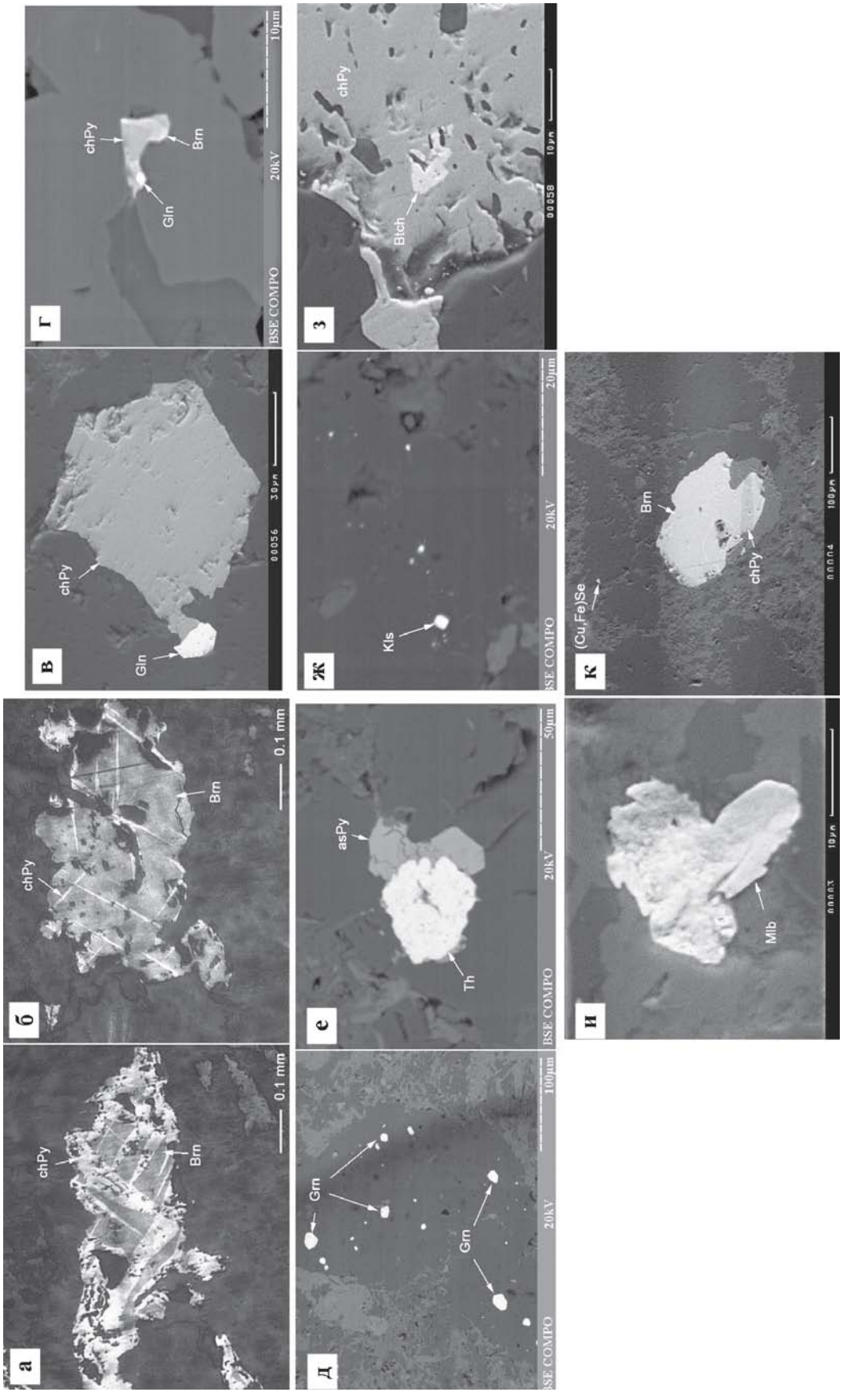

Рис. 3. Микрофотографии минералов из пород Шатакского комплекса

Примечания: chPy — халькопирит, Brn — борнит, Gln — галенит, Grn — гринокит, Th — торит, Kls — клаусталит, Btch — бетехтинит, Mlb — молибденит, (Cu, Fe)Se — селенид железа и меди.

Fig. 3. Micrographs of minerals from the rocks of the Shatak complex

Notes: chPy — chalcopyrite, Brn — bornite, Gln — galena, Grn — greenockite, Th — thorite, Kls — claustalite, Btch — betechinite, Mlb — molybdenite, (Cu, Fe) Se — iron and copper selenide.

агрегатов и отдельных кристаллов кубического или пентагондодекаэдрического (см. рис. 3е) габитуса. В его составе установлен мышьяк.

В породах каранской подсвиты горизонты, обогащенные сульфидными минералами, встречаются довольно часто. Как правило, сульфиды представлены *пиритом*, образующим в терригенных породах ксеноморфные выделения, группирующиеся в обособления изометричной формы. В химическом составе пирита установлены значимые содержания кобальта и селена.

Сульфидно-селенидная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, борнитом, клаусталитом и селенидом железа и меди, установлена в кварцевых песчаниках на границе с конгломератами (см. рис. 2, интервал 3). Песчаники сложены остроугольными, слабоокатанными обломками кварца, микрокварцитов и глинистых сланцев, нацело замещенных тонкочешуйчатым агрегатом серицита. Цемент порового типа представлен тонкочешуйчатым хлорит-серицитовым агрегатом. Наряду с селенсодержащим пиритом здесь установлен парагенезис халькопирит+борнит, образующий вкрапленную минерализацию, аналогичную описанной выше.

Клаусталит встречен в одном случае в кварцевом обломке в виде слабо ограненного кристалла кубического габитуса (см. рис. 3ж). К характерной особенности его химического состава относится присутствие примеси серы.

Селенид железа и меди встречен в единичном случае в виде включения размером около 10 мкм изометричной формы в зерне кварца (см. рис. 3к). В его химическом составе установлена значительная (10.2 мас.%) примесь мышьяка [Ковалев и др., 2017а].

Приведенные выше данные свидетельствуют, что в изученных интервалах присутствует сульфидно-селенидная минерализация, представленная собственными фазами сульфидов и селенидов. Кроме того, в сульфидах часто отмечается примесь Se (пирит, гринокит, галенит), а в селенидах — S (клаусталит). Для объяснения описанной ситуации необходимо рассмотреть геохимическую специализацию вулканогенно-осадочных образований Шатакского комплекса в отношении этих элементов.

Среднее содержание селена в осадочных породах составляет 0.27 г/т, по [Григорьев, 2002], в то время как рассчитанное среднее содержание Se для осадочных пород Шатакского комплекса равно 6.7 г/т (n=26), т.е. количество селена в шатакских терригенных породах превышает среднее содержание этого элемента в осадочных породах в ~25 раз. Для базальтоидов Шатакского комплекса $Se_{сред}$ = 1.1 г/т (n=14), что также в значительной степени (в 10 раз) превышает среднее содержание селена в основных вулканитах — 0.11 г/т, по [Григорьев, 2002].

На рис. 4 изображена серия бинарных диаграмм, на которые нанесены содержания в породах основных минералообразующих элементов. Анализ распределения фигуративных точек позволяет сделать следующие выводы:

- концентрация точек базальтоидов кузъелгинской и каранской подсвит в отчетливые локальные поля на диаграммах Se–Fe и Se–Cu свидетельствует об их первичной обогащенности этими элементами;
- значительный разброс содержаний всех рассматриваемых элементов в терригенных породах комплекса и отсутствие закономерностей в расположении точек на диаграммах, наряду с геологическими факторами (приуроченность сульфидно-селенидной минерализации к контактам осадочных и магматических пород либо к границам литологических разновидностей), свидетельствуют об их метаморфогенно-гидротермальном перераспределении.

По характеру **железооксидной** минерализации среди груботерригенных пород Шатакского комплекса выделяются две разновидности — гематитовые и магнетитовые [Ковалев, Высоцкий, 2006]. В первых *гематит* является наиболее распространенным рудным минералом. Его содержание колеблется от нескольких зерен (гальки конгломератов) до 15–20% (цемент конгломератов). В крупных гальках гематит представлен включениями размером 30–50 мкм, агрегатными скоплениями размером 100–150 мкм и/или прерывистыми цепочками зерен и агрегатов мощностью 5–15 мкм и длиной до 100–150 мкм. С уменьшением размера галек в них увеличивается содержание гематита, но форма выделений остается рассеяно-вкрапленной. Количественно неравномернозернистая вкрапленность гематита изменяется от 2–5% от площади препарата до 20–25%. При этом появляются сплошные рудные массы, сгустки и пятна размером до 1000 мкм. Иногда агрегаты гематита с краев внедряются в зерна кварца, образуя весьма своеобразные скопления сложной формы, а иногда образуют своеобразную «рубашку», которая обволакивает крупные гальки.

Магнетит в этих горизонтах довольно редок, спорадически встречаясь среди кварцевого цемента

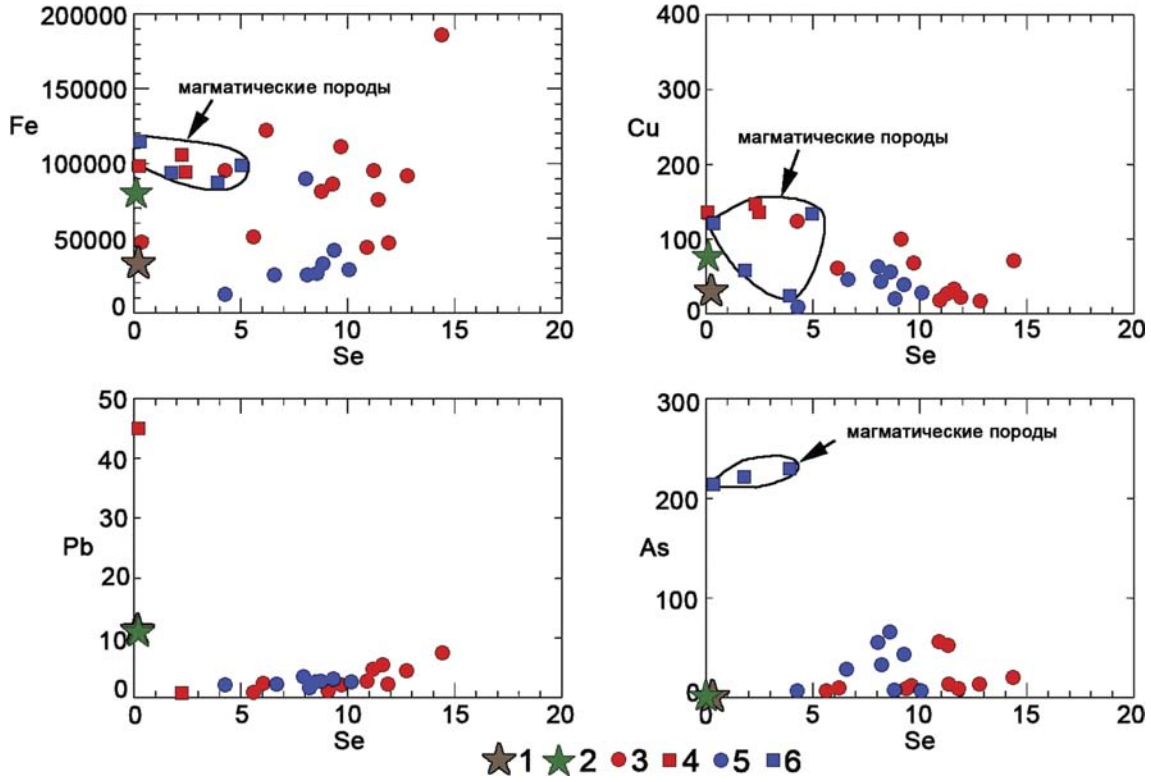

Рис. 4. Бинарные диаграммы (г/т) для пород Шатакского комплекса

Условные обозначения: 1 — средние содержания элементов в осадочных породах; 2 — средние содержания элементов в магматических породах основного состава; 3 — содержания элементов в терригенных породах кузъелгинской подсвиты; 4 — содержания элементов в базальтоидах кузъелгинской подсвиты; 5 — содержания элементов в терригенных породах каранской подсвиты; 6 — содержания элементов в базальтоидах каранской подсвиты. 1, 2 — по [Григорьев, 2002].

Fig. 4. Binary diagrams (ppm) for rocks of the Shatak complex

Legend: 1 — average content of elements in sedimentary rocks; 2 — average contents of elements in igneous rocks of basic composition; 3 — content of elements in terrigenous rocks of the Kuz'elga subformation; 4 — content of elements in basaltoids of the Kuz'elga subformation; 5 — contents of elements in terrigenous rocks of the Karan subformation; 6 — element contents in basaltoids of the Karan subformation. 1, 2 after [Grigoriev, 2002].

в ассоциации с гематитом. Он представлен идиоморфными зернами с хорошо развитыми тремя-шестью гранями размером 30–150 мкм. Замещается магнетит гематитом и гетитом с образованием полных псевдоморфоз. Кроме собственно гематитовой минерализации, встречаются кварц-гематитовые жилы и прожилки мощностью до 20 см, занимающие секущее положение в толщах конгломератов и приуроченные к трещинам скола. В отличие от аллотриоморфнозернистых агрегатов, развитых в породах, в жилах преобладают идиоморфные и субидиоморфные крупночешуйчатые кристаллы гематита.

Во второй разновидности конгломератов магнетит является главным рудным минералом. Он представлен хорошо ограненными кристаллами треугольной, четырехугольной, шестиугольной формы и их разнообразными срастаниями (рис. 5). Кристаллы пористые, замещаются кварцевым цементом в виде вростков и неправильных внедрений. Вкрапленники магнетита неравномерно рассредоточены в цементе. Максимальное их количество достигает 60–65% от площади препаратов. В слабо минерализованных участках цемента размер их не превышает 30–50 мкм, с увеличением количества кристаллов размер отдельных индивидов повышается до 300–500 мкм. Форма зерен также меняется. Мелкозернистые агрегаты неправильной формы в первом случае и кристаллические выделения во втором.

Кроме того, к данному типу минерализации относится Южно-Шатакское проявление магнетита, расположенное в районе г. Катушка в зоне распространения конгломератов каранской подсвиты. Рудопроявление представлено густовкрапленной минерализацией мощностью 2–3 м, приуроченной

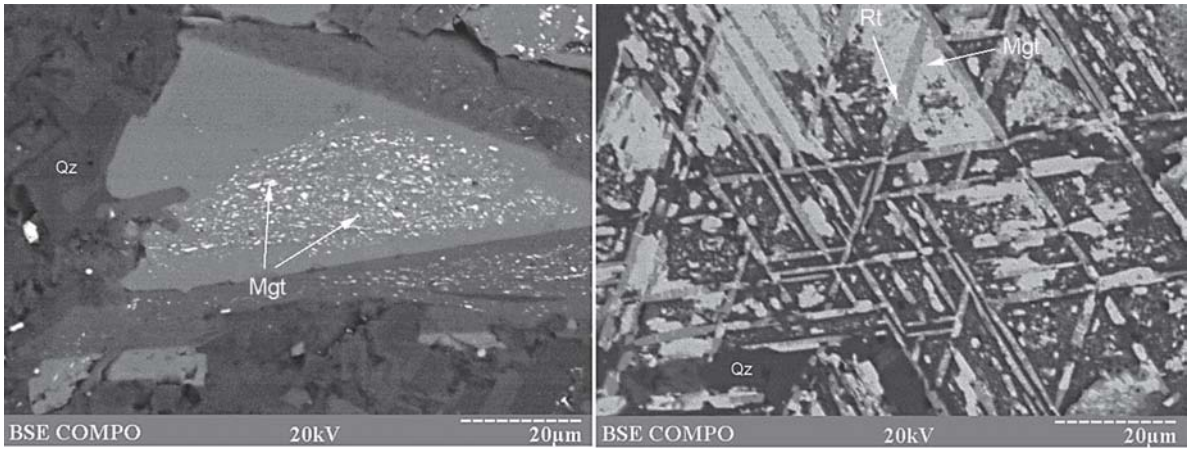

Рис. 5. Микрофотографии магнетита в породах Шатакского комплекса
Fig. 5. Micrographs of magnetite in the rocks of the Shatak complex

к контакту рассланцованных, катаклазированных метабазальтов и мелкогалечных конгломератов. Цемент последних практически нацело замещен магнетитом, который присутствует и в кварцитовых гальках. Среди нерудных минералов преобладают хлорит и кварц. В магнетите отмечаются розетковидные и лучистые выделения минералов группы эпидота.

Третьим типом железооксидной минерализации являются кварц-гематитовые жилы, занимающие секущее положение по отношению к границам между литологическими разновидностями терригенных отложений, а также встречающиеся в магматических породах.

Торий-редкоземельная минерализация в породах Шатакского комплекса представлена алланитом, торитом, монацитом, ксенотимом и значительным количеством неидентифицированных Th-REE соединений сложного состава.

Алланит (*ортит*) встречается в составе цемента в интерстициях кварцевых зерен, где образует выделения неправильной формы, иногда с несколькими хорошо выраженными гранями (рис. 6а). По химическому составу он относится к цериевой разновидности (Ce > La+Nd+Pr), редко встречается алланит с Ce ~ La+Nd+Pr. Минерал зонален, наблюдается обогащение краевых частей редкоземельными элементами (в мас.%: La — край 3.03%, центр 1.33%; Ce — 6.67% и 4.62%; Nd — 2.55% и 2.03%, соответственно), а центральных Al_2O_3 (край 20.18%, центр 22.98%), SiO_2 (37.34% и 39.37%, соответственно) и CaO (15.07% и 17.45%, соответственно).

В горизонте переслаивания песчаников и сланцев каранской подсвиты встречены относительно крупные (до 1 мм по удлинению) ксеноморфные выделения алланита нестехиометричного состава: $(Ca_{0\,71}\,Ce_{0\,22}\,La_{0\,07}\,Pr_{0\,05}\,Nd_{0\,11})_{1\,16}\,(Al_{0\,31}\,Fe_{0\,50}\,Mg_{0\,03})_{0\,84}\,(Si_{1\,98}\,Al_{1\,02})_3\,O_8$; $(Ca_{0\,67}\,Ce_{0\,26}\,La_{0\,07}\,Pr_{0\,04}\,Nd_{0\,11})_{1\,15}\,(Al_{0\,33}\,Fe_{0\,50}\,Mg_{0\,02})_{0\,85}\,(Si_{1\,98}\,Al_{1\,02})_3\,O_8$; $(Ca_{1\,76}\,Ce_{0\,17}\,La_{0\,07}\,Nd_{0\,07}\,Pr_{0\,04})_{2\,11}\,(Al_{2\,07}\,Fe_{0\,78}\,Mg_{0\,04})_{2\,89}\,(Si_{3\,54}\,Al_{0\,46})_4\,O_{14}$, в которых суммарное количество РЗЭ (при Ce>Nd>La > Pr) колеблется от 20.48 мас.% до 33.37 мас.%. Близкие по составу соединения: $(Ca_{1\,31}\,La_{0\,18}\,Ce_{0\,42}\,Nd_{0\,08}\,Pr_{0\,06})_{2\,05}\,(Al_{2\,03}\,Fe_{0\,81}\,Mg_{0\,10}\,Mn_{0\,01})_{2\,95}\,(Si_{3\,70}\,Al_{0\,30})_4\,O_{14}$ и $(Ca_{0\,55}\,Ce_{0\,21}\,La_{0\,10}\,Pr_{0\,03}\,Nd_{0\,06})_{0\,95}\,(Al_{0\,63}\,Fe_{0\,33}\,Mg0.03\,Mn_{0\,01}\,Ti_{0\,05})_{1\,05}(Si_{2\,65}Al_{0\,35})_{3\,O8}$ с суммарным содержанием РЗЭ — 20.01 мас.% и 18.51 мас.% соответственно, были обнаружены и в конгломератах кузъелгинской подсвиты, что свидетельствует об их широком распространении по всему разрезу свиты.

Ксенотим обнаружен в виде цепочечно-прожилковидных обособлений, сложенных сростками ограненных кристаллов либо ксеноморфных выделений, а также в виде каемок на кристаллах циркона (см. рис. 6б, г). «Микропрожилки» располагаются в цементе конгломератов и имеют сложно-ветвящуюся и прерывистую форму. В химическом составе ксенотима, кроме типичных примесных Gd, Dy, Tb, Ho, Yb, установлены Nd и Sm. Кроме того, встречаются как U-Th-содержащие разновидности минерала, так и без U и Th. На сегодняшний день в мировой литературе неизвестны аналогичные прожилковидные выделения ксенотима в терригенных породах.

Монацит встречается в виде единичных неограненных выделений со сглаженными и округлыми поверхностями (см. рис. 6в). Содержания РЗЭ в его химическом составе подвержены значительным

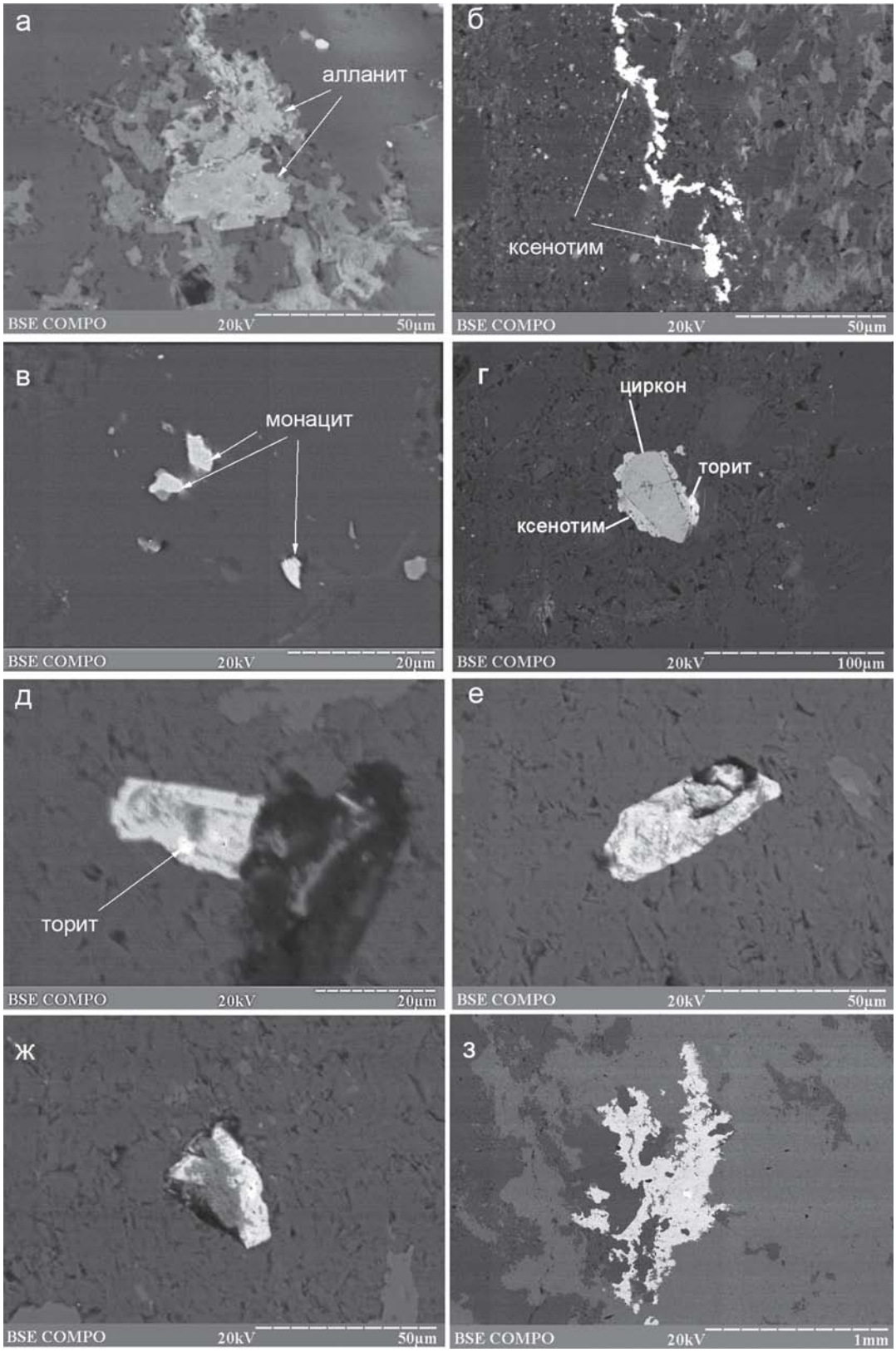

Рис. 6. Микрофотографии торий-редкоземельных минералов из пород Шатакского комплекса. Пояснения в тексте

Fig. 6. Micrographs of thorium-rare earth minerals from rocks of the Shatak complex. Explanations in the text

колебаниям. В частности, установлен монацит с 20.42 мас.% Nd_2O_3 и 12.32 мас.% Sm_2O_3. Все изученные монациты относятся к Th-содержащим разновидностям при варьирующих в широких пределах содержаниях церия (от 13.35 до 35.71 мас.%). На графиках содержаний $CaO-ThO_2-Ce_2O_3-\sum$РЗЭ в монацитах между этими элементами существует четко проявленная прямая корреляционная зависимость (рис. 7), которая позволяет говорить об изоморфизме Ca–Th–Ce в структуре монацитов и предполагать единый механизм их образования.

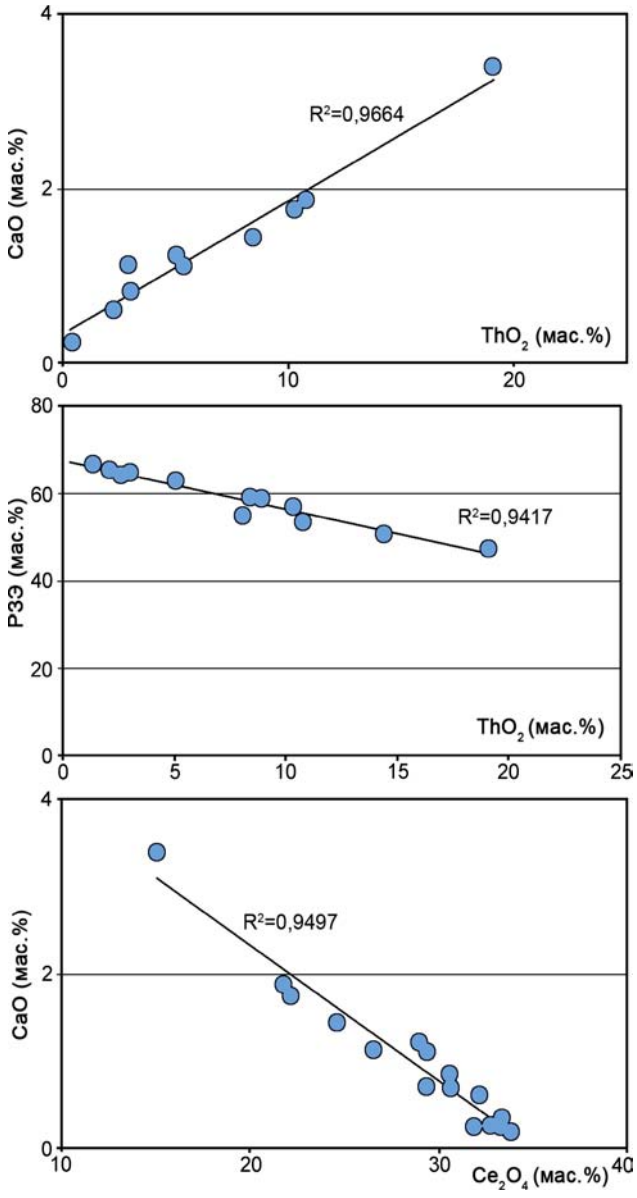

Рис. 7. Графики содержаний $CaO-ThO_2-Ce_2O_3-\sum$РЗЭ в монацитах Шатакского комплекса

Fig. 7. Graphs of $CaO-ThO_2-Ce_2O_3-\sum$REE contents in monazites of the Shatak complex

Кроме того, в изученных породах присутствуют *неидентифицированные фазы* сложного состава. На рис. 6д изображен обломок (?) кристалла призматической формы, состоящий из торита $(Th_{0\,96}\,Ca_{0\,04})_{1\,0}\,(Si_{0\,95}\,Ca_{0\,05})_{1\,0}\,O_4$ и двух неидентифицированных соединений — $(Ce_{0\,86}\,La_{0\,34}\,Ca_{0\,15}\,Pr_{0\,13}\,Nd_{0\,25}\,Sm_{0\,01}\,Si_{0\,21}\,Fe_{0\,05})_{2\,0}\,O_3$ и $(Ca_{1\,27}\,Ce_{0\,85}\,La_{0\,31}\,Nd_{0\,32}\,Pr_{0\,18}\,Th_{0\,01})_{2\,94}\,(Al_{1\,35}\,Fe_{0\,67}\,Mg_{0\,04})_{2\,06}\,(Si_{3\,18}\,Al_{0\,82})_4\,O_{14}$. На рис. 6е также изображен кристалл призматического габитуса, выполненный светлым и темным веществом, первое из которых — $(Ce_{0\,52}\,La_{0\,20}\,Ca_{0\,13}\,Pr_{0\,10}\,Nd_{0\,17}\,Si_{0\,16}\,Fe_{0\,05})_{1\,33}\,O_2$ — представлено церианитом (SiO_2 — 5.41, CaO — 4.05, FeO — 2.1, La_2O_3 — 17.43, Ce_2O_3 — 46.64, Pr_2O_3 — 8.73, Nd_2O_3 — 15.55 мас.%). В темной фазе $(Ca_{1\,02}\,Ce_{0\,94}\,La_{0\,32}\,Nd_{0\,33}\,Pr_{0\,15})_{2\,76}\,(Al_{1\,68}\,Fe_{0\,56})_{2\,24}\,(Si_{2\,76}\,Al_{0\,24})3\,O_{12}\,(OH)$ количество РЗЭ снижается до 43.73 мас.% при содержании Ce_2O_3 = 23.36 мас.%. Практически идентичный по составу сросток (?) кристаллов, в котором в светлой фазе $(Ce_{0\,85}\,La_{0\,33}\,Ca_{0\,17}\,Pr_{0\,15}\,Nd_{0\,25}\,Th_{0\,02}\,Si_{0\,10}\,Al_{0\,05}\,Fe_{0\,08})_2\,O_4$ концентрируются РЗЭ и Th (суммарно РЗЭ — 65.59 мас.%; Th — 1.6 мас.%), а в темной — $(Ca_{1\,67}\,Ce_{0\,19}\,La_{0\,05}\,Nd_{0\,09}\,Pr_{0\,04})_{2\,04}\,(Al_{2\,17}\,Fe_{0\,70}\,Mg_{0\,09})_{2\,96}\,(Si_{3\,57}\,Al_{0\,43})_4\,O_{14}$ количество редкоземельных элементов понижается до 10.94 мас.% при возрастании SiO_2 до 37.67 мас.% и Al_2O_3 до 23.07 мас.%, изображен на рис. 6ж.

Торит обнаружен в выделениях различной формы: от ограненных кристаллов (см. рис. 6г) до ксеноморфных микровключений в других минералах (см. рис. 6д). Для него характерен специфический состав; встречаются практически беспримесные выделения с 80.29 мас.% ThO_2, но более широко распространены минералы с примесями РЗЭ (La, Ce, Pr, Sm, Nd), а также иттрия, фосфора, титана, железа и кальция.

Генетическая природа минералообразующих процессов

Генетическая природа торий-редкоземельной, железоокисной и сульфидно-селенидной минерализации в терригенных породах Шатакского комплекса тесно увязана с историей развития региона и условиями становления комплекса. Согласно современным геодинамическим построениям западный склон Южного Урала, крупнейшей структурой которого является Башкирский мегантиклинорий, в раннем–среднем рифее являлся частью Волго-Уральского сегмента палеоконтинента Балтики [Пучков, 2010]. В это время, вследствие проявления плюмовых процессов, в регионе начинается рифтогенный

процесс активного типа с формированием перикратонного прогиба и внедрением в зоны разломов многочисленных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий (пикриты, пикродолериты, меланократовые габбро-долериты), детальной характеристике которых посвящена довольно обширная литература [Ковалев, 2011; Сазонова и др., 2011; Носова и др., 2012; Ковалев и др., 2017г и другие]. Процессы дифференциации мантийного расплава в промежуточных очагах способствовали образованию магм, различавшихся как по основности (пикриты, долериты, базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам [Ковалев и др., 2018]. Внедрение расплавов в верхние горизонты коры сопровождалось флюидной проработкой осадочного субстрата, реальность существования которой на крыльях срединно-океанических хребтов и, что важно для нашего случая, активизированных континентальных окраинах, доказана прямыми измерениями флюидопроявлений [Авилов, Авилова, 2003].

Кроме того, в породах Шатакского комплекса воздействие флюидов реконструируется по благороднометальной геохимической специализации терригенных пород, переслаивающихся с магматическими образованиями, имеющими аналогичную специализацию [Ковалев, Высоцкий, 2006]. В этих условиях редкоземельные элементы, входящие в состав флюидов, формируют собственные минеральные фазы. На то, что РЗЭ-минерализация в терригенных породах Шатакского комплекса сформировалась в едином процессе, указывают особый тип изоморфизма между Ca–Th–Ce в структуре монацита (см. рис. 7), а также отличие «шатакского тренда» от других механизмов образования монацита, описанных нами ранее [Ковалев и др., 2017в].

Сам процесс перераспределения редкоземельных элементов, а также урана и тория хорошо виден при анализе диаграмм Ce–Y и U–Th (рис. 8). Как следует из приведенного рисунка:

- в процессе дифференциации магматического расплава в направлении от пикритов к риолитам в значительной степени (почти на 2 порядка) увеличивается количество церия (Ce/Y составляет в риолитах — 3.25; базальтах кузъелгинской подсвиты — 1.35; базальтах каранской подсвиты — 0.69; в пикритах — 1.14) (см. рис. 8а). Примечательно, что базальты кузъелгинской подсвиты образуют «соединительное» локальное поле между пикритами и риолитами, в то время как для базальтов каранской подсвиты фиксируется относительное обогащение иттрием (располагаются ниже линии Ce:Y = 1:1), что еще раз подчеркивает относительную «обедненность» базальтов каранской подсвиты легкой группой РЗЭ, описанную ранее [Ковалев и др., 2013];
- по количеству урана и тория все разновидности магматических пород Шатакского комплекса образуют единый тренд, направленный на увеличение U и Th от пикритов к риолитам (см. рис. 8б) при четко выраженной ториевой специализации (располагаются ниже линии U:Th = 1:1, а U/Th составляет в риолитах — 0.21; базальтах кузъелгинской подсвиты — 0.24; базальтах каранской подсвиты — 0.26; в пикритах — 0.26), при этом количество урана и тория в риолитах по сравнению с пикритами возрастает на 1.5–2 порядка.

Специфика распределения характеризуемых элементов в магматических породах обуславливает наблюдаемые их концентрации в терригенных отложениях. Как видно из диаграмм (см. рис. 8в, г), все разновидности пород обогащены церием (среднее Ce/Y в конгломератах кузъелгинской подсвиты составляет 4.28; конгломератах каранской подсвиты — 4.66; в песчаниках — 8.21). Распределение урана и тория в осадочных отложениях Шатакского комплекса несколько сложнее. При общей ториевой специализации пород (среднее U/Th в конгломератах кузъелгинской подсвиты составляет 0.76; конгломератах каранской подсвиты — 0.59; песчаниках — 0.27) наблюдаются значительные вариации содержаний U и Th в кузъелгинских конгломератах, что, на наш взгляд, обусловлено автометаморфическими процессами.

Особенно наглядно влияние магматизма на осадочные породы видно на совмещенных диаграммах (рис. 9), на которых поля пород перекрываются, либо же поле осадочных пород располагается внутри поля, характеризующего магматические образования.

Таким образом, анализ распределения Ce, Y, U и Th в магматических и осадочных породах Шатакского комплекса свидетельствует о том, что РЗЭ геохимическая специализация терригенных отложений образовалась при непосредственном воздействии магматизма на породы рамы.

Дальнейшая деятельность син- и постмагматической гидротермальной системы, сформировавшейся в породах Шатакского комплекса, определялась степенью подвижности различных элементов и выразилась в наличии разных типов минерализации (железоокисной, сульфидно-селенидной и др.), охарактеризованных выше. В частности, в растворах, отделявшихся от магматических очагов и характеризующихся повышенной щелочностью

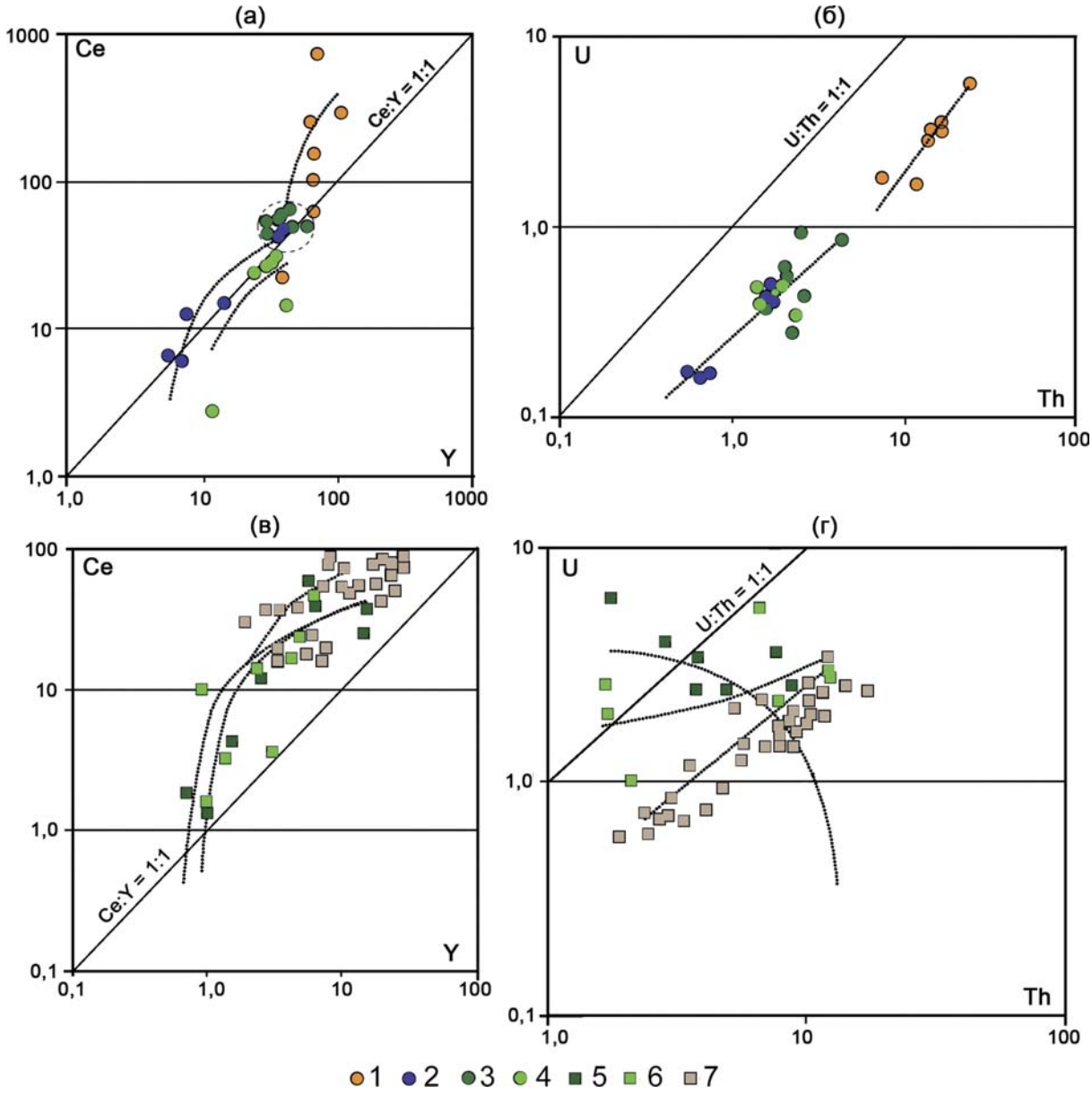

Рис. 8. Диаграммы Ce–Y и U–Th (г/т) для магматических (а, б) и осадочных (в, г) пород Шатакского комплекса

Условные обозначения: 1 — риолиты; 2 — пикриты; 3 — базальты кузъелгинской подсвиты; 4 — базальты каранской подсвиты; 5 — конгломераты кузъелгинской подсвиты; 6 — конгломераты каранской подсвиты; 7 — песчаники нерасчлененные.

Fig. 8. Diagrams Ce–Y and U–Th (ppm) for magmatic (а, б) and sedimentary (в, г) rocks of the Shatak complex

Legend: 1 — rhyolites; 2 — picrites; 3 — basalts of the kuz'elga subformation; 4 — basalts of the karasian subformation; 5 — conglomerates of the kuz'elga subformation; 6 — conglomerates of the karan subformation; 7 — undivided sandstones.

и низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала, железо присутствовало, вероятнее всего, в виде карбонильных или цианидных комплексов. При достижения зоны, в которой в силу снижения давления и температуры, роста Eh и кислотности нарушились условия равновесия, произошло разложение комплексов железа, что выразилось в активном осаждении из постмагматических растворов магнетита.

По данным А.Ф. Коробейникова и Н.Н. Перцева [1998], а также Е.В. Плющева с соавторами [Плющев, Шатов, 1985], магнетит и гематит являются минералами-концентраторами благородных металлов в скарновом гидротермальном процессе,

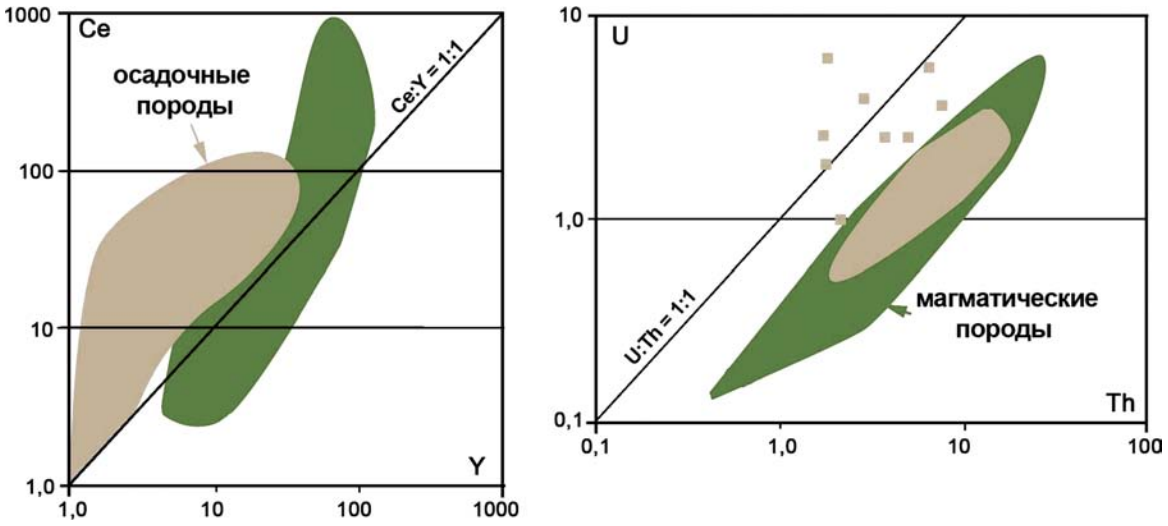

Рис. 9. Диаграммы Ce–Y и U–Th для магматических и осадочных пород Шатакского комплекса
Fig. 9. Diagrams Ce–Y and U–Th for magmatic and sedimentary rocks of the Shatak complex

поэтому разложение карбонильных и/или цианидных комплексов приводит к формированию ассоциации окислов железа и благородных металлов, что было отмечено нами ранее [Ковалев и др., 2016].

Дальнейший процесс минералообразования в гидротермальной системе происходил на фоне общего снижения температуры. А.А. Маракушевым и М.И. Безменом [1971] было показано, что возрастание положительной свободной энергии реакций типа $MeO_2 + S_2 = MeS_2 + O_2$ с повышением температуры свидетельствует о все большем смещении равновесия реакций влево, в сторону образования окислов, что соответствует эмпирически выявленной закономерности, согласно которой смена окисного оруденения сульфидным на рудных месторождениях происходит с понижением температуры. Расчеты равновесных соотношений между магнетитом и сульфидами железа в системах с участием ионов HS^- и OH^- позволили установить, что при температурах выше 400 °C магнетит более устойчив, чем сульфиды железа. Снижение температуры ниже 400 °C предопределяет появление вместо магнетита парагенезиса пирита с пирротином [Павлов, 1976]. На данном этапе формируется сульфидная минерализация рассеянного типа, которая присутствует в различных типах терригенных пород и на разных горизонтах разреза Шатакского комплекса.

Следующий этап минералообразования связан с функционированием метаморфогенно-гидротермальной системы, сформировавшейся при региональном метаморфизме. По современным представлениям о геодинамическом развитии региона в «поздневендское» время территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия [Пучков, 2000]. В пределах Шатакского комплекса физико-химические условия минералообразования определялись функционированием гидротермальной системы, которая сформировалась при смене рифтогенного магматизма процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма [Ковалев и др., 2017в].

Оценка термобарических параметров образования мусковита из конгломератовых горизонтов кузъелгинской подсвиты свидетельствует, что максимальные температура и давление соответствовали T = ~470 °C, P = ~8 кбар, а минимальные составляли: T = ~380 °C, P = ~3 кбар. На данном этапе породы комплекса претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации (рис. 10), который выразился в замещении первичных минералов базитов серицит-эпидот-хлоритовой ассоциацией, развитием гнездообразных выделений новообразованного хлорита, зернистых масс эпидота, а также мусковита и хлоритоида в цементе конгломератов и песчаниках. К этой же стадии относятся производные субщелочного (пропилитизация, скарнирование), кислотно-щелочного (березитизация), щелочного и кремнещелочного (серицитизация, калишпатизация, альбитизация) метасоматоза и кислотного выщелачивания (окварцевание), охарактеризованные выше.

В это время формируется сульфидно-селенидная минерализация, приуроченная к контактам осадочных и магматических пород, а также к границам литологических разновидностей. Причем заключительные стадии метаморфизма характеризовались

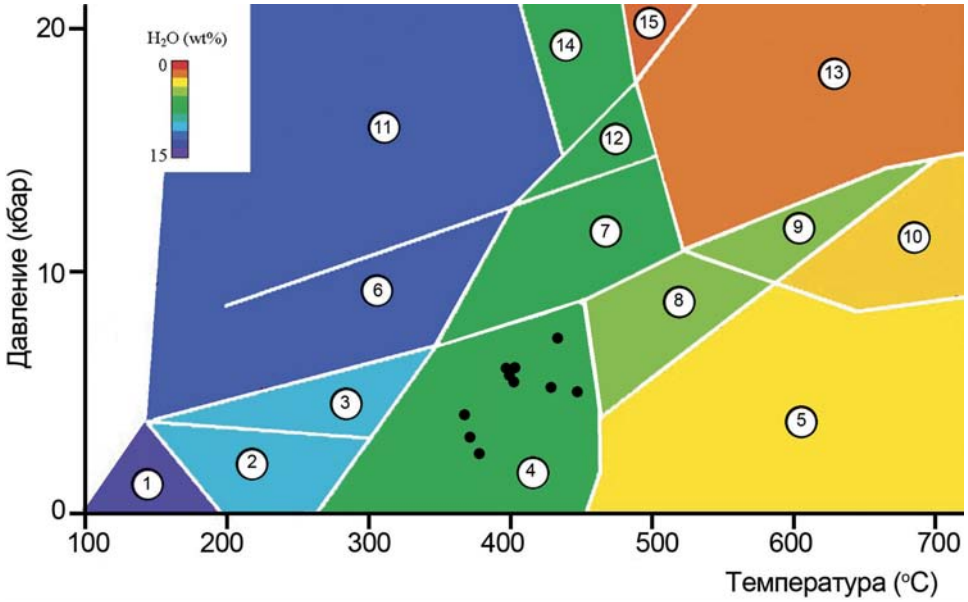

Рис. 10. P–T диаграмма с точками составов мусковитов из пород Шатакского комплекса

Цифры в кружках — фации метаморфизма: 1 — цеолитовая; 2 — пренит-пумпеллиитовая; 3 — пумпеллиит-актинолитовая; 4 — зеленосланцевая; 5 — амфиболитовая; 6 — лавсонит-кианитовая; 7 — эпидот-кианитовая; 8 — эпидот-амфиболитовая; 9 — эпидот-гранат-амфиболитовая; 10 — гранат-амфиболитовая; 11 — жадеит-лавсонит-кианитовая; 12 — жадеит-эпидот-кианитовая; 13 — цоизит-амфиболовых эклогитов; 14 — амфиболовых эклогитов; 15 — коэситовых эклогитов.

Fig. 10. P–T diagram with points of muscovite compositions from rocks of the Shatak complex

Numbers in circles — metamorphic facies: 1 — zeolite; 2 — prehnite-pumpellite; 3 — pumpellite-actinolite; 4 — greenschist; 5 — amphibolite; 6 — lawsonite-kyanite; 7 — epidote-kyanite; 8 — epidote-amphibolite; 9 — epidote-garnet-amphibolite; 10 — amphibolite garnet; 11 — jadeite-lawsonite-kyanite; 12 — jadeite-epidote-kyanite; 13 — zoisite-amphibole eclogites; 14 — amphibole eclogites; 15 — coesite eclogites.

резко окислительными условиями, о чем свидетельствует гематитизация магнетита, развитие кварц-гематитовых жил и появление церианита.

Наряду с проявлениями термального метаморфизма, широко проявился и дислокационный динамометаморфизм, выразившийся в складчатости, формировании узких линейных зон катаклаза, милонитизации, рассланцевании, брекчировании и т. п., что также отражено в наличии определенных минеральных ассоциаций (хлоритоид + мусковит), охарактеризованных ранее [Ковалев и др., 2013].

Выводы

Детальное изучение минералогии пород Шатакского комплекса, приведенное выше, показало, что все многообразие минеральных ассоциаций сформировалось на нескольких этапах становления и преобразования вулканогенно-осадочных отложений комплекса.

1. При внедрении магматического расплава в осадочные отложения и/или образовании стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений (тип «слоеного пирога») формируется торий-редкоземельная минерализация, представленная алланитом, торитом, монацитом, ксенотимом и значительным количеством неидентифицированных Th–REE соединений сложного состава. На основе изучения монацитов показано, что РЗЭ-минерализация в терригенных породах Шатакского комплекса сформировалась в едином процессе. Данный факт подтверждается особым типом изоморфизма между Ca–Th–Ce в структуре монацита, а также отличием «шатакского тренда» от других механизмов образования редкоземельных минералов, описанных ранее [Ковалев и др., 2017в].

2. Установлено, что железоокисная и сульфидно-селенидная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом, борнитом, клаусталитом и селенидами железа и меди, сформировалась на этапе син- и постмагматического метаморфогенно-гидротермального перераспределения ряда элементов на заключительных стадиях преобразования пород Шатакского комплекса.

3. Оценка термобарических параметров образования мусковита из конгломератовых горизонтов

кузъелгинской подсвиты свидетельствует, что максимальные температура и давление соответствовали T=~470°C, P=~8 кбар, а минимальные составляли: T=~380°C, P=~3 кбар. Относительно высокие температура и давление, а также пространственная связь мусковита с хлоритоидом позволяют предполагать существование постгенетического метаморфогенного этапа в истории формирования пород Шатакского комплекса. При этом главенствующую роль в преобразовании пород играла стрессовая нагрузка.

Работа выполнена в рамках Государственного задания, тема № 0252-2017-0012.

Список литературы:

Авилов В.И., Авилова С.Д. Потоки газов в придонной зоне глубоководной части океана // ДАН. 2003. Т. 389, № 4. С. 519–523.

Высоцкий С.И., Ковалев С.Г., Ковалев С.С. К вопросу о метаморфизме пород Шатакского комплекса (Башкирский мегантиклинорий) // Вестник Академии наук РБ. 2019. Т. 30, № 1 (93). С. 69–78.

Гайский ГОК: геология Гайского и Подольского медноцинковых колчеданных месторождений на Урале / *Под ред. В.А. Прокина*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.

Григорьев Н.А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2002. № 1. С. 61–71.

Качаловская В.М., Хромова М.М. О бетехтините, гессите, штромейерите из борнитовых руд месторождения Уруп // Геология рудных месторождений. 1970. № 1. С. 93–97.

Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 415–421. DOI: 10.1134/S0024490206040079.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.

Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Первые данные о содержании и распределении благородных металлов в рифейских магматических комплексах Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2016. Т. 471, № 4. С. 459–464.

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С., Котляров В.А. Сульфидно-селенидная минерализация в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Башкирский мегантиклинорий) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017а. № 7. С. 21–27.

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Пучков В.Н. Первые находки парагенетической Th–РЗЭ-минерализации в докембрийских породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2017б. Т. 476, № 5. С. 547–552.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки РМО. 2017в. Т. 146, № 5. С. 59–80.

Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере западного склона Южного Урала) // ДАН. 2017г. Т. 475, № 2. С. 171–175.

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Модель образования магматических пород Шатакского комплекса // Геологический вестник [Эл. журнал]. 2018. № 2. С. 3–13. DOI: 10.31084/2619-0087/2018-2-1.

Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Редкие Th–Sc-минералы в пикритах Южного Урала и их генетическое значение // ДАН. 2019. Т. 484, № 6. С. 67–70.

Коробейников А.Ф., Перцев Н.Н. Золото, платина и палладий в диабазах Шитового комплекса Косто-Риканской рифтовой зоны в Тихом океане // ДАН. 1998. Т. 359, № 5. С. 663–667.

Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Минералы и источники редкоземельных элементов в Карелии // Учен. зап. Петрозавод. гос. ун-та. Сер.: Естественные и технические науки. 2012. № 4 (125). С. 62–66.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1971. 229 с.

Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург; Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20, № 4. С. 392–428.

Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 300 с.

Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

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

Репина С.А. Монацит как индикатор условий образования кварцевых жил месторождения Желанное (Приполярный Урал) // Записки РМО. 2007. № 4. С. 81–96.

Савко К.А., Кориш Е.Х., Пилюгин С.М., Полякова Т.Н. Фазовые равновесия редкоземельных минералов при метаморфизме углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2010. № 18 (4). С. 402–433.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С. 64–83.

Brophy J.G. A study of rare earth element (REE)–SiO_2 variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes // Contrib Mineral Petrol. 2008. No. 156. P. 337–357.

Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Rare Earth Mineralization in Igneous Rocks: Sources and Processes // Elements. 2012. No. 8(5). P. 347–353.

Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Mokhov A.V., Koporulina E.V., Bernhardt H.J., Bryzgalov I.A. Minerals of the system ZnS–CdS from fumaroles of the Kudriavy volcano, Iturup island, Kuriles, Russia // The Canadian Mineralogist. 2007. Vol. 45. P. 709–722.

Gibson D.H., Carr S.D., Brown R.L., Hamilton M.A. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID–TIMS and SHRIMP geochronology with Y–Th–U X-ray mapping // Chem. Geol. 2004. No. 211. P. 237–260.

Gromet P.L., Silver L.T. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. Vol. 47, Is. 5. P. 925–939.

Kohn M.J., Malloy M.A. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. Vol. 68(1). P. 101–113.

Lanzirotti A., Hanson G.N. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. No. 125. P. 332–340.

Rapp R.P., Ryerson F.J., Miller C.F. Monazite and allanite in the crust: implications to the distribution of the LREEs, Y, U and Th // EOS. 1986. Vol. 67, No. 16. P. 386.

Smith H.A., Barero B. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 105. P. 602–615.

Wing B.A., Ferry J.M, Harrison T.M. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. Vol. 145. P. 228–250.

References:

Avilov V.I., Avilova S.D. (2003) Gas flows in the bottom zone of the deep-water part of the ocean. *Dokl. Akad. Nauk*, **389**(4), 519-523. (In Russian).

Brophy J.G. (2008) A study of rare earth element (REE)-SiO_2 variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes. *Contrib Mineral Petrol*., (156), 337-357.

Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. (2012) Rare Earth Mineralization in Igneous Rocks: Sources and Processes. *Elements*. **8**(5), 347-353.

Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Mokhov A.V., Koporulina E.V., Bernhardt H.J., Bryzgalov I.A. (2007) Minerals of the system ZnS-CdS from fumaroles of the Kudriavy volcano, Iturup island, Kuriles, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **45**, 709-722.

Gibson D.H., Carr S.D., Brown R.L., Hamilton M.A. (2004) Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y-Th-U X-ray mapping. *Chem. Geol*., (211), 237-260.

Grigoriev N.A. (2002) On the clarke content of chemical elements in the upper part of the continental crust. *Lithosphere*, (1), 61-71. (In Russian).

Gromet P.L., Silver L.T. (1983) Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**(5), 925-939.

Kachalovskaya V.M., Khromova M.M. (1970) About betechinite, hessite, stromeyerite from bornite ores of the Urup deposit. *Geologiya rudnyh mestorozhdenii – Geology of ore deposits*, (1), 93-97. (In Russian).

Kohn M.J., Malloy M.A. (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(1), 101-113.

Korobeinikov A.F., Pertsev N.N. (1998) Gold, platinum and palladium in diabases of the Shite complex of the Costa Rican rift zone in the Pacific Ocean. *Dokl. Akad. Nauk*, **359**(5), 663-667. (In Russian).

Kovalev S.G. (2011) New data on the geochemistry of diabase-picrite magmatism on the western slope of the Southern Urals and the conditions of its formation. *Lithosphere*, (2), 68-83. (In Russian).

Kovalev S.G., Vysotsky I.V. (2006) A new type of noble metal mineralization in terrigenous rocks of the Shatak graben (western slope of the Southern Urals). *Lithology and Mineral Resources*, **41**(4), 371-377 (translated from *Litol. i polezn. iskop*., (4), 415-421). Doi: 10.1134 / S0024490206040079.

Kovalev S.G., Vysotsky I.V., Puchkov V.N., Maslov A.V., Gareev E.Z. (2013) *Geokhimicheskaya spetsializatsiya strukturno-veshchestvennykh kompleksov Bashkirskogo megantiklinoriya* [Geochemical specialization of structural-material complexes of the Bashkirian meganticlinorium]. Ufa, DesignPress, 268 p. (In Russian).

Kovalev S.G., Puchkov V.N., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2016) The first data on the content and distribution of noble metals in the Riphean magmatic complexes of the Bashkir meganticlinorium and the eastern margin of the East European platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **471**(4), 459-464. (In Russian).

Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Kovalev S.S., Kotlyarov V.A. (2017a) Sulfide-selenide mineralization in volcanogenic-sedimentary rocks of the Shatak complex (Bashkir meganticlinorium). *Vestnik IG Komi NTS UrO RAN – Bulletin of the IG Komi Science Center Ural Branch of the Russian Academy of Sciences*, (7), 21-27. (In Russian).

Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Puchkov V.N. (2017b) First finds of paragenetic Th-REE mineralization in Precambrian rocks of the Shatak complex (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **476**(5), 547-552. (In Russian).

Kovalev S.G., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2017c) Thorium-rare earth mineralization in Precambrian rocks of the Bashkirian meganticlinorium: species diversity and genesis. *Zapiski RMO – Notes of the Russian Mineralogical Society*, **146**(5), 59-80. (In Russian).

Kovalev S.G., Puchkov V.N., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2017d) Conditions for the formation of igneous rocks during

the plume process (on the example of the western slope of the Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **475**(2), 171-175. (In Russian).

Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2018) Model of formation of igneous rocks of the Shatak complex. *Geologicheskiy vestnik – Geological Bulletin*, (2), 3-13. (In Russian) DOI: 10.31084/2619-0087/2018-2-1.

Kovalev S.G., Puchkov V.N., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2019) Rare Th-Sc minerals in picrites of the South Urals and their genetic significance. *Dokl. Akad. Nauk*, **484**(6), 67-70. (In Russian).

Kuleshevich L.V., Dmitrieva A.V. (2012) Minerals and sources of rare earth elements in Karelia. *Uchenye zapiski Petrozavod. gos. un-ta – Scientific notes of Petrozavodsk State University. Ser.: Natural and technical sciences*, (4), 62-66. (In Russian).

Lanzirotti A., Hanson G.N. (1996) Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (125), 332-340.

Marakushev A.A., Bezmen N.I. (1971) *Termodinamika sul'fidov i okislov v svyazi s problemami rudoobrazovaniya* [Thermodynamics of sulfides and oxides in connection with the problems of ore formation]. Moscow, Nauka Publ., 229 p. (In Russian).

Maslennikova S.P., Maslennikov V.V. (2007) *Sul'fidnye truby paleozoiskikh "chernykh kuril'shchikov" (na primere Urala)* [Sulfide pipes of the Paleozoic "black smokers" (by the example of the Urals)]. Yekaterinburg-Miass, UB RAS Publ., 312 p. (In Russian).

Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic intraplate magmatic province of the Western Urals: the main petrogenetic types of rocks and their origin. *Petrology*, **20**(4), 392-428. (In Russian).

Pavlov A.L. (1976) *Evolyutsiya fiziko-khimicheskikh parametrov gidrotermal'nykh sistem pri rudoobrazovanii* [Evolution of physicochemical parameters of hydrothermal systems during ore formation]. Novosibirsk, Nauka Publ., 300 p. (In Russian).

Plushev E.V., Shatov V.V. (1985) *Geokhimiya i rudonosnost' gidrotermal'no-metasomaticheskikh obrazovanii* [Geochemistry and ore content of hydrothermal-metasomatic formations]. Leningrad, Nedra Publ., 247 p. (In Russian).

Prokin V.A. (ed.) (2004) *Gaiskii GOK: geologiya Gaiskogo i Podol'skogo medno-tsinkovykh kolchedannykh mestorozhdenii na Urale* [Gaiskiy GOK: Geology of Gaiskiy and Podolskiy copper-zinc pyrite deposits in the Urals]. Yekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 148 p. (In Russian).

Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russian).

Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DesignPoligrafService Publ., 280 p. (In Russian).

Rapp R.P., Ryerson F.J., Miller C.F. (1986) Monazite and allanite in the crust: implications to the distribution of the LREEs, Y, U and Th. *EOS*, **67**(16), p. 386.

Repina S.A. (2007) Monazite as an indicator of the conditions for the formation of quartz veins of the Zhelannoye deposit (Subpolar Urals). *Zapiski RMO – Notes of the Russian Mineralogical Society*, (4), 81-96. (In Russian).

Savko K.A., Korish E.Kh., Pilyugin S.M., Polyakova T.N. (2010) Phase equilibria of rare earth minerals during metamorphism of carbonaceous shales of the Tim-Yastrebovskaya structure, Voronezh crystalline massif. *Petrology*, **18**(4), 402-433. (In Russian).

Sazonova L.V., Nosova A.A., Larionova Yu.O., Kargin A.V., Kovalev S.G. (2011) Mesoproterozoic picrites of the eastern margin of the East European Platform and the Bashkirian meganticlinorium: petrogenesis and compositional features of olivine and clinopyroxene. *Litosfera*, (3), 64-83. (In Russian).

Smith H.A., Barero B. (1990) Monazite U_Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 602-615.

Vysotsky S.I., Kovalev S.G., Kovalev S.S. (2019) On the question of metamorphism of rocks of the Shatak complex (Bashkir meganticlinorium). *Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan – Bulletin of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, **30**(1), 69-78.

Wing B.A., Ferry J.M, Harrison T.M. (2003) Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**, 228-250.

Сведения об авторах:

Ковалев Сергей Григорьевич, доктор геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras ru

Ковалев Сергей Сергеевич, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа

About the autror:

Kovalev Sergei Grigor'evich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: kovalev@ufaras ru

Kovalev Sergei Sergeevich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa

УДК 550.384.5 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

К. Н. Данукалов, И. В. Голованова, Р. Ю. Сальманова, Н. П. Парфирьев

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: danukalov@mail.ru

В работе приведены результаты палеомагнитного изучения красноцветных известняков катавской свиты верхнего рифея, а также красноцветных песчаников подстилающих и перекрывающих ее зильмердакской и инзерской свит. Всего изучено более 500 ориентированных образцов из 4 разрезов. Лабораторные исследования выполнены в соответствии с общепринятой в настоящее время методикой, включающей в себя температурную магнитную чистку и компонентный анализ намагниченности. Во всех разрезах удалось выделить биполярную ВТК намагниченности, тесты складки и обращения по которой уверенно положительные. Направления намагниченности в разрезах Толпарово и Карамалы смещены приблизительно на 20° по склонению относительно направлений в разрезах Юрюзань и Галиакберово (а также многих других разрезов, изученных как авторами, так и другими исследователями). Возможно, такой результат связан с тектоническими перемещениями. Наблюдается закономерное смещение среднего направления ВТК намагниченности снизу вверх по разрезам в сторону уменьшения наклонения от низов катавской свиты до низов инзерской свиты, что является достаточно сильным аргументом в пользу первичности намагниченности пород катавской свиты. Доказательство первичности высокотемпературной компоненты (ВТК) намагниченности катавской свиты, считавшейся ранее метахронной, могло бы стать хорошим палеомагнитным репером в неопротерозойской истории Земли и дало бы важную информацию об особенностях поведения геомагнитного поля в позднем докембрии. В целом полученные результаты подтверждают точку зрения В.Э. Павлова и И. Галле о синхронности ВТК намагниченности известняков катавской свиты.

Ключевые слова: палеомагнетизм, высокотемпературная компонента намагниченности, диаграмма Зийдервельда, Южный Урал, верхний рифей, катавская свита

PALEOMAGNETIC STUDY OF RED-COLORED ROCKS OF THE UPPER RIPHEAN IN THE SOUTHERN URALS

K. N. Danukalov, I. V. Golovanova, R. Yu. Sal'manova, N. P. Parfir'ev

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Russia, Ufa, K. Marx street, 16/2, E-mail: danukalov@mail.ru

The paper presents the results of a paleomagnetic study of red-colored limestones of the Upper Riphean Katav Formation, as well as red-colored sandstones from the underlying and overlying Zilmerdak and Inzer Formations. If the primacy of the high-temperature component (HTC) of the Katav Formation magnetization, which was previously considered metachronous, is proved, this could become a good paleomagnetic reference point in the Neoproterozoic history of the Earth and would provide important information on the features of the behavior of the geomagnetic field in the Late Precambrian. In total,

Для цитирования: *Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П.* Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 47–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3.

For citation: Danukalov K.N., Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Parfir'ev N.P. (2020) Paleomagnetic study of red-colored rocks of the Upper Riphean in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 47–54. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-3.

© K.N. Danukalov, I.V. Golovanova, R.Yu. Sal'manova, N.P. Parfir'ev, 2020

more than 500 oriented samples from 4 sections were studied. Laboratory studies were carried out in accordance with the currently generally accepted methodology, including thermal demagnetization and component analysis of the selected directions of magnetization. In all sections, it was possible to identify bipolar HTC of magnetization, the fold and reversal tests for which are confidently positive. The directions of magnetization in the Tolparovo and Karamaly sections are displaced approximately at 20° in declination relative to the directions in the Yuryuzan and Galyakberovo sections (as well as many other sections studied by the authors and other researchers). Perhaps this result is associated with tectonic movements. There is a regular shift in the mean direction of the HTC of magnetization upwards along the sections of Katav and Inzer Formations towards a decrease in inclination, which is a strong enough argument in favor of the primary magnetization of the Katav Formation rocks. In general, the results obtained confirm the point of view of V. Pavlov and I. Galle on the synchronism of Katav Formation limestones magnetization with its sedimentation time.

Key words: paleomagnetism, high temperature component of magnetization, Zijderveld diagram, Southern Urals, Upper Riphean, Katav Formation

Введение

Существует два взгляда на природу высокотемпературной биполярной компоненты намагниченности красноцветов позднерифейской катавской свиты. Начиная с работ Р.А. Комиссаровой и Н.Ф. Данукалова, проводившихся в 60–70-е годы прошлого столетия, принято считать, что эта намагниченность является метахронной [Комиссарова, 1970]. Такая точка зрения основана исключительно на близости направления этой намагниченности к направлению раннекаменноугольно-пермского геомагнитного поля на Южном Урале. В.Э. Павлов и И. Галле в 2009 г., детально изучив разрез катавской свиты в г. Миньяр [Павлов, Галле, 2009], пришли к достаточно аргументированному выводу, что ВТК намагниченности катавских известняков является синхронной породам. Однако, по мнению самих авторов, такая точка зрения требует дополнительного подтверждения.

Высокая вероятность получения достоверного результата при палеомагнитном доизучении известняков катавской свиты обусловлена очень хорошим качеством записи магнитного сигнала в них (в особенности, для таких древних пород), а также наличием в верхней части разреза уникально большого количества смен магнитной полярности. В случае доказательства синхронности образования ВТК намагниченности и катавской свиты эта часть разреза могла бы стать хорошим палеомагнитным репером в неопротерозойской истории Земли, а кроме того, это дало бы важную информацию об особенностях поведения геомагнитного поля в позднем докембрии.

Несмотря на то, что известняки катавской свиты в разное время изучались многими исследователями, систематическое их изучение с применением современной методики проводилось лишь С.В. Шипуновым [Шипунов, 1991, 1993] и В.Э. Павловым с соавторами. Однако С.В. Шипунов считал намагниченность этих известняков все же в первую очередь метахронной и поэтому отбирал относительно небольшое количество образцов с разных разрезов, а В.Э. Павлов подробно изучил только один миньярский разрез (хоть и очень полный).

Геология

Отложения верхнего рифея (каратавия) широко распространены на Южном Урале. Их мощность достигает 5500 м [Козлов и др., 2011]. В состав каратауской серии входят: зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская и укская свиты (рис. 1). Одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала является катавская свита, благодаря особенностям литологического состава и биостратиграфической характеристике. Свита сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты верхнерифейского комплекса, их глинистыми разностями и мергелями, и по особенностям состава и текстурным признакам расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита разделена на две толщи: нижнюю, представленную строматолитовыми известняками, мощностью до 80 м, и верхнюю, сложенную ленточнослоистыми пестроцветными известняками, мощностью от 150 до 200 м. Верхняя подсвита представлена «струйчатыми» известняками и имеет мощность около 50 м. Общая видимая мощность отложений катавской свиты колеблется от 200 до 400 м. К сожалению, возрастные пределы формирования отложений свиты определены недостаточно хорошо. В целом возраст свиты приблизительно оценивается как 800–900 млн лет. Накопление осадков катавской

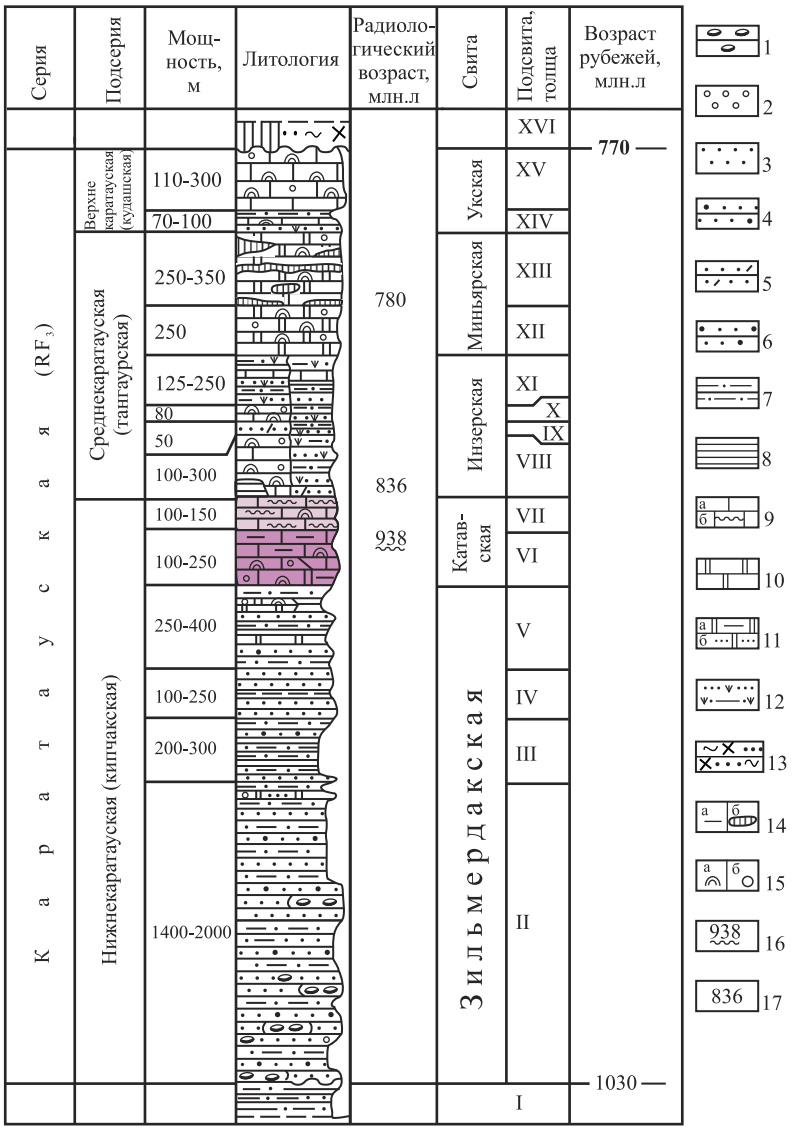

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Южного Урала. По [Пучков и др., 2017]

Условные обозначения: 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3–6 — песчаники (3 — кварцевые, 4 — полевошпат-кварцевые, 5 — полимиктовые, 6 — аркозовые); 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — известняки массивные (а) и струйчатые (б); 10 — доломиты; 11 — доломиты глинистые (а) и песчанистые (б); 12 — песчаники и алевролиты с глауконитом; 13 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 14 — характеристика породы: а — глинистость, б — линзы кремней; 15 — органические остатки: а — строматолиты, б — микрофитолиты; 16–17 — изотопный возраст (млн лет): 16 — глауконита, K-Ar метод; 17 — породы, Rb-Sr метод. *Стратиграфические подразделения:* I — авзянская свита юрматинской серии среднего рифея; II-XV — свиты: II-V — зильмердакская свита, подсвиты: II — бирьянская, III — нугушская, IV — лемезинская, V — бедерышинская; VI, VII — катавская свита, подсвиты: VI — нижняя, VII — верхняя; VIII-XI — инзерская свита, подсвиты: VIII — нижняя (подинзерские слои), IX-XI — верхняя, толщи: IX — нижняя, X — средняя, XI — верхняя; XII-XIII — миньярская свита, подсвиты: XII — нижняя, XIII — верхняя; XIV, XV — укская свита, подсвиты: XIV — нижняя, XV — верхняя; XVI — байнасская свита аршинской серии завершающего рифея.

Fig. 1. Generalized stratigraphic column of the Karatau series of the Upper Riphean of the Southern Urals. According to [Puchkov et al., 2017].

Legend: 1 — conglomerates; 2 — gravelstones; 3–6 — sandstones (3 — quartz, 4 — feldspar-quartz, 5 — polymictic, 6 — arkozic); 7 — siltstones; 8 — shales; 9 — massive limestones (a) and laminar limestones (б); 10 — dolomites; 11 — dolomites clay (a) and sandy (б); 12 — sandstones and siltstones with glauconite; 13 — sericite-chlorite-quartz schists; 14 — Rock characteristic: a —argillaceous, б — lenses of chert; 15 — organic residues: a — stromatolites, b — microphytolites; 16–17 — isotope age (million years): 16 — glauconite, K-Ar method; 17 — rocks, Rb-Sr method. *Stratigraphic subdivisions:* I — Avzyan Formation of the Yurmata Series, Middle Riphean; II-XV — Formations: II-V — Zilmerdak Formation, subformations: II — Biryan, III — Nugush, IV — Lemeza, V — Bederysh; VI, VII — Katav, sub-suite: VI — lower, VII — upper; VIII-XI — Inzer Formation, subformations: VIII — lower (sub-Inzer layers), IX-XI — upper, units: IX — lower, X — medium, XI — upper, XII-XIII — Minyar Formation, subformations: XII — lower, XIII — upper; XIV, XV — Uk Formation, subformations: XIV — lower, XV — upper; XVI — Baynas Formation of the Arsha series of the terminal Riphean.

свиты происходило в мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима.

Методика исследований

С целью уточнения представлений о происхождении ВТК намагниченности катавской свиты нами было проведено дополнительное изучение 4 достаточно удаленных друг от друга фрагментов разреза катавских известняков: в окрестностях д. Толпарово (2 разреза: «Толпарово» и «Карамалы»), д. Галиакберово и г. Юрюзань (рис. 2). В разрезе «Галиакберово» изученная мощность отложений составила 38 м, «Толпарово» — 92 м, «Юрюзань» — 121 м.

Всего было отобрано более 400 образцов известняков катавской свиты и более 100 образцов песчаников ниже- и вышезалегающих зильмердакской и инзерской свит, сгруппированных в общей сложности в 69 сайтов. Образцы были подвергнуты детальной температурной чистке до 700 °С (где это было необходимо). Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина [Enkin, 1994]. Графические построения проведены при помощи программы Ж.-П. Конье [Cogné, 2003].

Результаты и их обсуждение

На диаграммах Зийдервельда (рис. 3) выделяются, как правило, две компоненты намагниченности: низкотемпературная и высокотемпературная. Направление низкотемпературной компоненты близко к направлению современного геомагнитного поля. Носителями ВТК намагниченности являются преимущественно гематит и реже магнетит. В тех случаях, когда намагниченность обусловлена присутствием обоих минералов, «магнетитовая» и «гематитовая» компоненты намагниченности практически совпадают по направлению. Тесты обращения и складки (последний проведен на ранее отобранном разрезе, находящемся вблизи дороги на с. Бианка) дают уверенно положительный результат.

На стереограмме (рис. 4) приведены осредненные по сайтам направления ВТК намагниченности разреза «Галиакберово» в стратиграфической системе координат, которые неплохо иллюстрируют положительный тест обращения и хорошую кучность направлений в сайтах и с северо-восточными, и с юго-западными значениями магнитного склонения.

На графике (рис. 5) приведено сравнение распределений направлений ВТК намагниченности в разрезах «Миньяр» (по В.Э. Павлову), «Юрюзань» и «Гали-

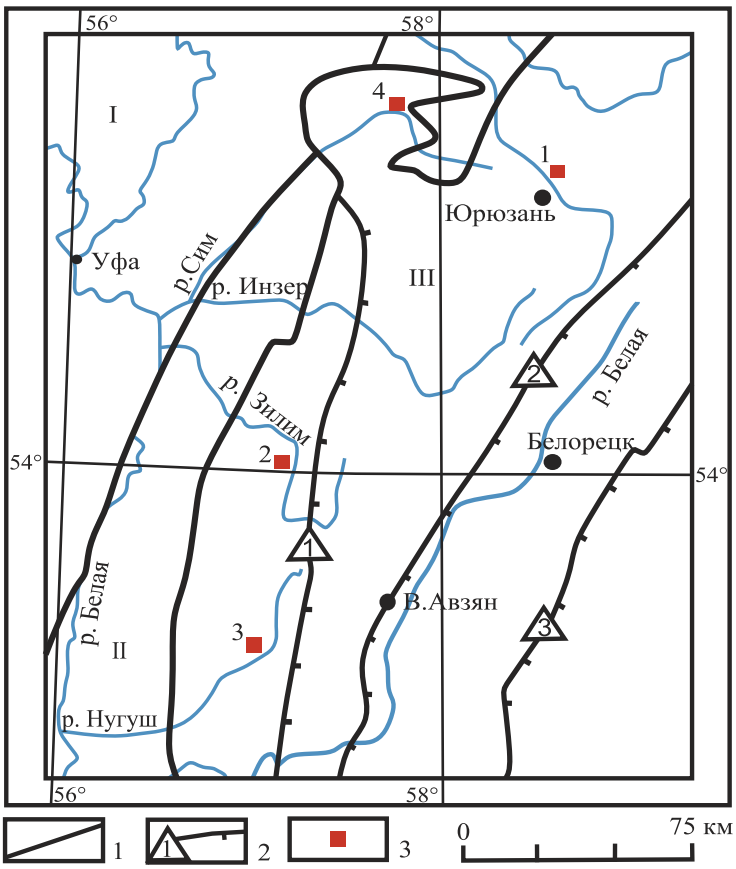

Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория Южного Урала и смежных районов с указанием опробованных разрезов

Условные обозначения: 1 — границы основных структурно-тектонических подразделений: I — Восточно-Европейской платформы, II — Предуральского краевого прогиба, III — Уральской складчатой системы; 2 — главнейшие разломы: 1 — Зильмердакский, 2 — Зюраткульский, 3 — Главный Уральский; 3 — опробованные разрезы: 1 — «Юрюзань», 2 — «Толпарово», 3 — «Галиакберово», 4 — «Миньяр».

Fig. 2. Structural-tectonic scheme of the Bashkir meganticlinorium of the Southern Urals and adjacent areas with indication of the tested sections

Legend: 1 — boundaries of the structural-tectonic divisions: I — East European Platform, II — Preuralian foredeep, III — Uralian foldbelt; 2 — main tectonic faults: 1 — Zilmerdak, 2 — Zuratkul, 3 — Main Uralian; 3 — tested sections: 1 — “Yuryuzan”, 2 — “Tolparovo”, 3 — “Galyakberovo”, 4 — “Minyar”.

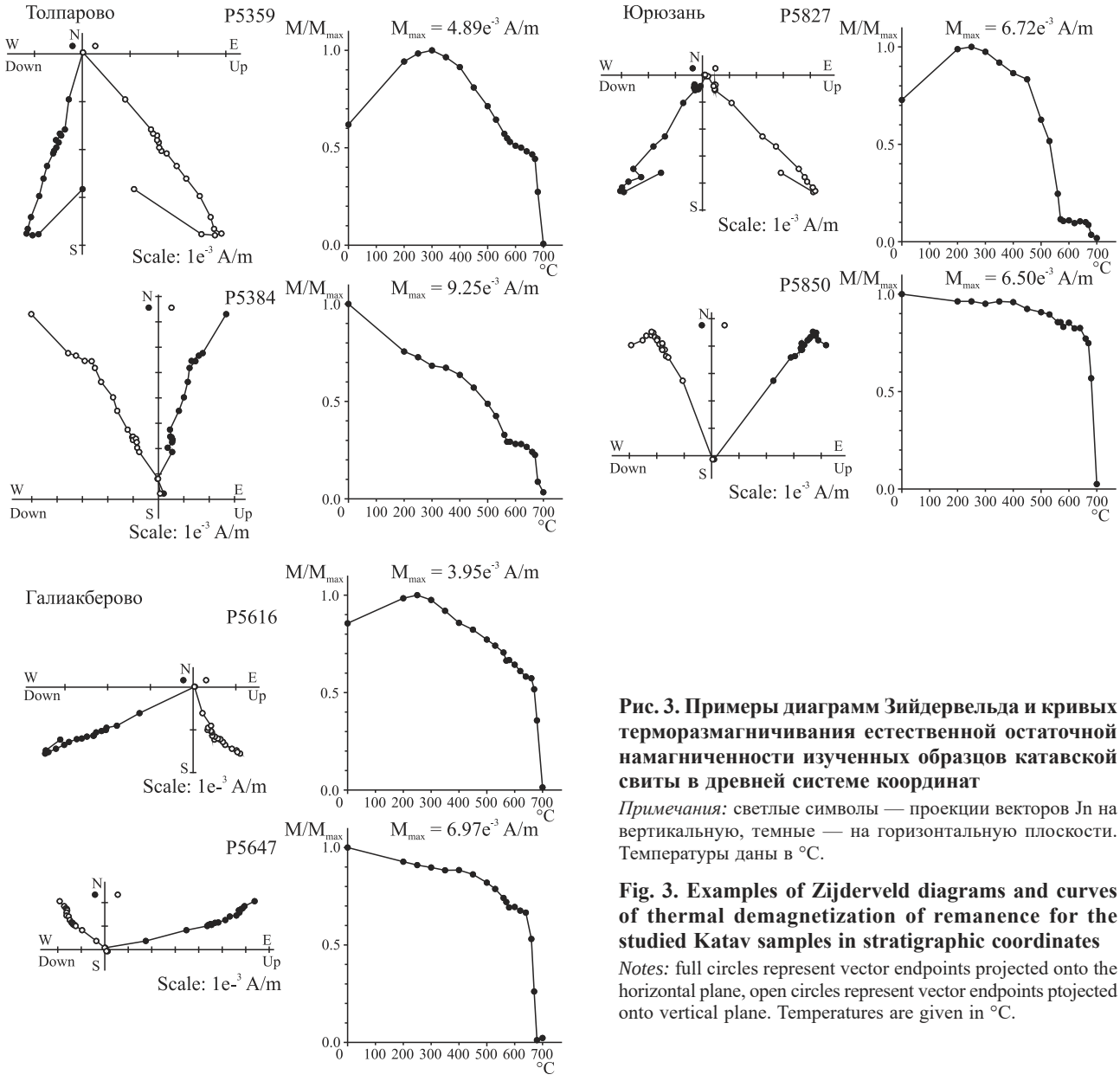

Рис. 3. Примеры диаграмм Зийдервельда и кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности изученных образцов катавской свиты в древней системе координат

Примечания: светлые символы — проекции векторов Jn на вертикальную, темные — на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °С.

Fig. 3. Examples of Zijderveld diagrams and curves of thermal demagnetization of remanence for the studied Katav samples in stratigraphic coordinates

Notes: full circles represent vector endpoints projected onto the horizontal plane, open circles represent vector endpoints ptojected onto vertical plane. Temperatures are given in °C.

акберово» (см. рис. 2) . На наш взгляд, наблюдается неплохая корреляция между значениями направлений во всех трех разрезах.

Осредненные по сайтам направления ВТК для разных разрезов составляют: N = 19, D = 219.9°, I = –33.2°, k = 25.6, α_{95} = 6.8° (Юрюзань); N = 13, D = 224.8°, I = –22.9°, k = 42.1, α_{95} = 6.5° (Галиакберово); N = 14, D = 201.4°, I = –29.5°, k = 41.6, α_{95} = 6.2° (Толпарово); N = 7, D = 193.2°, I = –33.1°, k = 81.1, α_{95} = 6.7° (Карамалы).

На стереограмме (рис. 6) видно, что направления ВТК в разрезах «Толпарово» и «Карамалы» смещены приблизительно на 20° по склонению относительно направлений ВТК в разрезах «Юрюзань» и «Галиакберово» (а также десятка других разрезов, изученных как авторами, так и другими исследователями). Похожие направления по малому количеству образцов получены С.В. Шипуновым в разрезах «Толпарово» и «Карамалы». Возможно, такой результат связан с тектоническими перемещениями (в непосредственной близости находится разлом).

Представляет интерес сравнение направлений ВТК в катавских известняках снизу вверх по разрезу «Юрюзань» (включая верхнюю часть разреза «Галиакберово») и в инзерских песчаниках (разрез «Галиакберово»). Снизу вверх по разрезам наблюдается достаточно закономерное смещение среднего направления в сторону уменьшения наклонения

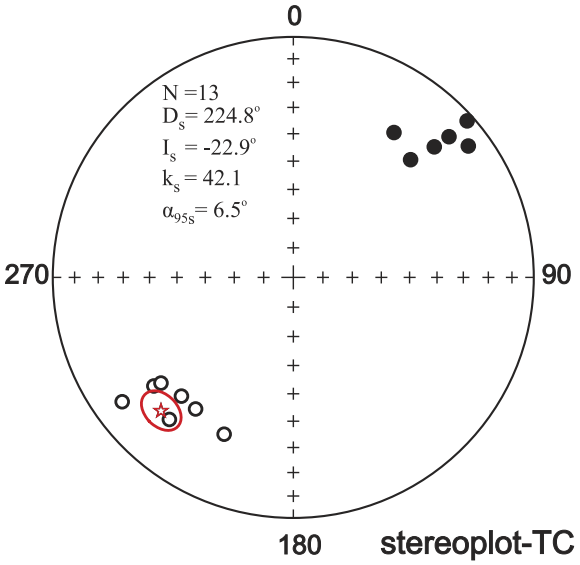

Рис. 4. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности разреза «Галиакберово» в стратиграфической системе координат

Примечания: каждая точка представляет отдельный сайт, красная звездочка с овалом доверия — среднее направление по разрезу.

Fig. 4. Directions of the high-temperature magnetization component of the "Galyakberovo" section in stratigraphic coordinates

Notes: each point represents a separate site, a red star with an oval of confidence — the average direction along the section.

(рис. 7), причем общая величина смещения по наклонению от низов катавской свиты до низов инзерской свиты составляет почти 40°. Кроме того, средние направления ВТК в верхней части разрезов катавской свиты уже не очень похожи на пермско-позднекаменноугольные, а «инзерские» направления просто совсем не похожи. К сожалению, качество палеомагнитной записи в образцах зильмердакской свиты оставляет желать лучшего. Тем не менее среднее направление ВТК в 4 сайтах из 6 изученных, представляющих эту свиту (даже с учетом очень большого овала доверия), значимо отличается от такового для катавской свиты.

Выводы

1. Получены новые достаточно надежные палеомагнитные данные по четырем удаленным друг от друга разрезам катавской свиты, а также ниже- и вышележащих зильмердакской и инзерской свит.

2. По нашему мнению, полученные результаты, особенно закономерный тренд направлений ВТК снизу вверх по разрезу, являются достаточно сильным аргументом в пользу первичности намагниченности пород катавской свиты.

3. Таким образом, результаты нашей работы дополняют и уточняют данные предыдущих иссле-

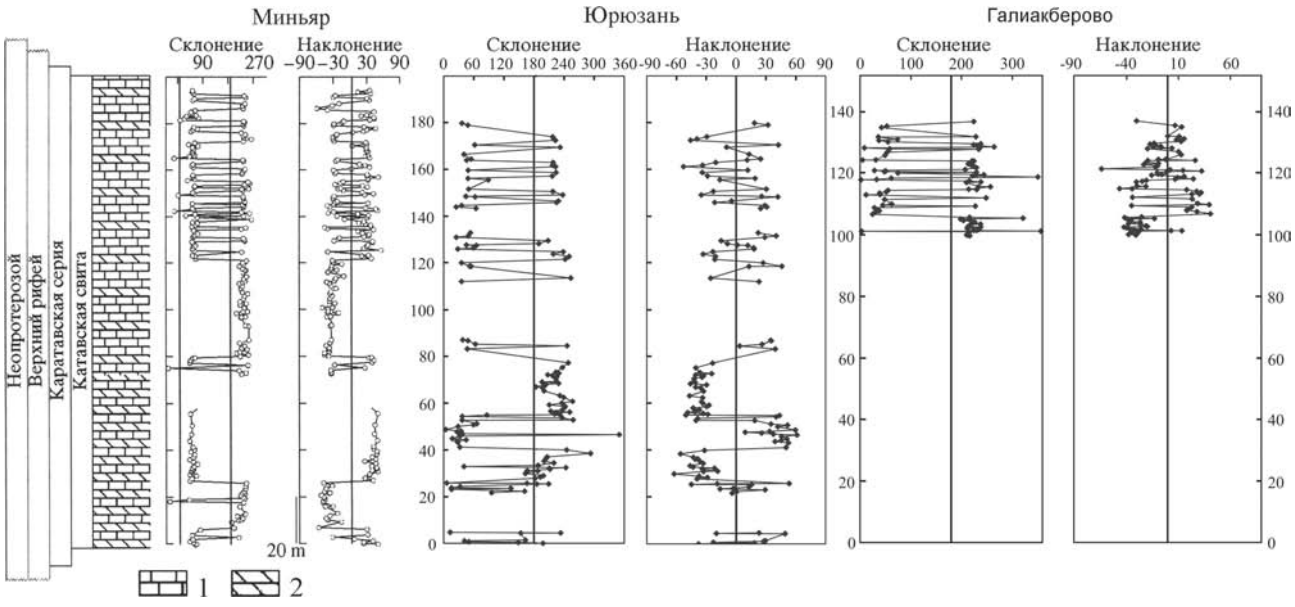

Рис. 5. Сравнение распределений направлений намагниченности в разрезах «Миньяр», «Юрюзань» и «Галиакберово»

Условные обозначения: 1 — известняки, 2 — мергели и глинистые известняки.

Fig. 5. Comparison of distributions of magnetization directions in the "Minyar", "Yuryuzan", and "Galyakberovo" sections

Legend: 1 — limestones, 2 — marls and clayey limestones.

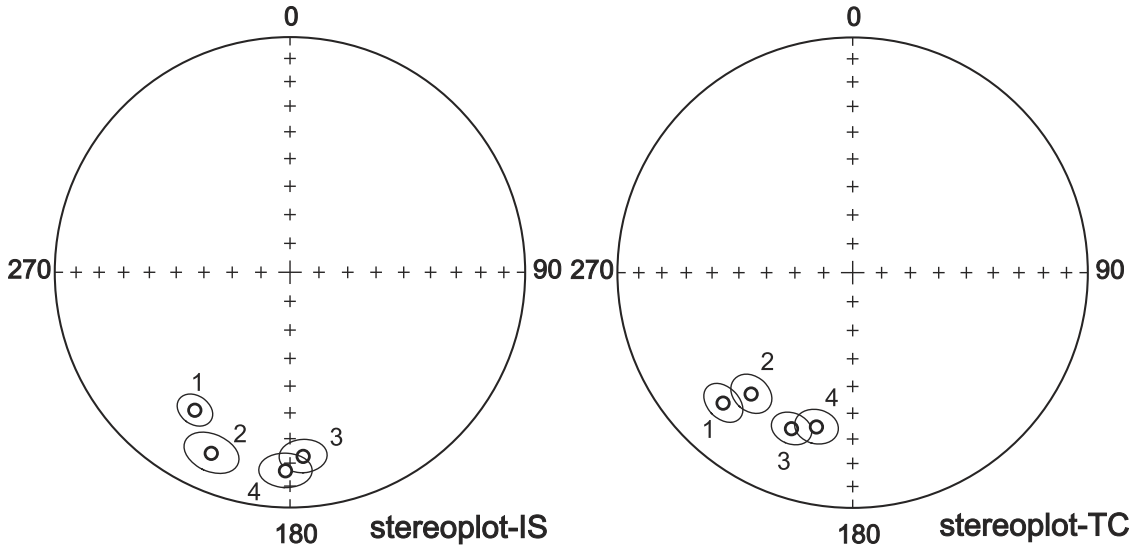

Рис. 6. Средние направления ВТК изученных разрезов катавской свиты в древней системе координат
Примечания: 1 — «Юрюзань», 2 — «Галиакберово», 3 — «Толпарово», 4 — «Карамалы».

Fig. 6. Average directions of high-temperature component (HTC) of the studied Katav sections in stratigraphic coordinates
Notes: 1 — "Yuryuzan", 2 — "Galyakberovo", 3 — "Tolparovo", 4 — "Karamaly".

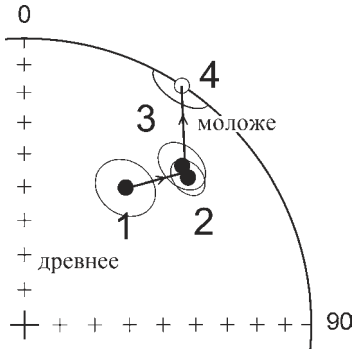

Рис. 7. Закономерное смещение направления ВТК намагниченности снизу вверх по разрезам катавской (1–3) и инзерской (4) свит
Примечания: 1 — разрез «Юрюзань» (нижняя и средняя части), 2 — разрез «Юрюзань» (верхняя часть), 3 — разрез «Галиакберово» (верхняя часть), 4 — разрез «Галиакберово» (инзерская свита).

Fig. 7. Regular displacement of the HTC direction upwards along the sections of the Katav (1–3) and Inzer (4) Formations
Notes: 1 — "Yuryuzan" section (lower and middle parts), 2 — "Yuryuzan" section (upper part), 3 — "Galyakberovo" section (upper part), 4 — "Galyakberovo" section (Inzer Formation).

дований и в целом подтверждают точку зрения В.Э. Павлова и И. Галле о синхронности ВТК намагниченности известняков катавской свиты.

PS. Прошедшим летом мы еще раз, но более подробно (с интервалом 20 см) отобрали разрез катавской свиты в окрестностях г. Юрюзань. Надеемся, что это позволит получить новую интересную информацию о поведении геомагнитного поля в верхнем протерозое.

Благодарности: Авторы признательны Сергеевой Н.Д. за ценные консультации и практическую помощь при проведении полевых работ.

Палеомагнитная часть работы выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-00631, материалы по геологии западной части Южного Урала собраны и обобщены в рамках темы государственного задания № 0246-2019-0087.

Список литературы:

Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезахЮжногоУрала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3–8.

Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания: Дис. … канд. физ.-мат. наук / ИФЗ АН СССР. М., 1970. 140 с.

Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.

Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38–50.

Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 487).

Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, No. 1. article No. 1007. DOI: 10.1029/2001GC000227.

Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

References:

Cogné J.P. (2003) PaleoMac: A MacintoshTM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**(1), article 1007, doi:10.1029/2001GC000227.

Enkin R.I. (1994) A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 16 p.

Komissarova R.A. (1970) *Issledovanie drevnei namagnichennosti nekotorykh osadochnykh porod Yuzhnogo Urala v svyazi s problemoi metakhronnogo peremagnichivaniya. Dis. cand. fiz.-mat. nauk* [Study of the ancient magnetization of some sedimentary rocks of the Southern Urals in connection with the problem of metachronous magnetization reversal. Cand. phys.-mat. sci. dis.]. Moscow, IFZ AN SSSR, 140 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshinian – new stratigraphic unit of Riphean in stratotypic sequences of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik No. 9 IG UNC RAN* [Geological collection No. 9 IG USC RAS] Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 3-8. (In Russian).

Pavlov V.E., Galle I. (2009) Katav limestones: a unique example of remagnetization or an ideal recorder of the Neoproterozoic geomagnetic field? *Fizika Zemli – Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (1), 33-43. (In Russian).

Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2017) Stratigraphic scheme of the Riphean standard of the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (23), 3-26. (In Russian).

Shipunov S.V. (1991) Paleomagnetism Katav Formation, Southern Urals. *Fizika Zemli – Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, (5), 38-50. (In Russian).

Shipunov S.V. (1993) *Osnovy paleomagnitnogo analiza: Teoriya i praktika* [Basics of paleomagnetic analysis: Theory and practice]. Moscow, Nauka Publ., 160 p. (proceedings GIN RAS, Issue 487) (In Russian).

Сведения об авторах:

Данукалов Константин Николаевич, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: danukalov@mail ru

Голованова Инесса Владимировна, доктор физ.-мат. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: golovanova@ufaras.ru

Сальманова Раушания Юрисовна, кандидат физ.-мат. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: vrushana@mail ru

Парфирьев Никита Петрович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ИГ УФИЦ РАН, E-mail: Parfirjev nikita@yandex ru

About the autors:

Danukalov Konstantin Nikolaevich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: danukalov@mail ru

Golovanova Inessa Vladimirovna, doctor of physical and mathematical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: golovanova@ufaras.ru

Sal'manova Raushaniya Yurisovna, candidate of physical and mathematical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: vrushana@mail.ru

Parfir'ev Nikita Petrovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, IG UFRC RAS, E-mail: Parfirjev nikita@yandex ru

УДК 556.3:628.1+553.7 (470.57) DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-4

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ 40 КРАСНОУСОЛЬСКАЯ (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

Н. Д. Сергеева, С. А. Солодова

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: riphey@ufaras.ru

В статье даны литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего докембрия, вскрытых глубокой скважиной 40 Красноусольская в Предуральском прогибе, и стратиграфическое расчленение разреза скважины на основе уточненной Стратиграфической схемы рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. По аналогии с рифей-вендскими образованиями опорных разрезов скважин Волго-Уральской области (ВУО) в скв. 40 Красноусольская в интервале глубин 1710–4100 м выделены приютовская, шиханская и леузинская свиты абдулинской серии верхнего рифея; сергеевская свита нижнего венда и байкибашевская, старопетровская, салиховская и карлинская свиты верхнего венда. Впервые скважиной вскрыта верхняя толща леузинской свиты, дополняющая стратиграфический объем и мощность разреза верхнего рифея ВУО. Полученные материалы имеют особое значение для уточнения геологического строения докембрийских образований этой части Предуральского краевого прогиба.

Ключевые слова: стратиграфия, литология, свита, рифей, венд, скважина, Волго-Уральская область

LITHOLOGICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS AND STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF PRE-PALEOZOIC DEPOSITS IN THE SECTION OF WELL 40 KRASNOUSOLSKAYA (PRE-URALIAN FOREDEEP)

N. D. Sergeeva, S. A. Solodova

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: riphey@ufaras.ru

The article presents the lithological and petrographic characteristics of the Upper Precambrian deposits, penetrated by the deep well 40 Krasnousolskaya in the Pre-Uralian foredeep, and the stratigraphic subdivision of the well section based on the refined Stratigraphic scheme of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Uralian area (VUA). By analogy with the Riphean-Vendian formations of the reference sections of the wells of the Volga-Uralian area in the well 40 Krasnousolskaya at the depth interval 1710–4100 m the Priyutovskaya, Shikhan, and Leuza Formations of the Abdulino series of the Upper Riphean were distinguished; the Sergeevskaya Formation of the Lower Vendian and the Baikibashevo, Staropetrovskaya, Salikhovo, and Karlinskaya Formations of the Upper Vendian. For the first time, the

Для цитирования: *Сергеева Н.Д., Солодова С.А.* Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-4.

For citation: Sergeeva N.D., Solodova S.A. (2020) Lithological and petrographic characteristics and stratigraphic subdivision of pre-Paleozoic deposits in the section of well 40 Krasnousolskaya (Pre-Uralian foredeep). *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-4.

© N.D. Sergeeva, S.A. Solodova, 2020

well penetrated the upper stratum of the Leuza Formation, which supplements the stratigraphic volume and thickness of the upper Riphean section of the VUA. The materials obtained are of particular importance for clarifying the geological structure of the Precambrian formations in this part of the Pre-Uralian foredeep.

Key words: stratigraphy, lithology, Formation, Riphean, Vendian, well, Volga-Uralian area

Введение

Скважина 40 Красноусольская расположена к югу от пос. Красноусольский Гафурийского района РБ (рис. 1). В тектоническом отношении скважина находится в южной части Бельской депрессии Предуральского краевого прогиба на подготовленной к поисковому бурению Сахалинской высокоамплитудной структуре в пределах крупного Красноусольского поднятия. Цель бурения скважины — выявление пластов-коллекторов в разрезе верхнего рифея (приютовская и шиханская свиты) и венда (байкибашевская, старопетровская, салиховская и карлинская свиты). Проектная глубина скважины 3600 м. В разрезе скважины предполагалось, по аналогии со скважинами 5 Шиханская и 6 Ахмеровская, вскрыть отложения верхнего рифея (приютовская и шиханская свиты абдулинской серии) и венда (байкибашевская и старопетровская свиты каировской серии и салиховская и карлинская свиты шкаповской серии).

Принимаемая схема стратиграфии Волго-Уральской области

При интерпретации разреза докембрийских отложений, вскрытых скважиной 40 Красноусольская, используется Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области [2000], но с дополнениями и изменениями, основанными на новых материалах, полученных в последние годы по геологии отложений рифея и венда в пределах Волго-Уральской области (ВУО) и Южного Урала [Козлов и др., 2007; Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010; Сергеева, Пучков, 2016, 2019]. Для лучшего понимания последующего стратиграфического расчленения отложений докембрия в разрезе скважины 40 Красноусольская считаем целесообразным провести сопоставление (табл.) Стратиграфических схем ВУО [2000] и уточненной [Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010, 2011; Сергеева, Пучков, 2016, 2019], где цветом показаны вновь выделенные стратоны рифея и венда. Новые стратиграфические подразделения в абдулинской серии верхнего рифея представлены ***леузинской свитой*** **(RF_3lz)** со стратотипом в скважине 1 Леузинская (см. рис. 1) в интервале глубин 3715–3950 м, где свита представлена доломитами с темно-серыми углеродисто-глинистыми слойками (1–3 мм) и прослоями известняков в основании [Козлов и др., 1999; 2003] и залегает стратиграфически выше известняков шиханской свиты под доломитами нижнего и среднего девона.

В скв. 1 Кипчакская в интервале глубин 3220–3300 м впервые выделены аналоги завершающего (терминального) рифея: ***кипчакская свита*** **(RF_4kp)** [Сергеева и др., 2015]. В составе свиты описаны аргиллиты интенсивно хлоритизированные, алевролиты полимиктовые и базальтовые лавы с характерными миндалекаменными флюидальными текстурами и вариолитовыми реликтовыми структурами. Эти базальтовые лавы с датировкой 734 млн лет, Rb-Sr метод [Горожанин, 2009] выделены в кипчакский вулканогенный комплекс [Сергеева и др., 2015], который по времени формирования близок к игонинским метабазальтам аршиния (Тирлянская синклиналь, Южный Урал). Мощность базальтов в скважине 1 Кипчакская 30 м, а неполная мощность кипчакской свиты и завершающего рифея 80 м.

Отложения нижнего венда в составе ***сергеевской свиты*** **(V_1sv)** выделены в разрезе скважин 800 Сергеевская (интервал глубин 2880–2950 м) и 740 Шкаповская (интервал глубин 2980–3525 м) [Козлов и др., 2004]. Одним из критериев отнесения сергеевской свиты к нижнему венду [Козлов и др., 2004] было наличие доредкинской микробиоты в аргиллитах свиты в скв. 800 Сергеевская [Янкаускас, 1980, 1982].

Литолого-петрографическая характеристика додевонских отложений, вскрытых в скважине 40 Красноусольская

В 2019 г. скважина была закончена бурением на глубине 4100 м. В разрезе скважины под песчаниками эмсского яруса нижнего девона вскрытые в интервале глубин 1710–4100 м отложения имеют следующие особенности строения и литологического состава (рис. 2).

RF_3pr 1. Интервал глубин 4092–4100 м (к — 8 м). Здесь (снизу) вскрыты:

1.1. Алевролиты мелкозернистые, глинисто-кварцевые, темно-вишневые, плотные, крепкие, с тонкими (мм) темно-вишнево-красными глинистыми слойками, доломитизированные. В алевролитах отмечаются светло-серые тонкие (1–3 мм) слойки, обогащенные кварцевым материалом, и прослои (от 3 до 15 см) серого доломитизированного алевролита с зеленовато-серыми (мм) слойками аргиллита. Слоистость в алевролитах

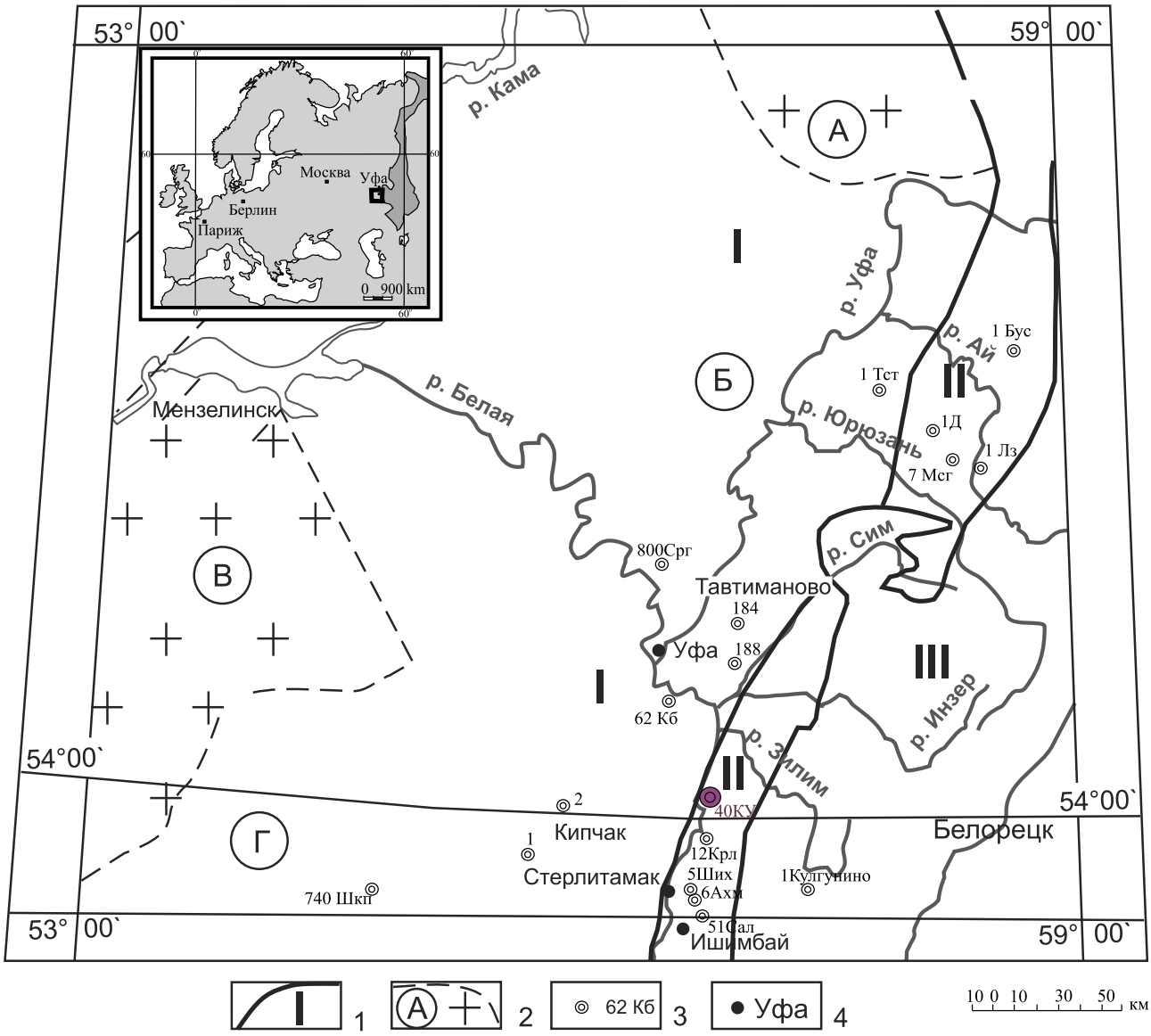

Рис. 1. Схема основных структур Волго-Уральской области и расположение скважин

Условные обозначения: 1 — границы структур первого порядка: I — восточная окраина Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская область, авлакогены: Б — Камско-Бельский, Г — Серноводско-Абдулинский), II — Предуральский краевой прогиб, III — Уральская складчатая система, 2 — выступы пород кристаллического фундамента, своды: А — Красноуфимский, В — Татарский; 3 — местоположение скважины, ее номер и название разведочной площади; 4 — населенные пункты. *Названия разведочных площадей:* Ахм — Ахмеровская, Бус — Большеустьикинская, Д — Дуванская, Кб — Кабаковская, Кар — Карлинская, КУ — Красноусольская, Лз — Леузинская, Мсг — Месягутовская, Сал — Салиховская, Срг — Сергеевская, Тст — Тастубская, Ших — Шиханская, Шкп — Шкаповская.

Fig. 1. The schematic map of the main structures of the Volgo-Uralian area, with location of boreholes

Legend: 1 — boundaries of the first order structures: I — the eastern margin of the East European platform (Volgo-Uralian area, aulacogens: Б — Kama-Belsk, Г — Sernovodsk-Abdulino), II — Preuralian foredeep, III — Uralian foldbelt; 2 — uplifts of the crystalline basement, arcs: A — Krasnoufimsk, B — Tatarian; 3 — location of a borehole, its number, and name of the prospecting area; 4 — towns. *The names of prospecting areas:* Ахм — Akhmerovo, Бус — Bol'sheustikinsk, Д — Duvan, Кб — Kabakovo, Кар — Karlinskaya, КУ — Krasnousol'skaya, Лз — Leuza, Мсг — Mesyagutovo, Сал — Salikhovo, Срг — Sergeevskaya, Тст — Tastubskaya, Ших — Shikhan, Шкп — Shkapovo.

Таблица. Сопоставление Стратиграфических схем верхнего рифея и венда Волго-Уральской области [2000] и уточненной схемы[Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010, 2011; Сергеева, Пучков, 2016, 2019]

Table. Comparison of the Stratigraphic schemes of the Upper Riphean and Vendian of the Volga-Uralian area [2000] and a refined scheme [Kozlov, 2009; Kozlov, Sergeeva, 2010, 2011; Sergeeva, Puchkov, 2016, 2019]

Стратиграфическая схема... [2000]						Козлов [2009]; Козлов, Сергеева [2010, 2011]; Сергеева, Пучков [2015, 2019]				
Эонотема	Эратема	Система, отдел	Серия	Подсерия	Свита	Свита	Подсерия	Серия	Система, отдел	Эратема
Перекрывающие					Палеозойские					
		Вендская	Шкаповская		Карлинская	Карлинская	Шкаповская		V_2	
					Салиховская	Салиховская				
			Каировская		Старопетровская	Старопетровская	Каировская			
					Байкибашевская	Байкибашевская			V_1	
Рифейская	Верхняя (RF_3)		Абдулинская			Сергеевская				RF_4
						Кипчакская				
						Леузинская		Абдулинская		RF_3
					Шиханская	Шиханская				
					Приютовская	Приютовская				
					Леонидовская	Леонидовская				
	1		2		Усинская	Усинская		2		RF_2
					Ольховская	Ольховская				

Примечания: 1 — Средняя (RF_2), 2 — Серафимовская.

Notes: 1 — Middle (RF_2), 2 — Serafimovskaya.

обусловлена тонкими нитевидными не выдержанными по простиранию слойками. В интервале глубин 4097.75–4098.5 м отмечается алевролито-глинистая порода (аргиллиты?) темно-вишневого цвета, в которой содержатся обломки алевролита зеленовато-серого (от 0.5×0.5 до 1×5 см), а по слоистости отмечаются пластинки (0.5×0.5–×2 см) темно-вишневых аргиллитов различной формы (от изометричной до угловатой неправильной). Мощность 2.75 м.

1.2. Неравномерное чередование алевролитов темно-вишневых и серых, с прослоями (от 0.5 см до 15–20 см) зеленых и бурых глинистых алевролитов. Темно-вишневые алевролиты кварцевые, глинистые, доломитизированные, плотные, крепкие, массивные. Серые алевролиты светлые, с тонкими (около 7 мм) слойками, часто не выдержанными по простиранию, зеленовато-голубовато-серых доломитизированных разностей. Бурые алевролиты кварцевые, глинистые, тонкослоистые за счет нитевидных слойков серого цвета, обогащенных кварцем, участками отмечаются неправильной формы включения серого алевролита. Толщина слоев — от 1 мм до 6 см. Текстура слоистая (горизонтальнослоистая), а также линзовидно-слоистая, волнисто-слоистая. Линзовидная слоистость часто связана с растащенными слойками и форма фрагментов слойков напоминает обломки, но их распределение совпадает со слоистостью осадка. Причины фрагментарности, вероятно, обусловлены деформационными процессами в период осадконакопления. Мощность 3.75 м.

1.3. Алевролиты серые с зеленоватым оттенком, кварцевые, слоистые за счет слойков (от нитевидных до 2–3 мм) зеленовато-серых аргиллитов. Слоистость линзовидная, слойки волнистые, не выдержанные. В интервале глубин 4094.17–4094.99 м алевролиты содержат прослои (3–5 мм) темно-серых аргиллитов и поэтому алевролиты становятся более темными. Мощность 0.75 м.

1.4. Алевролиты глинисто-кварцевые, темно-вишневые, с тонкими (1–5 мм, редко 5 см) прослоями серых

алевролитов, иногда с розоватым оттенком. В кровле слоя — тонкие (2–3 мм) слойки алевролита зеленовато-серого с голубоватым оттенком — переходная разность к алевролитам вышележащего слоя. Местами отмечаются текстуры взмучивания. Мощность 1 м.

1.5. Алевролиты глинистые, зеленовато-серые, слоистые за счет более светлых обогащенных кварцем слойков (от 1 мм до 7 мм), плотные. Слоистость горизонтальная, волнистая, на отдельных участках отмечаются текстуры взмучивания. Редко по напластованию наблюдаются включения окатанных и угловатых обломков светлых алевролитов. На глубине 4092–4092.04 м — алевролит темно-вишневый, аналогичный подстилающему сл. 1.4. Мощность 0.8 м.

RF_3*sh* 2. Интервал глубин 3810–3818 м (к — 8 м). Известняки вишневые и серые с вишневым оттенком, реже серые с зеленоватым оттенком, сильно трещиноватые, слоистые. Слоистость обусловлена прослоями (0.5–1 см) аргиллитов зеленых и вишневых и (0.5 см) светло-серых известняков. Прослои выдержанные, линзовидной формы. Иногда трещины залечены белым кальцитом, ориентировка трещин параллельная оси скважины, по трещинам наблюдаются зеркала скольжения. В известняках часто присутствуют сутурные (стилолитовые) швы. Мощность 8 м.

RF_3*lz* 3. Интервал глубин 3643.8–3647.5 м (к — 3.7 м). Здесь (снизу) вскрыты:

3.1. Известняки светло-серые, мелкозернистые, волнисто-слоистые за счет слойков (от нитевидных до 3–5 мм) черного углеродистого аргиллита. Прослоями (2–3 см) известняки неясной волнисто-слоистой текстуры и имеют вид растащенных карбонатных слойков, разделенных черным углеродистым материалом. Встречены два прослоя (8 и 16 см) брекчированных известняков. В известняках отмечена стилолитоподобная вертикальная трещина протяженностью 55 см (гл. 3645.9–3646.45 м), заполненная черным углеродистым материалом. Мощность 1.7 м.

3.2. Известняки серые, темно-серые, мелкозернистые, близкие к описанным в слое 3.1, но более тонкослоистые за счет прослоев (1–2–3 мм) темно-серого глинисто-углеродистого известняка. Участками известняки брекчированы и в них встречаются растащенные линзовидные слойки (в раздувах до 4 см) известняков и углеродисто-глинистых серых и темно-серых с зеленовато-голубоватым оттенком аргиллитов в тонких (1–2–3 мм) слойках. Мощность слоя 1.45 м.

3.3. Мергели темно-серые, почти черные, с прослоями тонкого (слойки 2–3 мм) чередования известняка темно-серого и аргиллита черного, неравномерно известковистого. Мощность 0.55 м. Породы сл. 3.2 и 3.3 разбиты вертикальными трещинами.

4. Интервал глубин 3642.0–3643.8 м (к — 1.8 м) Здесь снизу вскрыты:

4.1. Чередование пород, аналогичных представленным в подстилающем сл. 3.3. В породах присутствуют единичные прожилки (от 1 мм до 2 см) белого вторичного кальцита. В основании слоя отмечен известняк (толщина 8 см), слоистый за счет тонких прослоев черного аргиллита, по которому в кровле слоя наблюдаются зеркала скольжения. Мощность 0.97 м.

4.2. Известняки мелкозернистые, серые и темно-серые и аргиллиты углеродисто-глинисто-известковистые,

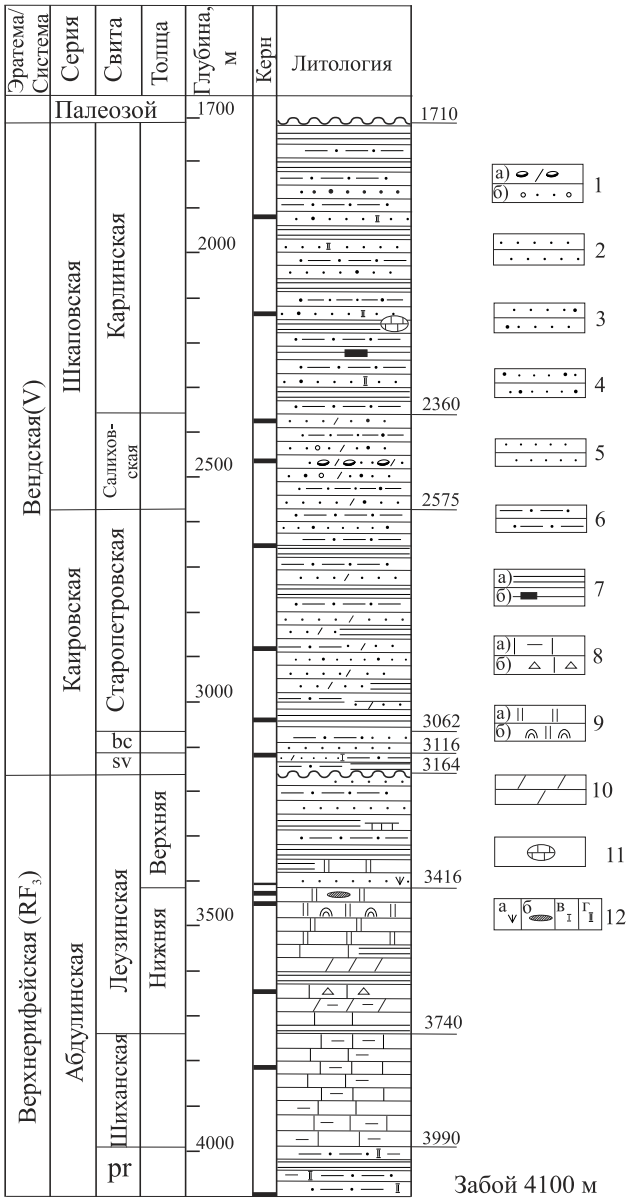

Рис. 2. Разрез верхнедокембрийских отложений в скважине 40 Красноусольская

Условные обозначения: 1 — конгломераты (а), гравелиты (б); 2–5 — песчаники: 2 — кварцевые, 3 — полевошпат-кварцевые, 4 — аркозовые, 5 — полимиктовые; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты глинистые (а), углеродистые (б), 8 — известняки глинистые (а), брекчированные (б); 9 — доломиты (а), со строматолитами (б); 10 — мергели; 11 — карбонатная конкреция; 12 — характеристика породы: глауконит (а), кремни (б), кальцитизация (в), доломитизация (г).

Fig. 2. Section of the Upper Precambrian sediments in the well 40 Krasnousolskaya

Legend: 1 — conglomerate (a), gravelstones (б); 2–5 — sandstones: 2 — quartz, 3 — feldspar-quartz, 4 — arkozic, 5 — polymictic; 6 — siltstones; 7 — argillite clay (a), carbonaceous (б); 8 — limestones clay (a), brecciated (б); 9 — dolomites (a), stromatolites (б); 10 — marls; 11 — carbonate nodule; 12 — rock characteristics: glauconite (a), cherts (б), calcification (в), dolomitization (г).

темно-серые, почти черные. Породы разбиты разнонаправленными, иногда залеченными белым вторичным кальцитом трещинами, по которым нарушена слоистость пород и отмечаются зеркала скольжения. Прослоями в породе наблюдаются значительные деформации. Деформационные текстуры представлены растащенными изогнутыми слоями известняков, имеющих облик неправильной формы обломков. Мощность 0.8 м.

5. Интервал глубин 3446–3454 м (к — 8 м). Здесь (снизу) вскрыты:

5.1. Доломиты серые и темно-серые, мелкозернистые, участками и по трещинам с углеродистым черным материалом, по которому наблюдаются зеркала скольжения. В шлифе порода тонкослоистая, в которой чередуются аргиллит и доломит. В отдельных слойках аргиллит и доломит пиритизированы или содержат органику (цианобактерии?). В доломитах наблюдаются миллиметровые кварцевые белые прожилки и рассеянные пиритовые обособления. Мощность 1.2 м.

5.2. Доломит темно-серый, мелко- и среднезернистый, участками перекристаллизованный, крупнозернистый, плотный, крепкий, неравномерно трещиноватый, с частыми разнонаправленными кварцевыми прожилками, в которых наблюдаются каверны (около 1×3 см). Участками доломиты тонкослоистые за счет прослоев (от 1–2 до 5 мм), обогащенных тонким распыленным углеродистым материалом, или брекчированные. Прослоями встречаются строматолитовые разности коричневато-серого цвета. Граница между слоями 5.2 и 5.3 имеет волнистый характер и проведена на глубине 3449.3 м. Мощность 3.4 м.

5.3. Доломиты серые и темно-серые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые, перекристаллизованные, участками слоистые и мелко-кавернозные, узорчато-точечной текстуры, крепкие, массивные. Аналогично предыдущему слою отмечаются строматолитовые разности. Мощность 1.5 м.

5.4. Доломиты среднезернистые, серые, крепкие, массивные, прослоями со строматолитами. В верхней части слоя доломиты мелко- и среднезернистые, значительно перекристаллизованные, темно-серые, петельчато-обломочной текстуры, с фрагментами желваковых строматолитов желтовато-серого цвета, с сутурами, выполненными черным углеродистым материалом. Породы пронизаны разнонаправленными трещинами, выполненными кварцем. На верхних 10–15 см доломиты мелко-, среднезернистые, редко крупнозернистые, серые, с трещинками, залеченными кальцитом. Содержат включения глинистого вещества, черных рудных минералов и пирита. Мощность 1.8 м.

6. Интервал глубин 3441–3446 м (к — 0.6 м). Здесь (снизу) вскрыты:

6.1. Доломиты преимущественно мелкозернистые, участками крупнозернистые, коричневато-серые, трещиноватые. Доломиты неравномерно пронизаны разнонаправленными кварцевыми прожилками. Мощность 0.3 м (по керну).

6.2. Доломиты мелкозернистые, с участками вторичных крупных зерен карбоната, серые и темно-серые, строматолитовые, слабо известковистые, плотные, крепкие. По контакту строматолитовых чашечек развит кварц, отмечаются невыдержанные разнонаправленные кварцевые прожилки и углеродистые пленки по слоистости и сутурам. Мощность 0.3 м (по керну).

7. Интервал глубин 3420.3–3421.0 м (к — 0.2 м). Доломиты мелкозернистые, серые, трещиноватые, распадаются при ударе на угловатые неправильные осколки (обломки). В доломитах отмечаются обособления (редко) черных кремней в виде пережатых изогнутых линз и белые кварцевые (опал) прожилки (доли мм). Мощность 0.7 м.

8. Интервал глубин 3410.0–3410.1 м (к — 0.1 м). Снизу вскрыты:

8.1. Песчаники кварцевые, средне- и мелкозернистые, светло-серые с зеленоватым оттенком, с тонкими слойками зеленовато-серого цвета за счет глауконита, плотные, крепкие. По слоистости наблюдаются примазки черного глинистого материала с рассеянными мелкими зернами серицита. Мощность 0.03 м.

8.2. Доломиты мелкозернистые, темно-серые, плотные, крепкие, массивные, с зернами (от долей до 1 мм) и единичными прослойками (1 мм) темно-серых аргиллитов с зеркалами скольжения. В породе наблюдаются тонкие ветвящиеся (разнонаправленные) трещинки, заполненные светло-серым кальцитом и доломитом. Мощность 0.07 м.

V_1sv 9. Интервал глубин 3116.2–3125.4 м (к — 9.2 м). Здесь (снизу) вскрыты:

9.1. Алевролиты аркозовые (полевой шпат — 25%), серые со слабым голубоватым оттенком, плотные, крепкие, слоистые за счет прослоев (от 2 до 5 мм) более светлых песчаников и (от 1–2 до 3–4 см) аргиллита темно-голубовато-серого цвета. Цемент имеет глинисто-карбонатный состав. Мощность 0.36 м.

9.2. Аргиллиты темно-серые, неравномерно алевритистые, легко расщепляются на скорлуповатые обломки. Аргиллиты слоистые, за счет тонких прослоев алевролита. Мощность 0.2 м.

9.3. Алевролиты, аналогичные таковым в слое 9.1. Мощность 0.50 м.

9.4. Алевролиты, аналогичные описанным в слое 9.1, но с прослоями песчаников аркозовых, среднезернистых, розовато-серых, массивных, слоистых за счет слойков (1–5 мм), обогащенных темно-серым углеродисто-глинистым материалом. Слоистость горизонтальная, линзовидно-выклинивающаяся, иногда в виде цепочки растащенных по слоистости фрагментов породы. Песчаники известковистые (около 10 см) отмечены в верхней, средней и нижней частях слоя. В породах наблюдаются субвертикальные трещины, выполненные белым кальцитом. Мощность 1.20 м.

9.5. Песчаники аркозовые, серые, с розоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, с текстурами оползания, взмучивания (?). Светлые, розовато-серые прослои песчаников известковистые за счет порового карбонатного цемента. Участками цемент кварцевый регенерационный. Контакты с подстилающим и перекрывающим слоями четкие. Мощность 0.24 м.

9.6. Алевролиты полевошпат-кварцевые, темно-серые, глинистые, на плоскостях наслоения с мелким серицитом, возможно пиритом, тонкослоистые (от нитевидных до 2 мм) за счет обогащения более светлым песчанистым и алевритовым кварц-карбонатным материалом. В алевролитах отмечаются единичные слойки (от 1 мм до 1.5 см) песчаников полимиктовых, известковистых,

мелкозернистых, розовато-серых, аналогичных описанным выше, и прослои темно-серых с голубоватым оттенком аргиллитов. Толщина аргиллитовых прослоев от 1–2 мм до 1 см. Более мощные прослои аргиллита (5–10 см) содержат слойки (доли – 1 мм) алевролита более светлого. Слоистость горизонтальная, субгоризонтальная, слойки невыдержанные по мощности. Породы неравномерно по слою разбиты вертикальными трещинами, выполненными белым кальцитом. Мощность 4.32 м.

9.7. Аргиллиты зеленовато-серые, слоистые за счет алевритовых тонких (мм) слойков. Участками алевролиты обесцвечены, вероятно, за счет выветривания. В подошве слоя отмечен алевролит с тонкими слойками красного песчаного материала. На плоскостях напластования наблюдаются черные углеродистые примазки. Мощность 0.36 м.

9.8. Алевролиты кварцевые с полевым шпатом, темно-серые с зеленовато-желтоватым оттенком, с редкими прослоями (до 8 см) аргиллитов, но преобладают алевролиты (более 70% мощности). Аргиллиты алевритовые, желтовато-коричневые, окремненные. Отмечаются редкие невыдержанные слойки (1–2 мм) черного углеродистого материала и по напластованию зеркала скольжения, вблизи которых алевролиты и аргиллиты неравномерно обесцвечены. Мощность 2.10 м.

V_2*sp* 10. Интервал глубин 3040.0–3046.5 м (к — 6.5 м). Аргиллиты темно-вишневые (шоколадно-коричневые), неравномерно алевритистые. Участками аргиллиты пятнисто окрашенные (пятна вишневой и зеленой окраски). Темно-вишневые аргиллиты содержат прослои (от 3–5 мм до 10–15 см) аргиллитов зеленовато-серых со слабым голубоватым оттенком, тонкослоистых за счет слойков, обогащенных слюдой, кварцем и черными рудными минералами. В аргиллитах отмечаются единичные прослои (1–2 мм) песчаников полимиктовых, светло-розовато-серых, карбонатных. Мощность 6.5 м.

11. Интервал глубин 2880–2890 м (к — 10 м). Здесь (снизу) вскрыты:

11.1. Песчаники полимиктовые, серые с буроватым оттенком, средне- и крупнозернистые, массивные, крепкие. Отмечается слоистость за счет чередования песчаников светлой и более темной окраски (контакт слоев неровный). Цемент в песчаниках глинистый поровый и кварцевый регенерационный. В кровле слоя на контакте с аргиллитами темно-серые песчаники (на 19 см) более глинистые, серые, мелко- и среднезернистые. Контакт с аргиллитами четкий. В шлифах наблюдаются обломки эффузивных пород. Мощность 0.87 м.

11.2. Чередование аргиллитов и песчаников. Аргиллиты темно-вишневые и зеленые, прослоями алевритистые. При раскалывании аргиллиты имеют своеобразную отдельность: вытянутые столбики с округленными гранями. Аргиллиты пронизаны тонкими разнонаправленными трещинками, преимущественно вкрест слоистости. Трещинки выполнены карбонатом и пиритом. Толщина аргиллитовых прослоев в переслаивании от 0.7 до 1.5 см. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, светло-серые с зеленоватым оттенком, слоистые за счет тонких слойков, обогащенных темно-серым глинистым и светло-серым карбонатным материалом. Слоистость горизонтальная, волнистая и косая. Толщина прослоев песчаников в переслаивании 1–3 см, редко 5 см. Мощность 8.92 м.

11.3. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, темно-серые, плотные, крепкие, массивные, с карбонатным цементом (кальцит и доломит), количество которого уменьшается к кровле слоя. На контакте песчаников с аргиллитами слоя 11.2 отмечены текстуры обрушения, оползания. На глубине 2885.9 м наблюдаются разнонаправленные трещины (вертикальные и субгоризонтальные), выполненные розовато-серым и белым кальцитом, с зеркалами скольжения. Нижний контакт слоя резкий и проведен по подошве песчаника. В нижней части слоя в песчаниках присутствуют крупные интракласты темно-вишневых аргиллитов. Мощность 0.96 м

11.4. Переслаивание, аналогичное наблюдаемому в слое 11.2. Мощность 3.1 м.

11.5. Аргиллиты, аналогичные представленным в слое 11.2, с прослоями (от 2 до 8 см) песчаников полимиктовых, среднезернистых, серых и буровато-серых. В подошве слоя песчаники с волнистой, косослоистой, линзовидно-слоистой текстурой за счет слойков, обогащенных темно-зеленовато-серым алевритовым материалом. Нижняя граница слоя проведена по подошве слоистого песчаника. Мощность 0.53 м.

11.6. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, темно-серые с зеленоватым оттенком, известковистые, плотные, крепкие, массивные, с редкими прослоями (5–8 мм) аргиллита зеленовато-темно-серого и реже темно-вишневого. Мощность 1.9 м.

12. Интервал глубин 2647–2657 м (к — 10 м). Алевролиты, темно-вишневые, полимиктовые, прослоями переходят в алевритистые аргиллиты, тонкослоистые за счет зеленых глинистых прослоев (доли мм – 1 мм) аргиллитов и прослоев (1–5 мм до 4 см) песчаников полимиктовых, известковистых, зеленовато-серых, вишневых и светло-серых. В интервале глубин 2655.4–2656.1 м отмечено чередование зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность 10 м.

V_2*sl* 13. Интервал глубин 2462–2472 м (к — 10 м). Здесь (снизу) вскрыты:

13.1. Песчаники полимиктовые, разнозернистые (мелко-, средне- и крупнозернистые), темно-вишневые, крепкие, плотные, массивные. Песчаники содержат единичные прослои (1–2 мм) вишневых и обломки зеленовато-светло-серых аргиллитов. Отмечаются прослои желтовато-светло-серых песчаников, включающих вишневую окраску в виде причудливых слоев и крапа. Мощность 3 м.

13.2. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, темно-вишневые, массивные, плотные, крепкие, с различными текстурами слоистости (горизонтальной, наклонной, косой, градационной). Слоистость обусловлена тонкими слойками, обогащенными темно-вишневым глинистым материалом, и единичными прослоями (3–4 см) аргиллитов темно-вишневых, содержащих обилие пластинок разного размера (от 1×1 мм до 2×4 мм) и формы более ранней генерации аргиллитов, а также наличием темно-вишневых глинистых интракласт (размером 1–3 мм × 1–3 см). В аргиллитах наблюдаются зеркала скольжения. Контакт песчаников с перекрывающими конгломератами резкий. Мощность 5.2 м.

13.3. Конгломераты разногалечные (размер галек от 0.5× 0.5 см до 3×5 см) с песчано-гравийным заполнителем желтовато-светло-серого цвета. Сортировка галечного материала слабая, гальки преимущественно окатанные, реже полуокатанные, округлой, овальной, реже неправильной угловато-окатанной формы. В средней части слоя крупные гальки имеют каемки (2–3 мм толщиной) желтовато-коричневого цвета, осветленные за счет выветривания. Состав галек: жильный кварц молочно-белый и розовый; темно-серые кремнистые обломки сургучно-красного яшмоидного облика; кварциты буровато-красные; присутствуют единичные гальки песчаников аркозовых, разнозернистых. В конгломератах наблюдается градационная слоистость. В средней части слоя конгломераты обогащены наиболее крупными гальками, а в верхней и нижней частях слоя сконцентрированы более мелкие гальки. Сгруженность галечного материала различная: в средней части галька к гальке плотно примыкает и количество заполнителя минимальное, а в верхней и нижней частях — сгруженность гальки уменьшается, а количество заполнителя увеличивается. Мощность 1.8 м.

14. Интервал глубин 2371–2381 м (к — 10 м). Здесь (снизу) вскрыты:

14.1. Алевролиты полимиктовые, песчанистые, темно-вишневые, плотные, с порово-базальным глинистым цементом. Мощность 0.25 м.

14.2. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, вишневой окраски, плотные, крепкие. В нижней (1 м) части слоя песчаники содержат тонкие невыдержанные по мощности и по простиранию слойки (от доли мм до 0.5 см) темно-вишневых аргиллитов и их интракласты. В кровле слоя (на 1.6 м) песчаники слоистые за счет неравномерного чередования тонких (мм) слойков темно-вишневых аргиллитов и более светлых песчаников, в которых неравномерно распределена зеленовато-серая окраска. Слоистость горизонтальная, пологоволнистая, косая. Мощность 3.25 м.

14.3. Алевролиты полимиктовые, темно-вишневые, тонкоплитчатые, слоистые за счет более светлых слойков (1–3 мм), обогащенных кварцевым материалом, и чередования пород с поровым и базальным глинистым цементом. По слоистости развит мелкий серицит. Мощность 0.95 м.

14.4. Песчаники, аналогичные описанным в слое 14.2. В кровле слоя отмечен песчаник (15 см) массивный, темно-вишневого цвета, слюдистый (за счет рассеянного серицита). Песчаники пронизаны единичными субвертикальными трещинками (доли мм), залеченными белым кальцитом. Мощность 0.58 м.

14.5. Алевролиты, аналогичные описанным в слое 14.3. Мощность 0.96 м.

14.6. Песчаники полимиктовые, разнозернистые (мелко- и среднезернистые), слоистые за счет тонких темно-вишневых слойков (1–3 мм, редко 5 мм), обогащенных глинистым материалом. Песчаники, по облику и составу аналогичные описанным в слоях 14.2 и 14.4. В песчаниках отмечены слои, обогащенные темно-вишневым глинистым материалом и интракластами темно-вишневых аргиллитов. Иногда песчаники содержат фрагменты (от 2 до 4 см) растащенных слоев аргиллитов. Мощность 1.9 м.

14.7. Алевролиты полимиктовые, темно-вишнево-красные, плотные, слабо слюдистые (серицит). Наблюдаются субвертикальные трещины, залеченные белым кальцитом. Алевролиты содержат прослои (1–2 мм до 4 см) аргиллитов темно-вишневых, часто линзовидно-выклинивающихся, и единичные прослои (от 1–3 см до 40 см) песчаников полимиктовых, разнозернистых (мелко- и среднезернистых), серых с розоватым оттенком, слоистых, реже массивных, с трещинами, залеченными белым кальцитом. Мощность 2.8 м.

V_2kr 15. Интервал глубин 2132–2142 м (к — 10 м). Здесь (снизу) вскрыты:

15.1. Аргиллиты темно-серые, алевритистые, с линзовидными прослоями (от 1–2 мм до 3 см) песчаников мелкозернистых, кварцевых с редкими зернами плагиоклаза, серых. По плоскостям наслоения отмечаются зеркала скольжения. Мощность 0.60 м.

15.2. Известняки серые, кристаллические, со скоплениями пирита и с тонкими примазками черного углеродисто-глинистого материала, по которому отмечаются зеркала скольжения. Известняки представляют собой карбонатную конкрецию концентрического сложения: ядро — мелкокристаллическое, а оболочка состоит из более крупных (0.5 мм) кристаллов, прорастающих в аргиллиты (среди известняка присутствуют тонкие прожилки и обособленные участки алевролита и отдельные зерна кварца, которые захвачены в процессе роста карбонатной конкреции, что свидетельствует о вторичности карбоната). Мощность 0.10 м.

15.3. Тонкое неравномерное чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов Соотношение пород в переслаивании приблизительно равное. Аргиллиты темно-серые, углеродистые. Песчаники кварцевые с редкими зернами плагиоклаза, мелкозернистые, серые. Количество прослоев (от 1–2 до 5 мм, редко 1–2 см) песчаника увеличивается к кровле слоя. Алевролиты по составу аналогичны песчаникам, но более глинистые. По напластованию пород наблюдаются выделения мелкого серицита и зеркала скольжения. Мощность 3.2 м.

15.4. Песчаники полимиктовые, разнозернистые (средне- и мелкозернистые), светло-серые. Цемент поровый и базально-поровый, первичный — глинистый и вторичный — доломитовый. Песчаники содержат прослои (от нитевидных до 1–2 мм), обогащенные темно-серым углеродисто-глинистым материалом, и имеют своеобразные текстуры линзовидно-выклинивающихся песчаных слоев, волнисто-пологую, горизонтальную и др. По напластованию в песчаниках отмечается рассеянный мелкий серицит. На нижних 80 см переслаивание, аналогичное описанному в слое 15.3. Мощность 3 м.

15.5. Переслаивание, аналогичное описанному в слое 15.3, со своеобразными текстурами выклинивания (прислонения) слоев. Мощность 3 м.

16. Интервал глубин 1914–1924 м (к — 10 м). Здесь (снизу) вскрыты:

16.1. Алевролиты кварцевые, серые, доломитизированные, слюдистые по напластованию, с базально-поровым глинистым цементом. Алевролиты тонкослоистые за счет редких тонких (1 мм), иногда не выдержанных по мощности слойков светло-серых кварцевых мел-

козернистых песчаников. В подошве слоя отмечены линзовидно-выклинивающиеся прослои (3–4 см) песчаников полимиктовых (кварц, редкие зерна полевого шпата, изверженных пород, биотита, мусковита), плохо сортированных (среднезернистых, с примесью крупных и даже гравийных зерен), светло-серого цвета. Цемент в песчаниках доломитовый, порового типа. Мощность 2 м.

16.2. Неравномерное чередование алевролитов и песчаников, описанных в слое 16.1, при возрастающей роли прослоев (от 1–2 мм до 4 см) песчаников. Мощность 3 м.

16.3. Алевролиты с редкими тонкими слойками песчаников, переслаивание, аналогичное представленному в слое 16.1. Алевролиты разбиты вертикальными трещинками, залеченными белым кальцитом. Мощность 2 м.

16.4. Алевролиты кварцевые с единичными зернами плагиоклаза, голубовато-зеленовато-серые, глинистые, доломитизированные, плотные, с нитевидными слойками светло-серых песчаников кварцевых с редкими зернами плагиоклаза, известковистых. Участками прослои песчаников имеют извилистую, линзообразную форму, в виде обособленных карманов. В кровле слоя алевролиты более глинистые и переходят в алевритистые аргиллиты. Мощность 3 м.

Общая мощность допалеозойской части разреза скв. 40 Красноусольская составляет 2390 м. Скважина находится в той части Предуральского поргиба, где ранее не проводилось бурение глубоких параметрических скважин, поэтому материалы этой скважины имеют очень большое значение для познания особенностей геологического строения района. К сожалению, в процессе бурения проводился очень редкий отбор кернового материала, интервалы между подъемами керна составляли иногда более 250 м, и в этой ситуации важная роль принадлежит данным геофизических исследований скважины. Именно с учетом материалов каротажа определены границы лито-стратиграфических подразделений в разрезе скважины.

Стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений скв. 40 Красноусольская

Поскольку прямых данных о возрасте вскрытых скважиной отложений пока нет, то для решения вопросов расчленения разреза и определения стратиграфической позиции вскрытых отложений необходима корреляция их с аналогичными образованиями опорных разрезов скважин Волго-Уральской области и прежде всего Предуральского краевого прогиба: 5 Шиханская, 6 Ахмеровская, 1 Леузинская, 188 и 184 Южно-Тавтимановские, 12 Карлинская, 51 Салиховская и др., где одновозрастные отложения имеют геохронологическую и/или палеонтологическую характеристики и обоснованную стратиграфическую корреляцию со стратотипическими и опорными разрезами рифея и венда Башкирского мегантиклинория Южного Урала.

В соответствии с принятой Стратиграфической схемой (см. табл.) и по аналогии с рифей-вендскими образованиями опорных разрезов скважин Волго-Уральской области в разрезе скв. 40 Красноусольская в интервале глубин 1710–4100 м выделены (см. рис. 2): приютовская (pr), шиханская (sh) и леузинская (lz) свиты абдулинской серии верхнего рифея (RF_3); сергеевская свита (sv) нижнего венда (V_1) и байкибашевская (bc), старопетровская (sp), салиховская (sl) и карлинская (kr) свиты верхнего венда (V_2).

Приютовская свита **(RF_3pr)** выделена в интервале глубин 3990–4100 м и представлена (см. описание инт. 1) алевролитами кварцевыми, мелкозернистыми, темно-вишневыми, иногда серыми с зеленоватым оттенком, доломитизированными, с редкими прослоями темно-вишневых и темно-серых аргиллитов. Текстура пород горизонтально-слоистая, а также линзовидно- и волнисто-слоистая. На отдельных участках отмечаются текстуры взмучивания. Вскрытая мощность отложений свиты 110 м.

Шиханская свита **(RF_3sh)** выделена в интервале глубин 3740–3990 м и сложена (см. описание интервала 2) известняками вишневыми и серыми с вишневым и зеленоватым оттенками, трещиноватыми, с прослоями (0.5–1 см) аргиллитов зеленых и вишневых, линзовидной формы. В известняках часто присутствуют сутурные (стилолитовые) швы. Мощность свиты 250 м.

Леузинская свита **(RF_3lz)** выделена в интервале глубин 3416–3740 м и расчленена на две толщи. Нижняя толща (интервал глубин 3416–3740 м) представлена в основании разреза (см. описание интервалов 3–4) известняками серыми, светло- и темно-серыми, мелкозернистыми, волнисто-слоистыми за счет тонких слойков черных углеродистых аргиллитов. В единичных прослоях известняки брекчированы и разбиты разнонаправленными, залеченными белым вторичным кальцитом трещинами, по которым нарушена слоистость пород и отмечаются зеркала скольжения. В известняках присутствуют прослои темно-серых мергелей в тонком чередовании с черными аргиллитами.

Верхняя часть толщи (см. описание интервалов 5–7) представлена доломитами мелко- и среднезер-

нистыми, участками крупнозернистыми, серыми и темно-серыми, иногда с коричневатым оттенком, брекчированными, мелко-кавернозными, с прослоями строматолитовых разностей или с фрагментами желваковых строматолитов желтовато-серого цвета, с сутурами, выполненными черным углеродистым материалом. В доломитах отмечаются прожилки и линзы черных кремней.

Карбонатные породы интервала глубин 3416–3990 м по особенностям вещественного состава и положению в разрезе сопоставлены с аналогичными породами леузинской свиты в стратотипическом разрезе скв. 1 Леузинская и выделены в нижнюю толщу (мощностью 324 м) леузинской свиты.

Верхняя толща выделена в интервале глубин 3116–3416 м преимущественно по данным каротажа. Керном толща охарактеризована лишь на глубине 3410.0–3410.1 м (см. описание интервала 8), где представлена песчаниками кварцевыми с глауконитом, средне- и мелкозернистыми, светло-серыми и доломитами мелкозернистыми, темно-серыми. Более 200 м разреза толщи пройдены без отбора керна, а анализ шлама показал, что в литологическом составе преобладают алевролиты и аргиллиты, подчинены песчаники, известняки и доломиты. Судя по характеру кривых каротажа, породы находятся в неравномерном чередовании. Верхняя толща (мощностью 252 м) леузинской свиты впервые вскрыта в Волго-Уральской области. Общая мощность леузинской свиты в скв. 40 Красноусольская — 576 м.

Сергеевская свита **(V_1sv)** выделена в интервале глубин 3116–3164 м, где представлена (см. описание интервала 9) преимущественно алевролитами кварцевыми с полевым шпатом, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми, серыми со слабым голубоватым оттенком, слоистыми за счет тонких прослоев аркозовых песчаников и голубовато-серых и темно-серых аргиллитов. По напластованию наблюдается серицит и редкие невыдержанные слойки (1–2 мм) черного углеродистого материала с зеркалами скольжения. В породах отмечены субвертикальные трещины, выполненные белым кальцитом. Мощность свиты 48 м.

По особенностям литологического состава породы, вскрытые скважиной 40 Красноусольская, аналогичны таковым стратотипического разреза сергеевской свиты в скв. 800 Сергеевская. Минералогические признаки (появление значительного количества граната — минерала, характерного для вендских отложений не только Волго-Уральской области, но и Южного Урала), служат дополнительным обоснованием выделения рассматриваемых отложений в составе венда.

Байкибашевская свита **(V_2bc)** пройдена без отбора керна и выделена по материалам ГИС в интервале глубин 3062–3116м. В шламе описаны алевролиты и песчаники. Мощность свиты 54 м.

Старопетровская свита **(V_2sp)** выделена в интервале глубин 2575–3062 м, где представлена (см. описание интервалов 10–12) чередованием аргиллитов, полимиктовых песчаников и алевролитов, преимущественно серой окраски. Аргиллиты темно-вишневые, прослоями зеленовато-серые со слабым голубоватым оттенком, участками пятнисто окрашенные (пятна вишневой и зеленой окраски), неравномерно алевритистые. Аргиллиты пронизаны тонкими трещинками, выполненными карбонатом и пиритом. Песчаники полимиктовые, серые и темно-серые с буроватым оттенком, средне-, крупнозернистые, массивные, крепкие. В песчаниках наблюдаются волнистая, косослоистая и линзовидно-слоистая текстуры. Цемент в песчаниках глинистый поровый и кварцевый регенерационный, а в составе обломков отмечаются зерна эффузивных пород и крупные интракласты темно-вишневых аргиллитов. В интервале глубин 2647–2657 м вскрыты преимущественно алевролиты полимиктовые, темно-вишневые, участками тонкослоистые за счет тонких прослоев зеленых аргиллитов и полимиктовых вишневых, зеленовато- и светло-серых песчаников. Мощность свиты 487 м.

Салиховская свита **(V_2sl)** выделена в интервале глубин 2360–2575 м и сложена (см. описание интервалов 13 и 14) песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых), темно-вишневыми с прослоями желтовато-светло-серых разностей, включающих вишневую окраску в виде причудливых слоев и крапа, массивными, с глинистыми обломками зеленовато-серого цвета. Для песчаников характерна слоистость (горизонтальная, наклонная, косая, градационная), обусловленная тонкими слойками, обогащенными темно-вишневым глинистым материалом, и единичными прослоями (3–4 см) темно-вишневых аргиллитов, содержащих обилие пластинок разного размера и формы более ранней генерации аргиллитов. В аргиллитах наблюдаются зеркала скольжения. В песчаниках обособлен прослой (мощностью 1.8 м) конгломератов разногалечных (размер галек от 0.5×0.5 см до 3×5 см) с песчано-гравийным заполнителем желтовато-светло-серого цвета. Сортировка галечного материала слабая, гальки преимущественно окатанные. В средней

части слоя крупные гальки имеют каемки (2–3 мм толщиной) желтовато-коричневого цвета, осветленные за счет выветривания. Состав галек: жильный кварц молочно-белый и розовый; темно-серые кремнистые обломки сургучно-красного яшмоидного облика; кварциты буровато-красные; присутствуют единичные гальки песчаников аркозовых, разнозернистых. В конгломератах наблюдается градационная слоистость. Средняя часть слоя конгломератов обогащена наиболее крупными гальками, а в верхней и нижней частях слоя — сконцентрированы более мелкие гальки. Сгруженность галечного материала различная: в средней части слоя галька к гальке плотно примыкает и количество заполнителя минимально. В основании и кровле конгломератового слоя сгруженность гальки уменьшается, а количество заполнителя увеличивается. В составе пород свиты подчиненное значение имеют темно-вишневые полимиктовые алевролиты и аргиллиты, часто линзовидно-выклинивающиеся. В породах наблюдаются субвертикальные трещинки, залеченные белым кальцитом. Мощность свиты 215 м.

Карлинская свита **(V_2kr)** выделена в интервале глубин 1710–2360 м и представлена (см. описание интервалов 15 и 16) неравномерным чередованием темно-серых углеродисто-глинистых аргиллитов, кварцевых алевролитов и полимиктовых песчаников. Аргиллиты темно-серые, алевритистые, с линзовидными прослоями (от 1–2 мм до 3 см) серых песчаников мелкозернистых, кварцевых с редкими зернами плагиоклаза. Количество прослоев песчаника увеличивается к кровле слоя. По напластованию пород наблюдаются выделения мелкого серицита и зеркала скольжения.

На глубине 2141.4 м встречена карбонатная конкреция диаметром 10 см, сложенная известняками серыми, кристаллическими, со скоплениями пирита и с тонкими примазками черного углеродисто-глинистого материала. Ядро конкреции сложено мелкокристаллическим известняком, а оболочка состоит из более крупных (0.5 мм) кристаллов, прорастающих в аргиллиты (среди известняка присутствуют тонкие прожилки и обособленные участки алевролита и отдельные зерна кварца, которые захвачены в процессе роста карбонатной конкреции, что свидетельствует о вторичности карбоната). Мощность свиты 650 м.

Общая мощность допалеозойской части разреза скважины 40 Красноусольская составляет 2390 м, в том числе, верхний рифей — 936 м и венд — 1454 м.

Заключение

Изучение особенностей строения разреза и литолого-петрографического состава пород, вскрытых скважиной 40 Красноусольская, анализ геолого-геофизического материала в районе бурения скважины и корреляция с опорными разрезами рифея и венда Волго-Уральской области и Южного Урала позволили дать следующее стратиграфическое расчленение докембрийской части разреза скважины.

1. Здесь (снизу вверх по разрезу) выделены образования верхнего рифея, включающие приютовскую, шиханскую и леузинскую свиты абдулинской серии, вскрытой мощностью более 900 м, и венда в составе каировской (сергеевская, байкибашевская и старопетровская свиты) и шкаповской (салиховская и карлинская свиты) серий, мощностью 1454 м.

2. Для верхнего рифея в скважине получен наиболее полный разрез леузинской свиты, в которой по особенностям литологического состава выделено две толщи. Карбонатные породы нижней толщи мощностью 324 м по особенностям вещественного состава и положению в разрезе сопоставлены с аналогичными породами стратотипа леузинской свиты скв. 1 Леузинская, неполной мощностью 235 м, и подинзерской подсвитой инзерской свиты уральского разреза. Верхняя толща переслаивания терригенных и карбонатных пород, имеющая мощность 252 м, также включена нами в леузинскую свиту и по особенностям состав и положению в разрезе сопоставлена с верхней (терригенной) частью инзерской свиты Уральского стратотипа. Эта толща впервые вскрыта скважиной, она увеличивает мощность леузинской свиты (576 м) и дополняет стратиграфический объем разреза верхнего рифея Волго-Уральской области.

3. Выделение сергеевской свиты нижнего венда в интервале глубин 3116–3416 м основано на сходстве состава и строения разреза в скв. 40 Красноусольская со стратотипом сергеевской свиты в скв. 800 Сергеевская. Дополнительным обоснованием выделения рассматриваемых отложений в составе венда послужили минералогические признаки (появление значительного количества граната — минерала, характерного для вендских отложений не только Волго-Уральской области, но и Южного Урала).

Для более уверенной межрегиональной корреляции верхнерифейских и вендских отложений Волго-Уральской области со стратотипическими и опорными разрезами рифея и венда Южного

Урала и Московской синеклизы Восточно-Европейской платформы необходимы дополнительные биостратиграфические и изотопно-геохронологические исследования.

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

Список литературы:

Горожанин В.М. Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту: скв. Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген // Изотопные системы и время геологических процессов: Тез. докл. IV Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 2–4 июня 2009 г.). СПб, 2009. С. 145–147.

Козлов В.И. Об объеме и возрасте некоторых стратонов рифея западного Башкортостана // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 30–39.

Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д. Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана): Препринт / УНЦ РАН, ИК БашНИПИнефть, ИГГД РАН. Уфа, 2003. 40 с.

Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Андреев Ю.В. Стратиграфия и нефтегазоносность верхнего докембрия Волго-Уральской области // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы: Матер. Всерос. совещ. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. Ч. 1. С. 40–48.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Масагутов Р.Х., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Горожанин В.М. Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. СПб.: Недра, 2007. 136 с.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Нижний рифей северных районов Волго-Уральской области // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья: Сб. материалов Всерос. науч.-практ. конф., посвященной 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2010. С. 45–49.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Верхний протерозой Волго-Уральской области. Стратиграфия и особенности состава // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2011. № 17. С. 58–80.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н. Аналоги отложений нижнего венда на западе Башкортостана // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2004. С. 71–76.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфия рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения) // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России / *Отв. ред. Т.Ю. Толмачева*: Матер. Межвед. рабочего совещ. Санкт-Петербург (17–20 окт. 2016 г.). СПБ: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 157–159.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Сводный литолого-стратиграфический разрез рифея Волго-Уральской области // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика: Матер. VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (22–24 октября 2019 г.) СПб, 2019. С. 203–207.

Сергеева Н.Д. Пучков В.И., Ратов А.А. Аналоги аршинских вулканитов завершающего рифея в Волго-Уральской области (скважина 1 Кипчакская) и их стратиграфическое значение // Вестник АНРБ. 2015. Т. 20, № 2(78). С. 25–33.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области: Объяснительная записка / *Сост. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов*. Уфа, 2000. 81 с. + схема на 2 л.

Янкаускас Т.В. Древний комплекс растительных микрофоссилий из венда Башкирского Приуралья (сергеевская микробиота) // ДАН. 1980. Т. 250, № 6. С. 1434–1437.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 1982. 52 с.

References:

Gorozhanin V.M. (2009) Rb-Sr dating of Neoproterozoic volcanics after postvolcanic celadonite: borehole no. Kipchak 1, Sernovodsko-Abdulinsky aulacogen [Rb-Sr datirovanie neoproterozojskih vulkanitov po postvulkanicheskomu seladonitu: skv. Kipchak 1, Sernovodsko-Abdulinskij avlakogen. *Izotopnye sistemy i vremya geologicheskih processov. Tezisy dokl. 4-oi Rossiiskoi konferencii po izotopnoi geohronologii* [Isotope systems and the time of geological processes, Abstracts of the 4th Russian conference on isotope geochronology. Saint Petersburg, June 2-4, 2009]. Saint-Petersburg, 145–147. (In Russian).

Kozlov V.I. (2009) On the volume and age of some Riphean stratons of western Bashkortostan. *Byulleten' Regional'-noy mezhvedomstvennoy stratigraficheskoy komissii po tsentru i yugu Russkoy platformy, Vyp. 4* [Bulletin of the RMSC in the center and south of the Russian Platform, Is. 4.]. Moscow, RAYEN Publ., 30–39. (In Russian).

Kozlov V.I., Ivanova T.V., Gorokhov I.M., Masagutov R.Kh., Sergeeva N.D., Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Genina L.A., Mikhaylov P.N., Ilemenova O.D. (2003) *Litologo-petrograficheskaya harakteristika i perspektivy neftegazonosnosti doverhnedevonskih otlozhenii, vskrytyh skvazhinoi 1 Leuzinskaya (severo-vostok platformennogo Bashkortostana)* [Lithological and petrographic characteristics and oil and gas prospects of the Upper Devonian deposits discovered by well 1 Leuzinskaya (northeast of platform Bashkortostan)]. Preprint UNTS RAN, IK BashNIPIneft', IGGD RAN. Ufa, 40 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Masagutov R.Kh., Lozin Ye.V., Ivanova T.V., Sergeeva N.D., Genina L.A., Mikhaylov P.N., Andreev Yu.V. (1999) Stratigraphy and oil and gas potential of the upper

Precambrian of the Volga-Uralian area. *Stratigrafiya, paleontologiya i perspektivy neftegazonosnosti rifeya i venda vostochnoi chasti Vostochno-Evropejskoi platformy. Materialy Vseros. Soveshch. Chast' 1* [Stratigraphy, paleontology and prospects of oil and gas potential of the Riphean and Vendian of the eastern part of the East European Platform. Materials of the All-Russian meeting. Part 1]. Ufa, IG USC RAS Publ., 40–48. (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Masagutov R.Kh., Ivanova T.V., Sergeeva N.D., Gorozhanin V.M. (2007) *Rifej-vendskie otlozheniya Kamsko-Bel'skogo avlakogena, vskrytye skvazhinoi 1 Vostochno-Askinskaya* [Riphean-Vendian sediments of the Kama-Belsky aulacogen, penetrated by well 1 East-Askino]. Saint-Petersburg: Nedra Publ., 136 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2010) Lower Riphean of the northern regions of the Volga-Uralian area. *Geologiya i neftegazonosnost' severnyh raionov Uralo-Povolzh'ya. Sb. materialov Vserossijskoi nauchno-prakticheskoi konferencii, posvyashchennoi 100-letiyu so dnya rozhdeniya prof. P.A. Sofronickogo* [Geology and oil and gas content of the northern regions of the Ural-Volga region. Collection of materials of the All-Russian. scientific-practical Conf., dedicated to the 100th anniversary of the birth of prof. P.A. Sofronitsky]. Perm. gos. un-t. Publ, 45–49. (In Russian).

Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2011) Upper Proterozoic of the Volga-Ural region. Stratigraphy and compositional features. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (17), 58–80. (In Russian).

Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Genina L.A., Mikhaylov P.N. (2004) Analogs of Lower Vendian deposits in the west of Bashkortostan. *Geologicheskij sbornik № 4 IG UNTs RAN* [Geological collection No. 4 IG USC RAS]. Ufa, DesignPolygraphService Publ., 71–76. (In Russian).

Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2016) Riphean and Vendian stratigraphy, Volga-Ural region (changes and additions). *Obshchaya stratigraficheskaya shkala i metodicheskie problemy razrabotki regional'nyh stratigraficheskih shkal Rossii. Mater. Mezhved. rabochego soveshch* [General stratigraphic scale and methodological problems of the development of stratigraphic scales of Russia. Materials of the Interdepartmental Workshop]. Ed. T.Yu. Tolmacheva. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 157–159. (In Russian).

Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2019) Consolidated lithologic-stratigraphic section of the Riphean of the Volga-Uralian area. *Etapy formirovaniya i razvitiya proterozoiskoi zemnoi kory: stratigrafiya, metamorfizm, magmatizm, geodinamika. Mater. 6-i Rossiiskoi konferencii po problemam geologii i geodinamiki dokembriya* [Stages of the formation and development of the Proterozoic crust: stratigraphy, metamorphism, magmatism, geodynamics. Materials of the VI Russian Conference on Precambrian Geology and Geodynamics]. St. Petersburg, 203–207. (In Russian).

Sergeeva N.D. Puchkov V.I., Ratov A.A. (2015) Analogs of Arshinsky volcanic rocks of the final Riphean in the Volga-Ural region (well 1 Kipchakskaya) and their stratigraphic significance. *Vestnik ANRB – Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, **20**(2), 25–33. (In Russian).

Stratigraficheskaya skhema rifeyskikh i vendskikh otlozhenii Volgo-Ural'skoi oblasti: Ob"yasnitel'naya zapiska. Sostaviteli Ye.M. Aksenov, V.I. Kozlov [Stratigraphic diagram of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural region: Explanatory letter. Compiled by E.M. Aksenov, V.I. Kozlov]. Ufa, 2000, 81 p. and scheme on 2 sheets. (in Russian).

Yankauskas T.V. (1980) Drevnii kompleks rastitel'nykh mikrofossilii iz venda Bashkirskogo Priural'ya (sergeyevskaya mikrobiota) [Ancient complex of plant microfossils from the Vendian of the Bashkir Urals (Sergeev microbiota)]. *Dokl. Akad. Nauk*, 250(6), 1434–1437. (In Russian).

Yankauskas T.V. (1982) *Rastitel'nye mikrofossilii verkhnego dokembriya i kembriya evropejskoi chasti SSSR i ih stratigraficheskoe znachenie. Avtoref. diss. … dokt. geol.-min. nauk* [Plant microfossils of the Upper Precambrian and Cambrian of the European part of the USSR and their stratigraphic significance. Extended abstr. … Doctor of Sci. (Geology, Mineralogy) dissertation]. Moscow, 52 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Сергеева Нина Дмитриевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: riphey@ufaras ru.

Солодова Светлана Андреевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: solodowa.sveta2010@yandex.ru.

About the autors:

Sergeeva Nina Dmitrievna, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. E-mail: riphey@ufaras.ru.

Solodova Svetlana Andreevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. E-mail: solodowa.sveta2010@yandex ru.

УДК 551.72.(234.853) DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-5

НОВЫЕ ДАННЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ СТАРОПЕТРОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА В РАЗРЕЗЕ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ 40 КРАСНОУСОЛЬСКАЯ (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

О.В. Козлова, С.А. Солодова, А.А. Ратов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: riphey@ufaras.ru

В статье приводятся результаты минералогических исследований отложений старопетровской свиты венда в разрезе новой скважины 40 Красноусольская, которые используются для решения вопросов расчленения и корреляции разреза скважины с аналогичными образованиями опорных разрезов Шкапово-Шиханской впадины Волго-Уральской области (по профилю скважин 20007 Сулинская – 4 Аслыкульская – 6 Ахмеровская) и Южного Урала, определения источников сноса обломочного материала и особенностей развития осадочного бассейна в старопетровское время венда. На примере отложений старопетровской свиты, являющейся возрастным аналогом басинской свиты Южного Урала, установлено, что Уральский и Волго-Уральский бассейны имеют единое развитие в вендское время

Ключевые слова: венд, старопетровская, басинская, свита, Волго-Уральская область, Южный Урал

NEW DATA FROM MINERALOGICAL STUDIES OF THE VENDIAN STAROPETROVSK FORMATION IN THE SECTION OF 40 KRASNOUSOLSK DEEP WELL (PREURALIAN FOREDEEP)

O.V. Kozlova, S.A. Solodova, A.A. Ratov

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: riphey@ufaras.ru

The article presents the results of mineralogical studies of the Vendian Staropetrovsk Formation in the section of the new well 40 Krasnousolsk, which are used to resolve the issues of subdivision and correlation of the well section with similar formations of the key sections of the Shkapovo-Shikhan depression (along the profile of wells 20007 Sulinsk – 4 Aslykul – 6 Akhmerovo) and of the Southern Urals, determination of provenance areas of clastic material and the features of the development of the sedimentary basin in the Staropetrovsk time of the Vendian. Based on the example of deposits of the Staropetrovsk Formation, which is an age analogue of the Basu Formation of the Southern Urals, it was established that the Uralian and Volga-Uralian basins had a common development in the Vendian time.

Key words: Vendian, Staropetrovsk, Basa, Formation, Volga-Uralian area, Southern Urals

Для цитирования: *Козлова О.В., Солодова С.А., Ратов А.А.* Новые данные минералогических исследований отложений старопетровской свиты венда в разрезе глубокой скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 68–75. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-5.

For citation: Kozlova O.V., Solodova S.A., Ratov A.A. (2020) New data from mineralogical studies of the Vendian Staropetrovsk Formation in the section of 40 Krasnousolsk deep well (Preuralian Foredeep). *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 68–75. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-5.

© O.V. Kozlova, S.A. Solodova, A.A. Ratov, 2020

Введение

Вендские отложения со структурным несогласием перекрывают образования рифея и архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента в Волго-Уральской области (ВУО), где заполняют две крупные впадины: Верхнекамскую и Шкапово-Шиханскую, разделенные Сарапульско-Яныбаевской седловиной (рис.).

В Шкапово-Шиханской впадине (см. рис.) вендские отложения представлены в разрезах глубоких скважин наиболее полно, здесь находятся все региональные стратотипы стратиграфических подразделений венда ВУО, а близость их к выходящим на поверхность вендским образованиям на Южном Урале (ЮУ) позволяет проводить сопоставление разрезов и строить прогнозы относительно источников сноса для Волго-Уральского осадочного бассейна в вендское время.

Цель данной работы — интерпретация новых материалов минералогических исследований отложений венда в разрезе скважины 40 Красноусольская (40 КУ), пробуренной в 2019 г. в северной части Предуральского прогиба вблизи уральских опорных разрезов венда. Эти материалы дополнили минералогическую характеристику вендских образований и позволили обосновать единство развития Уральского и Волго-Уральского бассейнов в вендское время на примере отложений старопетровской свиты — возрастного аналога басинской свиты ЮУ.

Информация по минералогической характеристике искусственных шлихов пород венда и рифея ЮУ и ВУО имеется в отчетах по геологической съемке и тематическим работам, выполненным в разные годы геологами Западно-Башкирской геологоразведочной экспедиции В.И. Козловым, П.Н. Швецовым, В.В. Радченко, А.В. Клочихиным, в публикациях Л.Д. Ожигановой [1960], М.Т. Орловой [1960] и др. В последующие годы изучение акцессорных минералов отложений рифея и венда ЮУ и ВУО проводилось в Институте геологии УНЦ (ныне УФИЦ) РАН для получения наиболее полной минералогической характеристики и разработки минералогических критериев расчленения и корреляции отложений рифея и венда. Этими исследованиями было установлено, что рассматриваемые отложения указанных регионов имеют свои особенности в составе и строении [Сергеева, 1980, 1986, 1999]. Различия по некоторым разрезам были столь значительные, что не позволяли однозначно решить вопрос о единстве развития вендского палеобассейна.

Стратиграфия вендских отложений, вскрытых скважиной 40 Красноусольская

При стратиграфической интерпретации вендской части разреза скважины 40 КУ используется Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области [2000], но с дополнениями и изменениями (табл. 1) [Козлов и др., 2011; Сергеева, Пучков, 2016, 2019].

Стратиграфическое расчленение докембрийских отложений, вскрытых скважиной 40 КУ приводится в статье [Сергеева, Солодова, 2020], где вендские отложения выделены в интервале глубин 1710–3164 м, а их расчленение проводится на основе сопоставления с аналогичными образованиями опорных разрезов Шкапово-Шиханской впадины по профилю скважин 20007 Сулинская – 4 Аслыкульская – 6 Ахмеровская, (см. рис.), в разрезах которых эти отложения имеют обоснованную стратиграфическую корреляцию со стратотипическими и опорными разрезами венда Волго-Уральской области и Южного Урала. В венде скважины 40 КУ выделены (снизу) сергеевская (нижний венд), байкибашевская и старопетровская (каировская серия), салиховская и карлинская (шкаповская серия) свиты (верхний венд).

Сергеевская свита (интервал гл. 3116–3164 м) представлена чередованием песчаников полимиктовых, меньше кварцевых, мелкозернистых, алевритистых и алевролитов полимиктовых, плохо сортированных с примесью мелкопесчаных зерен, участками слоистых. Слоистость подчеркивается субпараллельным расположением слюды. Мощность свиты 54 м.

Байкибашевская свита (интервал гл. 3062–3116 м) пройдена без подъема керна, выделена по данным ГИС и представлена (по шламу) разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Мощность 54 м.

Старопетровская свита (интервал гл. 2575–3062 м) сложена песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми, в основном мелко- и среднезернистыми, с кварцевым регенерационным и карбонатно-глинистым поровым цементом, с прослоями аргиллитов. Мощность 487 м.

Салиховская свита (интервал гл. 2360–2575 м) представлена песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми, в основном тонко- и мелкозернистыми, серого цвета, слоистыми за счет темно-вишневых слойков, обогащенных глинистым материалом. В песчаниках встречен прослой (мощностью 1.8 м) конгломератов разногалечных, с песчано-гравийным

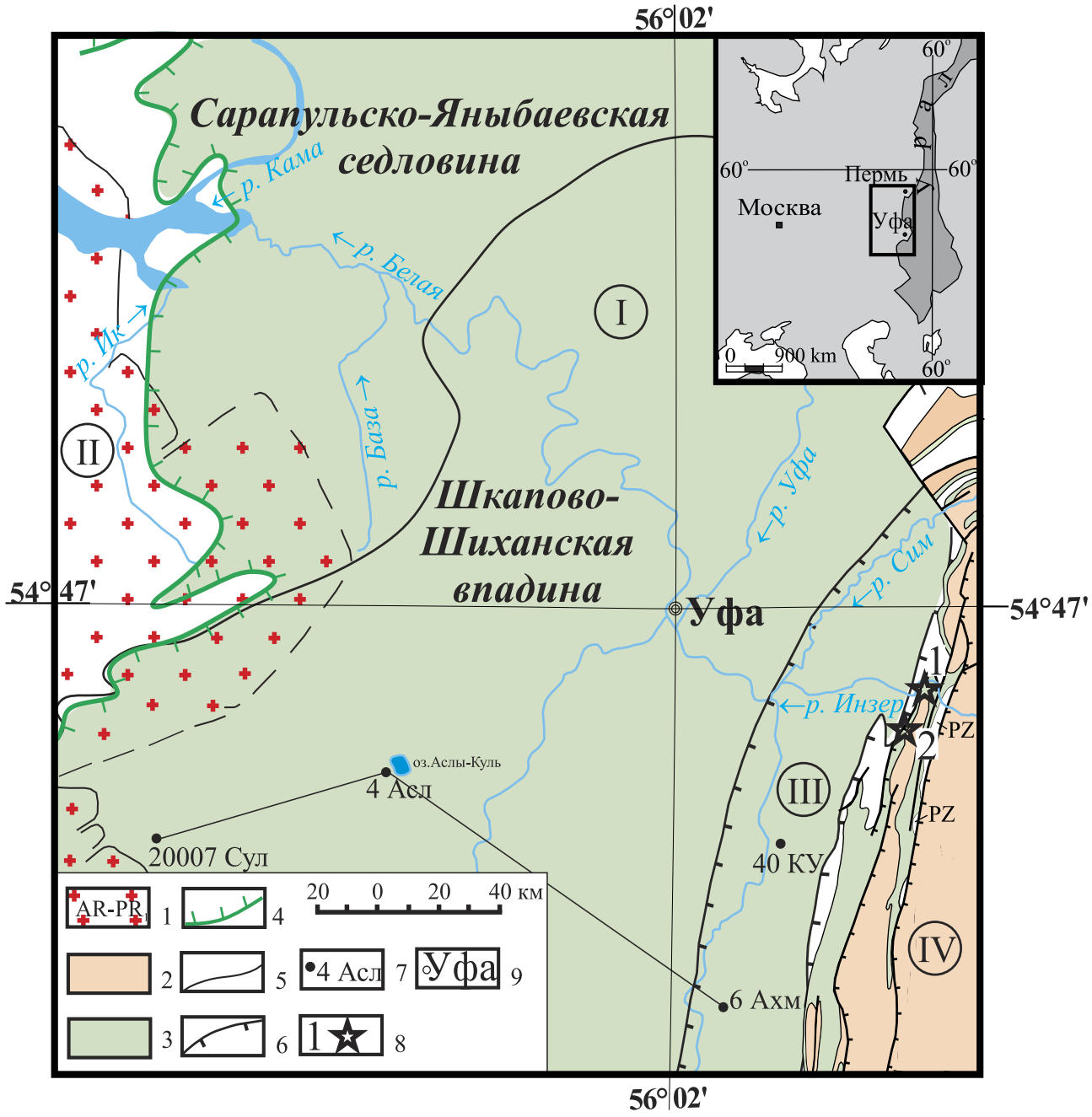

Рис. Обзорная карта распространения вендских отложений в пределах Волго-Уральской области и Южного Урала в современных координатах. По [Башкова и др., 2011], с упрощениями

Условные обозначения: Основные структурно-тектонические подразделения: I — Камско-Бельский авлакоген; II — Южно-Татарский свод; III — Предуральский краевой прогиб; IV — складчатый Урал. 1–3 — отложения: 1 — архея–раннего протерозоя, 2 — рифея, 3 — венда; 4–6 — границы: 4 — распространения вендских отложений, 5 — стратиграфические, 6 — тектонические; 7 — местоположение скважин; 8 — расположение разрезов (1 — по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк, 2 — по а/д Уфа–Белорецк западнее моста через р. Зуячку); 9 — населенные пункты.

Fig. Overview map of the distribution of Vendian deposits within the Volga-Uralian area and the Southern Urals in modern coordinates. According to [Bashkova et al., 2011], simplified

Legend: Main structural-tectonic subdivisions: I — Kama-Belsk aulacogen; II — South-Tatar arch; III — Preuralian Foredeep; IV — Folded Urals. 1–3 — deposits: 1 — Archean–Early Proterozoic, 2 — Riphean, 3 — Vendian; 4–6 — boundaries: 4 — distribution of Vendian deposits, 5 — stratigraphic, 6 — tectonic; 7 — location of wells; 8 — location of sections (1 — along Inzer river and the Agardy stream near the Gabdyuk village, 2 — along the road Ufa–Beloretsk west of the bridge over the Zuyachka river); 9 — settlements.

Таблица 1. Сопоставление Стратиграфических схем венда Южного Урала [Козлов, Сергеева, 2011] и Волго-Уральской области [Сергеева, Пучков, 2016, 2019]

Table 1. Comparison of Vendian Stratigraphic Schemes of the Southern Urals [Kozlov, Sergeeva, 2011] and the Volga-Uralian area [Sergeeva, Puchkov, 2016, 2019]

Южный Урал [Козлов и др., 2011]				Волго-Уральская область [Сергеева, Пучков, 2016, 2019]		
Система	Отдел	Серия	Свита	Свита	Серия	Отдел
			П а л е о з о й			
В е н д с к а я	Верхний (V_2)	Ашинская	Зиганская	Карлинская	Шкапо-вская	Верхний (V_2)
			Куккараукская	Салиховская		
			Басинская	Старопетровская	Каировская	
			Урюкская	Байкибашевская		
	V_1		Бакеевская	Сергеевская		V_1

заполнителем желтовато-светло-серого цвета. Мощность 215 м

Карлинская свита (интервал гл. 1710–2360 м) представлена неравномерным чередованием кварцевых светло-серых разнозернистых в основном среднезернистых песчаников и алевролитов слюдистых, с базальным глинистым цементом, участками с аргиллитом слабослюдистым. Мощность 650 м.

Отложения венда в разрезе скважины 40 КУ вскрыты в полном стратиграфическом объеме (представлены всеми свитами: сергеевской, байкибашевской, старопетровской, салиховской и карлинской) и имеют мощность — 1454 м, при максимальной (1570 м) мощности венда в разрезе скважины 6 Ахмеровская. Увеличение мощности вендских отложений в разрезах скважин Предуральского краевого прогиба обусловлено углублением палеобассейна в сторону Южного Урала, где мощность вендских образований более 2 км.

Особое внимание уделено изучению минералогических особенностей пород старопетровской свиты, так как она имеет широкое распространение, максимальную мощность (487 м) отложений в пределах ВУО и достаточно полно представлена керновым материалом.

Сравнительная характеристика отложений старопетровской и басинской свит по акцессорным минералам

Для корреляции отложений старопетровской свиты, вскрытых скважиной 40 КУ, с опорными разрезами этой свиты в ВУО проведено изучение состава и содержания минералов тяжелой фракции, характера минеральных ассоциаций и типоморфизма акцессорных минералов в песчаниках и алевролитах свиты. Минералогические исследования проведены с использованием метода тяжелых фракций (искусственных шлихов), методика которого описана нами ранее [Козлова и др., 2019].

Результаты минералогического изучения отложений старопетровской свиты в разрезе новой скважины 40 КУ приведены в табл. 2, из которой следует, что тяжелая фракция состоит в основном из минералов-спутников пород кислого состава: турмалина, циркона, апатита, слюды и др. Из минералов метаморфических пород встречаются гранат, лейкоксен, эпидот, в меньшем количестве присутствует рутил; повышенные концентрации отмечаются для минералов-спутников основных

и ультраосновных пород — магнетита, ильменита (20 г/т), пироксена (207 г/т) и амфибола (47 г/т). Из аутигенных минералов значительными содержаниями выделяются гематит (63 г/т), хлорит (40 г/т) и пирит (см. табл. 2).

Основные акцессорные минералы образуют рутил-апатит-*гранат-циркон-турмалиновую* ассоциацию (курсивом выделены руководящие минералы ассоциации).

Минералы, входящие в ассоциацию, имеют следующие особенности:

Циркон представлен хорошо окатанными зернами. Реже встречаются дипирамидально-призматические кристаллы цирконового типа со слабо сглаженными ребрами размером 0.05×0.125 мм. Цирконы бледно-розовой и розовой окраски, в некоторых зернах присутствуют минеральные и газово-жидкие включения. Размеры зерен колеблются от 0.05×0.05 мм до 0.125×0.25 мм.

Турмалин встречается в основном в виде хорошо окатанных зерен, реже в кристаллах. Окраска турмалинов от светло-коричневой до почти черной,

Таблица 2. Содержание минералов тяжелой фракции в отложениях старопетровской и басинской свит (г/т)
Table 2. The content of heavy fraction minerals in the sediments of the Staropetrovsk and Basu Formations (g/t)

Скважины / Разрезы	20007 Сулинская	4 Аслы-кульская	6 Ахмеровская	40 Красно-усольская	по а/д Уфа – Белорецк западнее моста через р. Зуячку	по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк
Кол-во проб	4	3	10	4	29	27
Минералы кластогенные						
Циркон	102	73	136	69	140	122
Апатит	50	6	5	42	99	129
Турмалин	+	+	24	116	278	427
Группа слюд	+	1025	5	166	939	550
Монацит	–	–	+	–	–	–
Сфен	–	35	+	–	–	–
Сфалерит	–	+	+	–	–	–
Галенит	–	12	+	–	–	–
Халькопирит	–	43	+	–	–	–
Магнетит	175	+	+	+	23	432
Группа пироксена	–	–	5	207	275	496
Ильменит	+	10	3	20	85	39
Хромшпинелиды	–	+	+	–	–	–
Рутил	58	7	15	+	159	282
Анатаз (брукит)	+	1	+	–	+	–
Лейкоксен	+	11	76	33	127	168
Группа амфибола	+	–	+	47	91	282
Группа эпидота	–	89	+	50	886	151
Группа граната	455	1023	318	64	454	320
Аутигенные						
Лимонит	–	179	+	–	58	36
Пирит (марказит)	90	28	852	1	–	–
Группа карбоната	–	–	66	12	23	42
Глауконит	–	+	+	–	–	–
Хлорит	12	–	90	40	360	399
Гематит (мартит)	737	5	+	63	558	496
Барит	38	102	+	–	1	1

Примечание: (+) — минерал присутствует как редкие зерна.

Note: (+) — the mineral is present as rare grains.

а размеры зерен варьируют от 0.05×0.05 мм до 0.25×0.3 мм.

Гранат присутствует в виде угловато-окатанных обломков неправильной формы, иногда со ступенчатыми поверхностями граней. Окраска граната розовая, бледно-розовая, иногда с желтоватым оттенком, блеск стеклянный. Размер зерен — от 0.075×0.1 мм до 0.125×0.175 мм.

Апатит представлен окатанными зернами и редко призматическими кристаллами. Зерна бесцветные, прозрачные, часто с минеральными включениями. Размер от 0.07×0.07 мм до 0.1×0.15 мм.

Рутил отмечается в окатанных обломках уплощенной и удлиненной формы, редко наблюдаются кристаллы игольчатого облика. Цвет рутила от светло-бурого до черного. Размер 0.05×0.15 мм.

Старопетровская свита, как отмечено выше, изучена также в разрезах по профилю скважин 20007 Сулинская–4 Аслыкульская–6 Ахмеровская.

В основу сопоставления положены акцессорно-минеральные ассоциации и типоморфные признаки акцессорных минералов, выделенных в отложениях страропетровской свиты по разрезам перечисленных выше скважин.

Отложения свиты по профилю скважин характеризуются существенно гранатовой ассоциацией: турмалин-апатит-рутил-*циркон-гранатовой* (скважина 20007 Сулинская), рутил-апатит-*циркон-гранатовой* (скважина 4 Аслыкульская) и апатит-рутил-турмалин-*циркон-гранатовой* (скважина 6 Ахмеровская). Несколько иной состав ассоциации (рутил-апатит-*гранат-циркон-турмалиновая*) характерен для пород старопетровской свиты в скважине 40 КУ, где значительно возрастает роль турмалина, что свидетельствует о дополнительном источнике сноса.

В большей части разрезов старопетровской свиты гранат является одним из основных минералов ассоциации. Его высокая концентрация и морфологические особенности в породах свиты позволяют рассматривать гранат в качестве маркирующего для минералогической корреляции разрезов скважин.

В скважинах 20007 Сулинская и 4 Аслыкульская гранат имеет следующие особенности: обломки кристаллов с характерным ступенчато-черепитчатым рельефом граней, иногда зерна имеют скелетный облик. Окраска розовая с лиловым или красноватым оттенком. Источником этих гранатов послужили породы кристаллического фундамента Татарского свода [Сергеева, 1986]. Содержание такого типа граната уменьшается в тяжелой фракции песчаников старопетровской свиты в восточных разрезах, вскрытых в Предуральском краевом прогибе скважинами 6 Ахмеровская и 40 Красноусольская. Здесь, наряду с гранатами ступенчато-черепитчатого строения, появляются угловато-окатанные зерна бледно-розового граната, аналогичного таковому из отложений басинской свиты уральских разрезов (по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк и по автотрассе Уфа–Белорецк западнее моста через р. Зуячку, см. рис., точки 1 и 2).

Появление граната уральского типа в разрезах скважин 40 Красноусольская и 6 Ахмеровская позволяет сделать вывод об области питания, расположенной восточнее вендского осадочного бассейна.

Заключение

Для отложений, вскрытых скважинами ВУО (20007 Сулинская, 4 Аслыкульская), основной областью сноса являются породы кристаллического фундамента Южно-Татарского свода. Это подтверждается морфологическими особенностями граната (ступенчато-черепитчатый рельеф граней), который выступает в качестве типоморфного минерала старопетровской свиты. Для пород, вскрытых в Предуральском краевом прогибе скважинами 40 Красноусольская и 6 Ахмеровская, характерны как гранаты со ступенчато-черепитчатым рельефом граней, так и гранаты уральского типа. Это позволило сделать вывод о существовании дополнительных источников питания для песчаников басинской (Южный Урал) и старопетровской (Предуральский прогиб) свит восточнее вендского осадочного бассейна.

Ранее отдельными исследователями предполагалось существование двух изолированных бассейнов — Уральского и Волго-Уральского. Проанализировав минералогический состав старопетровской свиты по профилю скважин 20007 Сулинская–4 Аслыкульская–6 Ахмеровская, а также получив новые данные по материалам пробуренной скважины 40 Красноусольская и сравнив их с уральскими разрезами, авторы пришли к выводу, что на территории Урала и Волго-Уральской области в вендское время существовал единый осадочный бассейн.

Таким образом, новые материалы минералогических исследований отложений венда в разрезе скважины 40 Красноусольская, пробуренной в 2019 г. в северной части Предуральского прогиба вблизи уральских опорных разрезов венда, дополнили минералогическую характеристику вендских

образований Шкапово-Шиханской впадины и позволили обосновать единство развития Уральского и Волго-Уральского бассейнов в вендское время на примере отложений старопетровской свиты, являющейся возрастным аналогом басинской свиты Южного Урала.

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

Список литературы:

Башкова С.Е., Субботина Н.Б., Карасева Т.В. Закономерности строения рифейских и вендских отложений Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Вестник Пермского университета. 2011. Вып. 3. С. 8–17.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Верхний протерозой Волго-Уральской области. Стратиграфия и особенности состава // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2011. № 17. С. 58–80.

Козлова О.В., Ратов А.А., Солодова С.А., Бояркин С.А. Литолого-петрографические и минералогические особенности ашинской молассы венда на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 88–101. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-7.

Ожиганова Л.Д. Петрографо-минералогические исследования древних отложений // Древние отложения Западной Башкирии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 28–87.

Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые. Л., 1960. С. 31–43. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 28)

Сергеева Н.Д. Некоторые минералогические особенности базальных свит нижнего и верхнего рифея Южного Урала // Геология докембрия Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С. 9–13.

Сергеева Н.Д. Сопоставление вендских отложений западного крыла Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) и юго-восточной окраины Русской плиты по акцессорным минералам // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 24–36.

Сергеева Н.Д. Особенности вендских отложений востока Русской плиты по акцессорным минералам // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы: Мат-лы Всерос. совещания. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. Ч. 2. С. 71–73.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфия рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения) // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России / *Ред. Т.Ю. Толмачева*: Мат-лы Межвед. рабочего совещ. (Санкт-Петербург 17–20 окт. 2016 г.). СПБ: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 157–159.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Сводный литолого-стратиграфический разрез рифея Волго-Уральской области // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика: Мат-лы 6-й Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия (22–24 окт. 2019 г. Санкт-Петербург). СПб., 2019. С. 203–207.

Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55–67.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области: Объяснительная записка / *Сост. Е.М. Аксенов, В.И. Козлов*. Уфа, 2000. 91 с. + схема на 2-х л.

References:

Bashkova S.E., Subbotina N.B., Karaseva T.V. (2011) Regularities of the structure of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Uralian oil and gas basin. *Vestnik Permskogo universiteta – Perm University Bulletin*, **3**, 8-17. (In Russian).

Kozlov V.I., Sergeeva N.D. (2011) Upper Proterozoic of the Volga-Uralian region. Stratigraphy and compositional features. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnyh resursov AN RB – Geology. Bulletin of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, (17), 58-80. (In Russian).

Kozlova O.V., Ratov A.A., Solodova S.A., Boyarkin S.A. (2019) Lithologic-petrographic and mineralogic features of Asha Vendian molasse in the Southern Urals. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 88-101. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-7. (In Russian).

Orlova M.T. (1960) Accessory minerals of ancient silent strata of the western slope of the South Urals. *Geologiya i poleznye iskopaemye. Trudy VSEGEI. Nov. ser.; Vyp. 28* [Geology and useful minerals. Proceedings of VSEGEI. New series. Issue 28]. Leningrad, 31-44. (In Russian).

Ozhiganova L.D. (1960) Petrographic and mineralogical studies of ancient deposits. *Drevnie otlozheniya Zapadnoi Bashkirii* [Ancient deposits Zap. Bashkiria]. Moscow, AN SSSR Publ., 28-87. (In Russian).

Sergeeva N.D. (1980) Some mineralogical features of the basal formations of the Lower and Upper Riphean of the South Urals. *Geologiya dokembriya Yuzhnogo Urala* [Geology of the Precambrian of the South Urals]. Ufa: BFAN SSSR Publ., 9-13. (In Russian).

Sergeeva N.D. (1986) Comparison the vendskikh of deposits of the western wing Bashkir a megantiklinoriya (South Urals) and the southeast outskirts of the Russian plate on accessory minerals. *Dokembrii i paleozoi Yuzhnogo Urala* [Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals]. Ufa: BFAN SSSR Publ., 24-36. (In Russian).

Sergeeva N.D. (1999) Peculiarities of the Vendian deposits of the east of the Russian plate for accessory minerals. *Stratigrafiya, paleontologiya i perspektivy neftegazonosnosti rifeya i venda vostochnoi chasti Vostochno-Evropeiskoi platformy. Materialy Vserossiiskogo soveshchaniya. Chast' 2* [Stratigraphy, paleontology and oil and gas potential of the Riphean and

Vendian of the eastern part of the East European platform. Materials of the All-Russian meeting. Part 2]. Ufa: IG UNTs RAN, 71-73. (In Russian).

Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2016) Riphean and Vendian stratigraphy of the Volga-Uralian area (changes and additions)]. *Obshhaja stratigraficheskaja shkala i metodicheskie problemy razrabotki regional'nyh stratigraficheskih shkal Rossii. Red. T.Yu. Tolmacheva. Materialy Mezhvedomstvennogo rabochego soveshchaniya (Sankt-Peterburg 17–20 oktyabrya 2016 g.)* [General stratigraphic scale and methodological problems of developing regional stratigraphic scales in Russia. Ed. T.Yu. Tolmacheva. Materials of the Interdepartmental Workshop. St. Petersburg, October 17-20, 2016]. St. Petersburg: VSEGEI Publ., 157-159. (In Russian).

Sergeeva N.D., Puchkov V.N. (2019) Consolidated lithological and stratigraphic section of the Riphean of the Volga-Ural region. *Etapy formirovaniya i razvitiya proterozoiskoi zemnoi kory: stratigrafiya, metamorfizm, magmatizm, geodinamika. Mat-ly 6-i Rossiiskoi konferencii po problemam geologii i geodinamiki dokembriya (22–24 okt. 2019 g. Sankt-Peterburg)* [Stages of formation and development of the Proterozoic crust: stratigraphy, metamorphism, magmatism, geodynamics. Proceedings of the 6th Russian conference on the problems of geology and geodynamics of the Precambrian (October 22-24, 2019 St. Petersburg)]. St. Petersburg, 203-207. (In Russian).

Sergeeva N.D., Solodova S.A. (2020) Lithological and petrographic characteristics and stratigraphic dissection of pre-Paleozoic sediments in the section of well 40 Krasnousolskaya (Pre-Ural foredeep). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (3), 55–67. (In Russian)

Stratigraficheskaja shema rifejskih i vendskih otlozhenij Volgo-Ural'skoj oblasti: Objasnitel'naja zapiska. Sostaviteli E.M. Aksenov, V.I. Kozlov (2000) [Stratigraphic diagram of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Uralian area: Explanatory note. Compiled by E.M. Aksenov, V.I. Kozlov]. Ufa, 91 p. and 2 sheet diagram. (In Russian).

Сведения об авторах:

Козлова Ольга Вячеславовна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: riphey@ufaras ru

Солодова Светлана Андреевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: solodowa.sveta2010@yandex.ru

Ратов Александр Александрович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г.Уфа. E-mail: ratov1990@icloud.com

About the autors:

Kozlova Olga Vjacheslavovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: riphey@ufaras ru

Solodova Svetlana Andreevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: solodowa.sveta2010@yandex.ru

Ratov Alexander Alexandrovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: ratov1990@icloud.com

УДК 552.51 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-6

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ РЕНТГЕНОВСКОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ И ОПТИЧЕСКОЙ МИКРОСКОПИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД СЛОЖНОГО СОСТАВА

А. М. Фазлиахметов[1], А. А. Пономарев[2]

[1] *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (ИГ УФИЦ РАН), 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: famrb@mail.ru*

[2] *Тюменский индустриальный университет (ТИУ), 625000, г. Тюмень, ул. Володарского, 38. E-mail: ponomarev94@mail.ru*

В статье на примере двух образцов вулканомиктовых песчаников приведен сравнительный анализ двух методов исследований — микроскопии в проходящем поляризованном свете и рентгеновской компьютерной микротомографии. Показано, что микроскопия дает наиболее полные результаты — позволяет определить минералого-петрографический состав пород, их структурные и текстурные свойства. Рентгеновская компьютерная томография позволяет лишь судить о внутренней однородности образцов. Анализ опубликованных данных показал, что информативность результатов томографических исследований возрастает в песчаниках простого состава и состоящих из зерен с контрастно отличающимся коэффициентом линейного ослабления рентгеновских лучей.

Ключевые слова: рентгеновская микротомография, песчаники, ильтибановская толща, улутауская свита

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE APPLICATION OF X-RAY MICROTOMOGRAPHY AND OPTICAL MICROSCOPY METHODS IN THE STUDY OF COMPLEX CLASTIC ROCKS

A. M. Fazliakhmetov[1], A. A. Ponomarev[2]

[1] *Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), 450077, Russia, Ufa, K. Marks st., 16/2, E-mail: famrb@mail.ru*

[2] *Tyumen Industrial University (TIU). 625000, Russia, Tyumen, Volodarsky st., 38*

Based on the example of two samples of volcanomictic sandstones, the article presents a comparative analysis of two research methods — microscopy in transmitted polarized light and X-ray computer microtomography. It is shown that microscopy gives the most complete results — it allows to determine the mineralogical and petrographic composition of rocks, their structural and textural properties. X-ray computed tomography can only judge the internal homogeneity of the samples. Analysis of the published data showed that the information content of the results of tomographic studies increases in sandstones of simple composition and consisting of grains with a contrastly different coefficient of linear attenuation of X-rays.

Key words: X-ray microtomography, sandstones, the Iltibanovo formation, the Ulutau formation

Для цитирования: *Фазлиахметов А.М., Пономарев А.А.* Сравнительный анализ применения методов рентгеновской микротомографии и оптической микроскопии при изучении обломочных пород сложного состава // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 76–83. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-6.

For citation: Fazliakhmetov A.M., Ponomarev A.A. (2020) Comparative analysis of the application of X-ray microtomography and optical microscopy methods in the study of complex clastic rocks. *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 76–83. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-6.

© А.М. Фазлиахметов, А.А. Пономарев, 2020

Введение

В настоящее время изучение горных пород нельзя представить без применения точных химических или физических методов исследования. К их числу относится рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия, масс-спектрометрия и т. д. В последнее десятилетие к данному перечню добавилась рентгеновская компьютерная микротомография (РКТ), позволяющая без деструкции исследуемого образца визуализировать и описать его внутреннее строение. Особенно часто данный метод применяется при изучении пустотного пространства пород-коллекторов нефти и газа [Корост и др., 2010; Якушина, Хозяинов, 2014; Ефимов и др., 2016], тогда как при решении иных задач он используется реже [Фазлиахметов и др., 2012, 2015; Савельев и др., 2016; Якушина и др., 2018], что, по всей видимости, объясняется недостатком информации о РКТ в целом и, особенно, о «границах» применения данного метода.

Выходом в данной ситуации является наращивание наших знаний и навыков применения РКТ посредством изучения пород разного состава и анализа ценности полученных данных. Особенно эффективным такой подход представляется в комплексе с широко применяемыми методами исследования.

В данном сообщении приводятся сравнительный анализ результатов, полученных методом РКТ и посредством оптической микроскопии в проходящем поляризованном свете. В качестве объектов изучения выбраны породы сложного минералого-петрографического состава — тефрогенные и вулканотерригенные песчаники Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала (ЗМЗ).

Объекты изучения и методика работ

Объектами изучения послужили два образца песчаников.

Образец 1 представляет собой вулканотерригенный песчаник. Он был отобран в стратотипическом разрезе ильтибановской толщи нижнего девона ЗМЗ у северной оконечности плотины Ильтибановского водохранилища в точке с координатами N 54° 20' 27.85", E 59° 14' 04.91".

Образец 2 — тефрогенный песчаник из нижней части стратотипа улутауской свиты живетского – нижней части франского яруса ЗМЗ. Координаты точки опробования — N 52° 44' 28.72", E 58° 34' 12.47".

Подробная информация об изученных породах представлена в публикациях [Фазлиахметов, 2011; Зайнуллин, 2017, 2018].

Микроскопическое описание проведено на поляризационном микроскопе Amplival Carl Zeiss по стандартной методике. Суть ее заключается в следующем. Пластинка горной породы толщиной 0.03 мм приклеена между предметным и покровным стеклами. Ее описание проводится в проходящем поляризованном свете. С этой целью под столиком микроскопа, между осветителем и препаратом, установлен поляризующий элемент (призма Николя или полароидная пластинка) — поляризатор. Для уточнения состава минералов между препаратом и окуляром вводится дополнительный поляризующий элемент — анализатор с плоскостью поляризации, перпендикулярной таковой у поляризатора.

Съемка методом РКТ была проведена на рентгеновском компьютерном микротомографе SkyScan 1172 со следующими настройками сканирования: Image Pixel Size (um) = 16.34; Filter = Al + Cu; Rotation Step (deg) = 0.700; Frame Averaging = ON (5); Random Movement = ON (10); Use 360 Rotation = YES. Предварительно из образцов были выпилены цилиндры диаметром 7–9 мм и высотой 15–20 мм. Обработка изображений осуществлена в программном пакете NRecon со следующими параметрами реконструкции: Smoothing = 3; Smoothing kernel = 2 (Gaussian); Ring Artifact Correction = 20; Beam Hardening Correction = 48%; Minimum for CS to Image Conversion = 0.016289; Maximum for CS to Image Conversion = 0.241681.

Полученные изображения представлены в градиентах серого цвета в 8-битном формате .bmp. В ряду от черного цвета к белому линейный коэффициент ослабления рентгеновских лучей (ЛКО) возрастает.

Результаты микроскопического изучения

Образец 1. Песчаник грубозернистый вулканотерригенный.

Зерна преимущественно представлены магматическими породами и кристаллами плагиоклаза (рис. 1). Среди магматических разностей встречены кварцевые порфиры и плагиоклазовые порфириты с микролитовой, микрофельзитовой, фельзитовой, интерсертальной, пилотакситовой структурами основной массы. Плагиоклазы представлены монокристаллами и полисинтетическими двойниками, часто они пелитизированы, серицитизированы и хлоритизированы.

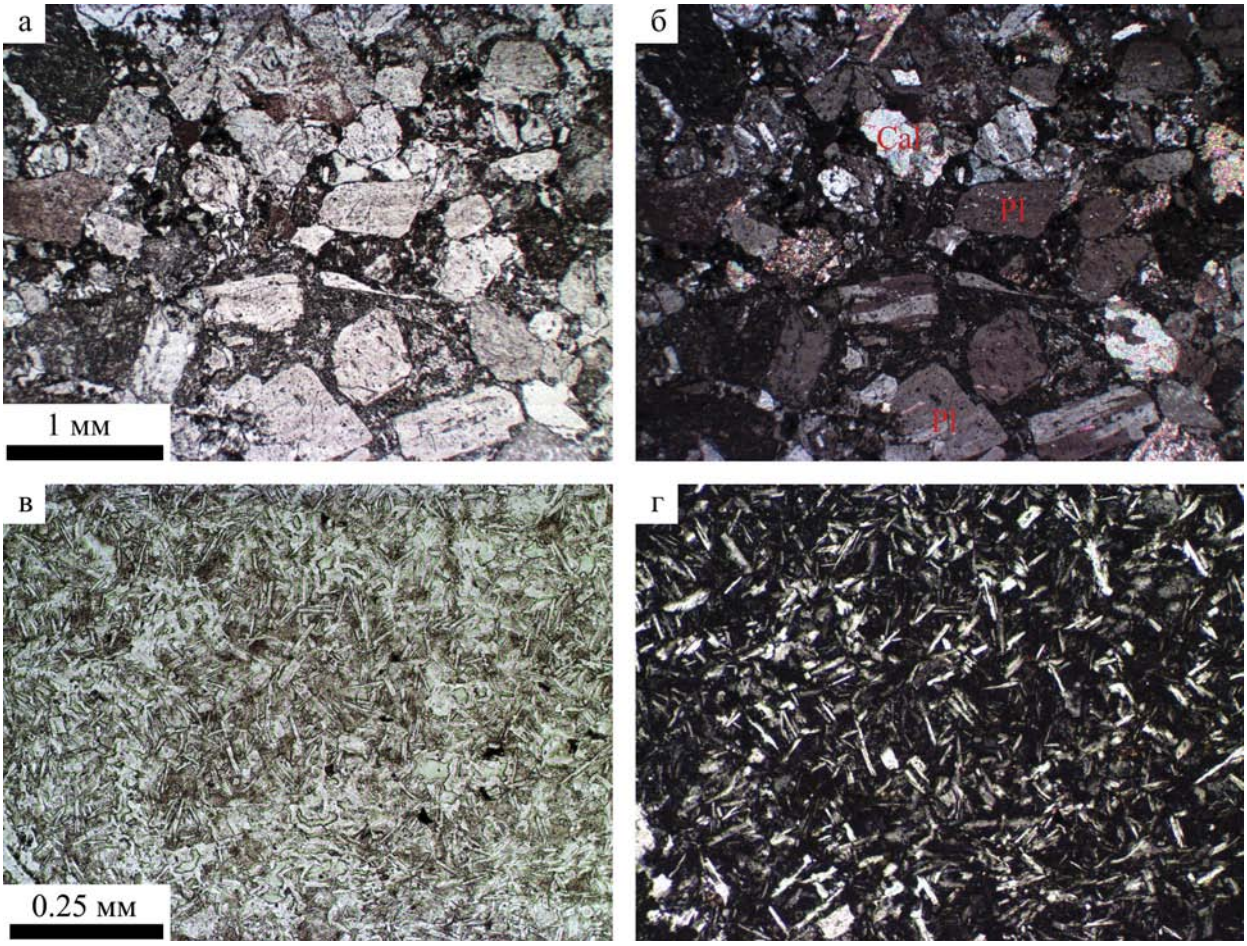

Рис. 1. Микрофотографии песчаников ильтибановской толщи — образец 1

Примечания: а–б — структура и состав породы. Видны плагиоклазы (*Pl*), кальциты (*Cal*) зерна пород, их контакты и т.д.; в–г — интерсертальная структура одного из зерен; а, в — без анализатора; б, г — с анализатором.

Fig. 1. Micrographs of sandstones of the Iltibanovo formation — sample 1

Notes: а–б — structure and composition of the rock. Plagioclases (*Pl*), calcite (*Cal*), rock grains, their contacts, etc.; в–г — intersertal structure of one of the grains; а, в — without an analyzer; б, г — with an analyzer.

В меньших количествах встречаются кристаллы кальцита, пелитоморфные и микрокристаллические известняки, аргиллиты, кварциты, пироксен-хлорит-кварцевые агрегаты.

Зерна прилегают друг к другу плотно. Сортировка хорошая. Характерны конформные, реже инкорпорационные контакты. Редкими участками встречается поровый халцедоновый цемент.

Образец 2. Песчаник крупно-грубозернистый тефрогенный.

В составе преобладают кристаллы пелитизированного плагиоклаза, как монокристаллического, так и полисинтетических двойников (рис. 2). Приблизительно в тех же количествах встречаются зерна кварцевых порфиров и кварц-плагиоклазовых порфиритов с микрофельзитовой и фельзитовой основной массой. В подчиненных количествах присутствуют зерна субвулканических и вулканических пород среднего состава, пумпеллиит-эпидотовые, пумпеллиит-кварцевые, хлорит-пумпеллиитовые породы и кварц.

Сортировка плохая, зерна плотно прилегают друг к другу. Их контакты конформные.

Результаты анализа изображения РКТ

На РКТ-изображениях образца 1 (рис. 3) видны участки с разной ЛКО. Их размер меняется в пределах от 0.2 до 3.0 мм, преобладают участки размером 1.0–2.0 мм. Границы их нечеткие, расплывчатые. Форма разнообразна, преимущественно неправильная. Обломочная структура не распознается. Контуры

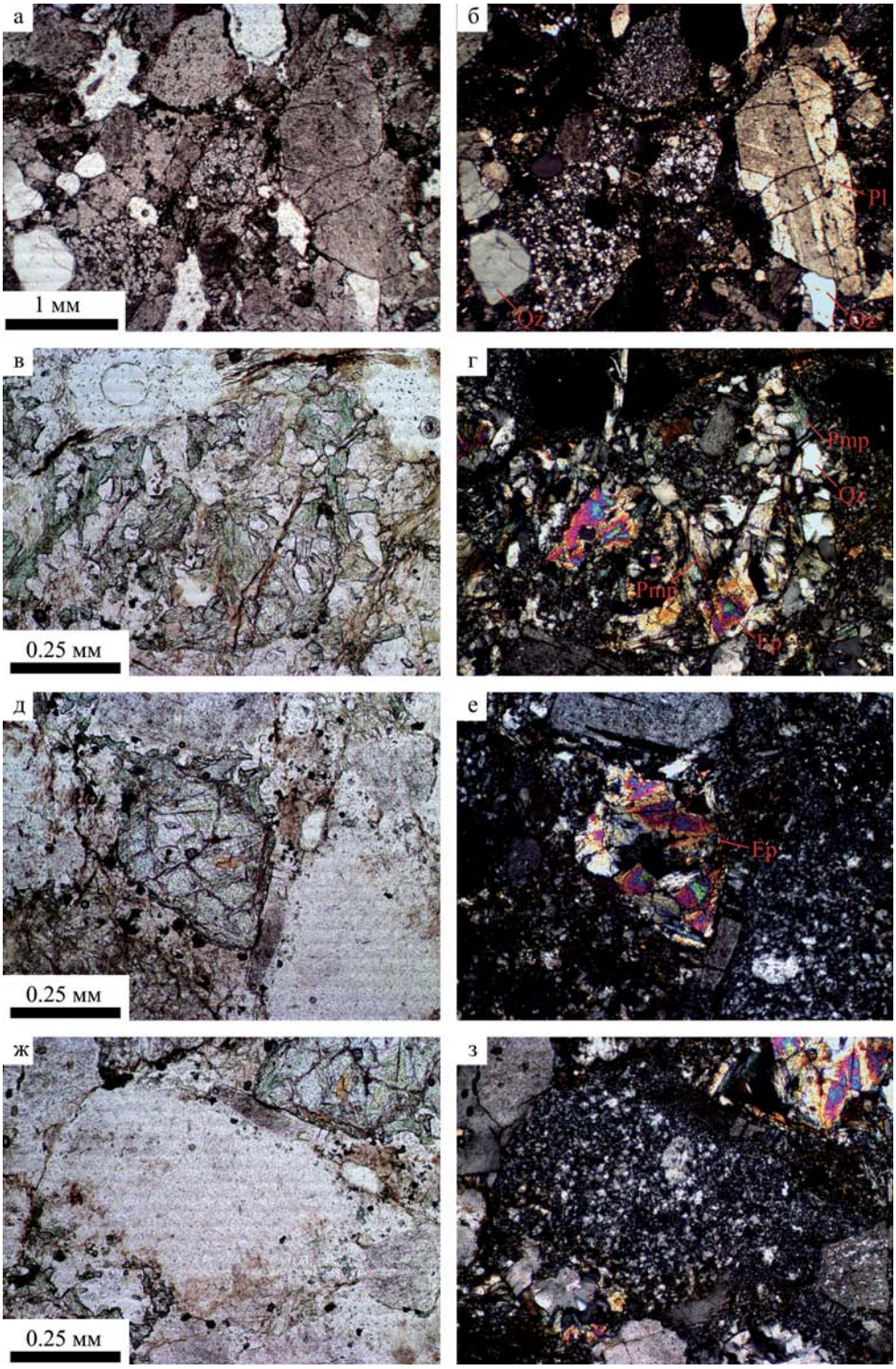

Рис. 2. Микрофотографии песчаников улутауской свиты

Примечания: а–б — структура и состав породы; в–г — зерно, сложенное кварцем (*Qz*), пумпеллиитом (*Pmp*) и эпидотом (*Ep*); д–е — зерно эпидота; ж–з — зерно плагиоклазового порфирита с фельзитовой структурой основной массы. Левый столбец — без анализатора; правый — с анализатором.

Fig. 2. Micrographs of sandstones of the Ulutau formation

Notes: а–б — texture and composition of the rock; в–г — grain composed of quartz (*Qz*), pumpellite (*Pmp*) and epidote (*Ep*); д–е — epidote grain; ж–з — grain of plagioclase porphyrite with felsic structure of the groundmass. Left column — no analyzer; right — with analyzer.

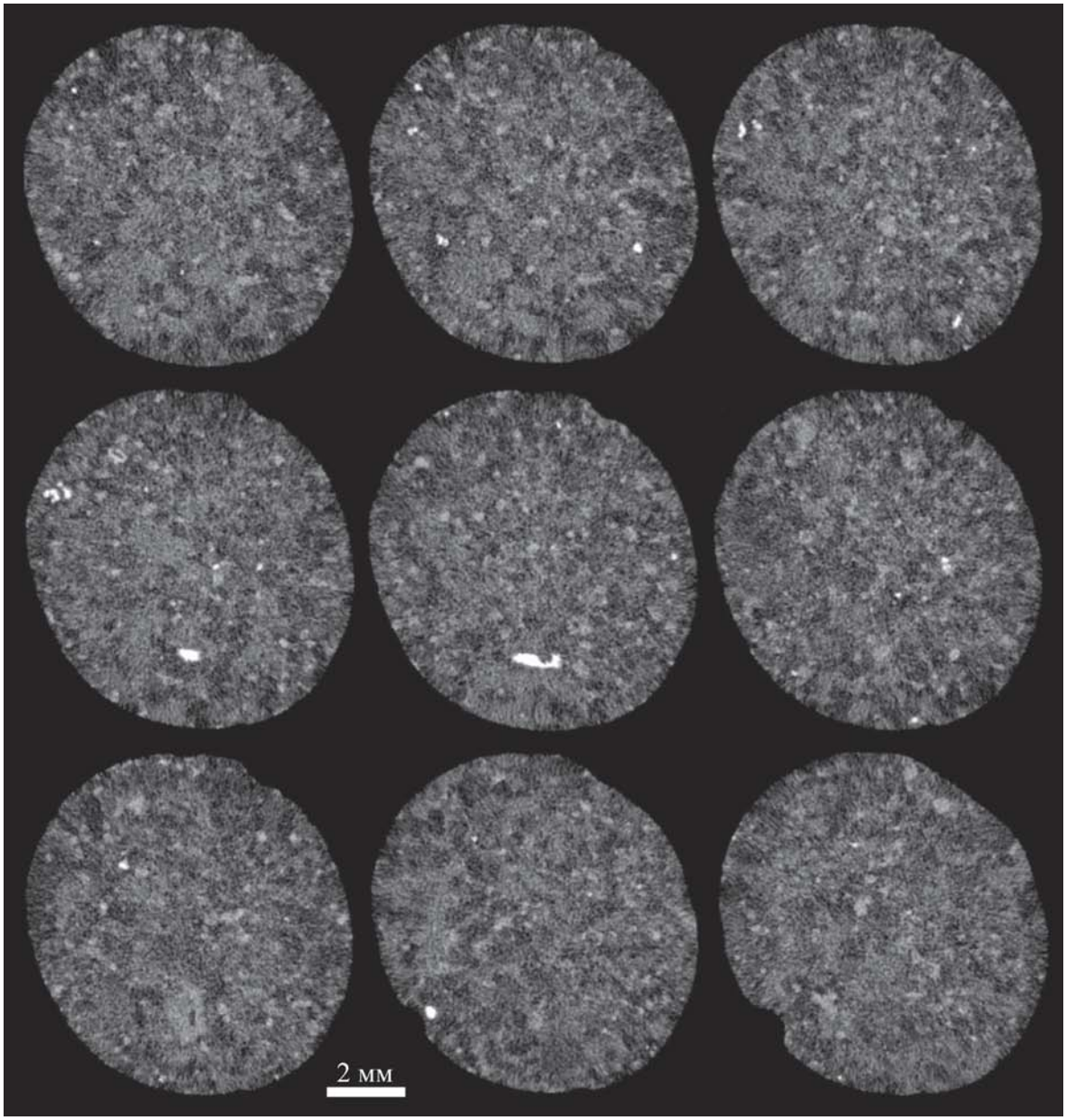

Рис. 3. Томографические срезы образца 1
Fig. 3. Tomographic slices of sample 1

отдельных обломков видны в единичных случаях. Распределение участков разной плотности равномерное. Сравнительно редко встречаются включения с высоким ЛКО. Форма их неправильная. Размер 0.1–0.5 мм.

Съемка методом РКТ образца 2 дала близкий результат (рис. 4). Можно лишь добавить, что обломочная структура читается несколько лучше, преобладают участки с невысоким ЛКО. По форме распознаются крупные кристаллы плагиоклаза. Включения с высокой способностью к поглощению рентгеновских лучей встречаются редко.

Обсуждение

Оптическая микроскопия позволила установить состав зерен, их форму, сортировку, структуру, взаимоотношения, состав и тип цемента, особенности вторичных изменений и т. д. Посредством РКТ уверенно диагностировано лишь однородное

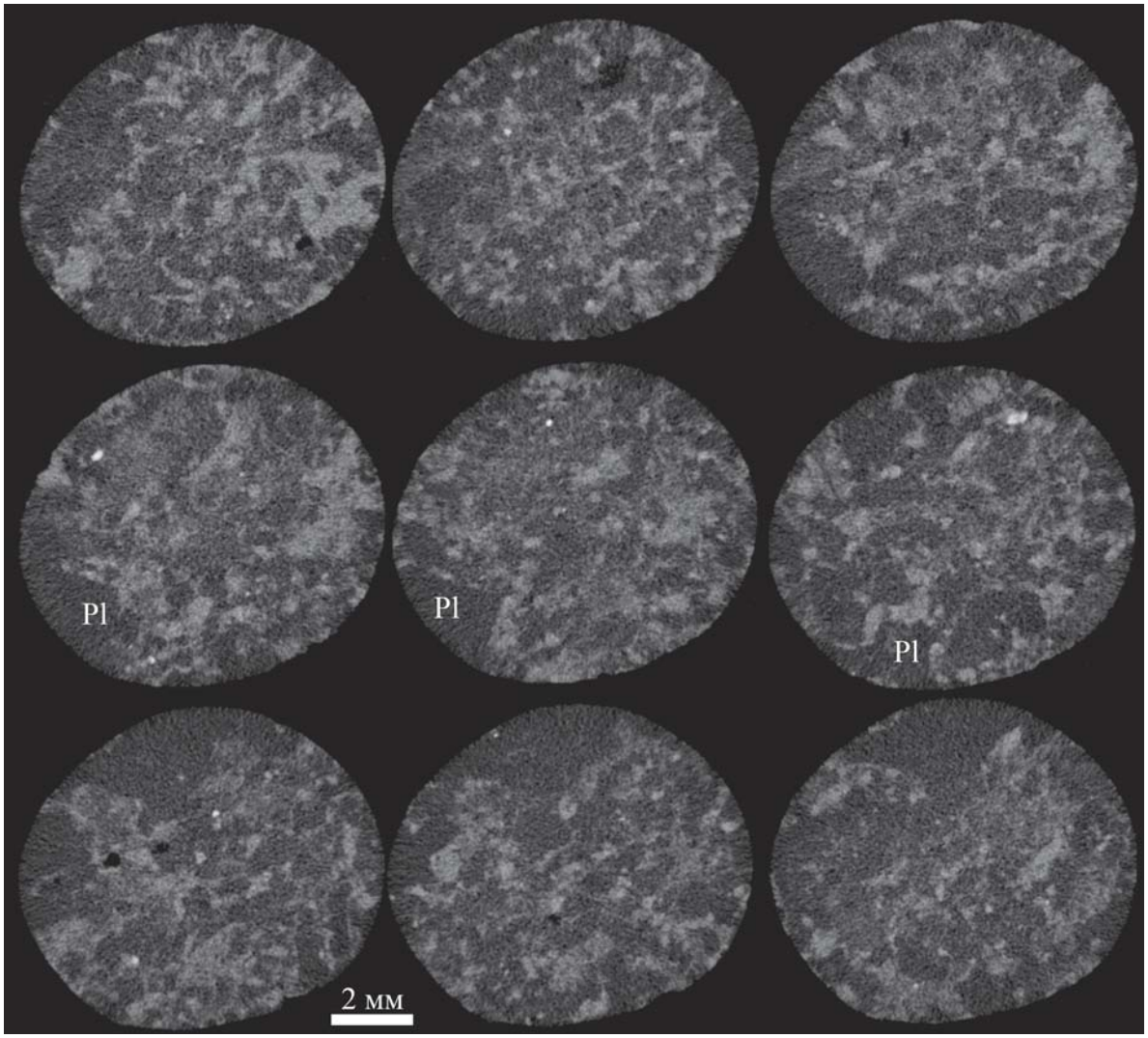

Рис. 4. Томографические срезы образца 2

Примечание: Pl — предполагаемые кристаллы плагиоклаза.

Fig. 4. Tomographic slices of sample 2

Note: Pl — putative plagioclase crystals.

распределение в песчаниках участков с разным ЛКО.

Таким образом, при изучении песчаников сложного петрографического состава ценность результатов РКТ минимальна.

В целях совершенствования методики применения РКТ для изучения песчаников является важным сравнить полученные результаты с более успешными примерами.

В данном отношении представляется интересной публикация [Фазлиахметов и др., 2012]. В ней приведены результаты изучения двух образцов песчаников.

Первый образец — кварцевый песчаник зильмердакской свиты рифея с примесью зерен гематита и ксенотима. РКТ позволила выявить в исследованном препарате участки, обогащенные и обедненные гематитом, установить объемное содержание, форму, размер и характер срастания гематита, распределение в породе и объемное содержание полевых шпатов и ксенотима. Ценность этой информации может быть приравнена к ценности данных, полученных посредством оптической микроскопии. Очевидно, что столь хороший результат обусловлен, во-первых, простым составом песчаников — кварц, полевые шпаты,

гематит, ксенотим. Во-вторых, контрастом этих минералов по величине ЛКО.

Вторым образцом является тефрогенный песчаник ирендыкской свиты. Состав его более простой по сравнению с исследованными песчаниками ильтибановской толщи и улутауской свиты, структура сложнее, а контраст ЛКО породообразующих минералов меньше, чем в песчаниках зильмердакской свиты. Проведенные РКТ-исследования позволили установить обломочную структуру, визуализировать и изучить распределение в образце некоторых минералов, в частности, пироксенов, но полученные изображения не оказались столь четкими и полезными, как изображения песчаника зильмердакской свиты.

Из изложенного следует, что наилучшие результаты метод РКТ позволяет достичь при изучении обломочных пород простого состава и при нахождении в породах зерен, существенно отличающихся по величине линейного коэффициента ослабления рентгеновских лучей.

Усложнение состава пород и снижение контраста слагающих их зерен по величине ЛКО снижает ценность результатов РКТ-исследований.

Заключение

Исследование двух образцов песчаников со сложным минералого-петрографическим составом методами рентгеновской компьютерной микротомографии и оптической микроскопии в проходящем поляризованном свете показало, что первый метод существенно уступает второму по информативности.

Рентгеновская компьютерная микротомография позволила визуализировать внутреннее строение исследованных образцов лишь в общих чертах, несопоставимых с изображением, наблюдаемым посредством поляризационного микроскопа.

Анализ полученных и опубликованных данных позволил прийти к выводу, что наилучшие результаты можно ожидать при изучении обломочных пород простого состава, при наличии в них минералов, существенно отличающихся по величине линейного коэффициента ослабления рентгеновских лучей.

Исследования выполнены по теме государственного задания № 0246-2019-0118.

Список литературы:

Ефимов А.А., Савицкий Я.В., Галкин С.В., Шапиро С.А. Опыт исследования керна карбонатных отложений методом рентгеновской томографии // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2016. Т. 15, № 18. С. 23–32. DOI: 10.15593/2224-9923/2016.18.3. (Англ.).

Зайнуллин Р.И. Состав и особенности формирования вулканокластических отложений нижнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2017. Т. 17, № 2. С. 78–94.

Зайнуллин Р.И. Обстановки седиментации лохковнижнеэмсских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. № 12. С. 104–113.

Корост Д.В., Калмыков Г.А., Япаскурт В.О., Иванов М.К. Применение компьютерной микротомографии для изучения строения терригенных коллекторов // Геология нефти и газа. 2010. № 2. С. 36–42.

Савельев Д.Е., Кожевников Д.А., Бажин Е.А. Применение рентгеновской томографии для изучения структуры хромовых руд (на примере Саксайского участка массива Средний Крака) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады 11-й Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПресс, 2016. С. 266–269.

Фазлиахметов А.М. Условия седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2011. № 2. С. 42–52.

Фазлиахметов А.М., Стаценко Е.О., Храмченков Э.М. О применении рентгеновской компьютерной томографии при изучении песчаников // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 92–95.

Фазлиахметов А.М., Стаценко Е.О., Храмченков Э.М., Тагариева Р.Ч. К методике изучения конодонтов, заключенных в кремнистых породах // Геология. Известия наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2015. № 21. С. 113–115.

Якушина О.А., Хозяинов М.С. Анализ возможностей рентгеновской томографии для петрофизических исследований керна нефтяных скважин // Каротажник. 2014. № 2(236). С. 107–121.

Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Хозяинов М.С. Морфоструктурный анализ минерального вещества: метод рентгеновской томографии // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С. 66–69.

References:

Fazliakhmetov A.M. (2011) Sedimentation conditions of the Ulutau suite of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Litosfera*, (2), 42-52. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M., Statsenko Ye.O., Khramchenkov E.M. (2012) On the use of X-ray computed tomography in the study of sandstones. *Geologicheskiy sbornik № 11 – Geological collection № 11*. Ufa: DesignPress, 92-95. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M., Statsenko Ye.O., Khramchenkov E.M., Tagariyeva R.Ch. (2015) On the method of studying conodonts enclosed in siliceous rocks. *Geologiya. Izvestiya nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB – Geology. Bulletin of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*. Ufa, (21), 113-115. (In Russian).

Korost D.V., Kalmykov G.A., Yapaskurt V.O., Ivanov M.K. (2010) Application of computer microtomography to study the structure of terrigenous reservoirs. *Geologiya nefti i gaza*, (2), 36-42. (In Russian).

Savel'yev D.Ye., Kozhevnikov D.A., Bazhin Ye.A. (2016) Application of X-ray tomography to study the structure of chromium ores (on the example of the Saksay site of the Sredny Kraka massif). *Materialy i doklady 11-i Mezhregional'noi nauchno-prakticheskoy konferentsii "Geologiya, poleznyye iskopayemyye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territoriy"* [Materials and reports of the 11th Interregional Scientific and Practical Conference "Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories"]. Ufa, DesignPress, 266-269. (In Russian).

Yakushina O.A., Khozyainov M.S. (2014) Analysis of the possibilities of X-ray tomography for petrophysical studies of oil well cores. *Karotazhnik – Well Logger*, 2(236), 107-121. (In Russian).

Yakushina O.A., Ozhogina Ye.G., Khozyainov M.S. (2018) Morphostructural analysis of mineral matter: X-ray tomography method. *Razvedka i okhrana nedr – Exploration and protection of mineral resources*. (10), 66-69. (In Russian).

Yefimov A.A., Savitskiy Ya.V., Galkin S.V., Shapiro S.A. (2016) Experience of study of core from carbonate deposits by X-ray tomography. *Bulletin of PNRPU. Geology. Oil & Gas engineering & Mining*, **15**(18), 23-32. DOI: 10.15593/2224-9923/2016.18.3.

Zaynullin R.I. (2017) Composition and features of the formation of volcanoclastic deposits of the Lower Devonian of the West Magnitogorsk zone of the South Urals. *Litosfera*, **17**(2), 78-94. (In Russian).

Zaynullin R.I. (2018) Sedimentation conditions of the Lokhkov-Lower Emsian volcaniclastic deposits of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov – Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Georesource engineering*, (12), 104-113. (In Russian).

Сведения об авторах:

Фазлиахметов Александр Маратович, кандидат геолого-минералогических наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук ИГ УФИЦ РАН (ИГ УФИЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: famrb@mail ru

Пономарев Андрей Александрович, Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Тюменский индустриальный университет» (ТИУ), Россия, г. Тюмень. E-mail: ponomarev94@mail.ru

About the authors:

Fazliakhmetov Aleksandr Maratovich, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Russia, Ufa. E-mail: famrb@mail ru

Ponomarev Andrey Alexandrovich, Federal State Budget Educational Institution of Higher Education "Industrial University of Tyumen" (IUT), Russia, Tyumen. E-mail: ponomarev94@mail ru

УДК 551.21+552.11 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-7

ИРЕНДЫКСКАЯ РАЗВИТАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА РАННЕЭЙФЕЛЬСКОГО ВОЗРАСТА: ВУЛКАНИЗМ, КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина, К.Р. Минибаева

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: amkosarev@mail.ru

В данной работе приведена характеристика раннеэйфельской Ирендыкской развитой островной дуги, которая в Западно-Магнитогорской зоне прослежена в меридиональном направлении на 500 км. В северной части Ирендыкская островная дуга образована крупными стратовулканами базальт-андезибазальтового состава. В южной ее части, от широты урочища Гадельша, в ее составе присутствуют анкарамитсодержащие вулканы центрального типа Гадельшинский, Кунакайский и Гадилевский, Суургансκая зона ареального кислого вулканизма, Подольский кальдера-вулкан, вмещающий крупное Подольское колчеданное (Cu>Zn) и Восточно-Подольское барит-полиметаллическое месторождения. В анкарамитах Е.В. Пушкаревым обнаружена платиновая минерализация. Платина присутствует также в Гадельшинских золотоносных россыпях.

Ключевые слова: островная дуга, вулканизм, анкарамиты, колчеданное оруденение, субдукция

IRENDYK DEVELOPED ISLAND ARC OF EARLY-EIFELIAN AGE: VOLCANISM, MASSIVE SULFIDE OCCURENCE, PLATINUM MINERALIZATION

A.M. Kosarev, G.T. Shafigullina, K.R. Minibaeva

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Russia, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: amkosarev@mail.ru

This paper describes the characteristics of the Early-Eifelian Irendyk developed arc, which is traced in the West Magnitogorsk zone in the meridional direction for 500 km. In the northern part, the Irendyk island arc is formed by large basalt-andesibasalt stratovolcanoes. In the southern part, at the latitude of Gadelsha tract, it contains ankaramite-bearing volcanoes of the central type Gadelshinsky, Kunakay and Gadilewsky, Suurgansky complex of areal acidic volcanism, Podolsky calderavolcano containing large massive sulfide Podolsky (Cu>Zn) and East-Podolsky barite-polymetallic deposits. E.V. Pushkarev discovered platinum mineralization in ankaramites. Platinum is also present in the Gadelshinsky gold deposits.

Key words: island arc, volcanism, ankaramites, massive sulfide occurence, subduction

Введение

Выделение *развитой* островной дуги, по мнению [Богатиков, Цветков, 1988], обосновывается массовым проявлением андезитового вулканизма и широким распространением вулканитов шошонитовой серии. Продукты известково-щелочного и шошонитового магматизма как бы «надстраивают» разрез юной — толеитовой островной дуги.

В Магнитогорской мегазоне на Южном Урале выделены фронтальная (или юная) позднеэмсская и развитая раннеэйфельская островные дуги.

Фронтальная островная дуга [Spadea et al., 2002] раннедевонского возраста соответствует вы-

Для цитирования: *Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т., Минибаева К.Р.* Ирендыкская развитая островная дуга раннеэйфельского возраста: вулканизм, колчеданное оруденение, платиновая минерализация // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 84–93. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-7.

For citation: Kosarev A.M., Shafigullina G.T., Minibaeva K.R. (2020) Irendyk developed island arc of Early-Eifelian age: volcanism, massive sulfide occurence, platinum mineralization. *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 84–93. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-7.

© А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина, К.Р. Минибаева, 2020

деленной Ф.И. Ковалевым баймак-бурибаевской свите. Последняя в настоящее время по конодонтам датирована поздним эмсом [Маслов, Артюшкова, 2010] и разделена на две свиты: 1 — собственно баймак-бурибаевскую (нижнюю) ($D_1e_2^1br$), выделяемую также в бурибайский комплекс, сложенный вулканитами бонинитовой высококальциевой и толеитовой островодужной петрогенетических серий [Зайков и др., 2001, 2009; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005; Spadea et al., 2002]; 2 — верхнетаналыкскую свиту (верхнюю) ($D_1e_2^2vtn$) или комплекс, перекрывающую нижнюю свиту и сложенную преимущественно вулканитами базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риодацитового состава известково-щелочной магнезиальной серии [Косарев и др., 2005]. В составе верхнетаналыкской свиты с севера на юг в пределах Тубинско-Гайского колчеданоносного вулканического пояса от Баймакского рудного района к Гайскому возрастает количество вулканитов толеитовой островодужной серии [Косарев, Серавкин, 2018].

Методика исследования химического состава пород

В работе использованы авторские и опубликованные количественные аналитические материалы. Анализы ICP-MS методом сделаны в хим. лабораториях ИГЕМ (г. Москва) и Университета г. Гранады (Испания); рентгено-флюоресцентный анализ — в хим. лаборатории ИГЕМ (г. Москва); силикатный, атомно-абсорбционный и рентгено-флюоресцентный анализы — в хим. лабораториях ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) и Института минералогии УрО РАН (г. Миасс).

Результаты исследования

В Западно-Магнитогорской зоне ***развитая островная дуга*** соответствует ирендыкской свите (D_2ef_1ir). В северной части хребта Ирендык, на север от широты южной границы Балта-Тауского рудного поля и границы Баймакского и Хайбуллинского административных районов Республики Башкортостан, ирендыкская свита имеет базальт-андезибазальтовый состав и делится на 3 толщи. В южной части хр. Ирендык и его отрогов ирендыкская свита имеет дифференцированный состав и делится в северной части на Подольском рудном поле на 6 толщ, а на юге, в Сагитовском блоке, на 4 толщи.

Развитая островная дуга состоит из трех частных вулканических комплексов, слагающих ирендыкскую свиту: 1 — северо-ирендыкского базальт-андезибазальтового; 2 — южно-ирендыкского гибридного базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитового; 3 — сукраковского трахидацитового. Ирендыкский палеовулканический пояс имеет субмеридиональную ориентировку и смещен на восток относительно нижележащего верхнетаналыкского комплекса (рис. 1).

Все вулканиты комплекса имеют хорошо выраженное порфировое строение. По размерам вкрапленников выделяются разновидности с мелкопорфировыми, среднепорфировыми и крупнопорфировыми до мегафировых структурами. При этом сказанное касается почти всех, за небольшим исключением, типов пород по кислотности, от основных до кремнекислых.

В составе вулканогенных толщ северо-ирендыкской подзоны выделяются отдельные фрагменты разреза и типы пород, которые относятся к магнезиальной, умеренноглиноземистой и глиноземистой известково-щелочным сериям и к переходной от известково-щелочной глиноземистой к субщелочной шошонитовой серии.

Северо-Ирендыкский базальт-андезибазальтовый комплекс получил развитие в северной части Ирендыкской структурной зоны, для которой характерны стратовулканы слабо дифференцированного базальт-андезибазальтового состава, и в Сагитовском блоке Южно-Ирендыкской подзоны. Закономерности изменения состава вулканитов в вулканических сооружениях сложны. Намечаются как гомодромные (андезибазальты, андезиты завершают разрез), так и антидромные тенденции. Однако главным признаком этих вулканических сооружений является комплементарность состава вулканитов. Как правило, преобладают базальты пироксен-плагиофировые. В низах разреза палеовулканов часто залегают оливин-пироксен-(плагиофировые) высокомагнезиальные (MgO — 16.2%) базальты (Гадельшинский стратовулкан, Сагитовский блок), а к верхней части разреза тяготеют обильно-плагиоклазовые, нередко мегаплагиофировые базальты с тремя-четырьмя генерациями плагиоклаза и с высоким глиноземом (Al_2O_3 до 22%). Отличия между этими типами пород обнаруживаются как петрографическими методами, так и по особенностям химизма. По материалам глубокой скважины в Сагитовском блоке в оливин-пироксеновых базальтах содержания MgO — 13.8–16.2%, Al_2O_3 — 7.65–8.61%, Na_2O — 0.75–1.41%, в обильно-плагиоклазовых базальтах MgO — 4.64%, Al_2O_3 — 18.19%, Na_2O — 4.25%; в преобладающих пироксен-плагио-

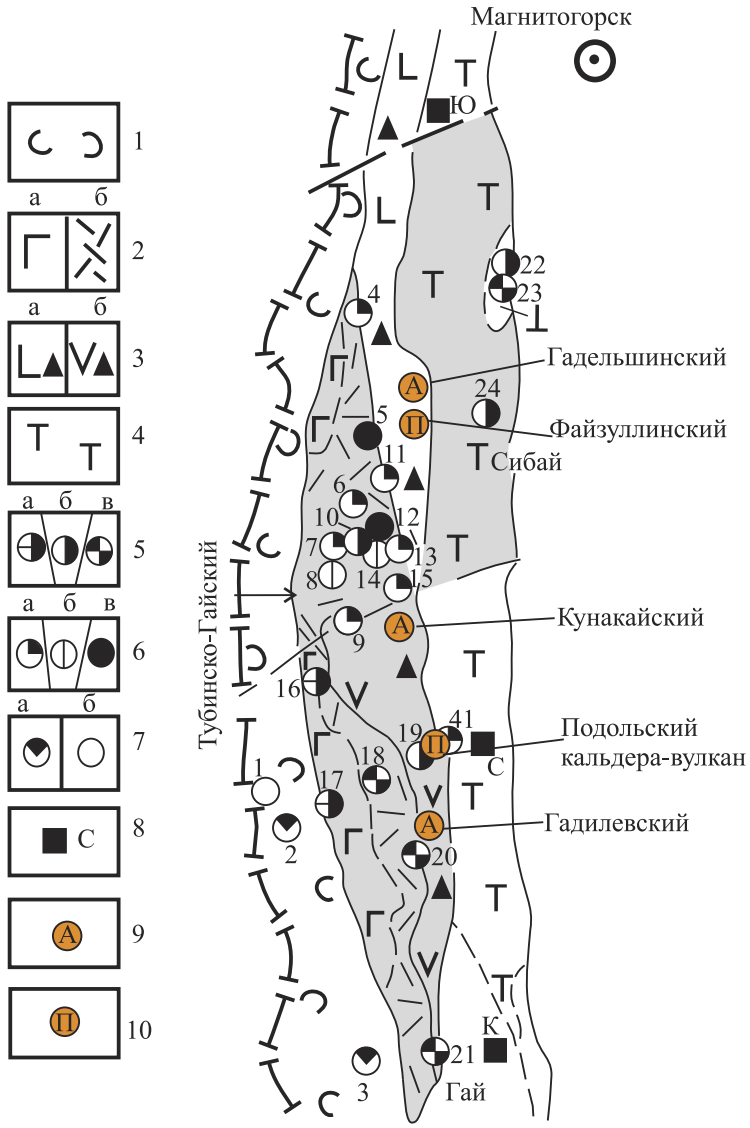

Рис. 1. Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах Магнитогорской мегазоны [Серавкин, 2007], с дополнениями А.М. Косарева

Условные обозначения: Формации: 1 — преобладающая базальтовая (O–S), фрагменты трахибазальт-трахитовой (D_1e) и базальт-риолитовой (D_1e); 2 — базальт-риолитовая (D_1e): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 — андезито-базальтовая (D_2ef_1): базальт-андезибазальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 — базальт-риолитовая (D_2ef_2): контрастный (б) комплекс. Колчеданные месторождения: 5 — цинково-медно-колчеданные, Cu>Zn, уральский I подтип (а), медно-цинковоколчеданные, Cu<Zn, уральский II подтип (б) и медно-цинковоколчеданные с полиметаллической минерализацией, уральский III подтип, (в); 6 — золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в) (баймакский тип); 7 — кобальт-медноколчеданные (ивановский тип) (а) и цинково-колчеданные (филизчайский тип) (б); 8 — положение безрудных участков: С — Савельевский, К — Калиновский, Ю — Юлдашевский; 9 — вулканические сооружения, содержащие анкарамиты; 10 — вулканические сооружения с плюмовыми базальтами толеитового типа. Серым показаны колчеданоносные палеовулканические пояса. *Названия колчеданных месторождений:* 1 — Ивановское, 2 — Дергамышское, 3 — Ишкининское, 4 — Тубинская группа, 5 — Куль-Юрт-тау, 6 — Уваряж, 7 — Бакр-тау, 8 — Горная Байкара, 9 — Майское, 10 — Таш-тау, 11 — Таналык-Баймакское, 12 — Семеновское, 13 — Юлалинское, 14 — Туба-Каин, 15 — Балта-тау, 16 — Юбилейное, 17 — Бурибайское, 18 — Маканская группа, 19 — Подольское, 20 — Мамбетовское, 21 — Гайское, 22 — Бакр-Узяк, 23 — Южный Бакр-Узяк, 24 — Сибайское, 41 — Восточно-Подольское.

Fig. 1. Location of massive sulfide deposits in volcanic complexes of Magnitogorsk Megazone [Seravkin, 2007] with additions by A.M. Kosarev

Legend: Rock formations: 1 — predominant basaltic (O–S), fragments of trachybasalt-trachyte (D_1e) and basalt-rhyolitic (D_1e) strata; 2 — basalt-rhyolitic (D_1e): contrast (a) and continuos (б) complexes; 3 — andesite-basalt (D_2ef_1): basalt-basaltic andesite (a) and hybrid basalt-andesite-rhyolite (б) complexes; 4 — basalt-rhyolitic (D_2ef_2): contrast complex. Massive sulfide deposits: 5 — Zn-Cu massive sulfide, Cu>Zn, Urals type, subtype I (a), Cu-Zn massive sulfide, Cu<Zn, Urals type, subtype II (б), and Cu-Zn massive sulfide with polymetallic mineralization, Urals type, subtype III (в); 6 — gold massive sulfide polymetallic (a), gold-barite-polymetallic (б), and gold-massive sulfide (в) (Baimak type); 7 —Co-Cu massive sulfide (Ivanovka) (a) and Zn massive sulfide (Filizchai type) (б); 8 — position of barren zones: S — Savel'evka, K — Kalinovka, and Yu — Yuldashevo; 9 — volcanic structures containing ankaramites; 10 — volcanic structures with plume basalts of tholeiitic type. Massive sulfide paleovolcanic belts are indicated in gray. *Massive sulfide deposits:* 1 — Ivanovka, 2 — Dergamysh, 3 — Ishkinino, 4 — Tubinsk Group, 5 — Kul'-Yurt-Tau, 6 — Uvaryazh, 7 — Bakr-Tau, 8 — Gornaya Baikara, 9 — Maiskoe, 10 — Tash-Tau, 11 — Tanalyk-Baimak, 12 — Semenovka, 13 — Yulaly, 14 — Tubinsk-Kain, 15 — Balta-Tau, 16 — Yubileinoe, 17 — Buribay, 18 — Makan Group, 19 — Podolsk, 20 — Mambet, 21 — Gay, 22 — Bakr-Uzyak, 23 — Southern Bakr-Uzyak, 24 — Sibay and 41 — Eastern Podolsk.

клазовых базальтах MgO — 7.7–8.5%, Al_2O_3 — 15.5–17.1%, Na_2O — 1.7–2.7%. Заметные отличия между перечисленными типами пород показывают и концентрации микроэлементов. Пироксен-оливиновые базальты обогащены Cr, Ni, плагиофировые содержат повышенные содержания Zr и Y.

Большая часть вулканитов основного и среднего составов Северо-Ирендыкской подзоны обогащена легкими лантаноидами. В связи с этим вариационные графики порода/хондрит имеют наклонный характер, нисходящий от легких к тяжелым РЗЭ. Величины отношений La/Yb в этих породах составляют от 3.01 до 15.3, что обычно для известково-щелочных и субщелочных вулканических серий. Меньшая часть проб, преимущественно из разреза Гадельшинского палеовулкана, включающая

пироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксен-порфировые базальты и андезибазальты, имеет ровные вариационные линии отношений порода/хондрит, обычные для толеитовых островодужных серий и низкокалиевых известково-щелочных серий [Фролова, Бурикова, 1997]. Единичные пробы оливин-пироксен-порфировых базальтов резко обеднены легкими РЗЭ и по форме вариационной линии порода/хондрит близки к базальтам N-MORB.

Величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пироксенах из основных вулканитов Северо-Ирендыкского комплекса колеблется от 0.70375 до 0.70433 [Бобохов и др., 1989]. Изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ имеют значения от 0.51231 до 0,51254 [Spadea et al., 2002], что указывает на мантийный источник магм.

В Северо-Ирендыкской подзоне, по широте, на 10 км севернее г. Сибай, откартирован Гадельшинский стратовулкан [Вулканизм …, 1992]. В его составе в больших объемах присутствуют пироксен-оливин-порфировые базальты с высокими концентрациями MgO и CaO, которые были диагностированы Е.В. Пушкаревым [2009; Пушкарев и др., 2011, 2015] как анкарамиты.

Анкарамиты — это высокомагнезиальные и высококальциевые оливин-пироксен-порфировые породы, содержащие хром-диопсид, высокохромистую шпинель, что позволяет включать их в группу пород родственных Платиноносному вулкано-плутоническому поясу Среднего Урала. На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (рис. 2) большинство фигуративных точек этих пород расположено в поле плюмовых

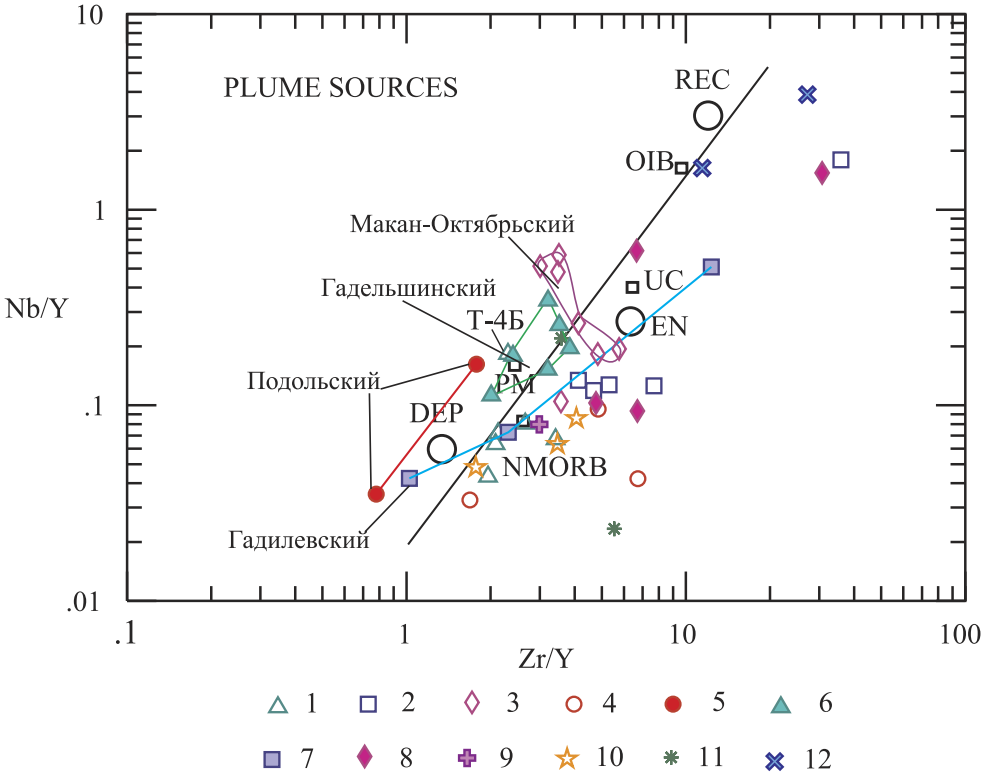

Рис. 2. Соотношения Zr/Y–Nb/Y [Fitton et al., 1997; Ernst et al., 2006] в вулканических комплексах позднеэмсско-раннеэйфельского возраста Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны

Условные обозначения: Вулканические комплексы: 1 — бурибайский, 2 — баймакский, 3 — макан-октябрьский, 4 — гайский, 5 — подольский, 6 — гадельшинский, 7 — гадилевский, 8 — рыскужинский, 9 — джусинский, 10 — домбаровский, 11 — джаилганский, 12 — требиятский. *Стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок:* N-MORB — нормальные толеитовые базальты СОХ. *Сокращения, источники:* DEP — деплетированный; REC — рециклинговый; EN — обогащенный; OIB — базальты океанических островов; UC — состав верхней коры; PM — примитивная мантия.

Fig. 2. Ratios of Zr/Y–Nb/Y [Fitton et al., 1997; Ernst et al., 2006] in volcanic complexes of the Late Emsian-Early Eifelian age of the Magnitogorsk paleostructure megazone

Legend: Volcanic complexes: 1 — Buribay, 2 — Baymak, 3 — Makano-October, 4 — Gay, 5 — Podolsk, 6 — Gadelshinsky, 7 — Godilewsky, 8 — Ryskujensky, 9 — Djusinsky, 10 — Dombarovo, 11 — Djalganski, 12 — Trebyatsky. *Standard compositions of the basalts of various geodynamic settings:* N-MORB — normal tholeitic basalts MOR. *The abbreviations, sources:* DEP — depleted, REC — recycling, EN — enriched, OIB — basalts of oceanic islands, UC — composition of the upper crust, PM — primitive mantle.

составов рядом с источником примитивной мантии (PM) (рис. 2). В анкарамитах Гадельшинского участка обнаружены также реликты ранних минералов платиновой группы [Пушкарев, 2009; Пушкарев и др., 2015]. В дунитах Платиноносного пояса отмечается присутствие флогопита [Ферштатер, 2013], что обусловлено метасоматическим изменением пород под воздействием глубинных флюидов, богатых летучими компонентами. Такие перидотиты слагают вещество мантийных плюмов [Богатиков и др., 2010]. Для образования высокоизвестковистых ультраосновных магм необходима высокая степень частичного плавления верлитовой мантии [Пушкарев, 2000]. Для этого требуется очень высокотемпературный тепловой поток, который может обеспечить астеносферный диапир. Высокая степень плавления мантийного субстрата при формировании высокомагнезиально-кальциевых вулканитов анкарамитовой группы была подтверждена на диаграммах Yb – La/Yb [Косарев и др., 2005]. На этих диаграммах видно, что выплавление магм, исходных для вулканитов ирендыкской свиты Западно-Магнитогорской зоны, происходило в интервале степени плавления мантийного субстрата 18–45% [Косарев и др., 2005, рис. 3в]. Формирование высокомагнезиальных – высококальциевых магм происходило при максимальных степенях плавления мантийного субстрата, соответствующих (по интерполяции) 40–45%. По геохимическим характеристикам [Косарев и др., 2005] анкарамиты Гадельшинского и Кунакайского вулканов относятся в плюмовому типу. На рис. 2 они располагаются в поле плюмового источника, а на спайдердиаграммах [Косарев и др., 2005] в них отсутствуют негативные аномалии Nb.

Южно-Ирендыкский палеовулканический комплекс базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитового состава получил развитие в южной части Ирендыкской структурной зоны в Бурибаевском и южной части Баймакского рудных районов. Наиболее детально этот комплекс изучен в пределах Подольского рудного поля, где нами реконструирован Подольский кальдера-вулкан с Подольским колчеданным месторождением в центре. Внутрикальдерный комплекс вулканитов имеет сложное строение с гетеродромной эволюцией составов [Вулканизм …, 1992]. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие толщи: 1 — дацит-риолитовая (рудовмещающая); 2 — кварцевых андезитов и андезибазальтов гибридного происхождения (надрудная); 3 — пиллоу-базальт-дацит-риодацитовая; 4 — андезибазальт-кварцево-андезит-риодацитовая; 5 — трахидацит-риолитовая калиево-натриевая, относящаяся к посткальдерному комплексу.

По петрохимическим и геохимическим материалам вулканиты нижних четырех толщ внутрикальдерного комплекса относятся к промежуточной между толеитовой островодужной и известково-щелочной сериями. Исключение составляют надрудные пиллоу-базальты третьей толщи, которые относятся к островодужной толеитовой серии. Отнесение к промежуточной («переходной») серии связано с тем, что кислые породы нижней толщи, кварцевые андезиты и андезибазальты второй и четвертой толщ не обнаруживают характерного для толеитовой серии накопления железа. В то же время эти породы имеют уровень концентраций Zr, Y, Ba, La, Sm, U, Th, характерный для толеитовых серий. При этом стиль распределения РЗЭ, с характерным накоплением легких лантаноидов относительно тяжелых, указывает на наличие у этих вулканитов известково-щелочных свойств. Базальты третьей толщи по своим геохимическим характеристикам, включая РЗЭ, относятся к островодужной толеитовой серии и к плюмовому типу (рис. 2), а кремнекислые породы той же толщи имеют широкий размах характеристик с параметрами как толеитовой, так и известково-щелочной серий. Примером таких серий в кайнозойских островных дугах могут служить вулканиты дуги Фиджи [Петрология …, 1987].

Клинопироксены, образующие фенокристы в вулканитах ирендыкской свиты, изучены в пределах Южно-Ирендыкской и Северо-Ирендыкской подзон [Горожанина, 1991; Косарев и др., 2003]. В базальтах, андезибазальтах и андезитах Южно-Ирендыкской зоны установлены диопсиды, эндиопсиды и авгиты. В кварцевых риодацитах ir_3 отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0.70309–0.70447.

В составе Кунакайского стратовулкана установлены, как и на Гадельшинском вулкане, заметные объемы анкарамитов. Отличительной чертой последних от гадельшинских являются повышенные концентрации в них кремнеза, достигающие SiO_2 — 56.1%, пониженные концентарции MgO и CaO, повышенные — Sr (290 г/т). Близкие значения обнаруживает величина La/Yb (0.8 — Кунакай, 0.5 — Гадельша), что свидетельствует о высоких степенях плавления мантийного субстрата при образовании тех и других анкарамитов.

Сукраковский трахидацитовый комплекс (D_2e_1sk) завершает вулканический разрез Подольского кальдера-вулкана. Он сложен дацитами, риодацитами, в меньших количествах риолитами

и андезидацитами пирокластической, эффузивной, субвулканической и тефроидной фаций, часто с краснокаменными изменениями. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, редкими фенокристами роговой обманки, биотита, раннего титаномагнетита. Вулканиты имеют повышенную щелочность калиево-натриевого и натриевого типов, обнаруживают высокие значения отношения FeO'/MgO характерные для толеитовых и субщелочных серий, повышенные концентрации Zr, La, U, Th, что позволяет отнести вулканиты этого комплекса к калиевой известково-щелочной серии, близкой к хорошо изученной в Западном поясе США [Эварт, 1983]. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в трахидацитах, риодацитах сукраковского комплекса (образцы А.М. Косарева) варьируют от 0.7029 до 0.7046 [Бобохов и др., 1989].

Среди вулканитов ирендыкской свиты Южно-Ирендыкской подзоны концентрации и характер распределения РЗЭ позволяют выделить следующие петрогенетические серии: 1) толеитовую островодужную, к которой принадлежат надрудные пиллоубазальты Подольского рудного поля, андезибазальты и андезиты Кунакайского вулкана и разреза г. Суурган, с низкими La/Yb отношениями, варьирующими от 0.82 до 2.13; 2) переходную от толеитовой островодужной к известково-щелочной; к ней относятся гибридные кварцевые андезиты и андезибазальты и часть кремнекислых пород с умеренными значениями La/Yb отношения (1.85–3.05) и слабым наклоном вариационных линий порода/хондрит; 3) известково-щелочную, к которой относятся обильно-плагиоклазовые глиноземистые базальты, андезибазальты и андезиты г. Ельбаш, кислые базокварцевые калиево-натриевые породы сукраковского комплекса и часть кремнекислых кварцсодержащих эффузивных и экструзивных пород, в которых La/Yb отношения варьируют от 2.52 до 6.2 [Вулканизм …, 1992; Spadea et al., 2002].

Таким образом, кислые породы сукраковского комплекса представляют собой в геохимическом плане переходную ассоциацию от известково-щелочной к субщелочной (шошонитовой) серии.

Присутствие в разрезах отдельных вулканических сооружений, в частности, Подольского кальдера-вулкана, всего ряда пород по кислотности с различной сериальной принадлежностью и с признаками гибридизма свидетельствует о возникновении на этом этапе вулканизма в надсубдукционной зоне гирлянд промежуточных разноглубинных магматических очагов и зон выплавления магм, охватывающих мантийный клин и, возможно, пограничную зону верхняя мантия – кора, где из субстрата с мантийными изотопными характеристиками, обогащенного субдукционной флюидной фазой, выплавлялись кремнекислые расплавы.

Обсуждение

В пределах Южно-Ирендыкской структурно-формационной подзоны установлен зональный характер проявлений вулканизма. Зональность проявляется по нескольким признакам: 1 — с запада на восток омолаживается возраст вулканогенных толщ и проявлений эффузивных афировых и мелкопорфировых толеитовых базальтов; 2 — на завершающем этапе вулканизма в Южно-Ирендыкской подзоне на западе сформировалась толща базальт-андезит-дацитового состава, принадлежащая толеитовой серии, на востоке в это же время формируются эльбашская толща, сложенная известково-щелочными глиноземистыми базальтами (Al_2O_3 18–22%), андезибазальтами и андезитами, и сукраковский посткальдерный трахидацитовый комплекс, принадлежащий калиевой известково-щелочной серии переходной к субщелочной серии.

Все три рассмотренных вулканических комплекса первого, поздеэмсско-раннеэйфельского, цикла (баймак-бурибаевский, верхнетаналыкский и ирендыкский) являются колчеданоносными, и анализ закономерностей размещения колчеданного оруденения позволяет выделять не только цепочки вулканических сооружений и месторождений, вытянутых вдоль палеовулканических зон, но и более короткие цепочки древних подводных вулканов и колчеданных месторождений в них, ориентированных вкрест вулканических зон [Косарев, Серавкин, 1994]. Авторы увязывают формирование вулканических комплексов, палеовулканов и колчеданных месторождений с процессом субдукции. Нам представляется, что цепочки месторождений можно рассматривать как след субдуцирующей плиты, отраженный на земной поверхности.

Наиболее представительный ряд колчеданных месторождений с омолаживающимся возрастом вмещающих комплексов изучен в Бурибайском рудном районе. С юго-запада на северо-восток в этом ряду располагаются следующие колчеданные месторождения: 1 — Ивановское, расположенное в Вознесенско-Присакмарской зоне в основании бурибайской толщи, 2 — Бурибайское, залегающее в риолит-базальтовой (баймак-бурибаевской) формации ($D_1e_2br_3$); 3 — Маканское и Октябрьское в базальт-андезит-дацит-риодацитовой

(верхнетаналыкской) формации (D_1e_2vtn); 4 — Подольское в андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой гибридной субформации андезито-базальтовой (ирендыкской) формации ($D_2ef_1ir_{1-2}$); 5 — Восточно-Подольское в трахидацитовой субформации андезито-базальтовой (ирендыкской) формации ($D_2ef_1ir_5$). Расстояния между месторождениями составляют 18 км, 11 км, 9 км, 6 км. Близкие соотношения в размещении друг относительно друга обнаруживают месторождения Юбилейное – Вишневское, Майское – Балта-тау, Бакр-тау – Таш-тау – Юлалы. Судя по приведенным данным, субдукция в это время имела фронтальный характер, а субдукционная плита постепенно увеличивала угол наклона погружения.

Ирендыкская развитая островная дуга протягивается с севера на юг от города Карабаш Челябинской области до Гайского рудного поля в Оренбургской области, что составляет около 500 км.

На палеовулканологической карте хорошо видна цепочка стратовулканов, которая трассирует древнюю вулканическую зону.

От широты Гадельшинского стратовулкана на юг В.С. Шарфманом, А.Г. Волчковым, А.М. Косаревым откартированы, кроме названного Гадельшинского, Файзуллинский и Галеевский старотовулканы базальт-андезитового состава, Кунакайский анкарамитсодержащий вулкан, Суурганское поле ареального кислого вулканизма, Подольский кальдера-вулкан, Сукраковская трахидацитовая постройка, Гадилевский анкарамитсодержащий вулкан и Сагитовский стратовулкан [Среднепалеозойский …, 1983; Вулканизм …, 1992]. В зоне ГУР анкарамиты известны на Абзаковском участке в 10 км южнее Вознесенского Au-Cu-порфирового месторождения [Пушкарев и др., 2015].

По эмпирическим геохимическим материалам, вслед за Дж.Г. Фиттоном и др. [Fitton et al., 1997] и Р.И. Эрнстом и др. [Ernst et al., 2006] (рис. 2), нами для вулканитов Ирендыкской островной дуги проведен геохимический анализ и выделены плюмовые и неплюмовые типы базальтов. К плюмовому типу отнесены все проанализированные пробы анкарамитов, а также субщелочные базальты Файзуллинского вулкана, толеитовые островодужные базальты (ir_3) Подольского кальдера-вулкана, магнезиальные толеитовые базальты Северо-Маканского участка. В бурибайском вулканическом комплексе в низах разреза установлено присутствие базальтов — аналогов ОРВ, являющихся периферической фацией океанических горячих точек. В Ирендыкской развитой островной дуге вулканические постройки, содержащие базальты плюмового типа, образуют «цепочку» протяженностью около 100 км от Гадельшинского до Гадилевского вулканического сооружения. На Гадельшинском участке в процессе отработки золотоносных россыпей установлено также присутствие платины, источником которой, скорее всего, являются анкарамиты Гадельшинского стратовулкана.

Выводы

1. Развитая Ирендыкская островная дуга представляет собой вулканический пояс раннеэйфельского возраста, который сформировался над зоной субдукции восточного падения.

2. Доказательством надсубдукционного происхождения большинства вулканитов являются геохимические характеристики вулканитов, относящиеся к низкотитанистому типу с негативными геохимическими аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf и с позитивными геохимическими аномалиями Sr.

3. Принадлежность анкарамитов и некоторых толеитовых базальтов Ирендыкской островной дуги к плюмовому типу показывает сложный характер формирования исходных магм Ирендыкской островной дуги и необходимость их дальнейшего изучения.

Работа выполнена в рамках программы государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0078).

Список литературы:

Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала: Препр. Уфа. 1989. 24 с.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

Вулканизм Южного Урала / *И.Б. Серавкин., А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев.* М.: Наука, 1992. 197 с.

Горожанина Е.Н. Ирендыкский островодужный (порфиритовый) комплекс среднего девона Южного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1991. 22 с.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

Косарев А.М. Магнезиальные базальты и бонинитовые вариолиты баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал) // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Уфа, 2001. С. 227–240.

Косарев А.М., Серавкин И.Б. Колчеданоносные островные дуги Южного Урала и модель малоглубинных плюмов // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тез. Докл. 1-го Всерос. металлогенич. совещ. Екатеринбург, 1994. С. 197–198.

Косарев А.М., Серавкин И.Б. Тубинско-Гайский пояс: закономерности формирования и размещения колчеданного оруденения в свете новых петролого-геохимических данных по составу рудовмещающих комплексов // Геологический вестник. 2018. № 2. С. 36–57. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-3.

Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 152–161.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005.–№ 4. С. 22–42.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / *Под ред. О.А. Богатикова и др*. М.: Наука, 1987. 335 с.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е.В. Анкарамиты – родоначальные расплавы дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа. Аналоги анкарамитов на Урале // Петрогенез и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 110–111.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные субвулканические анкарамиты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: Матер. Всерос. научной конф., посвященной 100-летию С.Н. Иванова. Екатеринбург, 2011. С. 219–223.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Готтман И.А., Рязанцев А.В., Прибавкин С.В. Анкарамиты Урала — примитивные высокоизвестковистые островодужные магмы (состав и геологические приложения) // Петрография магматических и метаморфических горных пород: 12-е Всерос. петрограф. совещ., 15–20 сент. 2015 г. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2015. С. 220–222.

Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / *Отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19–99.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 119–161.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 153. P. 197–208.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc−arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present: Geophysical Monograph. 2002. No. 132. P. 101–134. DOI: 10.1029/132GM07.

References:

Bobokhov A.S., Gorozhanin V.M., Kuz'min S.A. (1989) *Strontsievo-izotopnye dannye dlya kislykh vulkanitov Magnitogorskogo megasinklinoriya Juzhnogo Urala. Preprint doklada Prezidiumu BNTs UrO AN SSSR* [Strontium isotope data for acid volcanic rocks of the Magnitogorsk megasynclinorium of the Southern Urals. Preprint of the report to the Presidium of the BNts Uro of the USSR Academy of Sciences]. Ufa, 24 p. (In Russian).

Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) *Magmaticheskaya evoljutsya ostrovnykh dug* [Magmatic evolution of island arc]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian).

Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. (2010) *Magmatizm, tektonika, geodinamika Zemli. Svyaz' vo vremeni i v prostranstve* [Magmatism, Tectonics, Geodynamics of Earth. Time and Space Relationship]. Moscow, Nauka Publ., 606 p. (In Russian).

Evart A. (1983) Mineralogy and chemistry of the Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. *Trond"emity, datsity i svyazannye s nimi porody. Pod red F.Barkera* [Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks (Ed. F. Barker]. M.: Mir Publ., 19-98. (In Russian).

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the

East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geologicheskii Sbornik No. 5* [Geological collection No. 5]. Ufa, 119-161.

Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 368 p. (In Russian).

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., and Taylor R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, **153**, 197-208.

Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) *Magmaticheskie formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok* [Magmatic Formations of Modern Geotectonic Environments]. Moscow, MGU Publ., 320 p. (In Russian).

Gorozhanina E.N. (1991) *Irendykskiy ostrovoduzhnyy (porfiritovyy) kompleks srednego devona Juzhnogo Urala. Avtoref. dis. cand. geol.-min. nauk* [Irendyk island arc (porphyry) complex of the Middle Devonian of the Southern Urals. Extended abstr. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Sverdlovsk, 22 p. (In Russian).

Kosarev A.M. (2001) Magnesium basalts and boninitic variolites Baimak-Buribai Formation (Southern Urals). *Geologiya i perspektivyi rasshireniya syirevoy bazyi Bashkortostana i sopredelnyih territoriy* [Geology and prospects for expanding the raw material base of Bashkortostan and neighboring territories]. Ufa, 227-240. (In Russian).

Kosarev A.M., Seravkin I.B. (1994) The massive sulfide-bearing island arcs of the Southern Urals and the shallow plume model. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit. Tezisy dokladov I Vserossiiskogo metallogenicheskogo soveshchaniya* [Metallogeny of folded systems from the standpoint of plate tectonics. Abstracts. Dokl. 1st All-Russia. metallogenic meeting]. Ekaterinburg, 197-198. (In Russian).

Kosarev A.M., Seravkin I.B. (2018) Tubinsk-Gai belt: regularities in the formation and location of massive sulfide mineralization in the light of new petrological-geochemical data on the composition of ore-bearing complexes. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 36-57. DOI: 10.31084/2619-0087/2018-2-3. (In Russian).

Kosarev A.M., Znamenskii S.E., Seravkin I.B., Rodicheva Z.I. (2003) Features of the chemistry of the volcanic rocks of Voznesenka-Prisakmara zone. *Geologicheskii sbornik No. 3* [Geological collection No. 3]. Ufa, IG UNTs RAN, 152-161. (In Russian).

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*. (4), 22-42. (In Russian).

Maslov V.A., Artjushkova O.V. (2010) *Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozheniy Magnitogorskoy megazony Juzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of Devonian sedimentary rocks in the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian).

Petrologiya i geokhimiya ostrovnykh dug i okrainnykh morey [Petrology and geochemistry of island arcs and marginal seas] (1987) Ed. O.A.Bogatikov et al. Moscow, Nauka Publ., 335 p. (In Russian).

Pushkarev E.V. (2000) *Petrologiya Uktusskogo dunit-klinopiroksenit-gabbrovogo massiva (Srednii Ural)* [Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (the Middle Urals)]. Ekaterinburg, 296 p. (In Russian).

Pushkarev E.V. (2009) Ankaramites — initial melts of dunite-clinopyroxenite-tylaite complexes of the Ural-Alaskan type. Analogs of ankaramites in the Urals. *Petrogenez i rudoobrazovanie* [Petrogenesis and ore formation]. Yekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 110-111. (In Russian).

Pushkarev E.V., Gottman I.A., Pribavkin S.V., Kosarev A.M. (2011) Effusive subvolcanic ankaramites of the Devonian island-arc formations of the Urals: material characteristics, genesis and geological consequences. *Tektonika, rudnye mestorozhdeniya i glubinnoe stroenie zemnoi kory. Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi 100-letiyu S.N. Ivanova* [Tectonics, ore deposits and deep structure of the earth's crust. Materials of the all-Russian scientific conference dedicated to the 100th anniversary of S.N. Ivanov]. Ekaterinburg, 219-223. (In Russian).

Pushkarev E.V., Kamenetskii V.S., Gottman I.A., Ryazantsev A.V., Pribavkin S.V. (2015) Ankaramites of the Urals — primitive highly calcareous island-arc magmas (composition and geological applications). *Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod. XII Vserossiiskoe petrograficheskoe soveshchanie. 15-20 sentyabrya 2015 goda* [Petrography of magmatic and metamorphic rocks. XII all-Russian petrographic meeting. September 15-20, 2015]. Petrozavodsk, Karelian Scientific Center of RAS, 220-222. (In Russian).

Seravkin I.B. (2007) [Volcanogenic pyrite deposits of the Southern Urals]. *Geodinamika, magmatizm, metamorfizm i rudoobrazovanie* [Geodynamics, magmatism, metamorphism and ore formation. Ed. N.P. Yushkin, V.N. Sazonov]. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 638–669. (In Russian).

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salihov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) *Vulkanizm Juzhnogo Urala* [Volcanism of Southern Urals]. Moscow, Nauka, 197 p. (In Russian).

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc−arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, **132**, 101-134. DOI: 10.1029/132GM07.

Srednepaleozoyskiy vulkanizm Bashkirskogo Zaural'ya i svyaz' s nim kolchedannogo orudeneniya [Middle Paleozoic volcanism of Bashkir Trans Ural region and related massive sulfide mineralization] (1983) Ufa: BFAN SSSR Publ., 116 p. (In Russian).

Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Zaykova E.V., Kherrington R. (2001) *Rudno-formatsionnyy i rudno-fatsial'nyy analiz kolchedannykh mestorozhdeniy Ural'skogo paleookeana* [Ore-formation and ore-facial analysis of base metal massive sulphide deposits of the Ural PaleoOcean]. Miass: IMin UrO RAN, 315 p. (In Russian).

Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Simonov V.A., Yuminov A.M., Dunaev A.Yu. (2009) *Geologiya i kolchedannoe orudenenie yuzhnogo flanga Glavnogo Ural'skogo razloma* [Geology and massive sulphide mineralization of the southern flank of the Main Ural Fault]. Miass, IMin UrO RAN, 376 p. (In Russian).

Сведения об авторах:
Косарев Александр Михайлович, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru
Шафигуллина Гульнара Турдибаевна, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа; E-mail: shafigullina_g@mail.ru
Минибаева Карина Раисовна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа.

About the authors:
Kosarev Alexandr Michailovich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: amkosarev@mail ru
Shafigullina Gulnara Turdibaevna, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: shafigullina_g@mail ru
Minibaeva Karina Raisovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa

УДК 552.514+552.313.8 (234.853) DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-8

ФРАНСКИЕ ГРАУВАККИ ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ. СООБЩЕНИЕ 2. КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А. М. Фазлиахметов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: famrb@mail.ru

Целью исследований является петрографическая характеристика франских граувакк западного крыла Худолазовской мульды, расположенной на территории Западно-Магнитогорской зоны, несколько южнее широты города Магнитогорск. В основу исследований положены описания 130 шлифов.

На территории исследований выделены пять обломочных комплексов (снизу вверх): верхней части улутауской свиты, мукасовской свиты, ялангасской, идяш-кускаровской и худолазовской линз, относящихся к нижней подсвите биягодинской свиты.

Мобилизация обломочного материала протекала при высокой тектонической активности. Существенной обработки обломочного материала в водотоках не произошло. Песчаники улутауской свиты и ялангасской линзы являются тефроидами, их формирование вызвано эксплозиями. Обломочные породы идяш-кускаровской линзы являются вулканотерригенными, сформированными при разрушении вулканогенных пород разного состава и степени метаморфизма. Песчаники худолазовской линзы отнесены к терригенным. В их петрофонде состоят вулканогенные, осадочные и метаморфические породы.

Особняком стоят обломочные породы мукасовской свиты (целенаправленно не изучались). Большое количество глинистого матрикса и зерен кварца в их составе, ассоциация их с аргиллитами и глинистыми сланцами не свойственны девонским обломочным комплексам Западно-Магнитогорской зоны.

Ключевые слова: грауваккки, петрография, улутауская свита, мукасовская свита, биягодинская свита, зилаирская свита, франский ярус, глубоководные песчаники, турбидиты

FRASNIAN GREYWACKES OF THE KHUDOLAZ SYNCLINE. MESSAGE 2. BRIEF DESCRIPTION OF PETROGRAPHY

A. M. Fazliakhmetov

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences. 450077, Russia, Ufa, K. Marks street, 16/2. E-mail: famrb@mail.ru

The purpose of research is the petrographic description of the Frasnian greywackes of the western limb of the Khudolaz syncline located in the territory of the West Magnitogorsk zone, slightly south of the latitude of the Magnitogorsk. The research is based on descriptions of 130 thin sections.

On the study area, five debris complexes (bottom to top) were identified: the upper part of the Ulutau Formation, the Mukasevo Formation, the Yalangas, Idash-Kuskarovo and Khudolaz lentils.

Generation of clastic material proceeded with high tectonic activity. Significant processing of detrital material in watercourses did not occur. The sandstones of the Ulutau Formation and the Yalangas lentil are tephra. Their formation is caused by explosions. The detrital rocks of the Idash-Kuskarovo lentil formed during the destruction of volcanogenic rocks of different composition and degree of metamorphism. The sandstones of the Khudolaz lentil are classified as terrigenous. They consist of debris of volcanogenic, sedimentary and metamorphic rocks.

Для цитирования: *Фазлиахметов А.М.* Франские грауваккки Худолазовской мульды. Сообщение 2. Краткая петрографическая характеристика // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 94–111. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-8.

For citation: Fazliakhmetov A.M. (2020) Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline Message 2. Brief description of petrography. *Geologicheskii vestnik.* No. 3. P. 94–111. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-8.

© А. М. Фазлиахметов, 2020

The detrital rocks of the Mukasevo Formation stand apart (they have not been studied purposefully). A large amount of clay matrix and quartz grains in their composition, their association with mudstones and shale is not characteristic of the Devonian detrital complexes of the West Magnitogorsk zone.

Key words: greywackes, petrography, the Ulutau Formation, the Mukasevo Formation, the Biyagoda Formation, the Zilair Formation, the Frasnian, deep-sea sandstones, turbidities

Введение

Этой статье предшествует Сообщение 1 — «Франские граувакки Худолазовской мульды. Краткая характеристика отложений» [Фазлиахметов, 2020].

Франские отложения западного крыла Худолазовской мульды представлены преимущественно кластолитами и кремнями верхней части улутауской свиты, мукасовской свиты и нижней подсвиты биягодинской свиты. Мощность их превышает 2500 м в разрезе у оз. Ялангаскуль, а по направлению к северу и к югу сокращается, составляя в разных разрезах от 500 до 1500 м.

На протяжении всего франского века на изучаемой территории накапливались осадки преимущественно лишь двух категорий — кремневые (силициты), относящиеся к хемогенно-биогенному генетическому ряду по классификации В.Т. Фролова [1984], и гравититы — представители механогенного генетического ряда. Осадконакопление протекало в глубоководных условиях и носило монотонный характер. В противоположность этому, состав обломочного материала франских кластолитов был весьма разнообразным, а объем — огромным, что ярко свидетельствует о разнообразии источников сноса и протекающих в них масштабных геологических процессах. Раскрытие их сущности невозможно без петрографической характеристики кластолитов, которая и приводится в данном сообщении.

Согласно [Фазлиахметов, 2020], в разрезе франских отложений Худолазовской мульды выделяется пять обломочных комплексов, различающихся по составу и имеющих сложные пространственные взаимоотношения (рис. 1): верхней части улутауской свиты, мукасовской свиты, ялангасской, идяшкускаровской и худолазовской линз. Последние три комплекса относятся к нижней подсвите биягодинской свиты.

Методика работ

Все исследованные образцы были отобраны из естественных обнажений. Положение точек опробования показано на рис. 4 в первой публикации [Фазлиахметов, 2020]. Всего описано 130 шлифов.

Наименования обломочных пород даны в соответствии с [Шванов и др., 1998], т.е. по гранулометрическому составу с граничными размерами псаммитовых зерен 0.05–2.0 мм. Разделение песчаников по составу зерен приведено по классификации В.Д. Шутова [1967]. Дополнительно применен термин «вулканитовый», введенный Ф.Т. Фроловым и М.Н. Щербаковой [1988] для характеристики обломочных пород, состоящих из зерен вулканитов без детализации их генезиса (пирокластика, вулканотерригенные и т.д.). Содержание кварца, полевых шпатов и обломков пород рассчитано в процентах от общего количества зерен, содержание зерен пород разного состава — в процентах от общего количества зерен пород.

Для характеристики сортировки зерен применены трафареты по [Pettijohn et al., 1973]. В основу описания идиоморфных особенностей кварца положена классификация И.М. Симановича [1978].

Подсчет зерен проведен в образцах, наименее измененных вторичными процессами. Зерна измененных пород, сохранившие реликтовые структуры, характерные для осадочных и магматических пород, отнесены к метаморфическим разностям. Зерна моно- и поликристаллического кальцита, иногда в срастании с плагиоклазом и кварцем, в расчет не брались ввиду высокой вероятности аутигенного происхождения карбоната.

Необходимо отметить особо, что в предшествующие годы петрографическое изучение франских граувакк Западно-Магнитогорской зоны уже проводилось [Аржавитина, 1976, 1978; Хворова, Ильинская, 1980; Мизенс, 2002, 2008 и др.], но ввиду сложности увязки данных (недостаточная привязка проб, изменившаяся стратиграфия, иная территориальная принадлежность) сопоставление результатов не выполнялось.

Песчаники улутауской свиты

Песчаники улутауской свиты относятся к полевошпатовым и в меньшей мере к кварцево-полевошпатовым граувакам (рис. 2). Зерна представлены

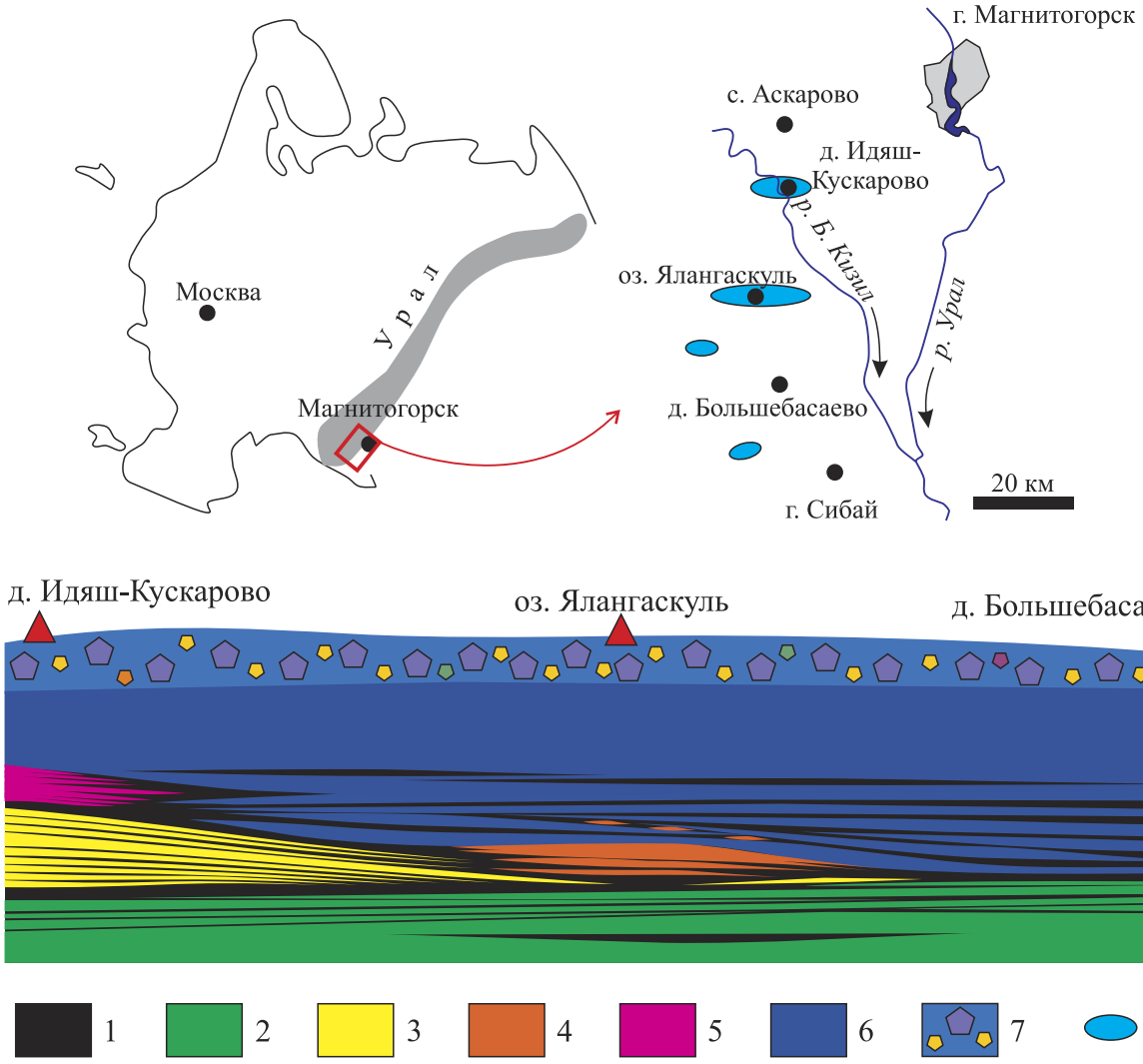

Рис. 1. Расположение района работ и модель пространственного соотношения франских обломочных комплексов западного крыла Худолазовской мульды

Условные обозначения: 1 — кремни (без стратиграфической привязки); 2–6 — обломочные комплексы: 2 — верхней части улутауской свиты, 3 — мукасовской свиты, 4 — ялангасской линзы, 5 — идяш-кускаровской линзы, 6 — худолазовской линзы; 7 — верхняя подсвита биягодинской свиты — биягодинский олистостром, 8 — расположение опробованных разрезов.

Fig. 1. Location of the work area and the Frasnian debris complexes relationship

Legend: 1 — cherts (without stratigraphic binding); 2–6 — detrital complexes: 2 — the upper part of the Ulutau Formation, 3 — the Mukasevo Formation, 4 — the Yalangas lentil, 5 — the Idash-Kuskarovo lentil, 6 — the Khudolaz lentil; 7 — upper part of the Biyagoda Formation — the Biyagoda olistostrom, 8 — location of tested sections.

кварцем, плагиоклазом и обломками пород. Среди последних явно преобладают вулканиты. Сортировка умеренная, распределение зерен однородное (рис. 3).

Кварц (0–10%) изометричный и слабоудлиненный. Контуры угловатые и с закругленными вершинами. Иногда встречаются треугольные и саблевидные осколки (рис. 4). У единичных зерен присутствуют «заливы» и изолированные включения, заполненные основной массой кислых вулканитов с фельзитовой структурой. В большинстве своем зерна не имеют оптических дефектов, единичные обладают волнистым облачным погасанием.

Полевые шпаты (35–60%) представлены плагиоклазом (преимущественно олигоклазом) монокристаллическим, с полисинтетическими двойниками или в виде гломеропорфировых сростков (см. рис. 4, нижний ряд). Форма близкая к изометричной или слабоудлиненная. Наиболее часто встречаются кристаллы с острыми, редко —

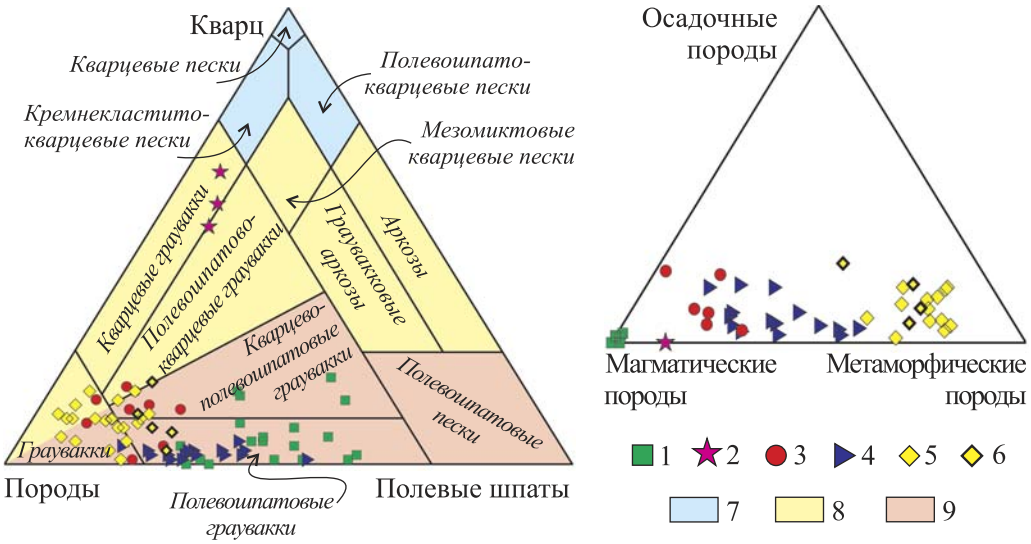

Рис. 2. Диаграммы В Д. Шутова (слева — основная, справа — вспомогательная) для франских песчаников Худолазовской мульды

Условные обозначения: 1 — граувакки верхней части улутауской свиты; 2 — песчаники мукасовской свиты; 3–6 — граувакки нижней подсвиты биягодинской свиты: 3 — ялангасской линзы, 4 — идяш-кускаровской линзы, 5 — худолазовской линзы разреза у д. Идяш-Кускарово, 6 — худолазовской линзы разреза на широте оз. Ялангаскуль; 7–9 — тектоно-полимиктовые уровни классификационной диаграммы В.Д. Шутова: 7 — первый, 8 — второй, 9 — третий.

Fig. 2. Shutov Diagrams (left — main, right — auxiliary) for Frasnian sandstones of the Khudolaz syncline

Legend: 1 — greywackes of the upper part of the Ulutau Formation; 2 — sandstones of the Mukasevo Formation; 3–6 — lower part Biyagoda Formation sandstones: 3 — the Yalangas lentil, 4 — the Idash-Kuskarovo lentil, 5 — the Khudolaz lentil in Idash-Kuskarovo section, 6 — the Khudolaz lentil in Yalangaskul section; 7–9 —levels of the Shutov classification diagram: 7 — the first, 8 — the second, 9 — the third.

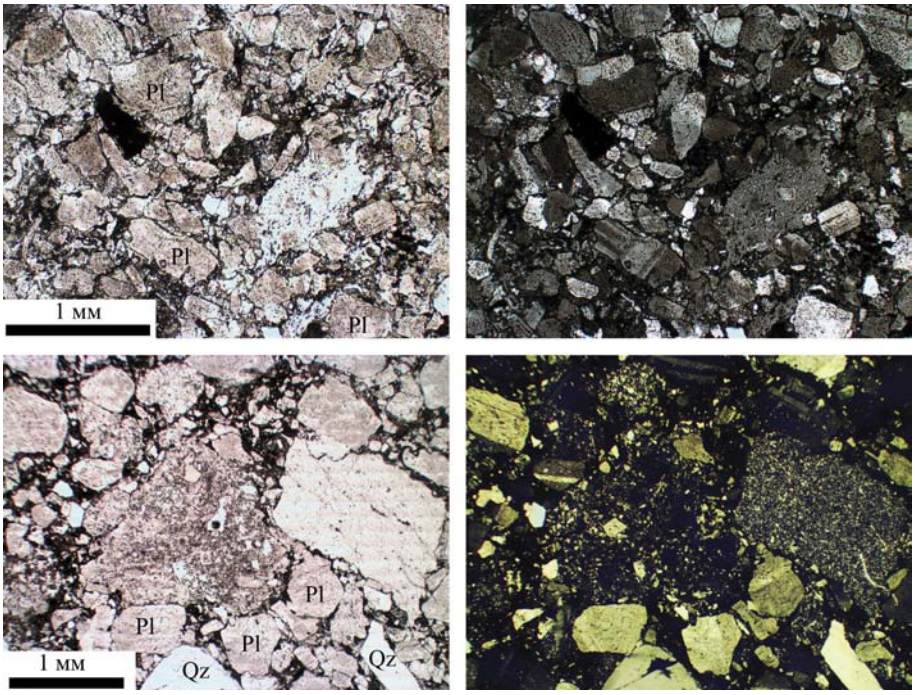

Рис. 3. Микрофотографии песчаников верхней части улутауской свиты

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором. *Pl* — плагиоклаз, *Qz* — кварц.

Fig. 3. Micrographs of the upper part Ulutau Formation sandstones

Notes: Left — no analyzer, right — with an analyzer. *Pl* — plagioclase, *Qz* — quartz.

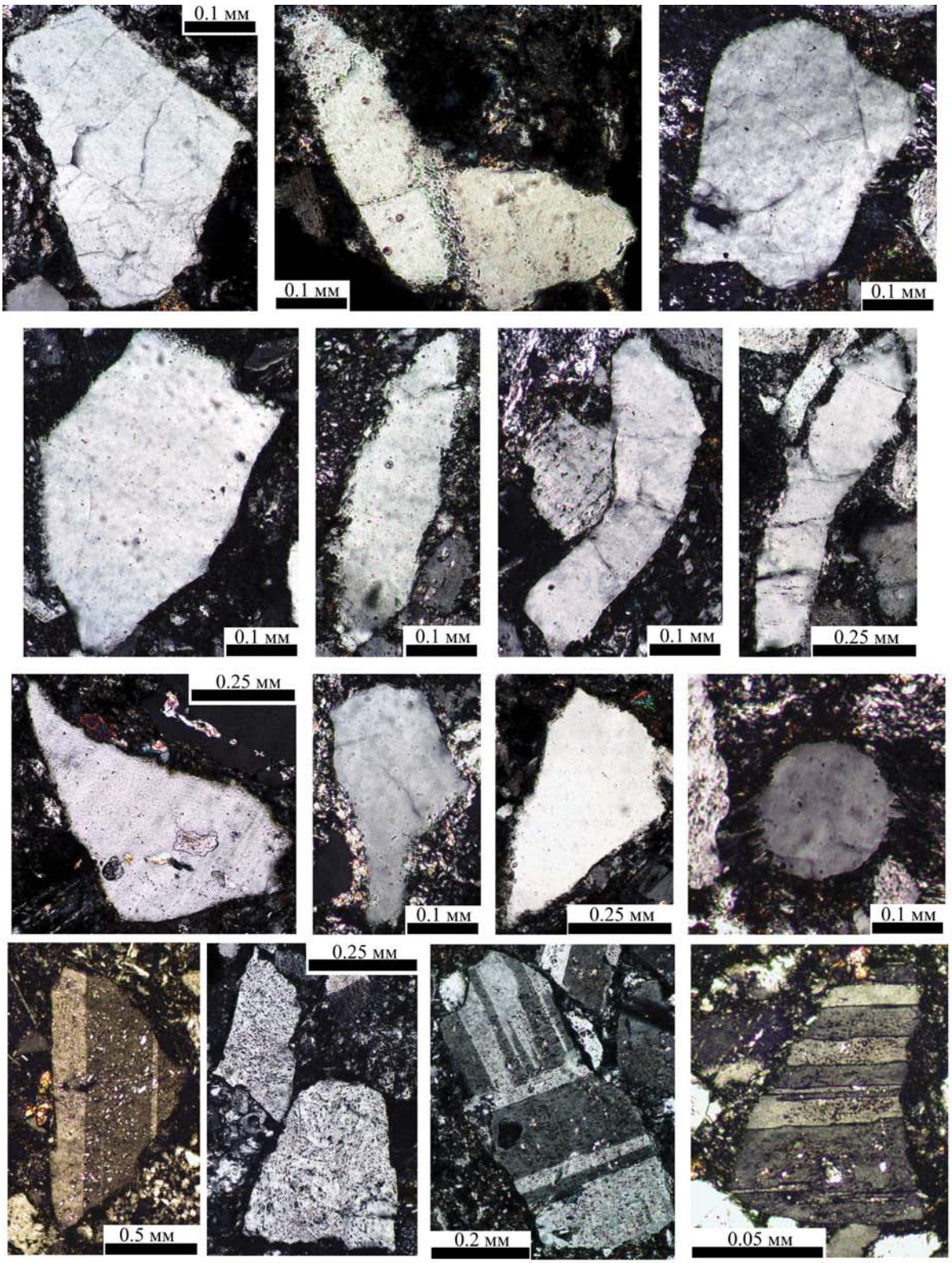

Рис. 4. Микрофотографии кварца и плагиоклаза (нижний ряд) песчаников верхней части улутауской свиты
Примечание: Все снимки с анализатором.

Fig. 4. Micrographs of quartz and plagioclase (bottom row) of the upper part of Ulutau Formation sandstones
Note: All images with an analyzer.

со слабо закругленными вершинами. Многие кристаллы расколоты, в связи с чем контуры их могут быть с одной стороны угловатые, а с другой — в разной степени округленные.

Единичные зерна кварца и плагиоклаза с одной или двух сторон окружены каймой, состоящей из базиса фельзитовой структуры.

Обломки пород (33–55%) представлены кислыми эффузивами с фельзитовой, микрофельзитовой и микролитовой структурами основной массы и с вкрапленниками плагиоклаза, редко кварца. Вкрапленники иногда образуют выступы на поверхности зерен (рис. 5). Зерна пород другого состава редки. Они представлены вулканитами с интерсертальной и пилотакситовой структурами, поликристаллическим кварцем с лапчатыми контурами отдельных индивидов (кварциты?) и кремнями. Интересно отметить, что встречены единичные зерна, с одной стороны имеющие порфировую структуру, характерную для кислых вулканитов, а с другой — зубчатую гранобластовую, свойственную кварцитам (см. рис. 5, верхний ряд). Помимо этого, в одном из образцов обнаружено зерно, по всей видимости, кварцевого песчаника (рис. 6).

Форма зерен преимущественно угловатая, редко округлая.

Цемент в неизмененных разностях глинисто-хлоритовый порового типа. Содержится в количестве до 10–15% от площади шлифа. Распространен равномерно. Участками зерна прилегают друг к другу плотно, контакты между ними конформные и микростилолитовые.

Степень вторичных преобразований меняется от разреза к разрезу. Наименее изменены граувакки на широте оз. Ялангаскуль. Вторичные изменения проявлены серицитизацией плагиоклазов, хлоритизацией базиса вулканитов и цемента. В некоторых случаях наблюдается ожелезнение по трещинам. В разрезах на широте д.д. Исянбетово и Мустаево граувакки сильно серицитизированы, хлоритизированы, иногда эпидотизированы. Первичная структура в них скрыта частично или полностью.

Обломочные породы мукасовской свиты

Практически повсеместно в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) мукасовская свита сложена кремнями мощностью до 100 м. Исключением являются разрезы Худолазовской мульды. В ее северо-восточном обрамлении (оз. Бурсунсы) и на западном крыле в мукасовской свите помимо кремней залегают глинистые и обломочные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники и редко псефитолиты [Маслов и др., 1999; Мизенс, Клещенок, 2005].

На широте оз. Ялангаскуль, д. Назаркино и д. Хусаиново среди кремней и кремнисто-глинистых сланцев мукасовской свиты в виде единичных прослоев мощностью 0.7–1.0 м встречаются обломочные породы смешанного состава (содержание ни одного из компонентов не достигает 50% — микстолиты), названные при полевом описании дресвяно-песчанистыми аргиллитами. Основной их объем сложен криптокристаллической смесью чешуйчатых, вероятно, глинистых минералов и кварца. В ней равномерно рассеяны обломки большего размера: преобладают (30–40% площади шлифа) кварц (0.01–0.5 мм) и полевой шпат (0.25–1.0 мм). В подчиненном количестве (суммарно до 5%) присутствуют монокристаллический кальцит (0.5–3.5 мм), известняки микро- и мелкокристаллические (0.6–1.2 мм), вулканиты (0.5–3.0 мм). Последние представлены кварцевыми порфирами с микрогранитной структурой и плагиоклазовыми порфиритами с фельзитовым сильно кальцитизированным базисом. Иногда в штуфах видны членики криноидей и фрагменты кораллов. Под микроскопом в единичных обломках известняков определяется волокнистая структура, характерная, согласно [Маслов, 1973], для раковин брахиопод.

Севернее упомянутых пунктов, на широте д. Идяш-Кускарово, мощность мукасовской свиты существенно возрастает. Здесь она максимальна для всей территории ЗМЗ — 700 м. Разрез сложен многочисленными слоями кремней, аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью 1–10 см. Можно предположить, что песчаники этого разреза кратко охарактеризованы в статье [Мизенс, Клещенок, 2005]. Целенаправленные литологические исследования мукасовских обломочных отложений не проводились.

Судя по немногочисленным нашим образцам и шлифам из коллекции В.А. Маслова (экспедиция 1967 г.), кластолиты представлены алевролитами и песчаниками всех гранулометрических классов (рис. 7). Слагают их угловатые зерна кварца, кислых вулканитов, плагиоклаза, иногда присутствуют пластинки мусковита. Крупно- и грубозернистые песчаники относятся к кварцевым грауваккам, при этом фигуративные точки их состава на диаграмме В.Д. Шутова существенно удалены от точек, соответствующих всем остальным девонским песчаникам ЗМЗ и близки к полю кремнекластито-кварцевых песчаников.

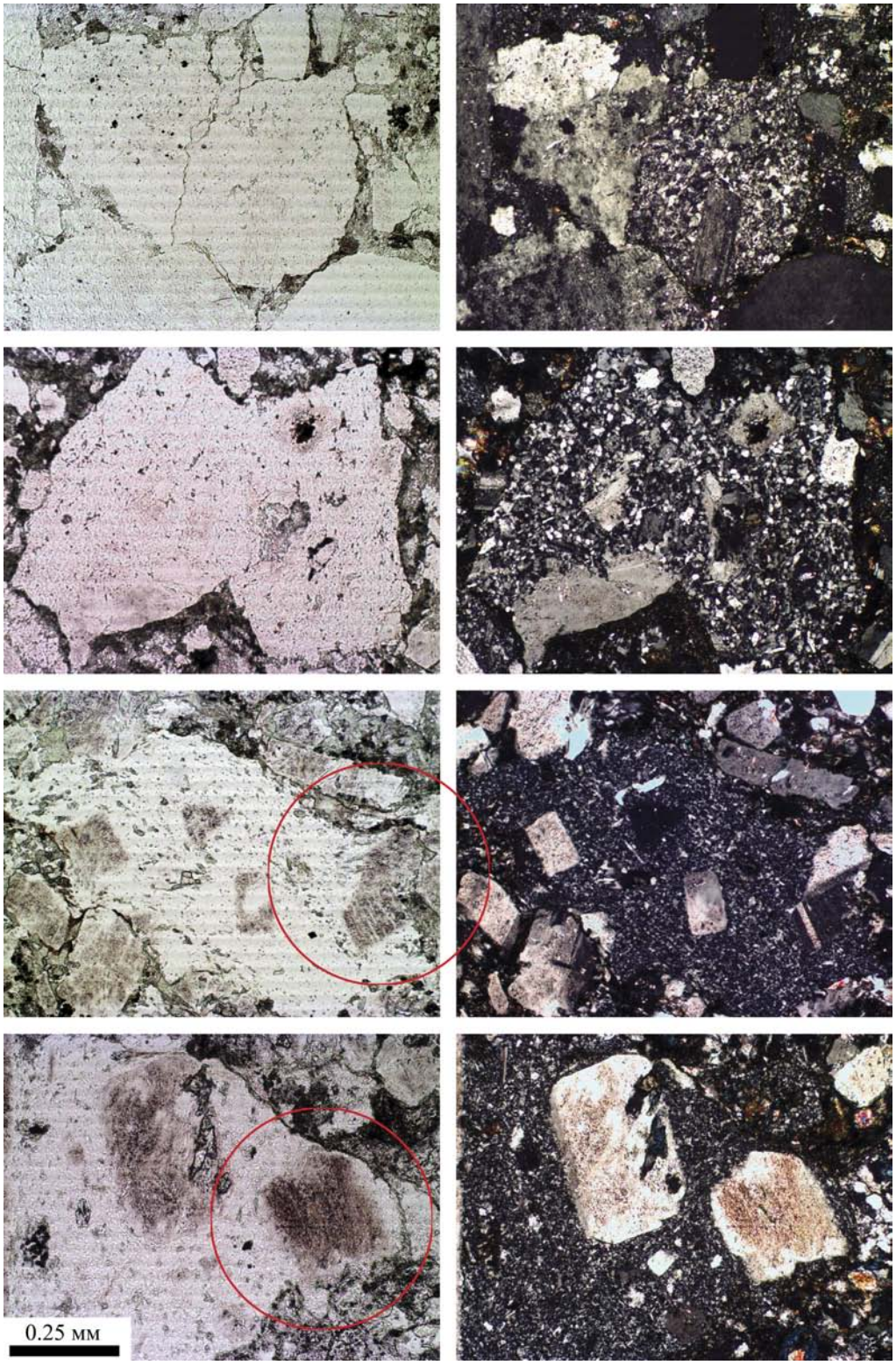

Рис. 5. Микрофотографии зерен вулканитов в песчаниках верхней части улутауской свиты

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором. Красным кругом показаны выступающие вкрапленники плагиоклаза.

Fig. 5. Micrographs of volcanic grains from upper part Ulutau Formation sandstones

Notes: Left — no analyzer, right — with an analyzer. The red circle shows sticking phenocrysts of plagioclase.

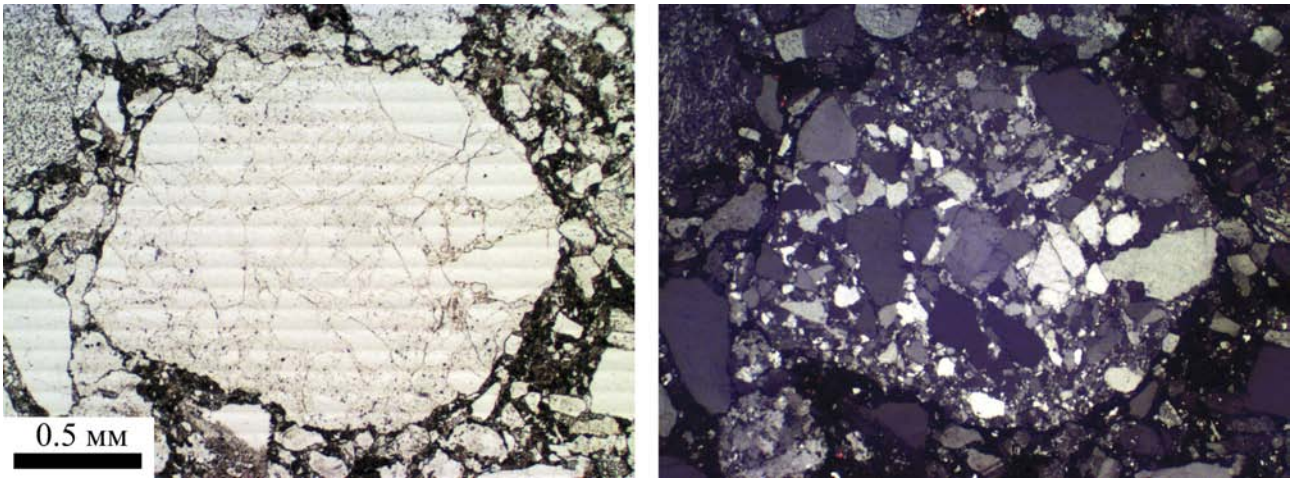

Рис. 6. Зерно кварцевого песчаника в граувакках верхней части улутауской свиты
Fig. 6. Grain of quartz sandstone in upper part Ulutau Formation sandstone

Содержание глинистого цемента в песчаниках и алевролитах колеблется от 5 до 50%, что так же, как и повышенное содержание кварца, является аномальным на фоне прочих девонских кластолитов.

Обломочные породы ялангасской линзы

Детально петрографические особенности кластолитов и силицитов ялангасской линзы изложены в публикациях [Фазлиахметов и др., 2016; Фазлиахметов, 2019].

Песчаники ялангасской линзы относятся к собственно грауваккам, полевошпатовым, кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам (см. рис. 2). Слагающие их зерна представлены кварцем, плагиоклазом и обломками преимущественно вулканогенных пород. Сортировка умеренная, зерна разного размера распределены однородно.

Кварц (1–17%) в большинстве своем имеет неправильную изометричную или слабоудлиненную форму. Контуры его угловатые и слабоокругленные, иногда имеют заливообразные включения, заполненные серицитизированной фельзитовой или микрофельзитовой массой. Редко встречаются треугольные, квадратные, саблевидные и серповидные зерна.

Полевые шпаты (10–25%) представлены ортоклазом, монокристаллами и полисинтетическими двойниками плагиоклаза. Их форма неправильная изометричная, слабоудлиненная и удлиненная. Вершины обломков, как правило, острые или незначительно сглаженные. Идиоморфные кристаллы встречаются редко.

Обломки пород (63–80%) представлены вулканогенными, метаморфическими и осадочными разностями.

Магматические породы (64–76%) существенно преобладают. Среди них основная роль принадлежит кварцевым порфирам и кварц-плагиоклазовым порфиритам с микролитовой и микрофельзитовой структурами основной массы. Значительно им уступают зерна с гиалопилитовой, сферолитовой, гиалофитовой и ортофировой структурами базиса, характерными для вулканитов среднего и основного состава. Форма зерен от изометричной до удлиненной. Контуры неровные, угловатые, редко у кварцевых порфиров наблюдаются прихотливо изогнутые края с апофизами и заливами.

Зерна *метаморфических пород* (3–29%) в большинстве образцов немногочисленны. Представлены они преимущественно кварцитами с гранобластовой структурой и слюдистыми (мусковитовыми) кварцитами с лепидогранобластовой структурой. Границы индивидов кварца в них неровные, лапчатые.

В нескольких образцах встречены единичные зерна, сложенные тонковолокнистым хлоритом. Их форма разная: близкая к овальной, с округлыми выступами и заливами, прихотливая, напоминает рогульки из пепловых отложений.

Осадочные породы (4–21%) представлены кремнями и кремнисто-глинистыми разностями. Форма их слабоудлиненная и удлиненная, контуры угловатые и несущественно округленные, иногда с извилистыми рваными краями, напоминающими кляксу.

В некоторых прослоях песчаников и гравелитов присутствуют обломки известняков и поры,

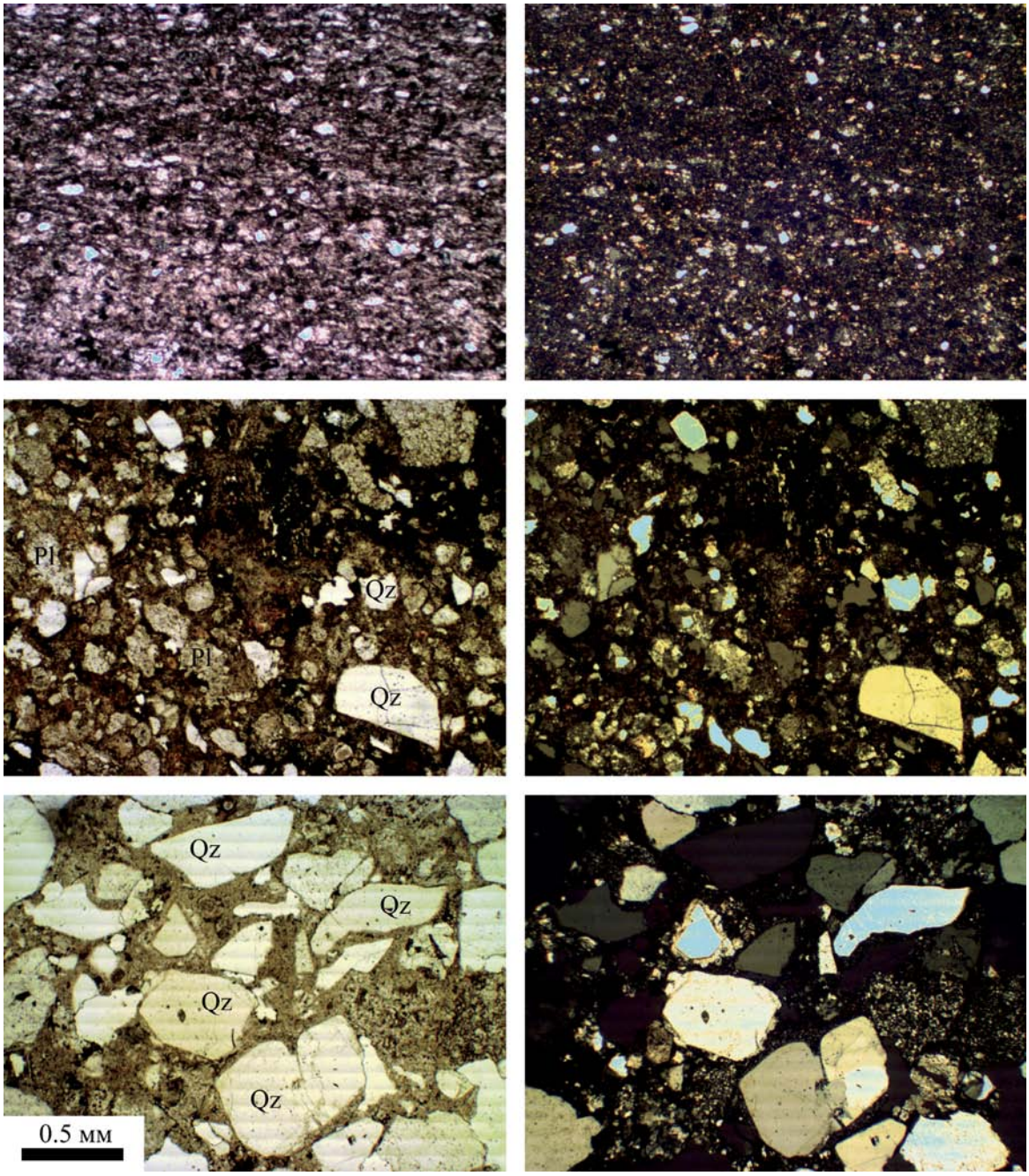

Рис. 7. Микрофотографии обломочных пород мукасовской свиты

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором. *Pl* — плагиоклаз, *Qz* — кварц.

Fig. 7. Micrographs of the Mukasevo Formation debris rocks

Note: Left — no analyzer, right — with an analyzer. *Pl* — plagioclase, *Qz* — quartz.

образованные после их выщелачивания. В изученных шлифах карбонаты встречены не были. Ввиду интенсивных вторичных преобразований, например, грануляции и бластеза [Фазлиахметов, 2019], нельзя исключить, что карбонатные зерна в них присутствовали, но впоследствии были замещены поликристаллическим кварцем, который был принят за зерна кварцитов.

Цемент в мелко- и тонкозернистых песчаниках глинисто-хлоритовый базально-поровый. Для среднепсаммитовых и более грубых разностей характерен поликристаллический кварцевый цемент

порового типа, участками встречается регенерационный кварцевый и плагиоклазовый цемент.

Вторичные изменения проявлены развитием грануляционного кварца по заполнению межзернового пространства и краевым частям зерен с высоким содержанием кремнезема. По обломкам вулканитов среднего и основного состава, по кремнисто-глинистым сланцам развиты хлорит, серицит и прочие вторичные минералы. Плагиоклазы серицитизированы, хлоритизированы, редко кальцитизированы.

Песчаники идяш-кускаровской линзы

Песчаники идяш-кускаровской линзы на диаграмме В.Д. Шутова занимают поле полевошпатовых граувакк и, в меньшей степени, собственно граувакк (см. рис. 2). Зерна представлены кварцем, плагиоклазами и обломками пород. Среди последних преобладают вулканогенные разности (рис. 8), реже встречаются осадочные и метаморфические. Зерна различного состава и размера распределены в породе равномерно. Сортировка умеренная.

Кварц (1–4%) имеет изометричную и слабоудлиненную форму. Контуры угловатые или со слегка сглаженными вершинами. В крупно- и грубозернистых песчаниках встречаются следующие разновидности зерен: хорошо окатанные, с «заливами» и включениями базиса кислых вулканитов, округлые с одной стороны и угловатые с другой. В мелко- и среднезернистых разностях присутствуют квадратные, саблевидные, треугольные, удлиненно-треугольные и шестоватые осколки.

Угасание кварца преимущественно равномерное. В явном подчинении находятся зерна с фронтальным или облачным волнистым угасанием, с неправильной блочностью и с деформационным пластинкованием.

Полевые шпаты (19–53%) представлены монокристаллами и полисинтетическими двойниками плагиоклаза. Форма их неправильная, но близкая к прямоугольной и квадратной. Контуры зерен угловатые и слабо округленные. Сравнительно редко встречаются осколки треугольной и саблевидной формы, зерна частично окруженные фельзитовой или микролитовой массой (базис вулканитов кислого состава), идиоморфные кристаллы, отколотые с одной стороны поперек двойниковых швов.

Обломки пород (46–77%) представлены магматическими, метаморфическими и осадочными разностями.

Среди *магматических пород* (38–68%) преобладают вулканиты разного состава, в подчинении к ним находятся крупнокристаллические (глубинные) разности.

Зерна кислых эффузивов имеют фельзитовую, микрофельзитовую, микролитовую и сферолитовую структуры основной массы с вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Вулканиты среднего и основного состава представлены преимущественно плагиоклазовыми порфиритами и их основной массы с интерсертальной, пилотакситовой и гиалиновой структурами. В единичных зернах порфиритов вкрапленники плагиоклаза выступают из базиса.

Помимо вулканитов встречены редкие зерна, сложенные сростками гипидиоморфных кристаллов плагиоклаза и кварца, по-видимому, являющимися гипабиссальными породами кислого состава.

Форма зерен магматических пород разнообразна — от изометричной до слабоудлиненной. Контуры их угловатые, иногда слабоизвилистые, волнистые, с незначительно закругленными вершинами.

Осадочные породы (2–17%) представлены преимущественно аргиллитами и кремнями, в том числе радиоляритами. Значительно реже встречаются алевритистые, иногда углистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые плагиоклазовые песчаники с обильным глинистым матриксом. Форма зерен изометричная, слабоудлиненная и удлиненная. В одних случаях контуры зерен гладкие округлые, без выступов и впадин, в других — изогнутые, кляксоподобные, с апофизами и вдавленными в них соседними зернами.

В ряде образцов встречается моно- и поликристаллический микрозернистый кальцит, имеющий как аллотигенное происхождение, т. е. характеризует петрофонд, так и аутигенное, обусловленное замещением плагиоклазов.

Метаморфические породы (23–58%) представлены хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, серицитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-эпидотовыми и кварц-хлоритовыми сланцами. Помимо этого, около половины зерен метаморфитов являются серицитизированными и хлоритизированными с реликтовыми структурами тонкообломочных осадочных и магматических пород среднего и основного состава. Редко встречаются кварциты и пумпеллиит-кварцевые разности.

Форма зерен от изометричной до удлиненной. Встречаются как угловатые, так и незначительно округленные обломки. Зерна хлоритолитов часто имеют округленную и причудливую форму, напоминающую рогульки пирокластических накоплений.

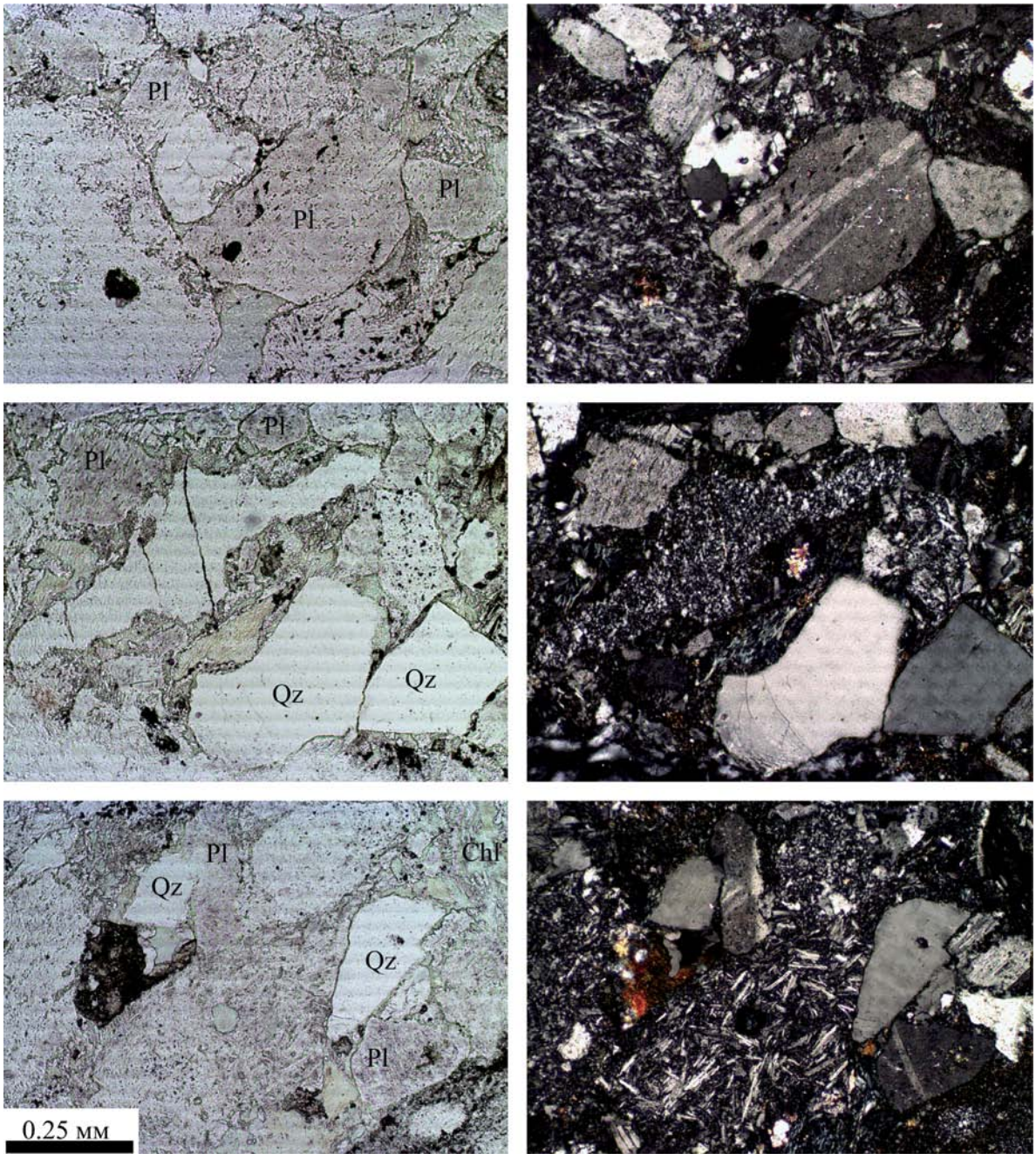

Рис. 8. Микрофотографии песчаников идяш-кускаровской линзы

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором. *Pl* — плагиоклаз, *Qz* — кварц.

Fig. 8. Micrographs of the Idash-Kuskarovo lentil sandstones

Note: Left — no analyzer, right — with an analyzer. *Pl* — plagioclase, *Qz* — quartz.

В большинстве образцов зерна плотно прилегают друг к другу. Характерны конформные структуры. Инкорпорационные структуры редки. Участками развит поровый хлоритовый, глинисто-хлоритовый, редко поликристаллический кварцевый и кальцитовый цемент.

Песчаники худолазовской линзы

На диаграмме В.Д. Шутова подавляющее большинство фигуративных точек состава песчаников худолазовской линзы занимает поле граувакк, единичные точки — поля полевошпатовых, кварцево-

полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых граувакк (см. рис. 2). Основными обломочными компонентами являются кварц, плагиоклазы и обломки преимущественно метаморфических пород.

Зерна распределены в породе равномерно (рис. 9). Сортировка плохая. Судя по размеру обломков, четкой грани от обломков к матриксу нет.

Кварц (1–6%) разнообразен по своим свойствам. Встречаются зерна с равномерным угасанием, линейной и неправильной блочностью, с фронтальным и облачным волнистым угасанием, с деформационным пластинкованием и поясами деформации.

Кварц чаще изометричный или слабоудлиненный, угловатый или с незначительно округленными

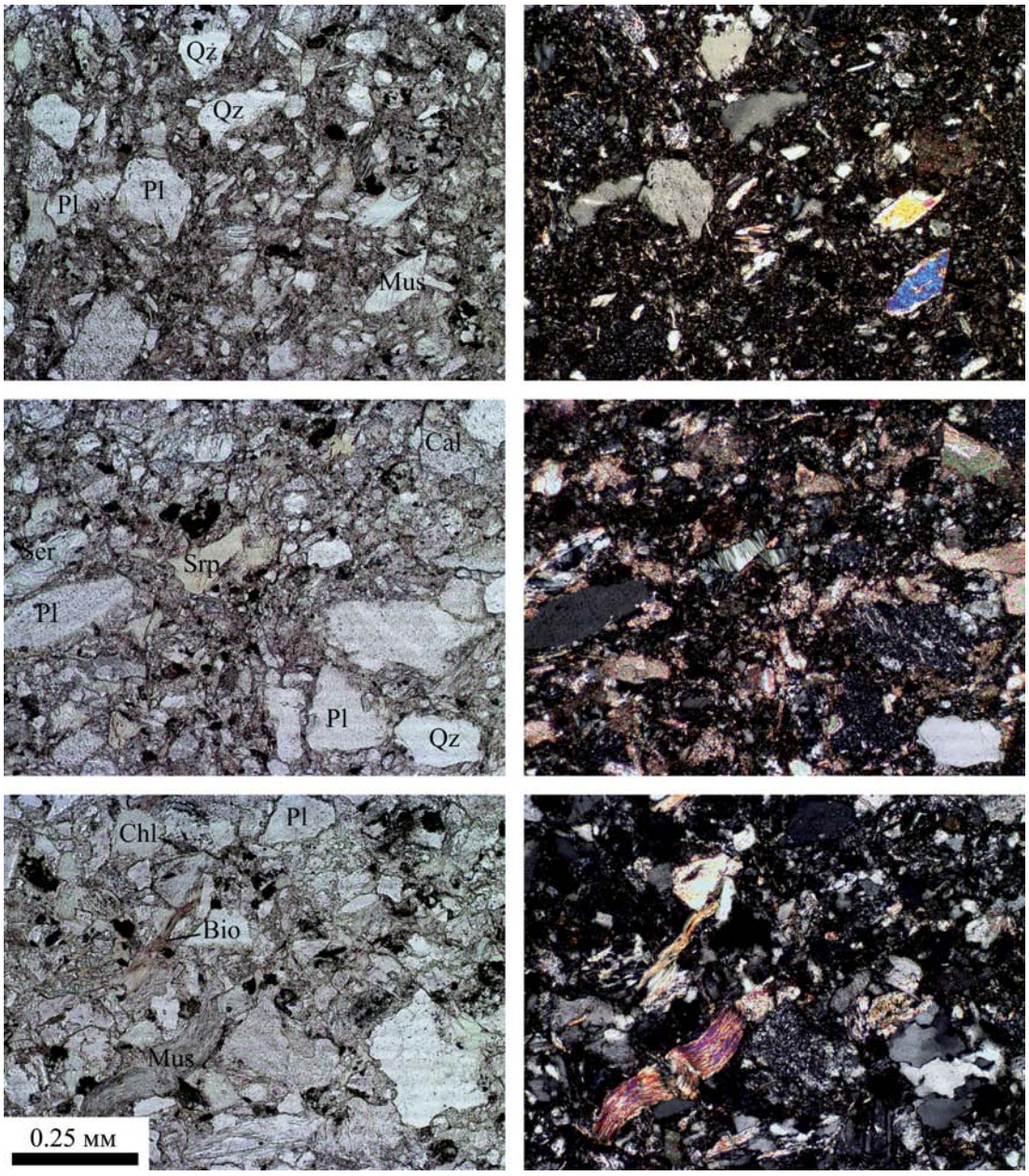

Рис. 9. Микрофотографии песчаников худолазовской линзы

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором. *Bio* — биотит, *Cal* — кальцит, *Chl* — хлорит, *Mus* — мусковит, *Pl* — плагиоклаз, *Qz* — кварц, *Ser* — серицит, *Srp* — серпентин.

Fig. 9. Micrographs of the Khudolaz lentil sandstones

Note: Left — no analyzer, right — with an analyzer. *Bio* — biotite, *Cal* — calcite, *Chl* — chlorite, *Mus* — muscovite, *Pl* — plagioclase, *Qz* — quartz, *Ser* — sericite, *Srp* — serpentine.

углами, иногда с неглубокими «заливами». В единичных случаях хорошо окатан. Большинство зерен имеет неправильную, напоминающую осколки форму, редко — прямоугольную, треугольную и шестиугольную форму.

Полевые шпаты (4–20%) представлены преимущественно полисинтетическими двойниками, реже монокристаллами и сростками плагиоклаза. Форма слабоудлиненная, реже изометричная. Преобладают осколки с острыми и незначительно округленными углами, идиоморфные кристаллы и хорошо окатанные зерна единичны. В большинстве образцов плагиоклазы серицитизированы, хлоритизированы и кальцитизированы.

Обломки пород (69–87%) представлены магматическими, метаморфическими и осадочными разностями (см. рис. 2, 9, 10). Форма зерен разнообразная: изометричная и слабоудлиненная характерна для магматических пород и кварцитов, удлиненная — для пород, содержащих слюды. В большинстве своем зерна пород остроугольные и слабоокатанные, редко имеют хорошую окатанность.

Магматические породы (11–34%) представлены преимущественно кислыми разностями с микрофельзитовой, фельзитовой и микрогранитной структурами основной массы и вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Во многих шлифах обнаружены единичные агрегаты кварца и плагиоклаза, по-видимому, являющиеся обломками гранитов или микропегматитов.

Зерна с реликтовой интерсертальной и гиалопилитовой структурами, характерными для вулканитов среднего и основного состава, единичны.

Метаморфические породы (58–79%) представлены хлоритолитами с аномальными сине-фиолетовыми и серо-коричневыми цветами интерференционного окраса, серпентинитами с мелкими беспорядочными и с линейно-ориентированными волокнами, кварцитами, серицит-кварцевыми, серицит-хлоритовыми, мусковит-кварцевыми и эпидот-кварцевыми породами.

Как и в отложениях улутауской свиты и ялангасской линзы встречаются единичные зерна, состоящие наполовину из базиса кислых вулканитов с фельзитовой структурой, наполовину из поликристаллического кварца (кварцит) (см. рис. 10, нижний ряд).

Около половины зерен, отнесенных к метаморфическим породам, имеют реликтовые структуры, свойственные осадочным (аргиллиты, алевролиты) и вулканогенным породам среднего и основного состава.

Осадочные породы (1–17%) представлены обломками кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых пород.

Зерна имеют конформные, реже инкорпорационные контакты. В менее уплотненных разностях присутствует глинисто-тонкообломочный матрикс или развитый по нему глинисто-хлоритовый поровый цемент.

Обсуждение

Согласно В.Д. Шутову [1967], положение фигуративных точек состава песчаников на предложенной им классификационной диаграмме позволяет судить о тектонических условиях бассейна седиментации и о процессах смешивания кластического материала из разных источников сноса. Признаками этих процессов являются ориентация кластеров, сформированных точками того или иного обломочного комплекса, и их удаление от вершины 100% содержания кварца, т. е. отношение к одному из трех тектоно-полимиктовых уровней диаграммы.

Подавляющее большинство фигуративных точек состава изученных песчаников расположилось в полях граувакк, полевошпатовых граувакк, полевошпатовых песчаников и кварцево-полевошпатовых граувакк. Эти поля отвечают третьему тектонополимиктовому уровню диаграммы (см. рис. 2). Следовательно, седиментация протекала в условиях высокой тектонической активности. Исключением являются песчаники мукасовской свиты. Точки, соответствующие их составу, расположились на втором тектоно-полимиктовом уровне диаграммы, к которому относятся кластолиты различных тектонических режимов, накапливающиеся как в платформенных, так и в складчатых областях. Согласно [Dickenson, Suczak, 1979], соотношение кварца, обломков пород и полевых шпатов песчаников мукасовской свиты характерно для рециклированных орогенов, что не согласуется с нынешними представлениями об истории развития Урала и требует последующего изучения.

Точки, отвечающие составу песчаников верхней части улутауской свиты и идяш-кускаровской линзы, формируют на классификационной диаграмме кластеры, ориентированные параллельно нижней стороне треугольника и границе полей полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых граувакк. Согласно В.Д. Шутову, это свидетельствует о несмешанном составе обломочного материала, т. е. источник сноса для каждого из обломочных комплексов был один.

Кластеры песчаников ялангасской и худолазовской линз нижней подсвиты биягодинской свиты не ориентированы, что можно считать признаком смешения обломочного материала из разных источников сноса.

Песчаники верхней части улутауской свиты имеют однообразный состав. Набор основных компонентов ограничен: плагиоклазы и зерна вулканитов кислого состава. Последние составляют почти 100% от числа зерен пород. Кварц, зерна средних и основных вулканитов, кварциты и прочие разности присутствуют в незначительных количествах, что подтверждает вывод о несмешанном составе граувакк.

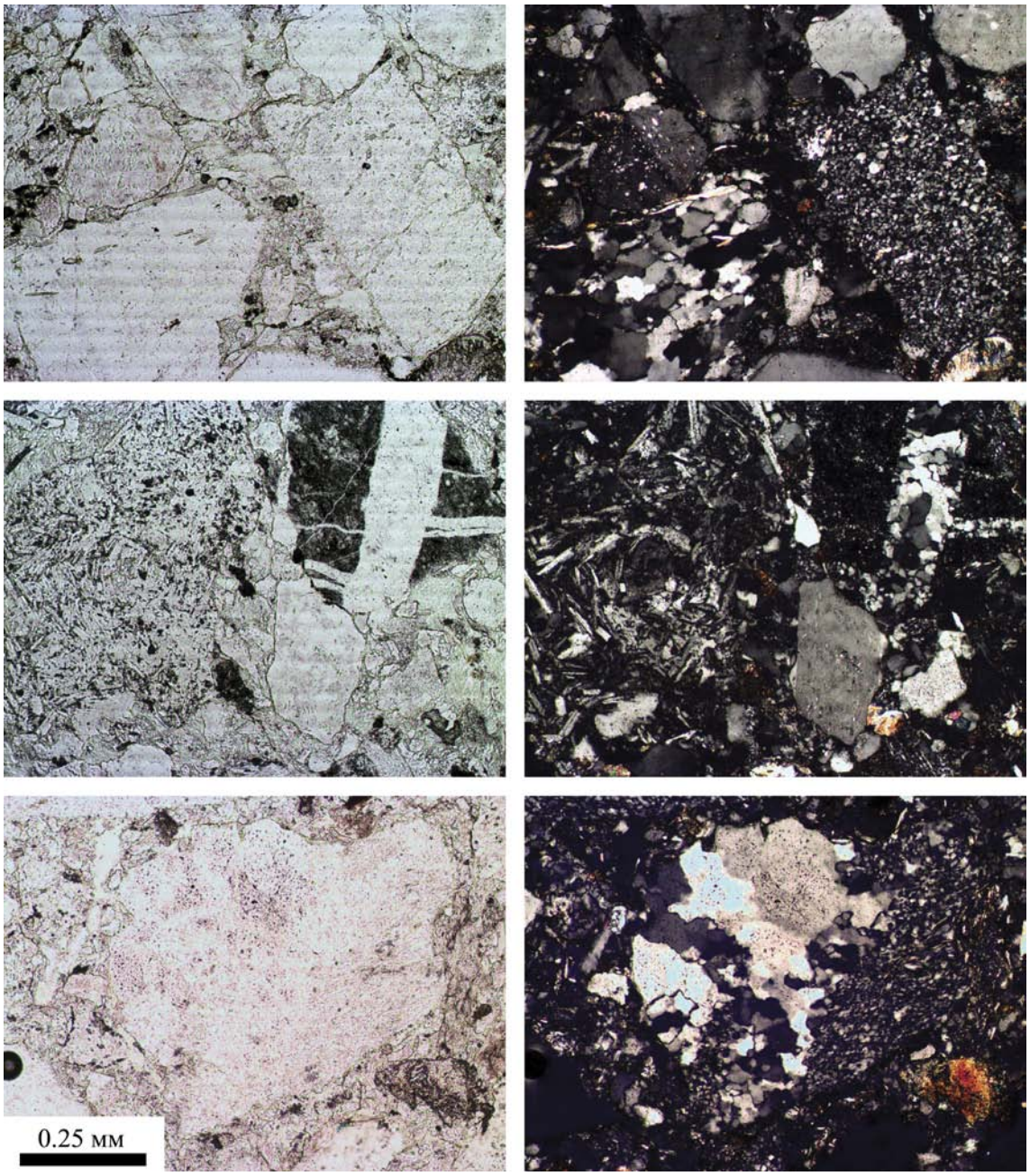

Рис. 10. Микрофотографии зерен пород из песчаников худолазовской линзы

Примечания: Слева — без анализатора, справа — с анализатором.

Fig. 10. Micrographs of grains of rocks from Khudolaz lentil sandstones

Notes: Left — no analyzer, right — with an analyzer.

Незначительное повышение содержания зерен кварца в четырех образцах улутауской свиты, по всей вероятности, унаследовано от исходной магмы, т.е. вкрапленников кварца в ней было больше. Примесь зерен кремней, вулканитов среднего – основного состава, вероятно, вызвана эрозией турбидными потоками дна бассейна, в том числе, выстланного тефрогенными песчаниками средней части улутауской свиты, по составу близкими к андезибазальтам.

Кристаллокласты плагиоклаза в большинстве своем не окатаны, расколоты поперек двойниковых швов. Кристаллы с незначительно округленными вершинами немногочисленные. Кварц практически не несет оптических дефектов, имеет включения базиса кислых эффузивов или характеризуется треугольной и саблевидной формой. Эти особенности, согласно [Хворова, 1980; Малеев, 1980; Шванов, 1987 и др.], характерны для плагиоклаза и кварца пирокластических отложений. На пирокластическую природу обломков порфиритов указывают выступающие из базиса вкрапленники плагиоклазов.

Таким образом, песчаники верхней части улутауской свиты являются тефрогенными, т.е. мобилизация большей части слагающего их обломочного материала осуществлялась в результате эксплозий. Впоследствии пирокластика, не претерпевая существенной обработки в водотоках и не испытывая существенного смешения с обломочным материалом из источников сноса иного состава, перемещалась в виде турбидных и обломочных потоков в относительно глубоководные зоны акватории Магнитогорской островодужной системы.

Песчаники мукасовской свиты контрастно отличаются от песчаников, не только рассмотренных в данном сообщении, но и от прочих девонских песчаников ЗМЗ повышенным содержанием кварца относительно содержания плагиоклазов и зерен пород. Помимо этого, во многих образцах кластолитов мукасовской свиты велико содержание глинистого матрикса — до 50%. В разрезах, прилегающих к д. Идяш-Кускарово и имеющих мощность несколько сотен метров, в ассоциации с песчаниками и алевролитами находятся аргиллиты или глинистые сланцы. Столь большое количество глинистого материала беспрецедентно для всего девонского разреза ЗМЗ и явно указывает на исключительные, но неисследованные особенности петрофонда и условия мобилизации обломочного материала мукасовского времени.

Согласно [Фазлиахметов и др., 2016], зерна **песчаников ялангасской линзы** имеют различное происхождение. Преобладают пирокластические (тефра), в меньших количествах присутствуют зерна, сформированные при разрушении литифицированных вулканитов (вулканотерригенные) и при размыве нелитифицированных кремневых осадков. Генезис зерен кварцитов спорный: они могут быть как терригенными, так и мобилизованными в результате эксплозий. Не исключена вероятность того, что некоторые из них вовсе не являются обломками, а образовались в постседиментационный период при заполнении пустот поликристаллическим кварцем, впоследствии подвергшимся бластезу.

Наличие зерен с признаками, характерными для пирокластических частиц, преобладание зерен, образованных из вулканического материала кислого состава [Фазлиахметов и др., 2016] приближает песчаники ялангасской линзы к тефрогенным образованиям и позволяет считать, что импульсом к мобилизации обломочного материала явились эксплозии и связанные с ними землетрясения. Однако примесь интракластического и вулканотерригенного материала, положение точек на диаграмме В.Д. Шутова заставляют рассматривать состав данных обломочных пород как смешанный.

Песчаники идяш-кускаровской линзы сложены обломками вулканических пород (в данном случае включая кварц и плагиоклазы) разного состава и разной степени метаморфических преобразований. Это позволяет отнести их к разряду вулканотерригенных. По всей видимости, источник сноса представлял собой подвергавшуюся размыву вулканическую область. Наличие осколков кварца и плагиоклаза, зерен порфиритов с выступающими вкрапленниками плагиоклазов, указывает на присутствие в обломочном материале пирокластики, что согласуется с данными о проявлении синхронного вулканизма (бугодакская свита) [Маслов и др., 1999].

Состав **песчаников худолазовской линзы** пестрый. В них присутствуют кварц с разнообразными идиоморфными свойствами, полевые шпаты, зерна кварцитов, слюдистых кварцитов, хлоритолитов, серпентинитов, кислых вулканитов, плутонических образований разного состава, известняков, кремнисто-тонкообломочных разностей и т.д. Столь широкий набор компонентов позволяет рассматривать данные образования как терригенные, при этом в источнике сноса размыву подвергались породы разного генезиса — эффузивные, плутонические, метаморфические и осадочные.

В песчаниках худолазовской линзы есть глинисто-алевритовый матрикс, а в переслаивании

с ними — глинистые сланцы. Это свидетельствуют о гораздо более интенсивном проявлении в источнике сноса химического выветривания (до и/или во время формирования худолазовской линзы).

В раду рассмотренных обломочных комплексов от древних к более молодым (мукасовский исключен ввиду малого количества данных) наблюдается переход от тефроидов к вулканотерригенным и далее к терригенным разностям. Усложнение состава граувакк отражает смену питающих провинций — от действующей островной дуги к разрушающейся вулканической провинции с признаками вулканической активности, и далее — к разрушающемуся «массиву» вулканитов, метаморфитов и серпентинитов.

Заключение

Проведенные исследования, основанные на описании 130 шлифов и подсчете зерен, позволили сделать следующие выводы.

1. Песчаники улутауской свиты и нижней подсвиты биягодинской свиты являются собственно граувакками, кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми и полевошпатово-кварцевыми граувакками. Их накопление происходило в условиях высокой тектонической активности. Обломочный материал не испытывал длительной механической обработки в водотоках.

2. Песчаники улутауской свиты генетически являются тефроидами. Их накопление вызвано эксплозивной деятельностью Магнитогорской островной дуги.

3. Песчаники ялангасской линзы сложены зернами различного генезиса. Преобладает пирокластический материал. Менее распространены зерна, сформированные при разрушении литифицированных вулканогенных и нелитифицированных кремневых отложений. Предполагается, что мобилизация обломочного материала вызвана эксплозиями кислой пирокластики и сопровождающими их землетрясениями.

4. Песчаники идяш-кускаровской линзы отнесены к вулканотерригенным породам. Мобилизация формировавшего их обломочного материала протекала в результате разрушения «массива» вулканических пород разного состава и разной степени метаморфических изменений. Эти процессы сопровождались вулканизмом (бугодакская свита).

5. Песчаники худолазовской линзы являются терригенными. Они имеют смешанный состав, отражающий петрофонд, состоящий из осадочных, магматических и метаморфических пород. Граувакки имеют глинистый матрикс и переслаиваются в разрезе с глинистыми сланцами и аргиллитами. На этом основании сделано заключение о проявлении в источнике сноса химического выветривания.

6. В разрезе франских отложений наблюдается смена кластолитов разного генезиса в следующей последовательности: тефрогенные, вулканотерригенные, терригенные. Состав граувакк снизу вверх по разрезу усложняется, становится более пестрым.

7. Обломочные отложения мукасовской свиты существенно отличаются от всех остальных девонских отложений ЗМЗ повышенным содержанием кварца и глинистого матрикса в песчаниках, наличием большого числа прослоев аргиллитов и глинистых сланцев.

Исследования выполнены по теме государственного задания № 0246-2019-0118.

Список литературы:

Аржавитина М.Ю. К геохимии пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 105–111.

Аржавитина М.Ю. Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978. С. 48–55.

Малеев Е.Ф. Вулканиты: Справочник. М.: Недра, 1980. 240 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. 82 с.

Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 268 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 192 с.

Мизенс Г.А. Средне- и верхнепалеозойские обломочные породы юга Урала как индикаторы палеотектонических и палеогеодинамических обстановок // Литология и геология горючих ископаемых: Межвузовский научный тематический сборник. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008 Вып. 2 (18). С. 183–195.

Мизенс Г.А., Клещенок Н.С. Некоторые особенности геологии мукасовской свиты (верхний девон Южного Урала) // Ежегодник–2005 / Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург, 2005. С. 93–97.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука. 1978. 156 с.

Фазлиахметов А.М. Стадиальные преобразования кислых вулканокластических граувакк биягодинской свиты (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 72–87. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-6.

Фазлиахметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 3–23. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-2-1.

Фазлиахметов А.М., Аржавитина М.Ю., Гилязов А.А. Петрографические особенности верхнефранских вулканокластических граувакк окрестностей озера Яланкаскуль (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 12. С. 23–30.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Фролов В.Т., Щербакова М.Н. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4: Геология. 1988. № 4. С. 3–11.

Хворова И.В. Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 9–55.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 55–67.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л. Недра, 1987. 269 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифонов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.К. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Dickenson W., Suczak C.A. Plate tectonics and sandstones compositions // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1979. Vol. 63, No. 12. P. 2164–2182. DOI: 10.1306/2f9188fb-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 1973. 618 p. DOI: 10.1007/978-1-4615-9974-6.

References:

Arzhavitina M.Yu. (1976) To the geochemistry of rocks of the Zilair suite of the Magnitogorsk megasynclinorium. *Voprosy mineralogii i geokhimii rud i gornykh porod Yuzhnogo Urala* [Questions of mineralogy and geochemistry of ores and rocks of the Southern Urals]. Ufa, BFAN SSSR, 105-111. (In Russian).

Arzhavitina M.Yu. (1978) Features of the mineral composition of terrigenous rocks of the Zilair suite of the Magnitogorsk megasynclinorium. *Mineralogo-geokhimicheskiye osobennosti kolchedannykh mestorozhdeniy, vulkanogennykh i osadochnykh obrazovaniy Yuzhnogo Urala* [Mineralogical and geochemical features of pyrite deposits, volcanogenic and sedimentary formations of the Southern Urals]. Ufa, BFAN SSSR, 48-55. (In Russian).

Dickenson W., Suczak C.A. (1979) Plate tectonics and sandstones compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**(12), 2164-2182. DOI: 10.1306/2f9188fb-16ce-11d7-8645000102c1865d.

Fazliakhmetov A.M. (2019) Epigenetic transformations in acidic volcaniclastic greywackes from Biygoda Formation (the West-Magnitogorsk zone, the Southern Urals). *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 72-87. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-2-6. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M. (2020) Frasnian greywackes of the Khudolaz syncline. Message 1. Brief description of deposits. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (2), 3-23. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-2-1. (In Russian).

Fazliakhmetov A.M., Arzhavitina M.Yu., Gilyazov A.A. (2016) Petrographic features of the Upper Frasnian volcaniclastic greyushak surroundings of Lake Yalangaskul (West Magnitogorsk zone of the Southern Urals). *Vestnik Instituta geologii Komi NC UrO RAN – Bulletin of IG Komi Scientific Center Ural Branch of RAS*, (12), 23-30. (In Russian).

Frolov V.T. (1984) *Geneticheskaya tipizatsiya morskikh otlozheni* [Genetic typification of marine sediments]. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russian).

Frolov V.T., Shcherbakova M.N. (1988) Principles of improving the classification and nomenklotura of volcaniclastic rocks. *Moscow University Geology Bulletin*, (4), 3–11. (In Russian).

Khvorova I.V. (1980) Volcanism and sedimentation. *Litologiya v issledovaniyakh geologicheskogo instituta AN SSSR* [Lithology in studies of the Geological Institute of the Academy of Sciences of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 9-55. (In Russian).

Khvorova I.V., Il'inskaya M.N. (1980) Upper Devonian greywacke deposits of the Southern Urals and the mechanism of their formation. *Lithology and Mineral Resources*, (4), 55-67. (In Russian).

Maleyev Ye.F. (1980) *Vulkanity. Spravochnik* [Volcanic rocks. A handbook]. Moscow, Nedra Publ., 240 p. (In Russian).

Maslov V.A., Artyushkova O.V., Nurmukhametov E.M. (1999) *Franskie otlozheniya Magnitogorskogo megasinklinoriya* [Frasnian deposits of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa, IG UNC RAN, 82 p. (In Russian).

Maslov V.P. (1973) *Atlas porodoobrazuyushchikh organizmov (izvestkovykh i kremnevykh)* [Atlas of rock-forming fossils (calcareous and silica)]. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russian).

Mizens G.A. (2002) *Sedimentatsionnye basseiny i geodinamicheskie obstanovki v pozdnem devone rannei permi yuga Urala* [Sedimentation basins and geodynamic settings in the Late Devonian of the Early Permian south of the Urals]. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 192 p. (In Russian).

Mizens G.A. (2008) Middle and Upper Paleozoic detrital rocks of the south of the Urals as indicators of paleotectonic and paleogeodynamic settings. *Litologiya i geologiya goryuchikh iskopayemykh. Mezhvuzovskiy nauchnyy tematicheskiy sbornik*

[Lithology and geology of combustible minerals. Interuniversity scientific thematic collection]. Yekateriburg, UGGU Publ., **2**(18), 183-195. (In Russian).

Mizens G.A., Kleshchenok N.S. (2005) Some features of the geology of the Mukasov Formation (Upper Devonian of the Southern Urals). *Yezhegodnik–2005* [Yearbook–2005]. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 93-97. (In Russian).

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. (1973) Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 618 p. DOI: 10.1007/978-1-4615-9974-6.

Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litologiya i poleznyye iskopayemyye – Lithology and Mineral Resources*, (5), 86-103. (In Russian).

Shvanov V.N. (1987) *Petrografiya peschanykh porod (komponentnyi sostav, sistematika i opisanie mineral'nykh vidov)* [Petrography of sandy rocks (component composition, systematics and description of mineral species)]. Leningrad, Nedra Publ., 269 p. (In Russian).

Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeyeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurilenko V.V., Petrovskiy A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Tseysler V.M., Trifonov B.A., Verba Yu.L., Il'in K.K. (1998) *Sistematika i klassifikatsiya osadochnykh porod i ikh analogov* [Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues]. Saint-Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian).

Simanovich I.M. (1978) *Kvarts peschanykh porod* [Quartz of arenaceous rocks]. Moscow, Nauka Publ., 156 p. (In Russian).

Сведения об авторе:
Фазлиахметов Александр Маратович, кандидат геолого-минералогических наук, Институт геологии —обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: famrb@mail ru.

About the author:
Alexander Maratovich Fazliakhmetov, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS). E-mail: famrb@mail ru.

УДК: 551.22, 550.42 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-9

ИСТОЧНИКИ МАГМ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА МАЛЮТКА (ХУДОЛАЗОВСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Rb-Sr – Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

И. Р. Рахимов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru

Рудоносные штоки ультраосновных пород отвечают наиболее примитивным магмам худолазовского дифференцированного комплекса. К ним относится массив Малютка, для которого впервые приведена геохимическая характеристика. Массив расположен в тектонизированных туфопесчаниках зилаирской свиты и рассматривается как апофиза, отделившаяся по разрывным нарушениям от кумулусного горизонта гипотетического крупного магматического тела, залегающего в основании Худолазовской мульды (Западно-Магнитогорская зона). Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные пород (ISr(T) = –2.03…–4.73, εNd(T) = +8.1…+9.1) свидетельствуют в пользу незначительной коровой контаминации родоначальной магмы. Источником магм могла служить ювенильная деплетированная мантия (PREMA).

Ключевые слова: худолазовский комплекс, массив Малютка, геология, геохимия, Rb-Sr – Sm-Nd изотопия, мантийный источник

MAGMA SOURCES AND THE MALYUTKA MASSIVE FORMATION MODEL (KHUDOLAZ COMPLEX, SOUTHERN URALS): GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES AND Rb-Sr – Sm-Nd ISOTOPE SYSTEM

I. R. Rakhimov

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Russia, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: rigel92@mail.ru

Ultramafic ore-bearing stocks corresponds to the most primitive magmas of the Khudolaz differentiated complex. These include the Malyutka massif that acquired geochemical characteristics in this work. The massif is located in the tectonized tuffaceous sandstones of the Zilair Formation and is considered to be an apophysis, separated by faults from the cumulus horizon of a hypothetical large magmatic body lying at the base of the Khudolaz trough (West Magnitogorsk zone). Sm-Nd and Rb-Sr isotope data of rocks (ISr(T) = –2.03…–4.73, εNd(T) = +8.1…+9.1) testify in favor of insignificant crustal contamination of the parental magma. The parental magma source could have been mantle PREMA-type.

Key words: Khudolaz complex, Malyutka massif, geology, geochemistry, Rb-Sr – Sm-Nd isotop system, mantle source

Для цитирования: *Рахимов И.Р.* Источники магм и модель формирования массива Малютка (худолазовский комплекс, Южный Урал): геолого-геохимические особенности и Rb-Sr – Sm-Nd изотопная систематика // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 112–122. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-9.

For citation: Rakhimov I.R. (2020) Magma sources and the Malyutka massive formation model (Khudolaz complex, Southern Urals): geological and geochemical features and Rb-Sr – Sm-Nd isotope system. *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 111–122. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-9.

© И. Р. Рахимов, 2020

Введение

Худолазовский дифференцированный комплекс развит в центральной части Южного Урала и изучается с конца 40-х годов XX века. Это один из интереснейших объектов региона, характеризующийся сложным геологическим строением и обладающий платинометальным потенциалом. На протяжении более 70 лет взгляды на его геологическое строение, петрологию и генезис связанного с ним сульфидного Cu-Ni оруденения неоднократно менялись и совершенствовались [Салихов, Пшеничный, 1984; Рахимов, 2017]. Автором настоящей статьи в строении худолазовского комплекса выделяются 3 типа интрузий: 1) небольшие штоки ультраосновных пород, 2) относительно крупные и в разной степени дифференцированные хонолиты меланократовых габбро, 3) относительно мелкие и однородные хонолиты лейкократовых габбро [Рахимов, 2017].

Массив *Малютка* является одним из представителей группы ультраосновных тел худолазовского комплекса. Это небольшой рудоносный шток, локализованный в западном борту Худолазовской мульды [Рахимов и др., 2019]. На примере таких компактных массивов можно решать различные генетические проблемы худолазовского комплекса и разрабатывать более достоверную модель его формирования.

Цель данной работы — дать геохимическую характеристику пород массива Малютка, обсудить потенциальные источники магм и предложить геологическую модель его формирования.

Характеристика объекта исследований

Геологическое строение

Массив Малютка локализован в западном крыле Худолазовской мульды (рис. 1а), на восточном склоне хребта Улугуртау. На хребте обнажаются дислоцированные вулканогенно-осадочные толщи биягодинской и зилаирской свит, здесь предполагается наличие разрывных нарушений сбросового типа. Размеры интрузии в плане составляют 190×110 м, а мощность не менее 30 м. По имеющимся геологическим данным массив представляет собой шток (рис. 1б), однако через него пробурено всего 2 скважины (в северо-западной части) и питающий канал при этом не подсечен. Не исключается вероятность более сложной формы интрузивного тела. Вмещающими породами являются туфопесчаники, тефроиды и граувакки зилаирской свиты, залегающие под углом 33°, с азимутом падения 104°. Породы интенсивно кливажированы и местами рассланцованы.

Краткая петрография

Массив в целом имеет однородное строение и сложен большей частью мелко- и среднезернистыми пойкилоофитовыми плагиоклаз-роговообманковыми перидотитами — плагиошрисгеймитами (рис. 2). Количество оливина существенно возрастает в направлении от верхней части тела к нижней (от 15 до 40 об.%). В нижней части интрузии выделяются не менее двух линзовидных тел вкрапленных сульфидных руд (рис. 1б). В приконтактовой части массива развиты обедненные оливином мелкозернистые габбро, имеющие габброофитовую структуру. Породы в различной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами, в результате чего по первичным минералам сформировались разнообразные ассоциации вторичных минералов пропилитовой и аргиллизитовой фаций метасоматоза.

Оливин представлен изометричными зернами размером 0.2–1.3 мм, нередко образующими сростки. Они находятся в виде включений внутри ойкокристаллов клинопироксена или бурой роговой обманки, реже — флогопита (рис. 2). Часто оливин псевдоморфно замещен серпентином и тальком, клинопироксен — хлоритом и амфиболом, а краевые зоны роговой обманки редко — вторичным амфиболом. Плагиоклаз в неизмененном виде практически не встречается и представлен лейстами, частично или нацело замещенными вторичными минералами — альбитом, эпидотом, хлоритом, глинистыми минералами. Роговая обманка встречается в виде ксеноморфных пойкилитовых зерен размером до 5 мм. В отличие от оливина и плагиоклаза она распределена в массиве более равномерно. В приконтактовых габбро роговая обманка иногда образует хорошо ограненные призматические кристаллы. Флогопит в виде чешуйчатых выделений окаймляет серпентинизированные зерна оливина и является одним из наиболее поздних магматических минералов.

Сульфидные минералы представлены совместными пентландит-халькопирит-пирротиновыми сростками, имеющими округлую форму или образующими интерсертальную вкрапленность. В рудных телах их количество достигает ~12 об.%. Другие рудные минералы — алюмошпинель, титаномагнетит, магнетит, ильменит — являются редкими.

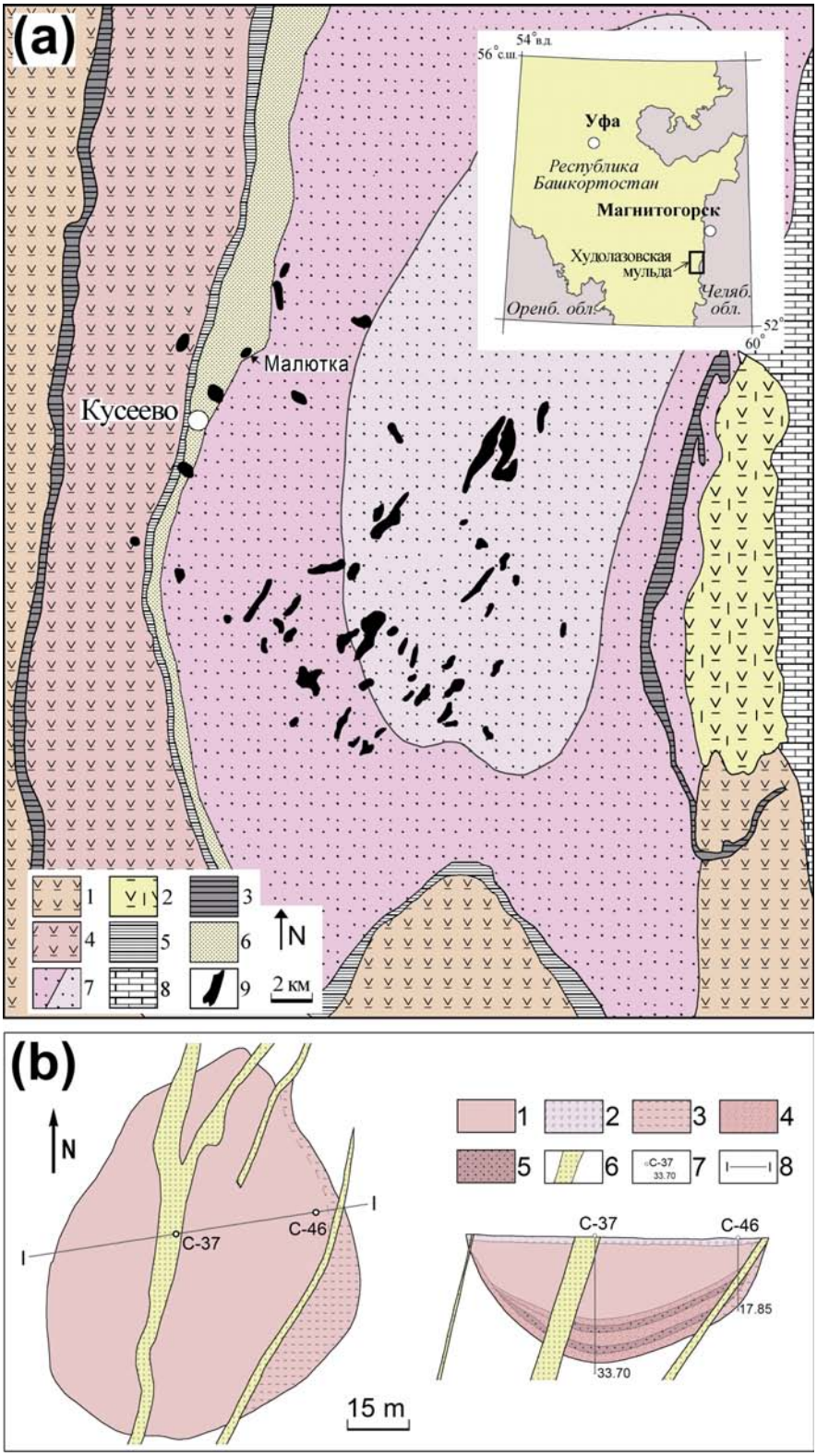

Рис. 1. Геологическая схема Худолазовской мульды (а) и план обнажения массива Малютка с геологическим разрезом (б), по [Рахимов и др., 2019]

Fig. 1. Geological map of Khudolaz trough (a) and plan of Malyutka massif outcrop with geological section (б), after [Rakhimov et al., 2019]

Условные обозначения к рис. 1. **(а):** 1 — вулканогенные толщи ирендыкской свиты (D_2ef_1), 2 — вулканогенные толщи карамалыташской свиты (D_2ef_2), 3 — кремнистые отложения ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), 4 — вулканогенно-осадочные толщи улутауской свиты ($D_{2-3}zv–f$), 5 — кремнистые отложения мукасовской свиты (D_3f), 6 — биягодинский олистостромовый горизонт ($D_3f–fm$), 7 — флишоидные отложения нижней (D_3fm_{1-2}) и верхней ($D_3fm_2–C_1t_1$) подсвит зилаирской свиты, 8 — вулкано-терригенно-карбонатные отложения березовской свиты ($C_1t–v$), 9 — интрузии худолазовского комплекса ($C_1v–s$); **(б):** 1 — характерные габброиды массива, 2 — кора выветривания, 3 — зона рассланцевания, 4 — убогие руды (Ni <0.3%), 5 — рядовые руды (Ni 0.3–1%), 6 — дайки спессартитов, 7 — наименование и глубина скважин, 8 — линия разреза.

Legend to fig. 1. **(a):** 1 — volcanogenic rocks of Irendyk Formation (D_2ef_1), 2 — volcanogenic rocks of Karamalytash Formation (D_2ef_2), 3 — siliceous sediments of Yarlykapovo Formation (D_2ef_2), 4 — volcanogenic-sedimentary deposits of Ulutau Formation ($D_{2-3}zv–f$), 5 — siliceous sediments of Mukasovo Formation (D_3f), 6 — Biyagoda olistostrome horizon ($D_3f–fm$), 7 — flyshoid sediments of Lower (D_3fm_{1-2}) and Upper ($D_3fm_2–C_1t_1$) subformations of Zilair Formation, 8 — volcano-terrigenous-carbonate sediments of Beryozovka Formation ($C_1t–v$), 9 — intrusions of Khudolaz complex; **(б):** 1 — typical gabbro of massif, 2 — weathering crust, 3 — zone of shists, 4 — poor ores (Ni <0.3%), 5 — ordinary ores (Ni 0.3–1%), 6 — spessartite dykes, 7 — names and depth of holes, 8 — cross-section line.

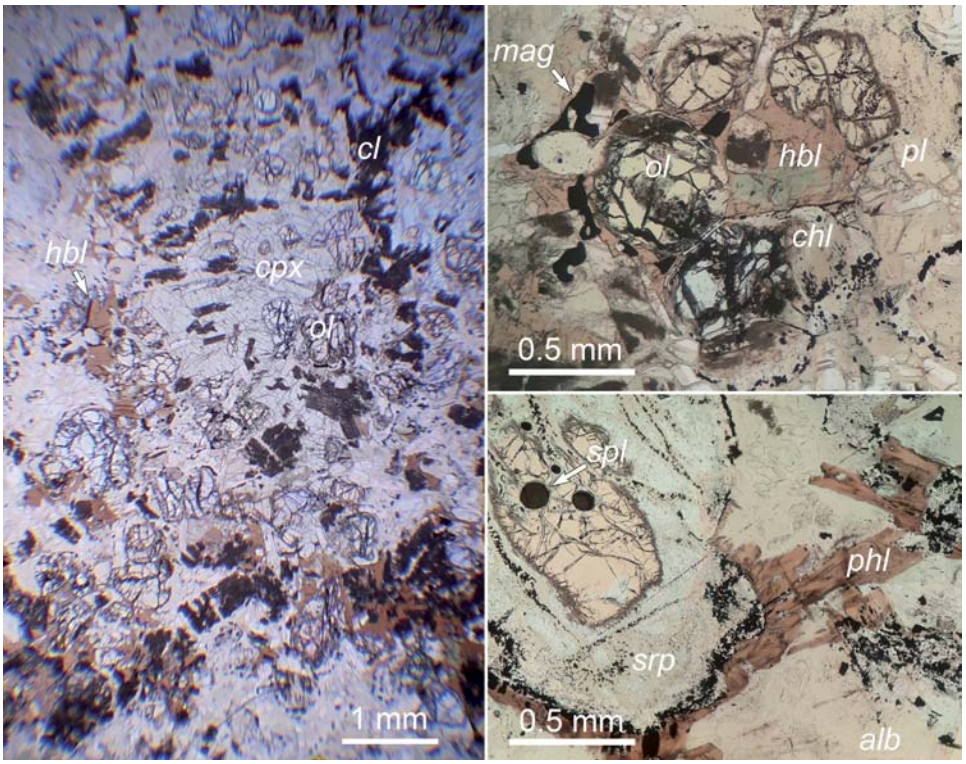

Рис. 2. Характерные породы массива Малютка (проходящий свет)

Примечание: alb — альбит, chl — хлорит, cl — глинистый материал, cpx — клинопироксен, hbl — роговая обманка, mag — магнетит, ol — оливин, phl — флогопит, pl — плагиоклаз, spl — шпинель, srp — серпентин.

Fig. 2. Typical rocks of Malyutka massif (transmitted light)

Note: alb — albite, chl — chlorite, cl — clay matter, cpx — clinopyroxene, hbl — hornblende, mag — magnetite, ol — olivine, phl — phlogopite, pl — plagioclase, spl — spinel, srp — serpentine.

Методика исследований

Коллекция образцов массива Малютка включает 2 пробы из обнажений и 26 керновых проб. Для характеристики геологического строения использовались результаты собственных натурных наблюдений и данные производственных отчетов [Бучковский и др., 1971ф].

Микроскопическое изучение пород выполнялось в прозрачных полированных шлифах при помощи поляризационного микроскопа Axioskop 40 A, а также сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3.

Химический состав пород определялся с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) (для петрогенных элементов) и масс-спектрометрии

с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) (микроэлементы). Анализ XRF проводился на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) с использованием вольфрамовой трубки при напряжении 30–40 кВ, силе тока 40 мА. Для построения калибровочных графиков были использованы государственные стандартные образцы магматических пород с аттестованными содержаниями элементов. Анализ ICP MS выполнялся при помощи масс-спектрометра Perkin Elmer ELAN 9000 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Типичные операционные условия масс-спектрометра ELAN 9000 при мультиэлементном анализе проб следующие: мощность радиочастотного генератора — 1300 Вт, материал конусов интерфейса — платина или никель. Для построения градуировочных зависимостей применяли мультиэлементные стандартные растворы.

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) (ЦКП ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Ошибка в $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениях составляет 0.3% (2σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышает 0.005%. Определение изотопного состава Sr и содержаний Rb и Sr проводилось на масс-спектрометре МИ-1201-Т (ЦКП ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) в одноленточном режиме на танталовых лентах. Погрешность определения изотопного состава (95% доверительный интервал) $^{87}Sr/^{86}Sr$ не превышает ±0.04%, определения $^{87}Rb/^{86}Sr$ отношений — ±1.0%. При расчете величин εNd(T) и ISr(T) использовались современные значения CHUR и BSE по [Bouvier et al., 2008] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$), UR по [Toyama et al., 2012] ($^{87}Rb/^{86}Sr = 0.08199$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704250$).

Результаты исследований

Петрохимия

В шрисгеймитах массива Малютка незначительно варьируют содержания MgO (18.3–25.8 мас.%) и существенно — содержания FeO_t (10.6–18.3 мас.%) (табл. 1). При этом им характерны весьма умеренные вариации индекса *Mg#*: 100×MgO/(MgO+FeO_t+Mn) = 54–64. Коэффициент глиноземистости шрисгеймитов *al'* Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO) вариативен — 0.12–0.44 и в среднем составляет 0.22 (низкоглиноземистый тип). По содержанию TiO_2 (0.5–1.0 мас.%) породы классифицируются как умереннотитанистые. Также они умеренно обогащены P_2O_5 (~0.20 мас.%). Шрисгеймиты отвечают ряду нормальнощелочных ультрабазитов с калий-натровым типом щелочности (Na/K ~2.5), хотя содержания калия сильно варьируют, что связано с неравномерно выраженными метасоматическими изменениями пород. По соотношению FeO_t/MgO и SiO_2 породы характеризуются промежуточным положением между известково-щелочной и толеитовой сериями, что типично для всего худолазовского комплекса [Рахимов, 2017].

На бинарных диаграммах, построенных в координатах «MgO – оксид» (рис. 3), хорошо видны зависимости концентраций ряда петрогенных оксидов от содержания MgO, контролируемого в породах в основном оливином. Так, в поведении SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O, а также TiO_2 наблюдается довольно отчетливая отрицательная корреляция с MgO. Их содержания (кроме последнего) контролируются полевыми шпатами, соответственно более лейкократовые разновидности обогащены этими элементами и обеднены магнием. Положительная корреляция с MgO характерна для FeO_t и K_2O. Более богатые оливином разности пород сопровождаются более крупными и многочисленными выделениями флогопита — основного носителя калия в первичных породах, а часто — также более богатой сульфидной вкрапленностью (ликвационно-гравитационные руды) — носителем железа, серы и главных рудных элементов (Cu и Ni).

Эндоконтактовое габбро массива Малютка, состоящее в основном из плагиоклаза, пироксена и роговой обманки, отличается от шрисгеймитов высокой глиноземистостью (*al'* = 0.8), повышенным содержанием титана (1.4 мас.% TiO_2), кальция (8.6 мас.% CaO) и натрия (3.8 мас.% Na_2O). Практически полное отсутствие оливина (<1 мас.%) согласуется с существенно пониженной магнезиальностью, *Mg#* = 0.47.

Геохимия

Шрисгеймиты массива Малютка характеризуются относительно высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Sr, U, Th) и относительно низкими содержаниями таких высокозарядных элементов, как Nb, Ta, Zr, Hf, Sc, Y, REE. Первой группе присущи значительные количественные вариации. На спайдер-диаграмме наблюдается резкая положительная аномалия Rb и Sr, а также достаточно четкий минимум Nb (рис. 4а). Поведение стронция достаточно ясно

Таблица 1. Химический состав пород массива Малютка (петрогенные оксиды и сера в мас. %, элементы в г/т)
Table 1. Chemical composition of rocks of the Malyutka massif (oxides and sulfur in wt. %, elements in ppm)

Элемент	№ образца								
	К18-90	К18-111	3466+3467	3470	3479	3482	3484	3485	3492
SiO_2	41.00	43.81	38.97	39.49	41.68	38.95	39.95	38.06	46.27
TiO_2	0.49	0.63	0.75	0.86	1.00	0.85	0.95	0.78	1.37
Al_2O_3	13.65	10.76	6.50	6.16	6.48	5.96	5.72	5.08	16.03
FeO_t	10.95	11.45	16.19	14.85	15.86	14.79	17.50	18.31	10.61
MnO	0.14	0.16	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21	0.23	0.16
MgO	19.78	18.60	22.79	24.46	19.00	25.76	21.80	24.00	9.55
CaO	8.19	7.83	3.93	3.98	4.00	3.90	3.78	3.42	8.59
Na_2O	1.00	1.35	0.45	0.45	0.60	0.40	0.40	0.45	3.75
K_2O	0.14	0.19	0.86	0.94	0.41	0.94	0.29	0.22	0.04
P_2O_5	0.18	0.15	0.23	0.20	0.20	0.20	0.21	0.26	0.27
S	0.05	0.05	0.35	0.14	0.38	0.16	1.19	1.78	0.10
LOI	3.43	4.12	7.83	7.32	9.37	7.20	6.78	6.44	2.42
Sum	99.01	99.10	99.06	99.07	99.19	99.33	98.78	99.02	99.16
Sc	10	11	11	11			13	8	27
V	60	70	70	70	106	94	90	70	220
Cr	370	370	900	700	776	1052	800	700	50
Co	58	68	116	115	122	119	135	180	23
Ni	367	450	1514	785	1119	880	1904	2589	67
Cu	33	24	1784	238	3353	338	8365	14313	37
Zn	40	40	50	50	62	82	60	60	60
Rb	5	9	22	28	20	22	10	5	1.8
Sr	260	270	280	180	201	240	200	160	600
Y	7	10	8	7			9	8	20
Zr	30	40.4	49	46	85	73	63	63	100
Nb	0.7	1	1.4	1.3			1.3	1.2	2.4
Cs	2.9	2.7	6	5.4			1	1	0.22
Ba	21	25	70	60			30	30	80
La	1.6	2	3	3.1			2.7	3.1	6
Ce	4.5	6	8	4.3			7	8	15
Pr	0.7	0.9	1.1	1.1			1.1	1.2	2.1
Nd	3.5	4.3	5	5			5	6	10
Sm	1	1.2	1.2	1.3			1.3	1.4	2.6
Eu	0.42	0.49	0.42	0.46			0.48	0.47	1
Gd	1.2	1.5	1.4	1.5			1.5	1.5	3.1
Tb	0.18	0.23	0.2	0.22			0.24	0.22	0.5
Dy	1.2	1.5	1.3	1.4			1.5	1.4	3.2
Ho	0.25	0.3	0.26	0.3			0.31	0.28	0.7
Er	0.7	0.9	0.8	0.8			0.9	0.8	1.9
Tm	0.1	0.12	0.1	0.12			0.12	0.12	0.27
Yb	0.6	0.8	0.7	0.7			0.8	0.7	1.7
Lu	0.09	0.11	0.1	0.11			0.12	0.11	0.26
Hf	0.6	0.8	0.9	1			1.2	1.1	2.2
Ta	0.042	0.045	0.09	<			<	0.09	0.5
Pb	0.8	0.7	2.2	2.8			10	11	1.4
Th	0.12	0.12	0.26	0.3			0.3	0.24	0.9
U	0.042	0.043	0.09	0.09			0.1	0.071	0.27

Примечание: 1, 2 — безрудные шрисгеймиты (образцы из обнажений), 3–8 — рудоносные шрисгеймиты (керн), 9 — приконтактовое габбро; < — ниже предела обнаружения.

Note: 1, 2 — barren schriesheimites (outcrop's samples), 3–8 — ore-bearing schriesheimites (from cores), 9 — contact gabbro; < — below limit of detection.

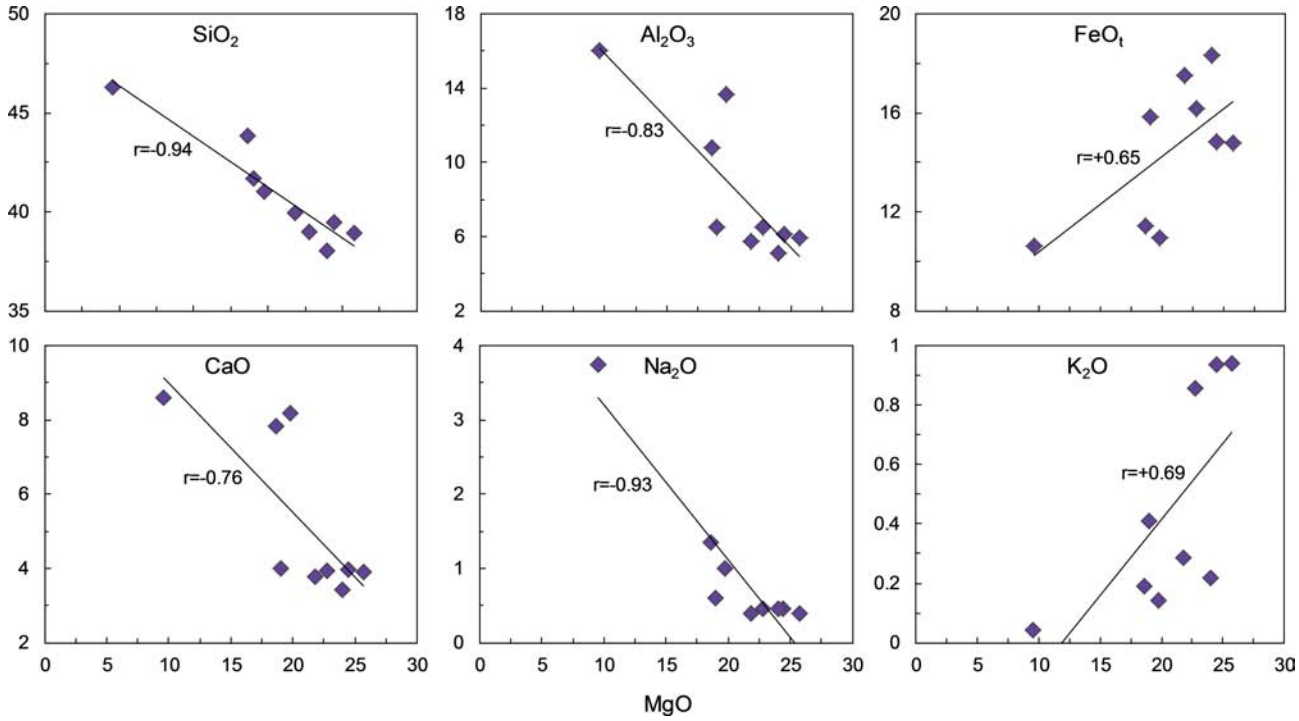

Рис. 3. Бинарные диаграммы в координатах «MgO – оксид» для пород массива Малютка

Примечание: r — коэффициент корреляции Пирсона.

Fig. 3. Binary plots in "MgO – oxide" series for Malyutka massif rocks

Note: r — Pearson correlation coefficient.

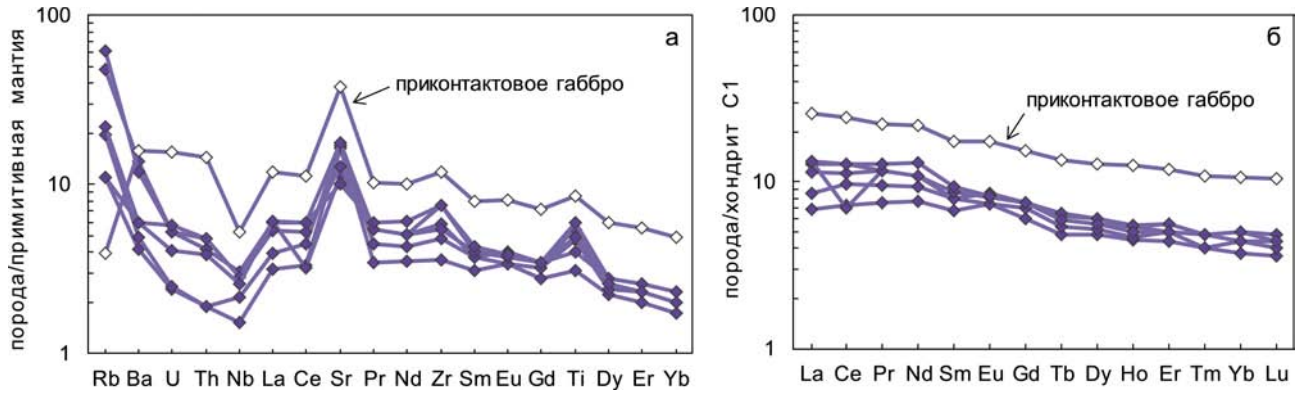

Рис. 4. Мультиэлементные спайдер-диаграммы для пород массива Малютка по данным табл. 1: а) нормировано на состав примитивной мантии [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]; б) нормировано на состав хондрита [Lodders, Fegley, 1998]

Fig. 4. Multi-element diagrams for Malyutka massif rocks from Table 1 data: a) normalized in primitive mantle composition [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]; b) normalized in chondrite composition [Lodders, Fegley, 1998]

коррелирует с глиноземистостью пород (коэффициент корреляции r=+0.81), но рубидий отличается отрицательной корреляцией с Al_2O_3 (r=–0.63). Спектры распределения редкоземельных элементов в шрисгеймитах в целом единообразны (рис. 4б), отмечается их незначительное фракционирование (La_n/Yb_n ~2.5). Значение европиевой аномалии $(Eu/\sqrt{Sm \times Gd})_n$ варьирует от 0.98 до 1.17.

Эндоконтактовое габбро массива Малютка отличается от шрисгеймитов значительно более

высокими концентрациями несовместимых элементов, хотя морфология спектров распределения на мультиэлементных диаграммах у них схожа (рис. 4). Исключением служат уровни концентраций Cs и Rb, резко пониженные в сравнении со шрисгеймитами в 10 раз и более. Концентрации REE в приконтактовом габбро превышают среднее в шрисгеймитах более чем в 2 раза.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные получены по 2 порошковым пробам шрисгеймитов массива Малютка. Для расчета начальных изотопных отношений был использован абсолютный возраст худолазовского комплекса — 325 млн лет, полученный U-Pb методом по циркону и бадделеиту из массивов Восточный Карасаз и Лира [Салихов и др., 2012].

Первичный изотопный состав неодима характеризуется высоким значением $\varepsilon Nd_{CHUR}(325)$= +8.1…+9.1 (табл. 2). Эта величина свидетельствует о значительной деплетированности родоначальной магмы несовместимыми элементами, что согласуется с имеющимися валовыми элементно-геохимическими данными.

Шрисгеймиты характеризуются низким содержанием радиогенного стронция, величины первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ в 2 пробах очень близки (табл. 3), соответствуя слабоотрицательным значениям $ISr_{UR}(325)$=–2.03…–4.73.

Обсуждение результатов и выводы

Согласно существующей геолого-петрологической модели формирования худолазовского комплекса ультраосновные интрузии, к которым относится и массив Малютка, представляют собой инъекции магм из нижнего расслоенного горизонта единого гипотетического очага (рис. 5) [Рахимов, 2017; Рахимов, 2020а]. Все известные на сегодняшний день штоки (7 шт.) локализованы в западном крыле *Худолазовской мульды*. Согласно геохимическим данным и численному моделированию в программе Comagmat, породы массива отвечают продуктам кристаллизации наиболее примитивных магм, сформировавших худолазовский комплекс [Рахимов, 2020а]. При внедрении в место консолидации в земной коре они представляли собой водонасыщенный низкоглиноземистый расплав с вкрапленниками оливина (не менее 20 мас.%) [Рахимов, 2020а, 2020б].

Внедрение родоначальной магмы, судя по всему, происходило по разрывам, образующим пояс северо-восточного простирания [Салихов, Пшеничный, 1984] и возникшим после формирования Худолазовской мульды. Образование штоков, вероятно, произошло по участкам пересечений разнонаправленных разрывов, что и обусловило их морфологию. Малая мощность массива Малютка, установленная бурением, по мнению автора, связана с расположением устья скважины в северо-западной части интрузии, а питающий канал расположен к юго-востоку. Таким образом, массив Малютка, по имеющимся представлениям, является одной из апофиз гипотетического крупного тела [Захаров, Ткачев, 1984ф].

Геохимические особенности пород характеризуют их как производные слабодифференцированной магмы. Они обеднены маломобильными при вторичных процессах высокозарядными элементами, но обогащены высокомобильными крупноионными литофильными элементами.

Представленные изотопно-геохимические данные свидетельствуют о несущественной роли коро-

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для шрисгеймитов массива Малютка

Table 2. Sm-Nd TIMS data for Malyutka massif schriesheimites

№ пробы	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2σ	εNd(T)
K18-90	1.419	4.999	0.171550	0.513044	0.000012	+9.09
3485	1.481	6.118	0.146371	0.512940	0.000018	+8.11

Таблица 3. Rb-Sr изотопные данные для шрисгеймитов массива Малютка

Table 3. Rb-Sr TIMS data for Malyutka massif schriesheimites

№ пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr(T)$	ISr(T)
K18-90	6.14	306.3	0.056553	0.70399	0.00024	0.70373	–2.03
3485	5.30	172.7	0.086903	0.70394	0.00021	0.70354	–4.73

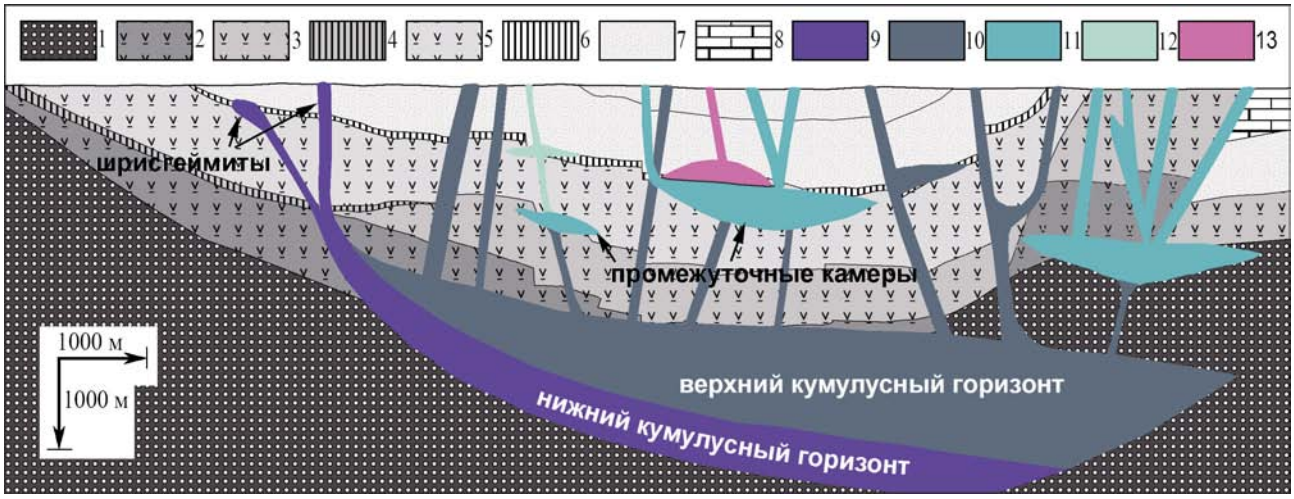

Рис. 5. Схематическая геолого-петрогенетическая модель худолазовского комплекса, по [Рахимов, 2017]

Условные обозначения: 1 — фундамент, 2 — вулканогенные толщи ирендыкской свиты (D_2ef_1), 3 — вулканогенные толщи карамалыташской свиты (D_2ef_2), 4 — кремнистые образования ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), 5 — вулканогенно-осадочные толщи улутауской свиты ($D_{2-3}zv–f$), 6 — кремнистые образования мукасовской свиты (D_3f), 7 — осадочные толщи зилаирской свиты ($D_3fm–C_1t$), 8 — терригенно-карбонатные толщи березовской свиты ($C_1t–v$), 9 — перидотиты, 10 — оливиновые габброиды и их дифференциаты, 11 — габбродиориты, 12 — диориты, 13 — гранитоиды япрактинского комплекса.

Fig. 5. Schematic geological-petrogenetic model of Khudolaz complex, after [Rakhimov, 2017]

Legend: 1 — basement, 2 — volcanogenic rocks of Irendyk Formation (D_2ef_1), 3 —volcanogenic rocks of Karamalytash Formation (D_2ef_2), 4 — siliceous sediments of Yarlykapovo Formation (D_2ef_2), 5 —volcanogenic-sedimentary deposits of Ulutau Formation ($D_{2-3}zv–f$), 6 — siliceous sediments of Mukasovo Formation (D_3f), 7 — sediments of Zilair Formation ($D_3fm–C_1t$), 8 — terrigenous-carbonate sediments of Beryozovska Formation ($C_1t–v$), 9 — peridotites, 10 — olivine gabbros and its differentiates, 11 — gabbrodiorites, 12 — diorites, 13 — granites of Yaprakty complex.

вой контаминации родоначального расплава, как минимум в верхнекоровых условиях. Это могло быть обусловлено коротким пребыванием мантийных магм в коровых условиях, а также физическими особенностями мигрирующей в верхнекоровых условиях магмы, представлявшей из себя «кристаллическую кашу».

На диаграмме ISr(T)–εNd(T) (рис. 6), построенной по времени формирования худолазовского комплекса (325 млн лет), фигуративные точки пород массива Малютка занимают область, наиболее близкую к мантийной компоненте PREMA. Изучаемые породы характеризуются немногим более высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, в целом отвечая по Sr-Nd изотопному

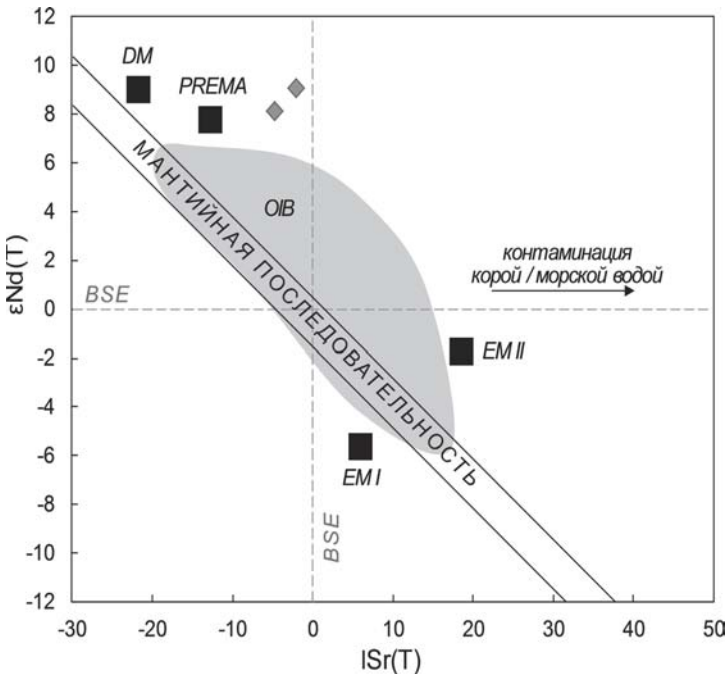

Рис. 6. Диаграмма ISr(T)–εNd(T) для пород массива Малютка (ромбы). Поля мантийных компонент заимствованы из [Рахимов, 2020б]

Глобальные мантийные изотопные резервуары: DM — истощенная мантия, EM I и EM II — обогащенные источники, PREMA — преобладающая мантия; OIB — поле базальтов океанических островов.

Fig. 6. ISr(T)–εNd(T) diagrams for Malyutka massif rocks (rhombs). Fields of mantle component compositions taken from [Rakhimov, 2020б]

General mantle isotope reservoirs: DM — depleted mantle, EM I and EM II — enriched sources, PREMA — prevalent mantle, OIB — oceanic island basalts field.

составу внутриплитным океаническим базальтам с высоким отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$. Компонент PREMA (преобладающая мантия) в значительной степени близок к примитивной мантии и рассматривается в качестве универсального компонента плюмов [Гусев, 2010]. Хотя в целом породы худолазовского комплекса обладают смешанными геохимическими характеристиками внутриплитного и надсубдукционного режима [Рахимов, 2017], его формирование по геологическим и геохимическим данным связывается с деятельностью мантийного плюма в области аккретированной окраины Восточно-Европейского кратона [Салихов и др., 2019].

Представленные результаты позволяют сформулировать следующие основные выводы:

- формирование массива произошло из слабодифференцированной магмы, внедренной по разрывам в земной коре и состоящей из водонасыщенного расплава и вкрапленников оливина;
- Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные свидетельствуют в пользу незначительной коровой контаминации родоначальной магмы;
- источником магм могла служить ювенильная деплетированная мантия типа PREMA.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35-00391) и темы № 0252-2017-0012 Госзадания ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы:

Гусев Н.И. Возраст (U-Pb, SHRIMP-II), петрология и мантийные источники палеозойских и мезозойских даек долеритов в юго-восточном Горном Алтае // Материалы Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 199–200.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 20 с.

Рахимов И.Р. Минералогия и главные аспекты петрологии массива Малютка худолазовского комплекса (Южный Урал) // Вестник геонаук. 2020а. № 1. С. 8–18.

Рахимов И.Р. Петрология и геохимия массива Ташлы-Тау, худолазовский дифференцированный комплекс, Южный Урал // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. 2020б. № 2. С. 44–57.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Вишневский А.В. Сульфидно-платинометальная минерализация измененных габбро массива Малютка худолазовского комплекса: влияние гидротермальных процессов на тип минеральной ассоциации // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 275. С. 15–24.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–72.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2019. Т. 19, № 2. С. 191–208.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchetta J.P. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 273, Is. 1–2. P. 48–57.

Lodders K., Fegley B. The Planetary Scienctist's Companion. New York, Oxford University Press, 1998. 400 p.

Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance // Journal of geophysical research. 2007. Vol. 112. P. 1–21.

Toyama C., Muramatsu Y., Yamamoto J., Nakai S., Kaneoka I. Sr and Nd isotope ratios and trace element concentrations in kimberlites from Shandong and Liaoning (China) and the Kimberley area (South Africa) // Geochemical Journal. 2012. Vol. 46. P. 45–59.

References:

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchetta J.P. (2008) The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**(1-2), 48-57.

Gusev N.I. (2010) Age (U-Pb, SHRIMP-II), petrology and mantle sources of Paleozoic and Mesozoic dolerite dykes in the South-East Gornyi Altay. *Materialy Vserossiiskogo petrograficheskogo soveshchaniya* [Materials of All-Russian Petrographic meeting]. Yekaterinburg, IGG UrB RAS, 199-200. (In Russian)

Lodders K., Fegley B. (1998) *The Planetary Scienctist's Companion*. Oxford University Press, New York, 400 p.

Lyubetskaya T., Korenaga J. (2007) Chemical composition of earth's primitive mantle and its variance. *Journal of geophysical research*, **112**, 1-21.

Rakhimov I.R. (2017) *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala. Dis. cand. geol.-min. nauk* [Geology, petrology and ore-mineralization of Late Devonian – Carboniferous intrusive magmatism of the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ufa, 181 p. (In Russian).

Rakhimov I.R. (2020a) Mineralogy and main petrology aspects of Malyutka massif of the Khudolaz complex (Southern Urals). *Vestnik geonauk – Vestnik of Geosciences*, **301**(1), 8-18. (In Russian).

Rakhimov I.R. (2020б) Petrology and geochemistry of Tashly-Tau massif, Khudolaz layered complex, South Urals. *Vestnik VGU. Seriya: Geologiya – Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, (2), 44-57. (In Russian)

Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Vishnevskiy A.V. (2019) Sulfide-platinum metal mineralization of Khudolaz complex Malyutka altered gabbro massif: hydrothermal influence to the mineral association types. *Vestnik IG Komi NC UrO RAN – Bulletin of the Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS*, **275**(4), 15-24. (In Russian).

Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. (1984) *Magmatizm i orudenenie zony ranney konsolidatsii Magnotogorskoy evgeosinklinali* [Magmatism and mineralization of the Magnitogorsk eugeosynclinal earlier consolidation zone]. Ufa: Bashkir Branch of the USSR Academy of Sciences, 112 p. (In Russian)

Salikhov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N., Ernst R., Sederlund U., Kamo S., Rakhimov I.R., Kholodnov V.V. (2012) Ni-bearing intrusive complex in the Southern Urals. *Litosfera*, (6), 66-72. (in Russian)

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals). *Lithosfera*. (2), 191-208. (In Russian)

Toyama C., Muramatsu Y., Yamamoto J., Nakai S., Kaneoka I. (2012) Sr and Nd isotope ratios and trace element concentrations in kimberlites from Shandong and Liaoning (China) and the Kimberley area (South Africa). *Geochemical Journal*, **46**, 45-59.

Сведения об авторе:

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rigel92@mail ru

About the author:

Rakhimov Ildar Rashitovich, Candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia. E-mail: rigel92@mail ru

УДК 551.444.2 (470.57) DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-10

КАРТА КАРСТА УФИМСКОГО ПЛАТО (В ГРАНИЦАХ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН)

А.И. Смирнов, А.Р. Бакиева

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: smalil@mail.ru

Представлена современная карта карбонатного карста Уфимского плато масштаба 1:500 000, которая является составной частью ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья». Вслед за составленной ранее картой сульфатного карста Южного Предуралья, она является следующим этапом создания сводной карты карста Республики Башкортостан. На карте получили картографическое отображение наиболее типичные карстопроявления, позволяющие судить о характере и активности развития карста в регионе. Прослежена связь развития карста и истории геологического развития территории в неоген-четвертичное время. Установлена зависимость проявления карста на поверхности от возраста, состава и мощности покрывающих карстующиеся породы отложений. Карстоопасность региона оценена как потенциально опасная.

Ключевые слова: Южное Предуралье, Уфимское плато, карбонатный карст, суходол, высокодебитный родник, провал с фиксированным временем образования

KARST MAP OF THE UFA PLATEAU (WITHIN THE BORDERS OF THE REPUBLIC OF BASHKORTOSTAN)

A.I. Smirnov, A.R. Bakieva

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Russia, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: smalil@mail.ru

A modern map of the carbonate karst of the Ufa plateau with a scale of 1:500 000 is presented, which is an integral part of the «Karst of the Southern Urals and Predural» GIS project. Following the previously compiled map of the sulfate karst of the Southern Urals, it is the next stage in the creation of a consolidated karst map of the Republic of Bashkortostan. On the map, the most typical karst occurrences were shown, allowing to judge the nature and activity of karst development in the region. The connection between the development of karst and the history of the geological development of the territory in the Neogene-Quaternary is traced. The dependence of the surface manifestation of karst on the age, composition and thickness of the sediments covering the karst rocks has been established. The karst hazard of the region is assessed as potentially dangerous.

Key words: Southern Cis-Urals, Ufa plateau, carbonate karst, dry land, high flow rate spring, sinkhole with a fixed formation time

Для цитирования: *Смирнов А.И., Бакиева А.Р.* Карта карста Уфимского плато (в границах Республики Башкортостан) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 123–136. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-10.

For citation: Smirnov A.I., Bakieva A.R. (2020) Karst map of the Ufa plateau (within the borders of the Republic of Bashkortostan). *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 123–136. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-10.

© А.И. Смирнов, А.Р. Бакиева, 2020

Введение

Карст Уфимского плато является классическим примером развития равнинного карбонатного карста. В его пределах распространены самые разнообразные, как поверхностные (воронки, колодцы, исчезающие ручьи и др.), так и подземные (каверны, гроты, пещеры и др.) карстопроявления. Наиболее примечательными и относительно редко встречающимися из них в Южном Предуралье, но типичными для рассматриваемого региона, являются суходолы (сухие долины рек) и высокодебитные родники.

В 1960 г. на сильно закарстованных породах плато была построена первая крупная гидроэлектростанция на р. Уфе [Лыкошин, 1959]. При изысканиях под ГЭС были получены ценные сведения о карбонатном карсте, а выявленные закономерности его развития получили широкое признание и распространение в карстоведении [Лыкошин, Соколов, 1954; Соколов, 1962]. Кроме того, при сооружении плотины впервые в отечественной практике были выполнены работы по созданию глубоких противофильтрационных цементационных завес в сильнотрещиноватых и закарстованных породах. Опыт их создания успешно был применен при сооружении плотины Юмагузинского водохранилища на р. Белой в 2004 г.

Актуальность исследований. Карта карста Уфимского плато является составной частью создаваемого ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья» и вслед за картой сульфатного карста является следующим этапом составления карты карста Республики Башкортостан масштаба 1:500 000.

Целью исследования является составление современной карты карста Уфимского плато с использованием ГИС-технологий и уточнение на ее основе закономерностей развития карста.

Исходными данными для исследования послужили актуализированные авторами данные гидрогеологических съемок [Алексеева, Муртазин, 1967 г.; Шевченко, Сапожников, 1969 г.; Беляев, Еремина, 1971 г.; Синицын, Шевченко, 1978 г.] и съемки проявлений экзогенных геологических процессов [Смирнов, Нагуманов, Ткачев, 1989 г.], а также собственные исследования авторов 2018–2020 гг.

Краткие сведения о регионе

Пространственные границы. Рассматриваемый регион располагается в Южном Предуралье на восточной окраине Восточно-Европейской равнины в северной части Республики Башкортостан (РБ) в пределах Аскинского, Караидельского, Нуримановского, Дуванского, Благовещенского и Салаватского муниципальных районов (рис. 1).

На юге плато ограничивается хребтом Каратау, на востоке обрывается крутым уступом к Приайской равнине [Смирнов, Абдрахманов, 2018], на западе плавно переходит в Прибельскую холмисто-увалистую равнину [Смирнов, 2005а], а на севере, продолжаясь за пределами Башкортостана, переходит в Сылвинский кряж.

Если южная и восточная границы плато достаточно четкие, то западная и юго-западная — расплывчатые и различными исследователями проводятся неодинаково [Данукалов, 1959; Рождественский, 1971; Ткачев, Толстунова, 1972; и др.], хотя в общих чертах у большинства из них они совпадают. Основываясь на представлениях предыдущих исследователей, западная и юго-западная границы плато определены нами по геоморфологическим признакам. К востоку и северо-востоку от них наблюдается единая платообразная поверхность, расчлененная крутосклонными долинами-дренами с преобладающими абсолютными отметками водоразделов выше 250 м. К западу и юго-западу — водораздельные пространства хотя и имеют платообразный облик, но носят островной и слегка выпуклый характер. Абсолютные отметки их редко превышают 250 м, а долины рек имеют трапециевидный и асимметричный профиль.

Поверхность Уфимского плато ровная, слабо наклоненная с восток-юго-востока (абсолютные отметки 420–517 м) на запад-северо-запад (абсолютные отметки 250–340 м). В пределах РБ расположена южная наиболее возвышенная и широкая (до 250 км) часть плато, расчлененная узкими крутосклонными и глубокими (до 200–250 м) речными долинами и суходолами (безводными долинами-дренами). Главной водной артерией плато является р. Уфа с ее крупными правыми притоками Ай и Юрюзань.

Геологическое строение. Рассматриваемый регион расположен на восточной окраине Волго-Уральской антеклизы. По данным геологической съемки масштаба 1:200 000 [Алкснэ, 1965 г.; Синицин, 1978 г.] в пределах этой структуры с поверхности и до глубины 250 м (до которой установлено современное развитие карстового процесса) повсеместно распространены нижнепермские отложения от ассельского до кунгурского яруса включительно. Более молодые неогеновые и плейстоценовые образования распространены на плато локально.

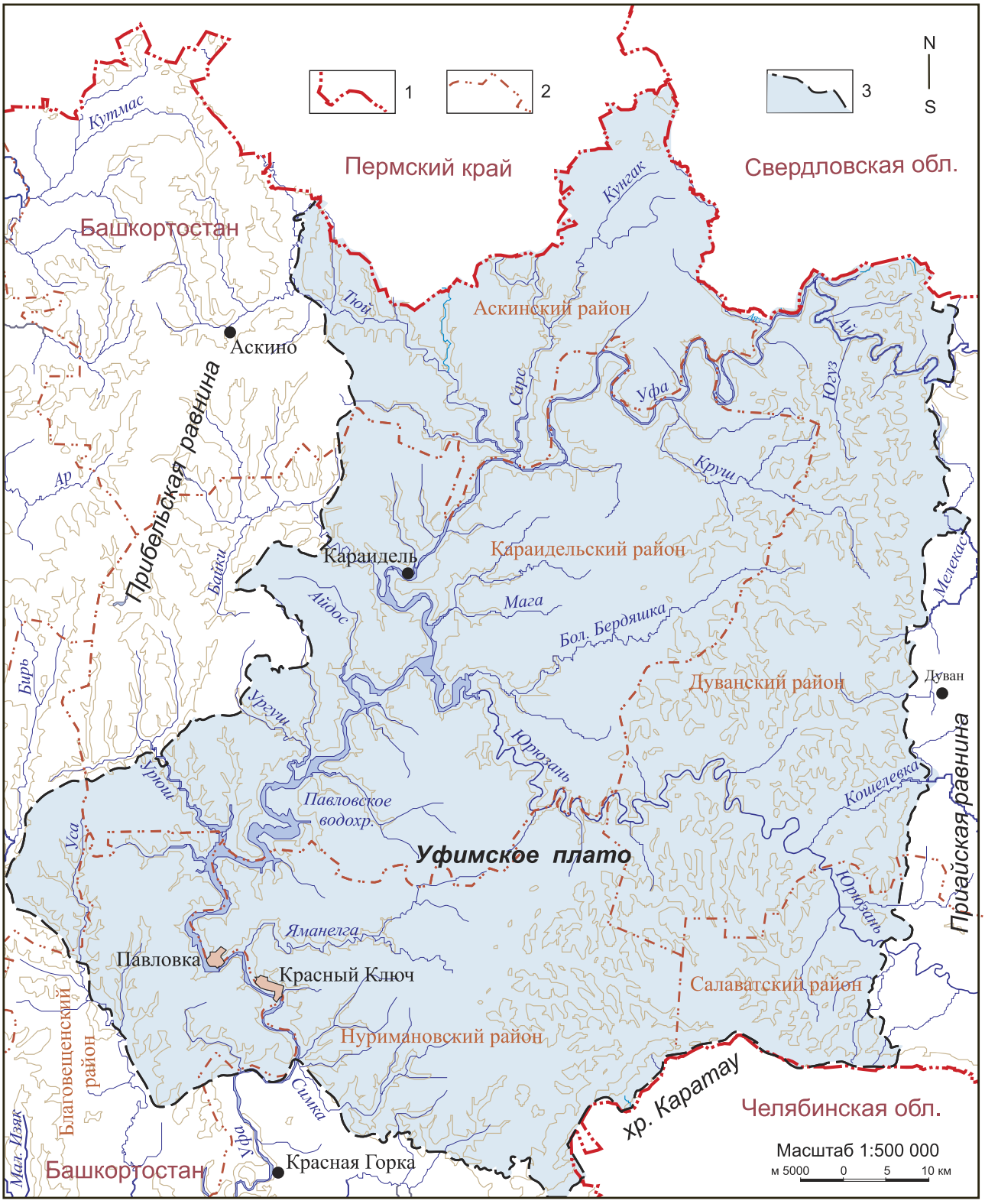

Рис. 1. Обзорная карта Уфимского плато (в границах Республики Башкортостан)

Границы: 1 — субъектов Российской Федерации, 2 — муниципальных районов Республики Башкортостан; 3 — Уфимского плато.

Fig. 1. Overview map of the Ufa plateau (within the borders of the Republic of Bashkortostan)

Borders: 1 — constituent entities of the Russian Federation, 2 — municipal districts of the Republic of Bashkortostan; 3 — Ufa plateau.

Породы ассельского и сакмарского ярусов на Уфимском плато распространены ограниченно. В юго-восточной его части первый представлен урмантауской свитой, которая сложена чистыми по составу известняками мощностью 160–230 м, а второй — юрюзанской свитой органогенных известняков мощностью 90–140 м.

Отложения артинского яруса мощностью 25–120 м пользуются на плато более широким распространением. Нижний его подъярус представлен нижней (глинистые и кремнистые известняки) и средней (в основном органогенно-обломочные известняки) толщами иргинской свиты. Разрез верхнего подъяруса артинского яруса мощностью 60–180 м сложен чистыми по составу органогенно-обломочными известняками, среди которых залегают толщи глинистых и кремнистых известняков (камайская и шуртанская свиты).

Породы кунгурского яруса выведены на дневную поверхность в западной части Уфимского плато и представлены филипповским и иренским горизонтами. В первом (мощностью 89–90 м) преобладают доломиты, во втором — брекчиевидные известняки с глинисто-мергилистыми прослоями в верхней и нижней частях разреза.

В тектоническом отношении нижнепермские отложения образуют Уфимский плакантиклинал (свод), с крутым восточным крылом и пологим — западным [Рождественский, 1971].

Из неогеновых отложений на плато самыми древними являются миоценовые образования, которые представлены песчано-глинистыми отложениями, заполняющими крупные карстовые воронки на междуречьях Бердяшка – Мага, Мага – Бол. Бердяшка, Юрюзань – Яман-Елга. Плиоценовые отложения заполняют палеодолину р. Уфы. В нижней части разреза они представлены песчано-галечными образованиями мощностью до 30 м (район Павловской ГЭС) в верхней суглинками и глинами.

Верхнеплиоценовые – нижнеплейстоценовые образования, выделяемые в составе общесыртовой свиты, распространены преимущественно на водораздельных пространствах в северной половине региона. В разрезе свиты преобладают глины и суглинки с прослоями и линзами песков и галечников. Кроме того, на водораздельных пространствах по правобережью р. Уфы на кунгурских породах залегают карбонатно-терригенные отложениях соликамского горизонта уфимского яруса.

Четвертичные отложения маломощным (до 5 м) элювиально-делювиальным суглинистым чехлом покрывают водораздельные пространства, а в долинах рек заполняют нижнеплейстоценовые эрозионные врезы, переуглубленные по отношению к современным до 25–30 м [Плиоцен…, 1981]. Нижняя часть их обычно сложена песком, гравийно-песчаными и галечными отложениями, а в верхней части речных террас преобладают суглинки и глины. Среднеплейстоценовые – голоценовые отложения развиты в узких и плоских днищах долин крупных рек и представлены аллювиальными суглинками, супесями, глинистыми песками и глинами.

Геоморфология. Основные черты геоморфологии Уфимского плато определяются, прежде всего, тем, что современный его рельеф является результатом длительной денудации и в значительно меньшей степени — результатом аккумуляции. То есть генетический тип рельефа плато — денудационный, что признается всеми исследователями региона. Действительно, погружающиеся на запад-северо-запад нижнепермские карбонатные породы срезаны на плато под общий уровень и четкой выраженности структурных форм в рельефе не наблюдается. Современный рельеф рассматриваемого региона активно начал формироваться после максимальной миоценовой пенепленизации территории в плиоцен-плейстоценовое время.

В конце миоцена и в начале плиоцена произошло значительное поднятие всего Предуралья [Рождественский, 1971; Плиоцен…, 1981]. В это время Уфимское плато возвышалось над руслами рек до 500 м, а из экзогенных геологических процессов (ЭГП) наибольшей активностью развития обладала глубинная речная эрозия, в результате чего образовались каньонообразные лога и долины рек. В дальнейшем подъем базиса эрозии, который с конца понта в среднем повысился на 80 м, повлек за собой подтопление сформированных палеодолин и заполнение их плиоценовыми осадками. Однако мощность обнаженных нижнепермских пород над р. Уфой составляла около 300 м и ее притоки продолжали вырабатывать свои продольные профили.

Снижение базиса эрозии в нижнем плейстоцене вновь активизировало развитие всех ЭГП и глубинной эрозии в частности. В четвертичное время активность ее развития то ослабевала, то вновь усиливалась и формировались аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные речные террасы. На плато насчитывается до трех плейстоценовых надпойменных террас с превышением над урезами рек (м): 2–13 (I), 4–25 (II) и до 36 (III) [Рождественский, 1971; Плиоцен…, 1981].

Таким образом, с конца миоцена на плато шло интенсивное, хотя периодически и приостанавливающееся, развитие глубинной речной эрозии. Она сыграла определяющую роль в формировании каньонообразных долин рек.

Гидрогеологические условия. В соответствии с последней схемой гидрогеологического районирования России, разработанной ФГБУ «Гидроспецгеология» [Пугач, 2016 г.] рассматриваемый регион относится к Восточно-Европейскому сложному артезианскому бассейну в пределах Камско-Вятского артезианского бассейна. В нем выделяется внутренний бассейн карстовых вод Уфимского плато, который характеризуется значительной мощностью карстующихся пород в зоне гипергенеза и сильной трещиноватостью, глубокой расчлененностью рельефа и длительным континентальным режимом его формирования [Мартин, 2002]. Для бассейна свойственен также почти нулевой дефицит испарения при годовой норме осадков 500–800 мм и испарения 470–490 мм (зона избыточного увлажнения). Все это предопределило формирование весьма благоприятных гидрогеологических условий для развития карста.

В пределах бассейна в карбонатных породах нижней перми выделяется ряд водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемыми глинистыми и кремнистыми водоупорами. Характеристика их подробно освещена в работах В.А. Алексеева, В.И. Мартина, Н.А. Наумова, А.В. Турышева, А.М. Шевченко и др. В дополнение к ней следует лишь добавить, что гидродинамическая зональность бассейна Уфимского плато является классической и представлена полным набором зон движения подземных вод — от зоны поверхностного стока до зоны сифонной их циркуляции [Мартин, 2002]. В последней подземные воды приобретают напорный режим, а наиболее водообильные зоны приурочены к карстовым каналам. Разгрузка карстовых вод зоны сифонной циркуляции происходит на окраинах плато и представлена высокодебитными восходящими родниками.

Минерализация карстовых вод на плато закономерно увеличивается по направлению от области питания (0.1–0.2 г/дм^3) к зонам разгрузки — к окраинам бассейна и с глубиной (0.4–0.5 г/дм^3). Во всех формах нахождения карстовые воды плато имеют гидрокарбонатный кальциевый состав. В соответствии с региональной гидродинамической и гидрохимической зональностью только глубже на 200 м современного эрозионного вреза на плато появляются воды с минерализацией выше 1.0 г/дм^3 [Мартин, 2002].

Карст

Карст Уфимского плато и формы его проявления освещены в многочисленных работах, из которых наиболее значимыми являются обобщающие работы А.В. Турышева [1967], В.И. Мартина [1972] и А.М. Шевченко [1973], а также Д.С. Соколова [1962].

В настоящее время достоверно установлено, что степень закарстованности нижнепермских карбонатов различная и находится в прямой зависимости от чистоты их состава. Наименее всего карст развит в известняках и доломитах филипповского горизонта, в которых карстопроявления представлены в виде мелких каверн. Слабо подвержены карстовому процессу также артинские кремнистые известняки. Наибольшей же закарстованностью обладают чистые по составу артинско-сакмарские рифогенные и органогенно-обломочные известняки.

Характер закарстованности нижнепермских карбонатных отложений находит прямое отражение в частоте встречаемости поверхностных карстопроявлений. Среди них, наряду с суходолами, колодцами, котловинами, понорами, наибольшим распространением пользуются воронки, встречаемость которых в разных частях плато не одинакова.

Многие исследователи карста Уфимского плато указывают, что при прочих равных условиях наибольшая встречаемость воронок наблюдается в верховьях долин рек, ручьев и логов, в предовражных понижениях водораздельных пространств. Концентрация воронок на таких участках, по мнению А.М. Шевченко, обусловлена: 1) высоким гипсометрическим уровнем залегания карбонатных пород; 2) малой мощностью покровных образований; 3) наличием значительной водосборной площади, обеспечивающей повышенную инфильтрацию и инфлюацию ультрапреснах метеорных вод; 4) уменьшением крутизны поверхности выше первых очагов поглощения поверхностных вод. При этом наименьшее количество воронок встречается на поверхностях рельефа, уклоны которых больше 0.1 и меньше 0.005 [Шевченко, 1973].

К выявленным А.М. Шевченко закономерностям распространения карстовых воронок следует добавить еще одну особенность, выявленную нами. В верховьях логов и рек они распространены только там, где отсутствуют следы деятельности поверхностных сосредоточенных водотоков. На участках же днищ догов, долин рек и ручьев, где наблюдаются сухие русла и постоянные сосредоточенные водотоки, воронки распространены редко,

а встречающиеся прижаты к подножьям склонов долин-дрен, что характерно для всего Уфимского плато. Кроме того, наименьшее распространение поверхностные карстовые воронки получили в днищах долин рек с комплексом аллювиальных четвертичных террас в нижних и средних их течениях и на водораздельных пространствах в северной части плато.

Такой характер распространения поверхностных карстопроявлений, несомненно, обусловлен ходом формирования рельефа плато. Действительно, с конца миоцена на плато шло интенсивное, хотя и периодически приостанавливающееся развитие глубинной речной эрозии. В силу своей большей разрушающей способности (как механическое разрушение, так и растворение) глубинная эрозия заметно опережала развитие карстового процесса, и в днищах долин-дрен карстовые формы рельефа не успевали развиться в достаточной степени. Выполаживание продольных профилей рек, повлекшее за собой заметное снижение скоростей движения вод, обусловило появление первых очагов их поглощения, что вызвало преобладание инфлюации над поверхностным стоком и образование поноров и воронок. Возникшие в днищах долин-дрен в нижних и средних их течениях воронки в плейстоцене были погребены под аллювиальными и делювиально-пролювиальными осадками.

Из сказанного следует, что на участках долин рек и ручьев с каньонообразными поперечниками в плиоцен-плейстоценовое время глубинная эрозия преобладала в развитии над карстовым процессом. В верховьях же рек, ручьев и логов карст на всем этом отрезке времени развивался однонаправлено и карстопроявления здесь получили наибольшее распространение. Они успели здесь сформироваться даже в относительно труднорастворимых глинистых известняках, хотя и в значительно меньшей степени.

Еще одной особенностью распространения карстовых форм рельефа на плато, связанной с ходом его формирования, является выявленная Д.С. Соколовым [1962] общая зависимость увеличения закарстованности нижнепермских пород по направлению от ядер водораздельных пространств к долинам-дренам. Кроме того, Д.С. Соколов установил также более высокую их закарстованность на левом плиоценовом склоне долины р. Уфы в сравнении с правым, омоложенным в четвертичное время [Соколов, 1962, с. 270–274].

Нередко в днищах долин-дрен карстовые воронки выстраиваются в цепочки, образуя карстово-эрозионные лога с понорами, переводящими поверхностный сток в подземный. Глубина поноров иногда достигает 30 м.

На Уфимском плато имеются и типично карстовые лога, сформированные в зоне поверхностной циркуляции вод, наиболее характерными из которых являются «Черные лога» на междуречье Яман-Елга – Сырая Кирьзя. Длина их колеблется от 1.5 до 4.6 км при ширине 150–600 м, склоны их крутые, часто обрывистые.

Примечательными формами карста на плато являются также исчезающие ручьи и реки. Установлено увеличение их встречаемости с севера на юг, что связано с возрастанием в этом направлении тектонической трещиноватости пород. Наиболее типичным суходолом является суходол Яман-Елга. Поверхностный сток по р. Яман-Елга имеется лишь в самом ее верховье, вблизи хребта Кара-Тау, и в приустьевой части, на отрезке в 16 км от впадения ее в р. Уфу [Мартин, 2002].

Еще одной достопримечательностью Уфимского плато является наличие на его территории высокодебитных карстовых родников. Наиболее крупные из них находятся на южной окраине плато и связаны с зоной сифонной циркуляции карстовых вод. Хорошо известны родники Красный Ключ и Сарва, которые выходят из глубоких карстовых колодцев (рис. 2, 3).

Родник Красный ключ — крупнейший карстовый родник мира. Максимальный зафиксированный его дебит — 58.0 м^3/с, минимальный — 5.12 м^3/с, средний — 12.46 м^3/с [Мартин, 2002]. Он считается самым крупным по дебиту родником России и вторым в Европе после родника Воклюз во Франции (22 м^3/с – 120 м^3/с).

С 1991 г. дайверами неоднократно предпринимались попытки пройти сифон родника Красный ключ, который начинается щелевидным горизонтальным отверстием (2.5×1 м) в подножье колодца на глубине 39 м. К настоящему времени усилиями А. Пластинина (1991 г.), П. Миненкова (1994 г.), Ю. Базилевского, А. Шумейко, А. Быкова, И. Галайды, Р. Прохорова (2001 г.) и В. Федорова (2016–2017 гг.) сифон пройден и исследован вглубь карстового массива на протяжении 180 м и на глубину 70 м.

Происхождение родника Красный ключ обусловлено наличием палеодолины р. Уфы, на что указывали еще А.Г. Лыкошин и Д.С. Соколов [1954, 1957] при изысканиях под Павловскую ГЭС. Подземные воды, формирующиеся в нижнепермских известняках по левобережью р. Уфы, подпруживаются глинистыми плиоценовыми отложениями

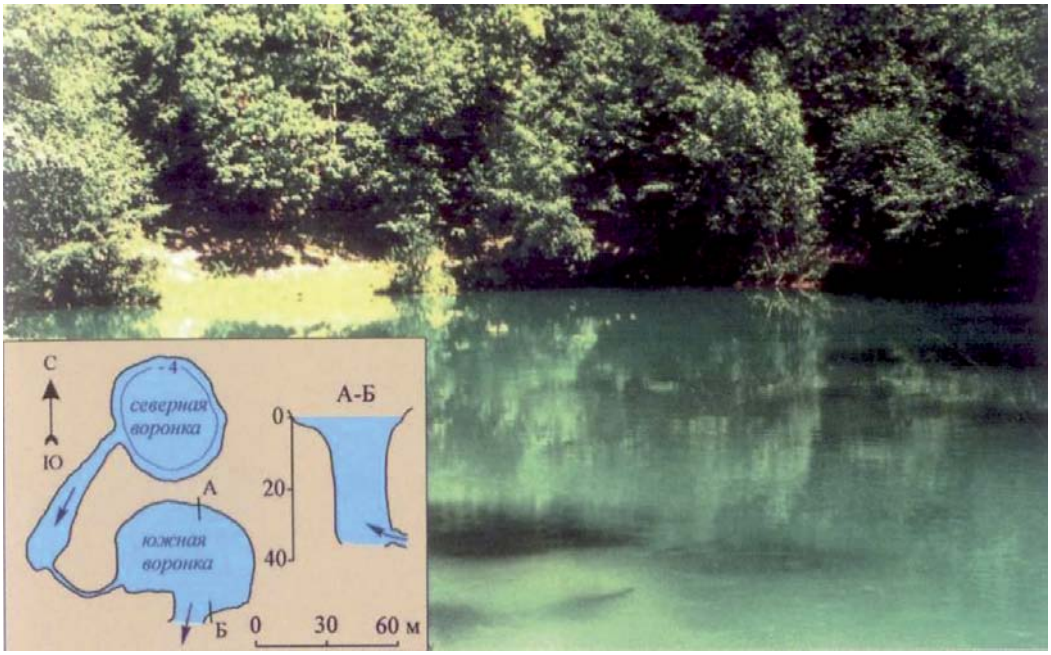

Рис. 2. Родник Красный ключ

Врезка А.И. Смирнова, по данным А. Пластинина, С. Колоколова, А. Желякова [Абдрахманов и др., 2002].

Fig. 2. Krasny Kliuch spring

Insert by A.I. Smirnov, according to A. Plastinin, S. Kolokolov, A. Zhelyakov [Abdrakhmanov et al., 2002].

Рис. 3. Родник Сарва

Врезка А.И. Смирнова, по данным Р. Прохорова, И. Галайды, А. Быкова [Абдрахманов и др., 2002].

Fig. 3. Sarva spring

Insert by A.I. Smirnov, according to R. Prokhorov, I. Galayda, A. Bykov [Abdrakhmanov et al., 2002].

палеодолины, препятствующими их разгрузке в реку, в результате чего они концентрированным потоком движутся вдоль контакта нижнепермских и плиоценовых пород вниз по реке, разгружаясь восходящим карстовым родником.

Иное происхождение имеет родник Сарва с максимальным зафиксированным дебитом 1.9 м^3/с. Расположен он в днище эрозионно-карстового лога и образование его связано с разгрузкой карстовых вод, концентрирующихся под его днищем.

Сифон родника Сарва также обследован дайверами. На сегодня он пройден и исследован на протяжении 250 м и на глубину 72 м (А. Пластинин, 1991 г.; А. Быков, И. Галайда, Р. Прохоров, 2001 г.; В. Федоров, 2017 г.).

Из-за хорошей связи области питания и разгрузки карстовых вод и слабой их защищенности от загрязнения «сверху» весной и в периоды летних затяжных дождей мутность воды карстовых родников резко увеличивается и превышает ПДК в несколько раз.

К зоне горизонтальной циркуляции подземных вод приурочены нисходящие нередко пластовые карстовые родники. Одним из наиболее крупных и известных из них является родник Тюба в подножье правого склона долины р. Яман-Елга с максимальным зафиксированным дебитом 0.39 м^3/с.

В зоне вертикального нисходящего движения подземных вод встречаются «подвешенные» карстовые родники. Приурочены они к логам 2-го и 3-го порядков по отношению к р. Уфе. Некоторые из них выходят на склонах логов с превышением до 30 м над их тальвегами. Образование их обусловлено наличием кремнистых и глинистых прослоев известняков, формирующих местные водоупоры.

Крупные карстовые пещеры на плато относительно редки. На 01.01.2020 в его пределах известно только 9 пещер протяженностью более 100 м.

Самой протяженной (621 м) пещерой Уфимского плато является пещера Урмантау (Усть-Атавская 1), заложенная в органогенных известняках средней толщи иргинского горизонта нижнеартинского подъяруса. Вход в нее в виде овала размером 1.0×1.5 м находится в верхней части правого склона долины р. Юрюзань с превышением над рекой 60 м. Пещера представляет собой лабиринт каньоно- и туннелеобразных коридоров на двух уровнях, наличие которых обусловлено прослоями глинисто-кремнистых известняков.

Пещеры Уфимского плато — горизонтальные или полого-горизонтальные: Неожиданная (длиной 301 м), Агерьявская (181 м), Биязская (Ночная, Стеклянная), Ильинская, Концертная, Павловская, Саргаибская (по ~100 м). Основная их часть сформирована в органогенных известняках артинского (средняя толща иргинского горизонта) и сакмарского (юрюзанская свита) ярусов.

Входы пещер находятся на различных абсолютных отметках без какой-либо заметной их приуроченности к определенному высотному интервалу и с различным превышением над днищами долин-дрен. Так, пещера Неожиданная активно формируется в настоящее время в днище левого отвержка суходола Красный камень, а пещера Концертная, вступившая в завершающую инфильтрационно-сухую стадию своего развития, находится в верхней части правого склона долины р. Юрюзань с превышением над рекой 105 м.

Пещерные уровни на склонах долин-дрен сформированы, по-видимому, «подвешенными» карстовыми водотоками.

Среди карстовых пещер плато следует особо отметить пещеру Сабакаевскую 1-ю, заложенную в скале Сабакай в известняках юрюзанской свиты сакмарского яруса. Протяженность ее 180 м. Пещера примечательна тем, что она является комплексным памятником природы регионального значения (Постановление Совета Министров Башкирской АССР от 17.08.1965 № 465, Постановление правительства Республики Башкортостан от 11.04.2018 № 163). В скале Сабакай имеется еще две мелкие пещеры Сабакаевская 2-я и 3-я длиной 28 м и 17 м соответственно.

Карстоопасность территории Уфимского плато низкая [Смирнов, 2015] и оценивается как потенциально опасная [Смирнов, Абдрахманов, 2007].

За последние 100 лет на плато зафиксировано только пять свежих карстовых провалов с достоверной датой образования. Отрицательного воздействия на здания и сооружения они не оказали, чрезвычайных ситуаций не вызвали.

К истории картографирования карста Уфимского плато

В 1960–1980-х годах при гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 [Алексеев, Муртазин, 1967 г.; Шевченко, Сапожников, 1969 г.; Беляев, Еремина, 1971 г.; Синицын, Шевченко, 1978 г.] по территории съемочных листов составлялись карты и схемы карста. Первая же сводная карта карста Республики Башкортостан масштаба 1:1 000 000, охватывающая и рассматриваемый регион, составлена в 1970 г. В.И. Мартиным. Она содержится

в производственном отчете Башкирского территориального геологического управления «Типы карста Башкирской АССР» [Мартин, 1970 г.]. В 1972 г. в масштабе ~1:4 000 000 (точный масштаб карты не указан) она была опубликована в монографии Гидрогеология СССР. Т. XV: Башкирская АССР [Мартин, 1972, с. 78].

Вся территория Южного Урала и Предуралья В.И. Мартиным по типу питания подземных вод отнесена к одному типу — карсту, развивающемуся в условиях умеренного питания. По условиям залегания карстующихся пород и характеру рельефа местности в границах Республики Башкортостан им выделены подтипы: равнинный на преимущественно горизонтально залегающих карстующихся породах; горный на сильно дислоцированном субстрате; равнинный на складчато-глыбовой основе. По составу карстующихся пород выделены классы: сульфатный, карбонатный и сульфатно-карбонатный, а по характеру обнаженности карстующихся пород подклассы: перекрытый, покрытый, закрытый.

В 2002 г. вышла монография «Карст Башкортостана», где приведена карта типизации карста масштаба 1:2 500 000 [Абдрахманов и др., 2002], которая для территории Уфимского плато ничем не отличается от карты карста В.И. Мартина 1972 г.

В 2005 г. в Атласе Республики Башкортостан опубликована карта карста РБ масштаба 1:2 500 000, на которой отображены типы карста В.И. Мартина по характеру рельефа и условиям залегания карстующихся пород, составу карстующихся пород и дополнительно к ним отображена пораженность территории поверхностными проявлениями карста [Смирнов, 2005б].

Дальнейшее картографическое отображение типизации карста Южного Урала и Предуралья в масштабе 1:2 500 000 представлено в работе «Карстоопасность территории Республики Башкортостан» [Смирнов, Абдрахманов, 2007]. В этой работе, наряду с оценкой карстоопасности территории РБ, на мелкомасштабной схеме детализированы и отражены типы карста по условиям питания подземных вод, согласно которой (по [Смирнов, 2004]) Уфимское плато отнесено к обстановке избыточного увлажнения.

Таким образом, в настоящее время, как для рассматриваемого региона, так и для всей территории РБ, многолетними исследованиями достаточно четко определены подходы к типизации карста по территории, однако сводная изданная карта карста Башкортостана крупнее масштаба 1:2 500 000 на сегодня отсутствует. Сводная же карта карста В.И. Мартина масштаба 1:1 000 000 составлена почти 50 лет тому назад, на сегодня не издана и имеется только в геологических фондах.

Карта карста Уфимского плато

Карта карста Уфимского плато составлена в масштабе 1:500 000 в системе координат ВГС-84. Она входит составной частью в ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» и вслед за разработанной ранее [Смирнов, 2018] и апробированной [Смирнов, Аглетдинова, 2020] картой сульфатного карста является следующим этапом его создания.

В настоящее время преимущество применения ГИС-технологий для картографического отображения любых объектов уже не требует обоснований, поскольку они особенно в последние десятилетия широко и активно используются в различных сферах деятельности [Смирнов, Дурнаева, Абдрахманов, 2018]. Существует много программных продуктов зарубежного и отечественного производства, позволяющих создавать ГИС-проекты различного содержания (ArcGIS, ГИС ActiveMap GIS, ГИС «ИнГЕО» и др.).

Для создания ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья» выбрана геоинформационная система ГИС «Карта 2011» (КБ «Панорама», г. Москва). Определяющими факторами для выбора этого программного продукта послужили:

- Постановление Правительства Российской Федерации от 16.11.2015 № 1236 «Об установлении запрета на допуск программного обеспечения, происходящего из иностранных государств, для целей осуществления закупок товаров, работ, услуг для обеспечения государственных и муниципальных нужд»;
- наличие в системе встроенного цифрового классификатора geology.rsc, который предназначен для создания специальных инженерно-геологических ГИС-объектов, в том числе проявлений карста [Смирнов, 2018].

Следует отметить, что классификатор geology.rsc по содержанию является далеко не полным, что потребовало от авторов внесения в него дополнительных наименований объектов и их кодов.

Содержание, принципы и методы построения карты Уфимского плато приняты такими же, как и для карты сульфатного карста Южного Предуралья. К этому можно лишь добавить, что главной целью при ее составлении являлось максимально возможное отображение в масштабе карты (1:500 000)

проявлений карста, позволяющих судить о закономерностях его развития. В то же время рабочим масштабом карты являлся масштаб 1:100 000, в котором осуществлялся и сбор фактического материала.

На рис. 4 представлено окно рабочей карты Уфимского плато в ГИС «Карта 2011» масштаба 1:100 000, на которой отображено распространение площадей типов карста по степени перекрытости карстующихся нижнепермских карбонатов некарстующимися породами и показаны поверхностные карстопроявления. На врезке окна для примера приведена семантика (таблица данных объекта, связанная с пространственным его отображением на карте) по карстовому провалу с фиксированным временем образования.

Сводная карта карста Уфимского плато представлена на рис. 5, на ней авторы постарались отобразить наиболее типичные проявления карста, охарактеризованные выше.

Принципиальным отличием составленной карты карста рассматриваемого региона от всех ранее составленных карт карста Уфимского плато является то, что на ней нашли картографическое отображение выделенные типы карста по степени перекрытости карстующихся пород некарстующимися.

Из рис. 5 видно, что максимальная пораженность территории карстопроявлениями, под которой понимается суммарная величина изменения геологической среды в результате развития карста (для Уфимского плато) за неоген-четвертичное время, характерна для прикрытого карста с участками открытого, а минимальная — для покрытого и перекрытого. Поверхностные карстопроявления, сформированные в нижнепермских карбонатах,

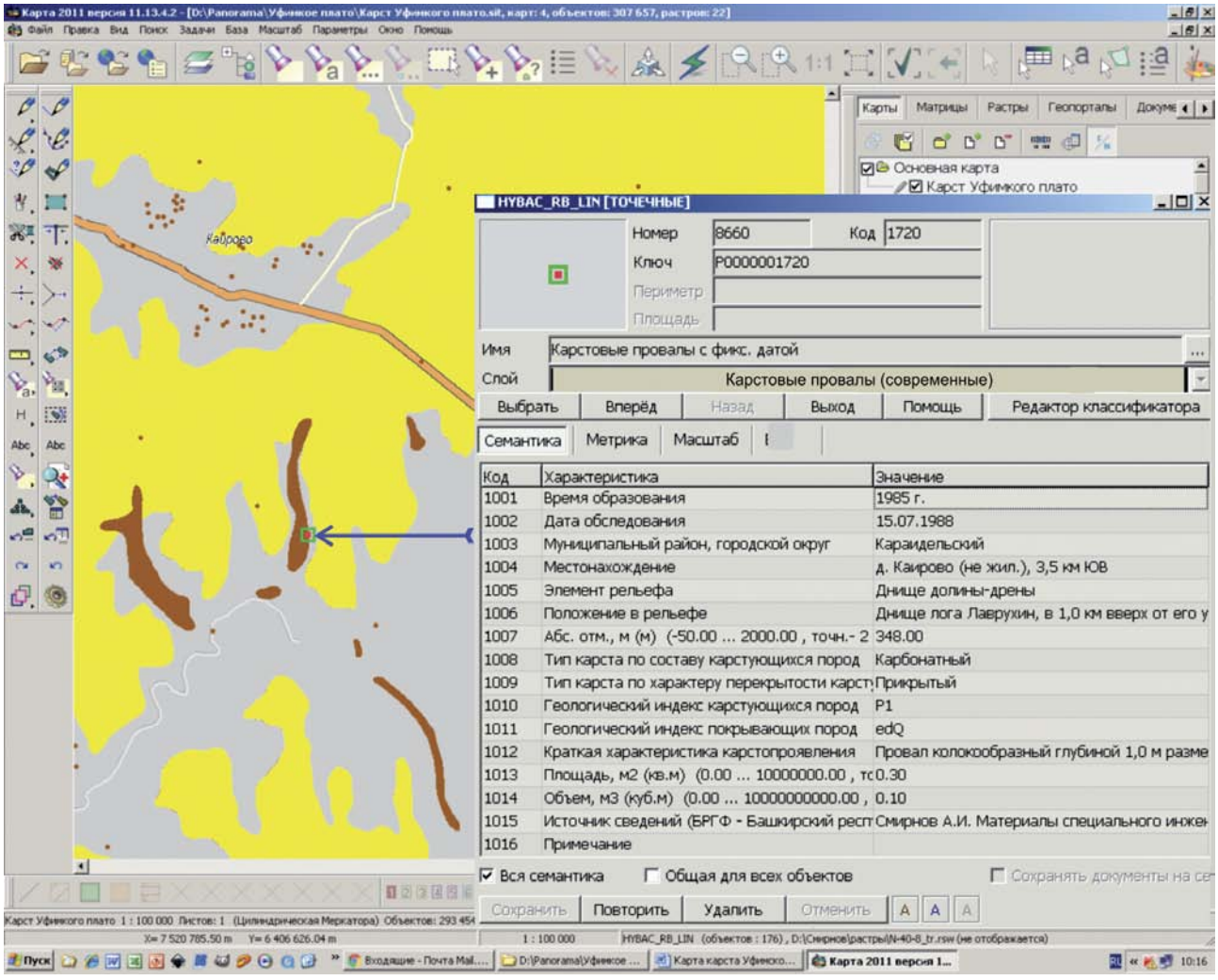

Рис. 4. Рабочее окно ГИС-проекта «Карст Уфимского плато» масштаба 1:100 000.
Fig. 4. Working window of the GIS project “Karst of the Ufa Plateau” at a scale of 1:100 000

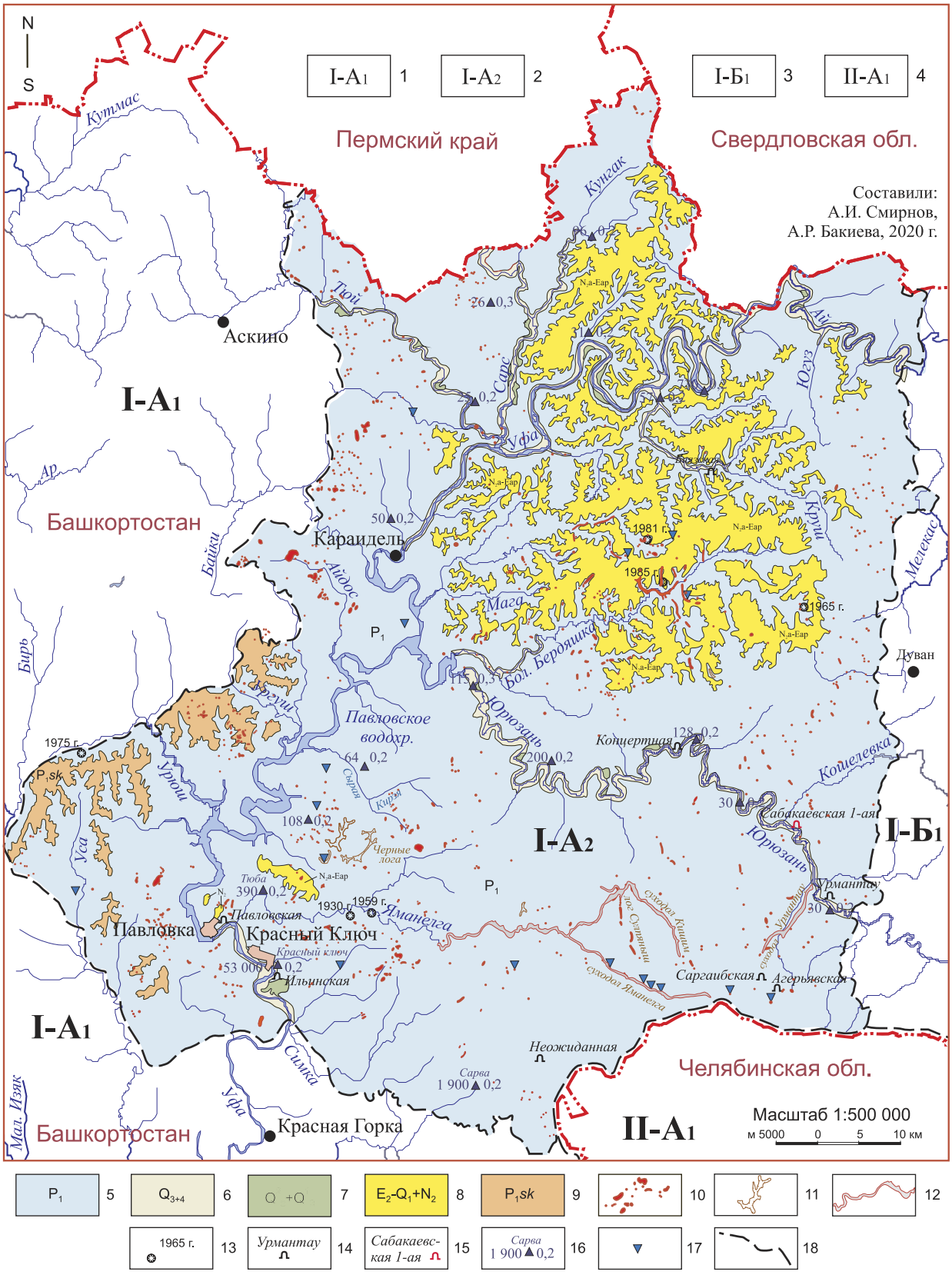

Рис. 5. Карта карста Уфимского плато

Fig. 5. Map of the karst of the Ufa plateau

Условные обозначения к рис. 5: Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I). Равнинный карст в горизонтально- и пологозалегающих породах Предуралья (I-А): 1 — сульфатный и сульфатно-карбонатный карст Прибельской равнины ($I\text{-}А_1$), 2 — карбонатный карст Уфимского плато ($I\text{-}А_2$). Равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах I-Б). 3 — карбонатный и кластокарст Приайской равнины (I-Б). Горный карст в сильно дислоцированных образованиях Урала (II-А). 4 — карбонатный карст низкогорья западного склона Урала ($II\text{-}А_1$). Типы карста по характеру перекрытости карстующихся нижнепермских пород некарстующимися: 5 — прикрытый — под маломощным покровом элювиально-делювиальных современных образований с участками открытого (голого) на площадях выхода нижнепермских карстующихся пород на поверхность или нахождения их под почвенно-растительным слоем (средиземноморский), перекрытый — под аллювиальными отложениями долин рек, 6 — в границах пойм и I надпойменных террас, 7 — под аллювиальными отложениями долин рек в границах II и III надпойменных террас, 8 — покрытый — под плиоцен-плейстоценовыми рыхлыми слабоводопроницаемыми элювиально-делювиальными и морскими отложениями, 9 — закрытый — под скальными и полускальными преимущественно нерастворимыми нижнепермскими породами соликамского горизонта. Проявления карста: 10 — карстовые поля и отдельные карстовые воронки, 11 — карстовые лога, 12 — суходолы, 13 — карстовые провалы и воронки с фиксированным временем образования, 14 — карстовые пещеры протяженностью 100 м и более, 15 — карстовые пещеры — памятники природы, 16 — высокодебитные (более 20 $дм^3/с$) карстовые родники (слева — дебит, $дм^3/с$, справа — минерализация, $г/дм^3$), 17 — поноры, 18 — границы типов карста по характеру рельефа (орографическим областям).

Legend to fig. 5: Karst country of the East European Plain (I). Plain karst in horizontally and gently dipping deposited rocks of the Cis-Urals (I-A): 1 — sulfate and sulfate-carbonate karst of the Pribelskaya plain ($I\text{-}А_1$), 2 — carbonate karst of the Ufa plateau ($I\text{-}А_2$). Plain and foothill karst of the Cis-Urals in gently sloping and weakly dislocated rocks (I-B). 3 — carbonate and clastic karst of the Pri-Ay plain ($I\text{-}В_1$). Mountain karst in highly dislocated formations of the Urals (II-A). 4 — carbonate karst of the low mountains of the western slope of the Urals ($II\text{-}А_1$). Types of karst by the nature of overlap of karst Lower Permian rocks by non-karst ones: 5 — covered — under a thin cover of eluvial-deluvial modern formations with areas of open (bare) in areas where lower permian karst rocks emerge on the surface or situated under the soil-vegetation layer (mediterranean), covered — under alluvial deposits of river valleys, 6 — within the boundaries of floodplains and first above-floodplain terraces, 7 — under alluvial deposits of river valleys within the boundaries of II and III above-floodplain terraces, 8 — covered — under Pliocene-Pleistocene loose, weakly permeable eluvial-deluvial and marine deposits, 9 — closed — under rocky and semi-rocky mostly insoluble Lower Permian rocks of the Solikamsk horizon. Karst manifestations: 10 — karst fields and separate karst sinkholes, 11 — karst logs, 12 — dry lands, 13 — karst sinkholes and sinkholes with a fixed formation time, 14 — karst caves 100 m long or more, 15 — karst caves — natural monuments, 16 — high flow rate (more than 20 dm^3/s) karst springs (left — flow rate, dm^3/s, right — salinity, g/dm^3), 17 — ponors, 18 — boundaries of karst types by the nature of the relief (orographic areas)

в северной половине региона заполнены и снивелированы суглинисто-глинистыми осадками общесыртовой свиты, а в днищах долин рек — плейстоценовым аллювием.

В условиях закрытого карста четко прослеживается зависимость пораженности карстопроявлениями от мощности бронирующих закарстованные нижнепермские карбонаты отложений соликамского горизонта. Карст на поверхности проявляется только при мощности терригенно-карбонатных пород менее 30 м на Ургуш-Урюшском междуречье.

Аналогичные закономерности развития карста получены нами и для других типов карста Башкортостана: сульфатного равнинного [Смирнов, 2018], предгорного карбонатного и кластокарста [Смирнов, Абдрахманов, 2018]. То есть выявленные особенности распространения карстопроявлений на Уфимском плато характерны для всего Южного Предуралья.

Выводы

Составленная карта карста Уфимского плато с использованием ГИС-технологий войдет составной частью в ГИС-проект «Карст Южного Урала и Предуралья» и является очередным этапом составления современной среднемасштабной карты карста Республики Башкортостан. На ней представлены наиболее типичные карстопроявления рассматриваемого региона, отражающие особенности распространения и развития карста.

Карта может быть полезна и востребована при планировании строительства новых отдельных социально-экономических объектов, при разработке генеральных схем расширения существующих населенных пунктов и проектировании новых, планировании строительства протяженных линейных объектов (продуктопроводов, ЛЭП и т.п.) и др.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № 0246–2019–0086.

Список литературы

Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г., Рождественский А.П., Смирнов А.И., Травкин А.И. Карст Башкортостана. Уфа, 2002. 383 с.

Данукалов Н.Ф. О западной границе тектонической структуры Уфимского плоскогорья на уровне современного денудационного среза в пределах Башкирской АССР // Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сборник 2. Уфа: БФАН СССР, 1959. С. 128–131.

Лыкошин А.Г. Павловская плотина на р. Уфа // Геология и плотины. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959. Т. 1. С. 35–60.

Лыкошин А.Г., Соколов Д.С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29, № 1. С. 35–47.

Лыкошин А.Г., Соколов Д.С. Красный Ключ // Природа. 1957. № 8. С. 86–88.

Мартин В.И. Карст // Гидрогеология СССР. Т. 15: Башкирская АССР / *Под ред. Е.А. Зуброва*. М.: Недра, 1972. С. 77–91.

Мартин В.И. Карстовые бассейны Волго-Уральской антеклизы и Предуральского прогиба // *Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин*. Карст Башкортостана. Уфа, 2002. С. 74–109.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области / *Под ред. М.А. Камалетдинова, В.Л. Яхимович*. М.: Наука, 1981. 161 с.

Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 286 с.

Смирнов А.И. Типы карста и современная активность его развития на Южном Урале и в Предуралье // Карстоведение — XXI век: теоретическое и практическое значение: Мат-лы междунар. симпоз. Пермь, 2004. С. 90–94.

Смирнов А.И. Генетические типы и формы рельефа // Атлас Республики Башкортостан. Уфа, 2005а. С. 65.

Смирнов А.И. Карст // Атлас Республики Башкортостан. Уфа, 2005б. С. 60.

Смирнов А.И. Оценка карстовой опасности Южного Урала и Предуралья // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах: Мат-лы междунар. симпоз. Пермь, 2015. С. 194–198.

Смирнов А.И. Карта сульфатного карста Южного Предуралья (содержание, принципы и методика построения) // Инженерная геология. 2018. Т. 13, № 1–2. С. 86–94. DOI: 10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94.

Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф. Карстоопасность территории Республики Башкортостан // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2007. Т. 12, № 2. С. 5–11.

Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф. Карст Приайской равнины в Южном Предуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы 12-й Межрег. науч.-практ. конф., 2018 г. [Эл. издание]. СПб: Свое издательство, 2018. С. 406–411.

Смирнов А.И., Аглетдинова Э.Р. Карст Аургазинского района в Южном Предуралье // American Scientific Journal. 2020. № 1–2 (33). С. 4–10.

Смирнов А.И., Дурнаева В.Н., Абдрахманов Р.Ф. ГИС-технологии в изучении опасных геологических процессов Южного Урала и Предуралья // Геологический вестник. 2018. № 3. С. 137–143.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

Ткачев В.Ф., Толстунова Н.Н. Орографическая схема // Гидрогеология СССР, Т. XV: Башкирская АССР // *Под ред. Е.А. Зуброва*. М.: Недра, 1972. С. 19.

Турышев А.В. Карст Уфимского плато (гидродинамические и геохимические закономерности развития карста в сульфатных и карбонатных породах): Дис. … канд. геол.-мин. наук. Кунгур, 1967. 400 с.

Шевченко А.М. Подземные воды пермских отложений в южной части Уфимского плато в связи с перспективой использования их для водоснабжения: Дис. … канд. геол.-мин. наук. / Казанский гос. ун-т им. В.И. Ульянова-Ленина. Казань, 1973. 216 с.

References:

Abdrakhmanov R.F., Martin V.I., Popov V.G., Rozhdestvensky A.P., Smirnov A.I., Travkin A.I. (2002) *Karst Bashkortostana* [Karst of Bashkortostan]. Ufa, 383 p. (In Russian).

Danukalov N.F. (1959) On the western boundary of the tectonic structure of the Ufa flatland at the level of the modern denudation section within the Bashkir ASSR. *Voprosy geomorfologii i geologii Bashkirii. Sbornik 2* [Questions of geomorphology and geology of Bashkiria. Collection 2]. Ufa, BFAN SSSR, 128-131. (In Russian).

Lykoshin A.G. (1959) Pavlovsk dam on the Ufa river. *Geologiya i plotiny* [Geology and dams]. Moscow; Leningrad, **1**, 35-60. (In Russian).

Lykoshin A.G., Sokolov D.S. (1954) Development of karst in the southwestern part of the Ufa plateau. *Bulletin MOIP. Department of geology*. **29**(1), 35-47. (In Russian).

Lykoshin A.G., Sokolov D.S. (1957) Red Spring. *Priroda – Nature*, (8), 86-88. (In Russian).

Martin V.I. (1972) Karst. *Gidrogeologiya SSSR. Bashkirskaya ASSR* [Hydrogeology of the USSR. Bashkir ASSR]. Ed. E.A. Zubrov. Moscow, Nedra Publ., **15**, 77-91. (In Russian).

Martin V.I. (2002) Karst basins of the Volga-Ural anteclise and Pre-Uralian trough. Abdrakhmanov R.F., Martin V.I., Popov V.G., Rozhdestvensky A.P., Smirnov A.I., Travkin A.I. *Karst Bashkortostana* [Karst of Bashkortostan]. Ufa, 74-109. (in Russian).

Pliocen i pleistocen Volgo-Ural'skoi oblasti (1981) [Pliocene and Pleistocene of the Volga-Ural region]. Eds V.L. Yakhimovich, M.A, Kamaletdinov. Moscow: Nauka Publ., 161 p. (In Russian).

A.P. Rozhdestvensky (I971) *Noveishaya tektonika i razvitie rel'efa Yuzhnogo Priural'ya* [Newest tectonics and development of the relief of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 286 p. (In Russian).

Shevchenko A.M. (1973) *Podzemnye vody permskih otlozhenii v yuzhnoi chasti Ufimskogo plato v svyazi s perspektivoi ispol'zovaniya ih dlya vodosnabzheniya. Dis. cand. geol.-min. nauk* [Groundwaters of Permian deposits in the southern part of the Ufa plateau in connection with the prospect of using their water supply. Cand. geol. and min. sci. diss]. Kazan', University, 216 p. (In Russian).

Smirnov A.I. (2004). Types of karst and modern activity of its development in the Southern Urals and in the Cis-Urals. *Karstovedenie — XXI vek: teoreticheskoe i prakticheskoe znachenie. Mat-ly mezhdunar. simpoz.* [Karst Studies – XXI Century: Theoretical and Practical Significance: Materials of the International Symposium]. Perm, 90-94. (In Russian).

Smirnov A.I. (2005a) Genetic types and landforms. *Atlas Respubliki Bashkortostan* [Atlas of the Republic of Bashkortostan]. Ufa, p. 65. (In Russian).

Smirnov A.I. (2005b) Karst. *Atlas Respubliki Bashkortostan* [Atlas of the Republic of Bashkortostan]. Ufa, p. 60. (In Russian).

Smirnov A.I. (2015) Assessment of karst danger of South Ural and Cis-Urals. *Ekologicheskaya bezopasnost' i stroitel'stvo v karstovyh raionah. Mat-ly mezhdunar. simpoz* [Environmental safety and construction in karst regions. Materials of the

international symposium, Russia, Perm, on May 26–29]. Perm, 194-198. (In Russian).

Smirnov A.I. (2018) Card of a sulphatic karst of the Southern Cis-Urals (contents, principles and technique of construction). *Inzhenernaya geologiya – Engineering geology*, **13**(1-2), DOI: 10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94. (In Russian).

Smirnov A.I., Abdrakhmanov R.F. (2007) Karst hazard of the territory of the Republic of Bashkortostan. *Vestnik AN RB – Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan*, **12**(2), 5-11. (In Russian).

Smirnov A.I., Abdrakhmanov R.F. (2018) Karst of the Priay plain in the Southern Cis-Urals. *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nyh territorii: Mat-ly 12-i Mezhreg. nauch.-prakt. konf.* [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories: Materials of the 12th Mezhreg. scientific-practical conf.]. – Saint-Petersburg, Own Publishing House, 406-411. Available at: http://ig.ufaras.ru/File/conf2018/Conf_2018_74.pdf. (accessed 19 October 2020) (In Russian).

Smirnov A.I., Agletdinova E.R. (2020) Karst of the Aurgazinsky region in the Southern Urals. *American Scientific Journal*, (1-2), 4-10. (In Russian).

Smirnov A.I., Durnaeva V.N., Abdrakhmanov R.F. (2018) GIS-technologies in the study of hazardous geological processes in the Southern Urals and the Cis-Urals. *Geologicheskii vestnik – Geological Bulletin*, (3), 137-143. (In Russian).

Sokolov D.S. (1962) *Osnovnye usloviya razvitiya karsta* [Main Conditions of Karst Development]. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 322 p. (In Russian).

Tkachev V.F., Tolstunova N.N. (1972) Orographic schema. *Gidrogeologiya SSSR. Bashkirskaya ASSR* [Hydrogeology of the USSR. Bashkir ASSR]. Ed. E.A. Zubrov. Moscow, Nedra Publ., **15**, P. 19. (In Russian).

Turyshev A.V. (1967) *Karst Ufimskogo plato (gidrodinamicheskie i geohimicheskie zakonomernosti razvitija karsta v sul'fatnyh i karbonatnyh porodah). Dis. cand. geol.-min. nauk* [Karst of the Ufa plateau (hydrodynamic and geochemical patterns of the development of karst in sulfate and carbonate rocks). Cand. geol. and min. sci. diss]. Kungur, 400 p. (In Russian).

Сведения об авторах:

Смирнов Александр Ильич, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: smalil@mail.ru

Бакиева Альбина Радиковна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: albina.galiullina@mail ru

About the authors:

Smirnov Alexandr Il'ich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: smalil@mail.ru

Bakieva Al'bina Radikovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: albina.galiullina@mail ru

УДК 551.324.296 DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-11

НАЛЕДЬ В АСКЫНСКОЙ ЛЕДЯНОЙ ПЕЩЕРЕ

Ю. В. Соколов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, E-mail: sokolspeleo@mail.ru

Представлены результаты многолетних (1924–2020 гг.) исследований наледи в Аскынской ледяной пещере (Гафурийский район Республики Башкортостан (РБ)), памятника природы РБ с 1965 г., экскурсионного объекта Российского географического общества (РГО) с 2017 г.

Наледь в Аскынской пещере имеет большую эстетическую ценность и является индикатором изменения микроклимата подземной среды, а также палеогеографическим индикатором территории.

Дается сравнительная морфометрическая характеристика наледи и ледяных сталагмитов с момента первоописания в 1924 г. Г.В. Вахрушевым до последних наблюдений автором в июне 2020 г.

Ключевые слова: Республика Башкортостан, Гафурийский район, Аскынская ледяная пещера, наледь, сталагнаты, сталагмиты, 1924–2020 годы.

AUFEIS IN THE ASKYN ICE CAVE

Yu. V. Sokolov

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of RAS, 450077, Russia, Ufa, K. Marx st., 16/2, E-mail: sokolspeleo@mail.ru

The results of long-term (1924–2020) studies of aufeis in the Askyn ice cave (Gafuriysky district of the Republic of Bashkortostan) — a natural monument of the Republic of Bashkortostan since 1965, an excursion object of the Russian geographical society since 2017 — are described.

Aufeis in the Askyn cave has a great aesthetic value and is an indicator of changes in the microclimate of the underground environment, as well as a paleogeographic indicator of the territory.

A comparative morphometric characteristic of the aufeis and ice stalagmites from the moment of the first description in 1924 by G.V. Vakhrushev until the last observations by the author in June 2020 is given.

Key words: Republic of Bashkortostan, Gafuri region, Askyn ice cave, ice, stalagnates, stalagmites, 1924–2020.

Введение

Главной достопримечательностью Аскынской ледяной пещеры является многолетняя наледь. Наледь — это ледяное тело, сформировавшееся при послойном намораживании воды. Наледь не стаивающая в течение нескольких лет называется многолетней. Наледь Аскынской ледяной пещеры подразделяется на покровную — покрывающую пол пещеры, и вертикальную, в виде ледяных колонн (сталагнатов и сталагмитов). Кроме того, в пещере встречается сезонный лед в виде корок на стенах, сталактитов (сосулек), инея.

На территории республики Башкортостан известно всего 49 пещер с многолетними наледями [Соколов, 2008]. Наледь в Аскынской ледяной пещере наиболее известная, доступная и разноплановая. Кроме эстетической ценности, привлекающей массу туристов, наледь является индикатором изменения микроклимата подземной среды, а также

Для цитирования: *Соколов Ю.В.* Наледь в Аскынской ледяной пещере // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 137–151. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-11.

For citation: Sokolov Yu.V. (2020) Aufeis in the Askyn Ice Cave. *Geologicheskii vestnik*. No. 3. P. 137–151. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-11.

© Ю.В. Соколов, 2020

палеогеографическим индикатором территории. Это предопределяет необходимость ее изучения и сохранения.

Аскынская ледяная пещера по туристскому потенциалу сравнима с известной на Урале Кунгурской ледяной пещерой. Однако его реализация может привести к деградации наледи. Поэтому изучение наледи и факторов ее сохранения является актуальной задачей как для науки, так и для туризма.

Результаты исследований

Общие сведения

Аскынская ледяная пещера находится в 100 км на юго-восток от столицы РБ — г. Уфа, в Гафурийском районе, в 2 км к юго-востоку от д. Аскино, в средней части левого склона долины р. Каранюрт (левый приток р. Скимка), в днище присклоновой карстовой воронки шириной 27 и глубной 12 м, на абсолютной отметке 300 м (рис. 1).

Пещера заложена в серых и темно-серых известняках франского яруса верхнего девона, падающих под углом 34° на запад, на восточном склоне хребта Улутау, представляющего собой западное моноклинальное крыло антиклинальной структуры [Смирнов, Соколов, 2002].

В геоморфологическом отношении район представляет собой низкогорье западного склона Южного Урала с абсолютными отметками до 500 м. Климат территории континентальный при средней годовой температуре воздуха 3.2 °С (от –0.4 °С в 1969 г. до 5.3 °С в 1995 г.). Среднее годовое количество осадков составляет 740–750 мм, из которых около 30% выпадает в холодный период года. Высота снежного покрова достигает 0.8 м. Преобладают южные и юго-западные ветра. В районе пещеры произрастают широколиственные леса (липа, дуб, клен), типичные для западных склонов Южного Урала.

Описание пещеры Аскынской ледяной пещеры

Аркообразный вход шириной 22 м и высотой 9 м (рис. 2) переходит в широкое (15 м) и низкое (1.5 м) устье, закрытое решеткой (с 2018 г.) и, в летний период, защитным полиэтиленовым экраном (с 2008 г.) (рис. 4). Сразу за устьем крутонаклонная наледь спускается в грандиозный зал (длиной 104 м и шириной до 60 м) со сводчатыми стенами и потолком. Слабонаклонный пол зала почти полностью покрыт многолетней наледью, которая ступенями опускается в глубину пещеры (рис. 3, 5).

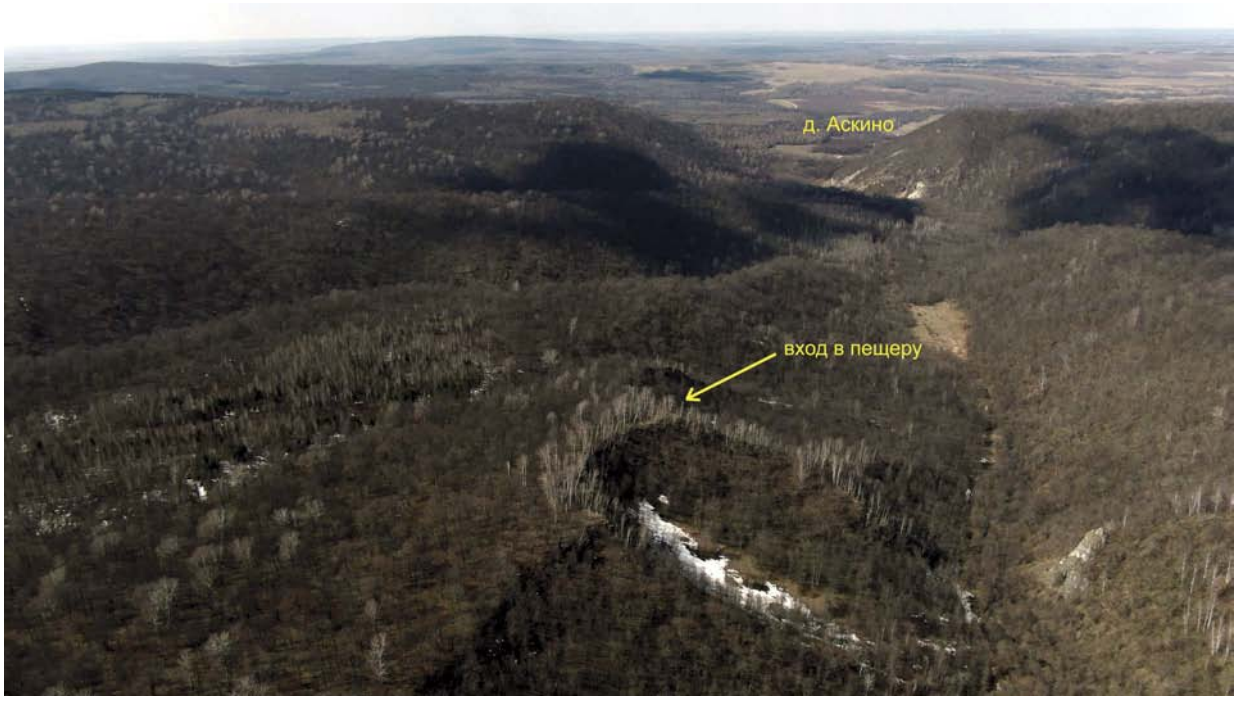

Рис. 1. Долина р. Каранюрт у Аскынской ледяной пещеры. *Фото Р.Г. Кашапова*
Fig. 1. Valley of the river Karanyurt near the Askyn ice cave. *Photo by R.G. Kashapov*

Рис. 2. Вход в Аскынскую ледяную пещеру. *Фото Ш.И. Муслухова*
Fig. 2. Entrance to the Askyn Ice Cave. *Photo by Sh.I. Muslukhov*

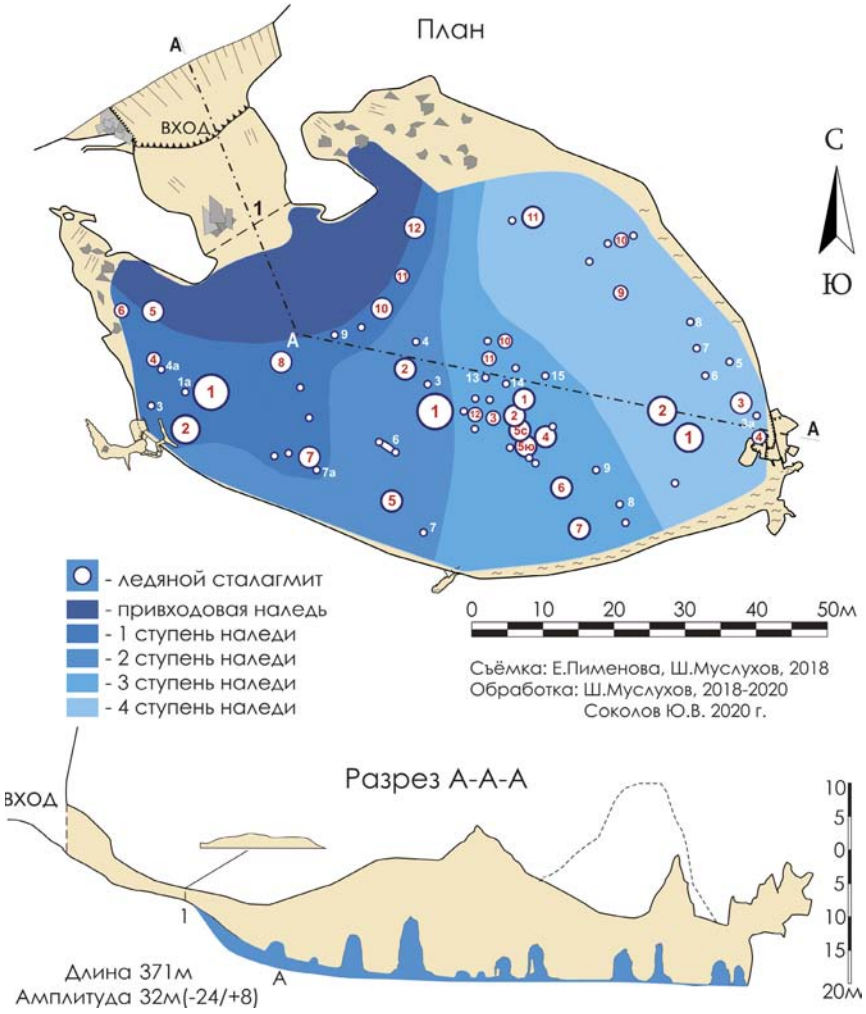

Рис. 3. План, разрез и поперечные сечения Аскынской ледяной пещеры
Fig. 3. Plan, section and cross-sections of the Askyn ice cave

Рис. 4. Решетка и экран в устье входа в Аскынскую ледяную пещеру. *Фото Ш.И. Муслухова*
Fig. 4. Lattice and screen at the mouth of the entrance to the Askyn ice Cave. *Photo by Sh.I. Muslukhov*

Рис. 5. Зал Аскынской ледяной пещеры (июнь 2020 г.). *Фото автора*
Fig. 5. Hall of the Askyn ice Cave (June, 2020). *Photo by the author*

Верхняя (первая) ступень находится на глубине около 10 м от устья и занимает западную привходовую часть зала. Здесь находится самый крупный сталагнат пещеры высотой 4.3 м и шириной у основания до 5 м, его средний объем 35.4 м^3 (от 15.4 м^3 в 1924 г. до 58.2 м^3 в апреле 2016 г.) (рис. 3, 6). Имеются еще один крупный (более 2 м^3) сталагнат, пять крупных ледяных сталагмитов и девять мелких (менее 2 м^3) по границе верхней ступени и подошвы входной наледи.

Следующая (вторая) ступень наледи на глубине около 11–12 м от входного устья занимает западную часть центра зала, полого опускаясь к южной его стене. Здесь находится самый высокий ледяной сталагмит пещеры (рис. 3, 7). Его высота составляла 12 м до частичного обрушения осенью 2010 г., при ширине в основании 4 м. Средний объем этого сталагмита 21.6 м^3 (от 13.1 м^3 в 1924 г. до 67.3 м^3 в 1962 г.). Вокруг располагаются два крупных и три мелких сталагмита.

Следующая (третья) ступень наледи на глубине 12–13 м от входного устья занимает восточную часть центра зала пещеры с самым высоким потолком, сформированным субмеридиональной трещиной. Здесь находится самое большое скопление ледяных сталагмитов — восемь из них крупные, высотой до 5 м, и около пятнадцати мелких, общим объемом 30.1 м^3 (рис. 3, 7).

Самая нижняя (четвертая) ступень наледи, наиболее изменчивая по площади и мощности, занимает восточную и северо-восточную часть зала пещеры (рис. 3, 8). Она находится на глубине 13–14 м от входного устья. Ее мощность едва достигает 0.5 м. В отдельные годы площадь наледи сокращается на 30%. Здесь находятся четыре крупных и от восьми до пятнадцати мелких (в разные годы) сталагмитов, общим средним объемом 22.1 м^3. Высота одного сталагмита в 1962 г. достигала 9 м, в последние годы — не выше 4.7 м весной, до полного стаивания в конце лета.

Размеры наледи и сталагмитов меняются по годам и сезонам года (рис. 15, 16, 19). Средняя площадь наледи составляет 4000 м2. Рост льда происходит преимущественно в весенне-летний период, деградация за счет таяния и испарения — в остальное время (рис. 17) [Мавлюдов, 2008; Червяцова и др., 2012].

Зимой, весной и в начале лета в пещере встречаются ледяные сталактиты длиной до 3.5 м. Они приурочены к водообильным трещинам в потолке и растут до тех пор, пока температура воздуха у потолка ниже нуля градусов. В начале лета они,

Рис. 6. Верхняя ступень наледи (март 2015 г.). На заднем плане входное устье. *Фото автора*
Fig. 6. The upper step of the aufies formation (March, 2015). In the background is the entrance mouth. *Photo by the author*

Рис. 7. Ледяные сталагмиты в центре зала Аскынской пещеры (март 2015 г.). На заднем плане самый высокий сталагмит пещеры. *Фото автора*

Fig. 7. Ice stalagmites in the center of the Askyn cave hall (March, 2015). In the background is the tallest stalagmite of the cave. *Photo by the author*

Рис. 8. Нижняя ступень наледи (март 2015 г.). *Фото автора*

Fig. 8. The lower step of the aufies (March, 2015). *Photo by the author*

как правило, падают в связи с повышением температуры. В это же время на стенах встречаются наледи, со стаиванием которых связано разрушение кальцитовых натеков, находившихся под ними.

Зимой и весной в привходовой части распространен иней (рис. 9). На потолке зала у входа ледяные кристаллы прямоугольно-пластинчатой и тригонально-призматической формы нередко сохраняются до конца лета.

В стенах зала в основании и на высоте шести метров имеются небольшие свободные ото льда тупиковые продолжения.

Протяженность пещеры составляет 371 м, амплитуда — 32 м (–24 м, +8 м), площадь — 5700 м^2, объем — 51100 м^3 (рис. 3).

К истории изучения наледи в Аскынской ледяной пещере

Первые сведения о пещере и наличии льда в ней даны геологом Л.К. Конюшевским в 1902 г. [Путенихин, 2019]

Комплексное исследование пещеры проведено известным уральским геологом профессором Г.В. Вахрушевым и П. Петровым в 1923–1926 гг. Построен первый план пещеры с указанием высот сталагмитов, сделана фотография западной части наледи (рис. 10, 11). Обнаружено множество костей животных, фрагмент черепа человека, рукопись на арабском языке, сабля, остатки бревенчатого заграждения входа [Вахрушев, 1926, 1972; Петров, 1926].

В 1960-е годы пещера изучалась экспедицией географического факультета Башкирского государственного университета (БГУ) под руководством И.К. Кудряшова и Е.Д. Богдановича. Составлен точный план пещеры, установлены репера. Даны морфометрические характеристики 17-ти ледяных сталагмитов. Проведена фотосъемка (рис. 12, 13). Отмечено возрастание объема льда в пещере в период с 1930 до середины 1960 гг. в 5–6 раз [Кудряшов, Салихов, 1968; Кучеров, Кудряшов, 1974]. Выдвинуто предположение, что пещерный холод является реликтом четвертичного оледенения [Кудряшов, 1965].

В 1985 г. оледенение пещеры изучал Б.Р. Мавлюдов. По его оценкам, накопление конжеляционного льда с 1924 по 1966 гг. составляло 105 м^3 в год, стаивание — 18 м^3, испарение — около 7 м^3, то есть годовой баланс льда в пещере был положительный и составлял приблизительно 80 м^3. В период с 1985 по 1994 гг. оледенение в пещере заметно не изменилось [Мавлюдов, 2008].

С 1994 по 2020 гг. периодические наблюдения за объемом наледи проводятся автором. В разные сезоны года проводилось нивелирование покров-

Рис. 9. Вход в пещеру (январь 2013 г.). *Фото автора*
Fig. 9. Entrance to the cave (January, 2013). *Photo by the author*

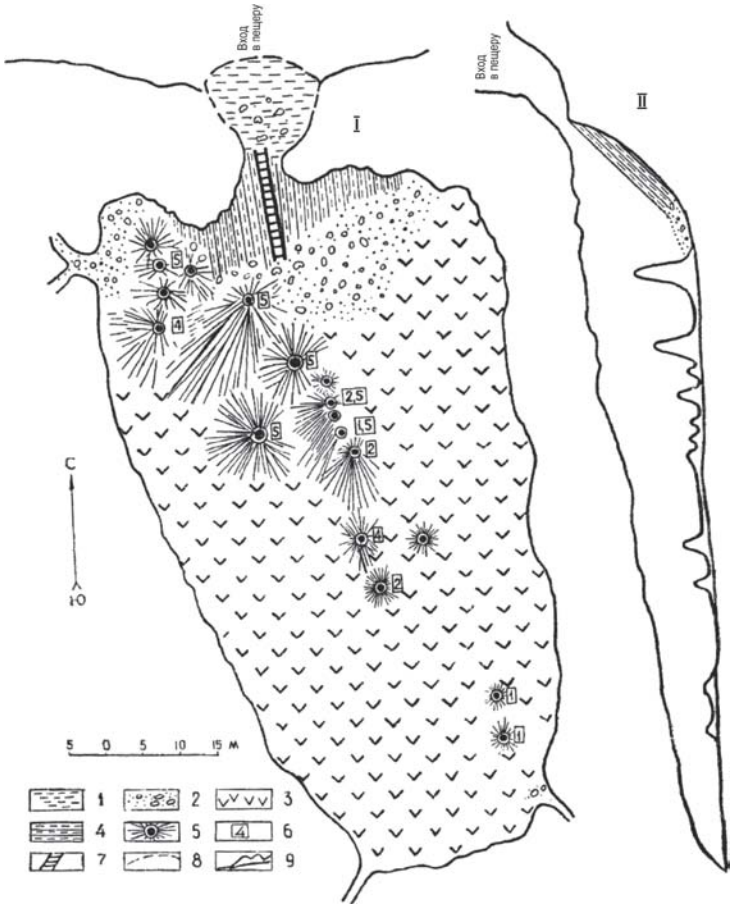

Рис. 10. План Аскынской пещеры 1924 г. Г.В. Вахрушева

Fig. 10. Plan of the Askyn cave in 1924 by G.V. Vakhrushev

ной наледи, фотография ледяных колонн (рис. 14). Результаты наблюдений представлены в данной статье.

За объемом двух ледяных сталагмитов в пещере на протяжении 2001–2008 гг. наблюдала С.А. Долженко с учащимися кружка юных геологов уфимской школы № 103. Выявлено, что рост сталагмитов в пещере происходит весной и в начале лета, и в конце осени и начале зимы. Интенсивное таянье ледяных сталагмитов происходит в конце лета и начале осени, их объем уменьшается на 20–30%.

Микроклиматические факторы и их влияние на оледенение пещеры изучались в 2002–2012 гг. О.В. Червяцовой. Выявлено, что запас холода в пещере сокращается в результате повышения среднегодовой температуры воздуха на поверхности, особенно в зимний период [Червяцова и др., 2012].

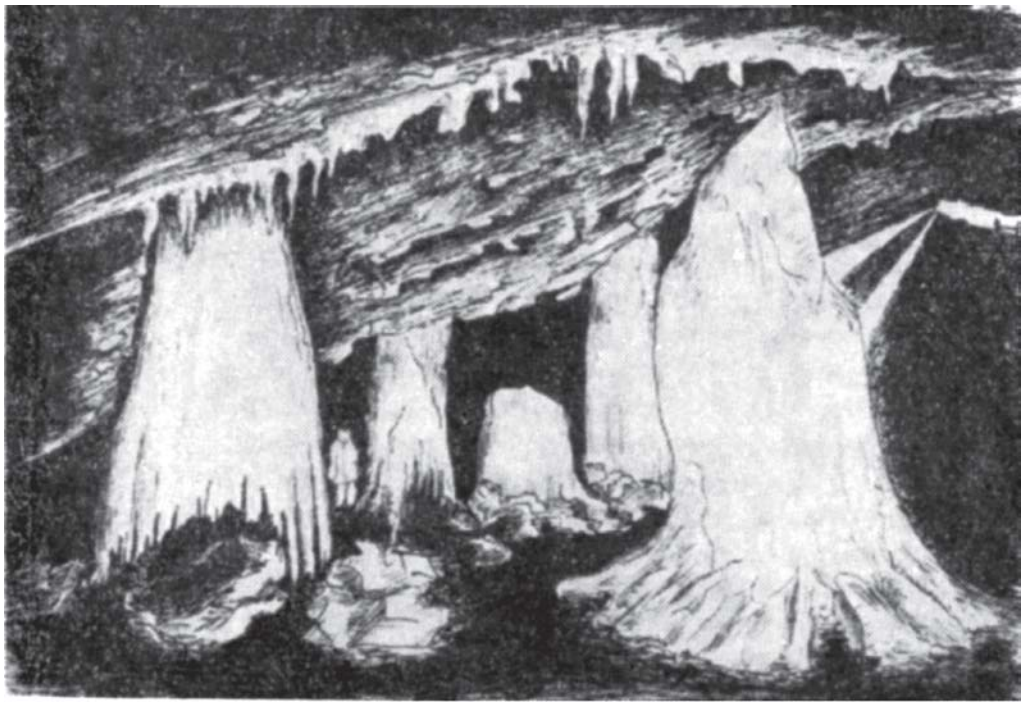

Рис. 11. Внутренний вид западной части Аскынской пещеры в 1924 г. *Фото Г.В. Вахрушева*

Fig. 11. Internal view of the western part of the Askyn cave in 1924. *Photo by G.V. Vakhrushev*

Рис. 12. Восточная часть Аскынской пещеры (1962 г.). *Фото Е.Д. Богдановича*
Fig. 12. Eastern part of the Askinskaya cave (1962). *Photo by E.D. Bogdanovich*

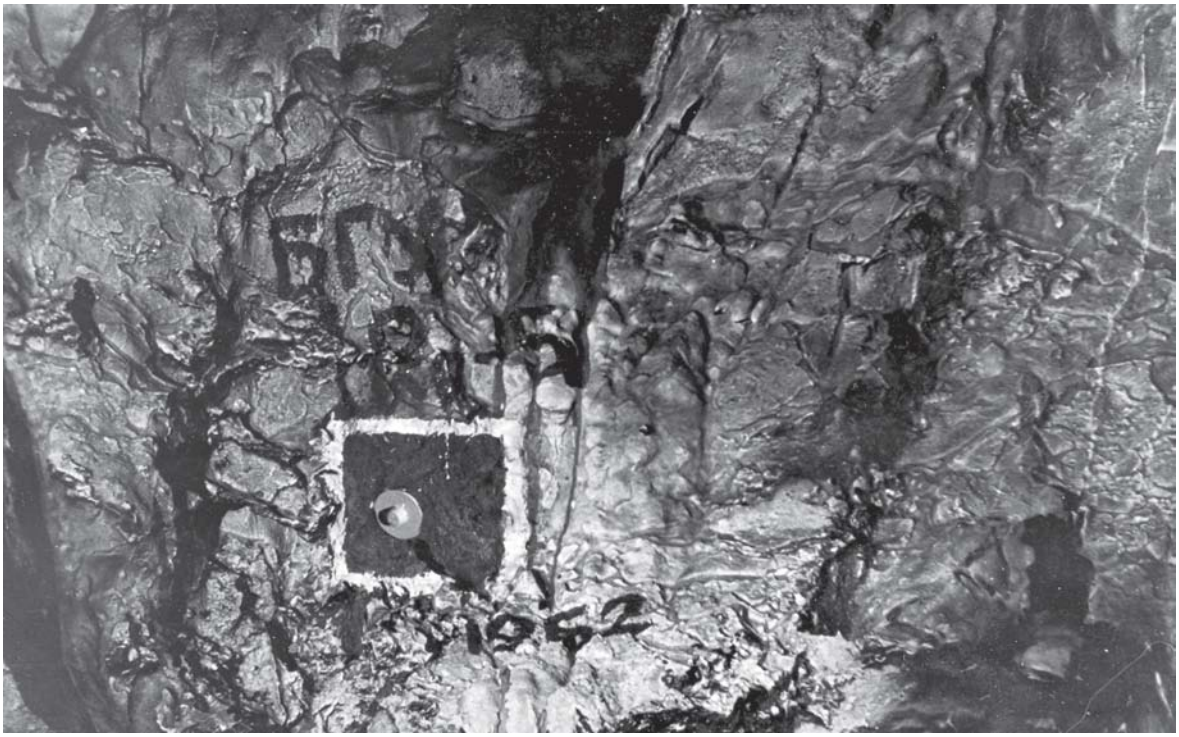

Рис. 13. Репер БГУ. *Фото Е.Д. Богдановича*
Fig. 13. Benchmark of BSU. *Photo by E.D. Bogdanovich*

Рис. 14. Наблюдения за объемом наледи. *Фото автора*
Fig. 14. Observations of the volume of ice. *Photo by the author*

Георадарные измерения наледи в 2014 г. провели Ю.И. Степанов, А.А. Тайницкий и А.А. Кичигин. Примерный объем льда составил 1478 м^3 (без учета льда в ледяных колоннах) [Степанов, Тайницкий, Кичигин, 2014].

В 2018–2020 гг. Ш.И. Муслухов, Е Л. Пименова провели топосъемку и составили новый план пещеры с обозначением выявленных автором ледяных натеков: 5 больших, объемом > 5 м^3, 18 средних — от 2 до 5 м^3, 7 малых — от 1 до 2 м^3 и 41 мелких — < 1 м^3 (рис. 3).

Изменение наледи в Аскынской ледяной пещере

Объем покровной наледи в пещере Аскынской впервые, достаточно достоверно, установлен георадиолокационным зондированием в 2014 г. [Степанов, Тайницкий, Кичигин, 2014]. В это же время автором совместно с Ю.А. Тумановым проведено нивелирование поверхности наледи. В результате получены высотные отметки предполагаемого ложа наледи, на основании которых и материалов нивелирования разных лет получены значения мощности и суммарного объема покровной наледи в разные годы с 1962 г. по 2020 г. (рис. 15).

Надо заметить, что нижняя ступень покровной наледи в Аскынской ледяной пещере в 1973 г., по наблюдениям автора, была примерно на 0.5 м выше, чем в 1962 г. В 1994 г. ее высота была сопоставима с современной. К сожалению, эти факты документально не зафиксированы.

Объем льда в колоннах определялся с помощью фотографий разных лет (с 1924 по 2020 гг.) по соотношению их высоты и ширины (рис. 16). Для построения графика использованы только данные, относящиеся к концу весны и началу лета, так как данные осени значительно, на 25–30%, ниже в результате таяния и испарения льда (рис. 17).

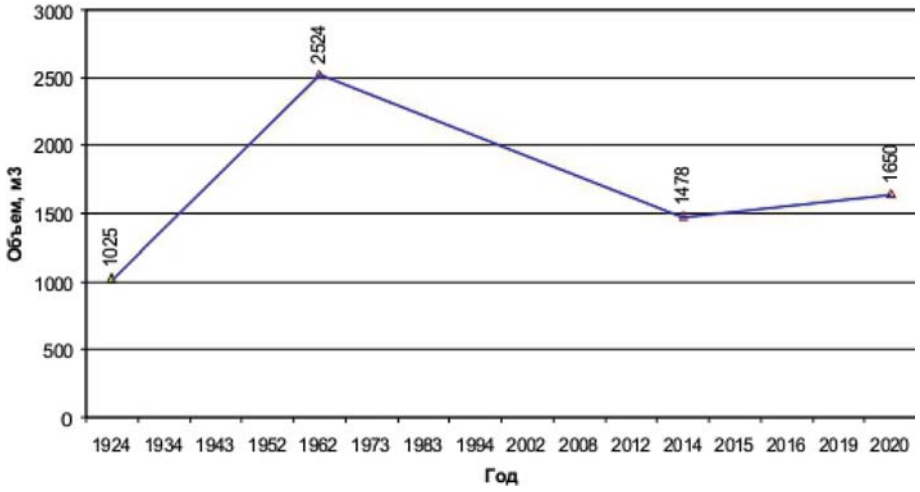

Рис. 15. Изменения объема покровной наледи Аскынской ледяной пещеры
Fig. 15. Changes in the volume of cover ice of the Askyn Ice cave

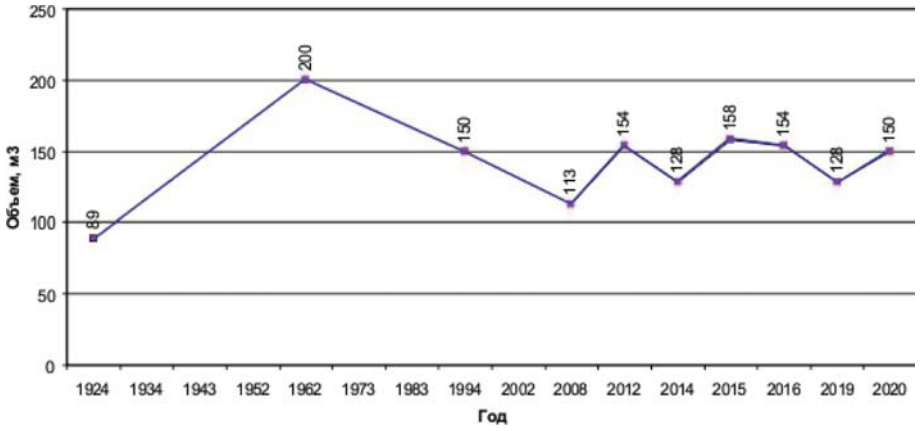

Рис. 16. Изменение объема льда в колоннах Аскынской ледяной пещеры
Fig. 16. Change in the volume of ice in the columns of the Askyn Ice cave

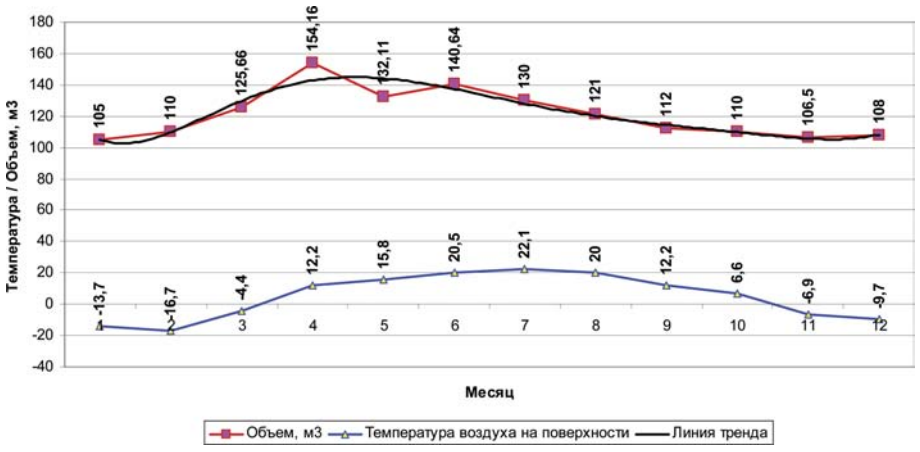

Рис. 17. Изменение объема льда в колоннах Аскынской ледяной пещеры в 2012 г.
Fig. 17. Change in the volume of ice in the columns of the Askyn ice cave in 2012

По данным 2012 г. удалось проследить изменение объема льда в колоннах по месяцам. Резкое уменьшение объема льда в мае объясняется, видимо, интенсивной инфильтрацией талых вод, не успевающих достаточно охладиться, что позже частично компенсируется в июне.

Приведенный график среднемесячных температур на поверхности наглядно показывает влияние запаса холода на сохранение льда в пещере. Запас холода формируется при охлаждении пещер зимним воздухом и реализуется в запасе холода стен и льда [Мавлюдов, 2008; Червяцова и др., 2012].

Объем льда в наледи в среднем на порядок выше объема льда в сталагмитах (рис. 15, 16). Соотношение объемов льда в покровной наледи и в колоннах наглядно характеризуется следующим графиком (рис. 18).

Аномально низкий объем покровной наледи в Аскынской пещере в 1924 г. косвенно подтверждается наличием большого количества вытаявших костей животных [Вахрушев, 1926; Петров, 1926]. По мнению И.К. Кудряшова и Р.А. Салихова [1968], это связано со сведением лесов для нужд металлургии. Действительно, растительность обеспечивает снегозадержание, уменьшает скорость таяния снега весной, способствует сохранению более низких дневных температур воздуха летом, что, в свою очередь, способствует накоплению льда в пещере весной и его сохранению летом.

Изменения, произошедшие с многолетними льдами пещеры с 1962 г., проиллюстрированы О.Я. Червяцовой с соавторами [2012] путем сопоставления фотоматериалов (рис. 19).

Основным фактором уменьшения объема льда в Аскынской ледяной пещере является сокращение запаса холода, накапливаемого стенами пещеры в зимнее время, вызванное постепенным повышением среднегодовой температуры воздуха в регионе с начала 1980-х годов, что наглядно показывает график среднегодовых температур по данным метеорологической станции в г. Уфа (рис. 20). Как правильно подмечено в работе [Червяцова и др., 2012], это повышение среднегодовой температуры происходит главным образом за счет потепления зимних месяцев, когда восполнение запаса холода пещеры особенно актуально (рис. 21).

Надо заметить, что формирование наледи, начиная с 2008 г., проходит в измененных условиях, в результате ежегодной установки экрана на входе в период положительных среднесуточных температур воздуха на поверхности (рис. 5). Сопоставление графиков (рис. 16, 20) показывает положительное влияние этой меры для сохранения льда в пещере. Несмотря на значительное повышение среднегодовых температур воздуха, объем наледи более или менее стабилен.

Кроме того, сохранению льда способствует регулирование потока посетителей сотрудниками РГО начиная с 2018 г. В 2019 г., по данным Г.Ч. Хамитовой, пещеру посетил 3471 экскурсант.

В туристской отрасли Республики Башкортостан делаются попытки экскурсионного использования еще ряда пещер с многолетними наледями — Киндерлинской им. 30-летия Победы, Кутук 4, Ледовой, Урмантау, Ыласын и других. Однако изучение наледей — основного компонента их пещерной среды, не ведется, что, в совокупности, может привести к их полной деградации.

Выводы

1. Основным фактором таяния льда в Аскынской ледяной пещере является повышение среднегодовой температуры воздуха, главным образом,

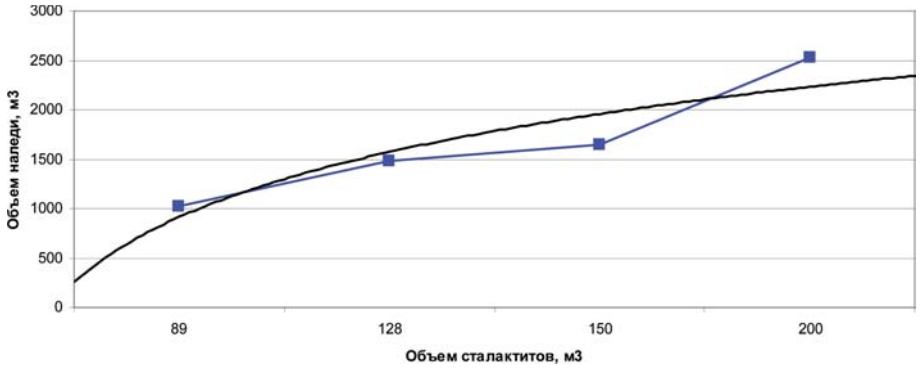

Рис. 18. Соотношение объемов льда Аскынской ледяной пещеры в покровной наледи и в колоннах
Fig. 18. Ratio of ice volumes of the Askyn ice cave in the cover ice and in the columns

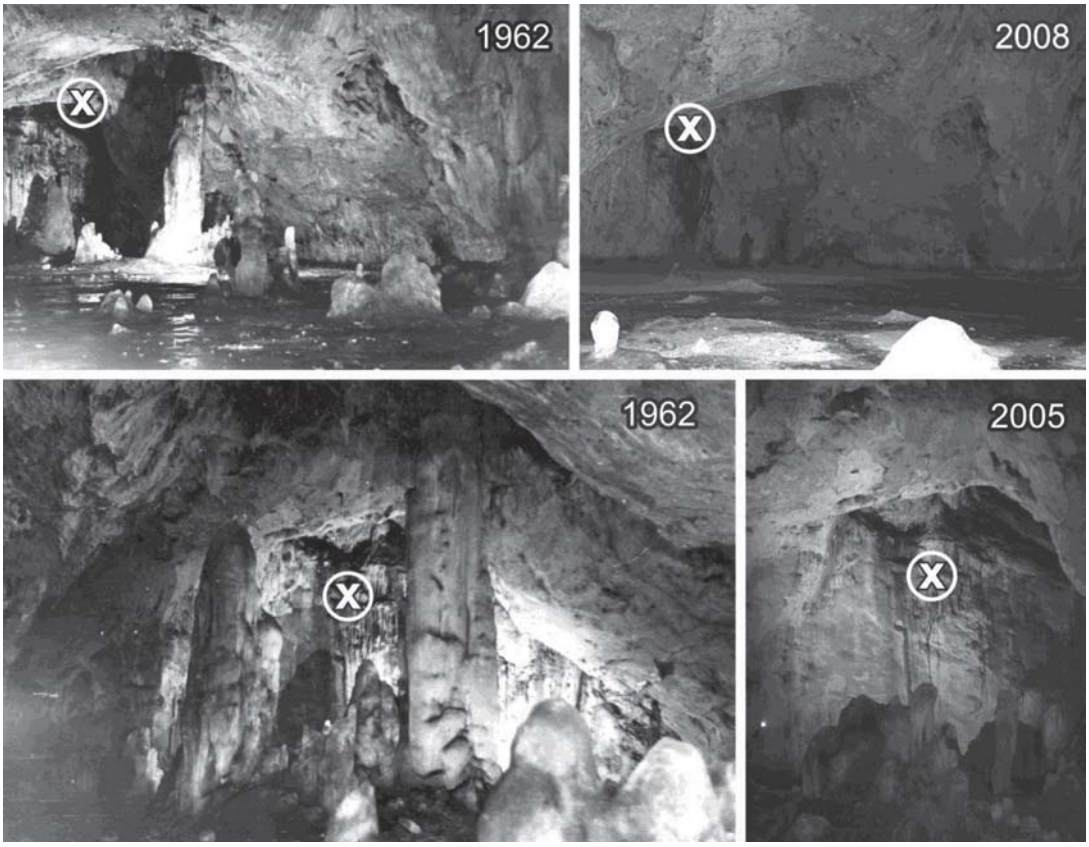

Рис. 19. Изменение в состоянии оледенения пещеры с 1962 (*фото Е.Д. Богдановича*) по 2000-е годы
X — точки сопоставления [Червяцова и др., 2012]

Fig. 19. Change in the state of glaciation of the cave from 1962 (*photo by E.D. Bogdanovich*) to the 2000s
X — points of comparison [Chervyatsova et al., 2012]

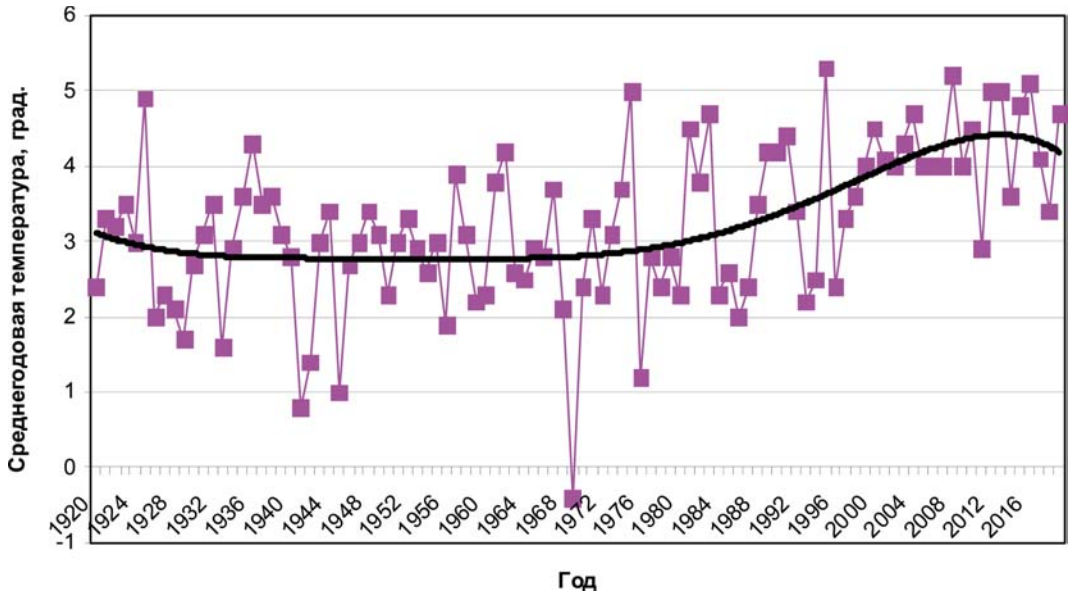

Рис. 20. Среднегодовые температуры воздуха по данным метеостанции в г. Уфа
Fig. 20. Average annual air temperatures according to the weather station in Ufa

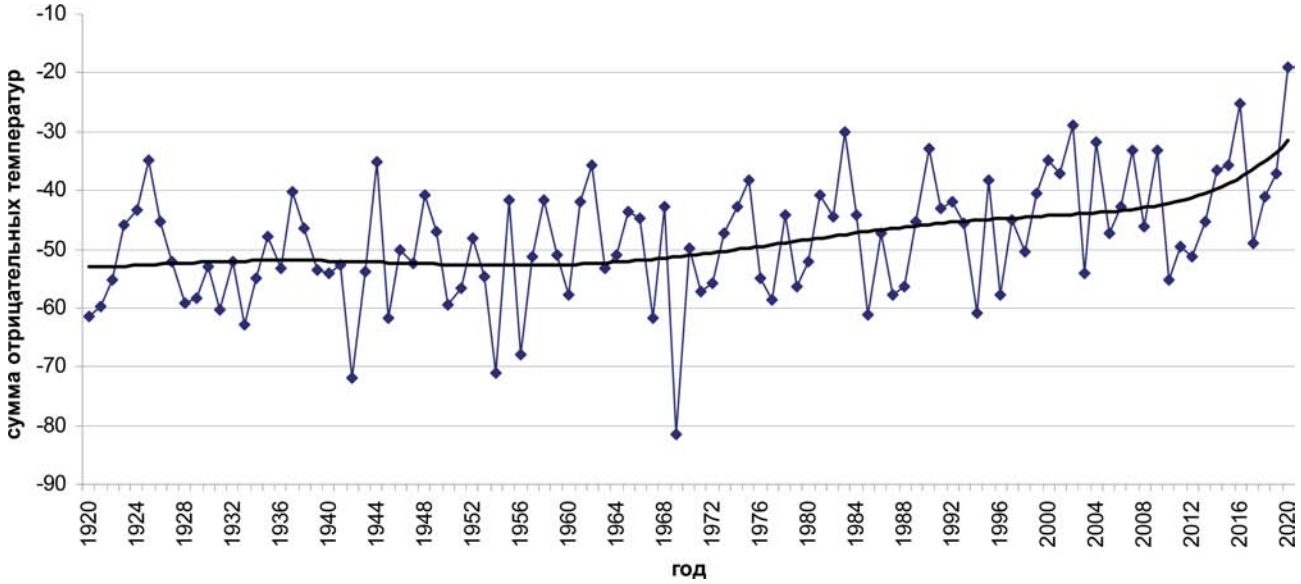

Рис. 21. Сумма температур воздуха зимних месяцев по данным метеостанции в г. Уфа
Fig. 21. The sum of air temperatures in winter months according to the weather station in Ufa

за счет потепления зимних месяцев, в результате чего постепенно сокращается «запас холода», накопленный горными породами в зимнее время. Дополнительным негативным фактором является массовое посещение пещеры.

2. При использовании пещеры в качестве экскурсионного объекта, ее посещение должно быть строго регламентированным и проводиться только в сопровождении экскурсоводов. Также необходима установка автоматических средств регистрации числа посетителей пещеры.

3. Необходимой мерой для сохранения льда в пещере является установка теплоизоляционного экрана на входе в пещеру в летнее время.

4. Для сохранения наледи в пещере необходимо восстановление и сохранение естественного почвенно-растительного покрова на территории, прилегающей ко входу в пещеру и, особенно, над пещерой.

5. Необходима организация и ведение мониторинга пещерной среды и влияющих на нее внешних факторов с применением автоматических приборов фиксации.

Список литературы:

Вахрушев Г.В. Памятники природы, старины и искусств Башкирии // Башкирский краеведческий сборник № 1. Уфа, 1926. С. 43.

Вахрушев Г.В. Ледяные пещеры в карбонатных породах Башкирии // Пещеры. Пермь, 1972. Вып. 12–13. С. 108–117.

Кудряшов И.К. Аскинская ледяная пещера // Путеводитель по Башкирии. Уфа: Башкнигоиздат, 1965. С. 425–430.

Кудряшов И.К., Салихов Р.А. Причины сохранения холода и образования льда в Аскынской пещере // Зап. Баш. Филиала Географического Общества СССР. Уфа, 1968. Вып. 5. С. 68–79.

Кучеров Е.В., Кудряшов И.К. Аскынская ледяная пещера // Памятники природы Башкирии. Уфа: Башкирское кн. изд-во, 1974. С. 275–280.

Мавлюдов Б.Р. Оледенение пещер. М.: Институт географии РАН, 2008. 290 с.

Петров П. Аскинская пещера // Башкирский краеведческий сборник № 1. Уфа, 1926. С. 39.

Путенихин В.П. Тропами первопроходцев // Очерки об исследователях природы Южного Урала и Башкирии. Уфа, 2019. С. 114–142.

Смирнов А.И., Соколов Ю.В. Карст и спелеология // Абдрахманов Р.Ф. и др. Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. С. 301–337.

Соколов Ю.В. Лед в пещерах Башкортостана // Биологическое разнообразие, спелеологические объекты и историко-культурное наследие охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Уфа: Информреклама, 2008. Вып. 3. С. 184–196.

Степанов Ю.И., Тайницкий А.А., Кичигин А.А. Георадарные исследования подземных наледей в пещерах Урала // Комплексное использование и охрана подземных пространств. Пермь: ГИУрОРАН, 2014. 380 с.

Червяцова О.Я., Бадино Дж., Жакова У.В. Оценка причин деградации наледи в Аскынской ледяной пещере // Спелеология и спелестология: Материалы 3-й Международной научной заоч. конф. Наб. Челны: НИСПТР, 2012. С. 14–24.

References:

Chervyatsova O.Ya., Badino J., Zhakova U.V. (2012) Assessment of the causes of ice degradation in the Askynskaya ice cave. *Speleologiya i spelestologiya: Materialy 3-i Mezhdunarodnoi nauchnoi zaoch. konf.* [Speleology and spelestology. Materials of the 3th International scientific correspondence course. conf.]. Nab. Chelny, NISPTR, 14-24. (In Russian).

Kudryashov I.K. (1965) Askinskaya ice Cave. *Putevoditel' po Bashkirii* [Guide-book for Bashkiria]. Ufa, Bashknigoizdat, 425-430. (In Russian).

Kudryashov I.K. Salikhov R.A. (1968) The reasons for the preservation of cold and ice formation in the Askynskaya cave. *Zapiski Bashkirskogo Filiala Geograficheskogo Obshchestva SSSR, Vyp. 5* [Notes of the Bashkir Branch of the Geographical Society of the USSR, Issue 5]. Ufa, 68-79. (In Russian).

Kucherov E.V., Kudryashov I.K. (1974) Askynskaya ice cave. *Pamyatniki prirody Bashkirii* [Natural monuments of Bashkiria]. Ufa: Bashkir Book Publishing House, 275-280. (In Russian).

Mavlyudov B.R. (2008) *Oledenenie peshher* [Glaciation of caves]. Moscow, Institute of Geography RAS, 290 p. (In Russian).

Petrov P. (1926) Askinskaya cave. *Bashkirskii kraevedcheskii sbornik No. 1* [Bashkir local history collection No. 1]. Ufa, p. 39. (In Russian).

Putenikhin V.P. (2019) Paths of the pioneers. *Ocherki ob issledovateljah prirody Juzhnogo Urala i Bashkirii* [Essays on researchers of the nature of the Southern Urals and Bashkiria]. Ufa, 114-142. (In Russian).

Smirnov A.I., Sokolov Yu.V. (2002) Karst and speleology. Abdrakhmanov R.F., Martin V.I., Popov V.G., Rozhdestvensky A.P., Smirnov A.I., Travkin A.I. *Karst Bashkortostana* [Karst of Bashkortostan]. Ufa, Informreklama Publ., 301-337. (In Russian).

Sokolov Yu.V. (2008) Ice in caves of Bashkortosan. *Biologicheskoe raznoobrazie, speleologicheskie ob"ekty i istoriko-kul'turnoe nasledie ohranyaemyh prirodnyh territorii Respubliki Bashkortostan. Vyp. 3* [Biological diversity, speleological objects and historical-cultural heritage of the protected areas of the Republic Bashkortostan. Issue 3.]. Ufa: Informreklama Publ., 184-196. (In Russian).

Stepanov Yu.I., Tainitsky A.A., Kichigin A.A. (2014) Georadar explorations of underground aufeises in caves of the Ural. *Kompleksnoe ispol'zovanie i ohrana podzemnyh prostranstv. Sbornik dokladov Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferencii* [Complex using and protection of underground spaces. collection of reports of the International Scientific and Practical Conference] Perm: Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 65-68. (In Russian).

Vakhrushev G.V. (1926) Monuments of nature, antiquity and arts of Bashkiria. *Bashkirskii kraevedcheskii sbornik No. 1* [Bashkir local history collection No. 1]. Ufa, p. 43. (In Russian).

Vakhrushev G.V. (1972) Ice caves in carbonate rocks of Bashkiria. *Peshchery. Vyp. 12-13* [Caves. Issue 12-13]. Perm', 108–117. (In Russian).

Сведения об авторе:

Соколов Юрий Викторович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: sokolspeleo@mail.ru

About the author:

Sokolov Yuri Victorovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: sokolspeleo@mail.ru