

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК

№ 13

Информационные материалы

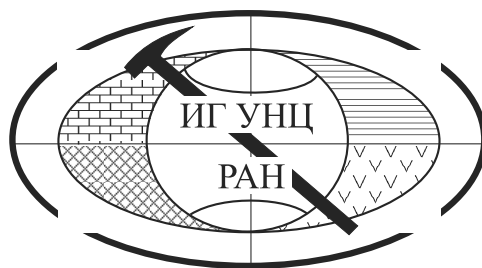
Санкт-Петербург 2017



Российская академия наук
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК № 13

Информационные материалы



Санкт-Петербург
Свое издательство
2017

УДК 55(470.57)

ББК 26.3

Г 35

Геологический сборник № 13. Информационные материалы / ИГ УНЦ
Г 35 РАН. — СПб: Свое издательство, 2017. — 192 с.

ISBN 978-5-4386-1224-7

В сборнике опубликованы результаты исследований сотрудников Института по направлениям геологии, развиваемым в Институте в настоящее время. Кроме того, в сборнике публикуются статьи о знаменитых ученых-геологах, воспоминания сотрудников Института, поздравления нашим юбилярам.

Книга предназначена для специалистов в области геологических наук; может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

Редакционная коллегия:

В.Н. Пучков (ответственный редактор),

Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин

УДК 55(470.57)

ББК 26.3

ISBN 978-5-4386-1224-7

© Институт геологии УНЦ РАН, 2017

I. СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 551.72:550.93:234.853

В. Н. Пучков, Н. Д. Сергеева, А. А. Краснобаев, М. Ю. Аржавитина, А. А. Ратов

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ НОВЫХ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО БАГРУШИНСКОМУ КОМПЛЕКСУ РИОДАЦИТОВЫХ ПОРФИРОВ (ТАРАТАШСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. Полученные SHRIMP и IDTIMS датировки (1348–1370 млн. лет) по цирконам из риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса (БК), для которого ранее предполагался кембрийско-ордовикский возраст, расширяют наши знания о проявлении в регионе кислого вулканизма, связанного с машакским (среднерифейским) магматическим событием. Отложения, вмещающие вулканиты БК с возрастом 1348–1370 млн. лет, не могут быть моложе нижней части среднего рифея, т. е. машакской свиты, которая на западе Кусинского и Бакало-Саткинского районов ранее исследователями не выделялась. При этом не исключено, что вмещающие отложения имеют бакальский (раннерифейский) возраст. Стратиграфический вывод носит предварительный характер и необходимы дополнительные исследования для уточнения геологического строения и направления поисковых работ на полезные ископаемые в регионе.

Ключевые слова: риодацитовый порфир, Багрушинский комплекс, циркон, машакская свита, Южный Урал.

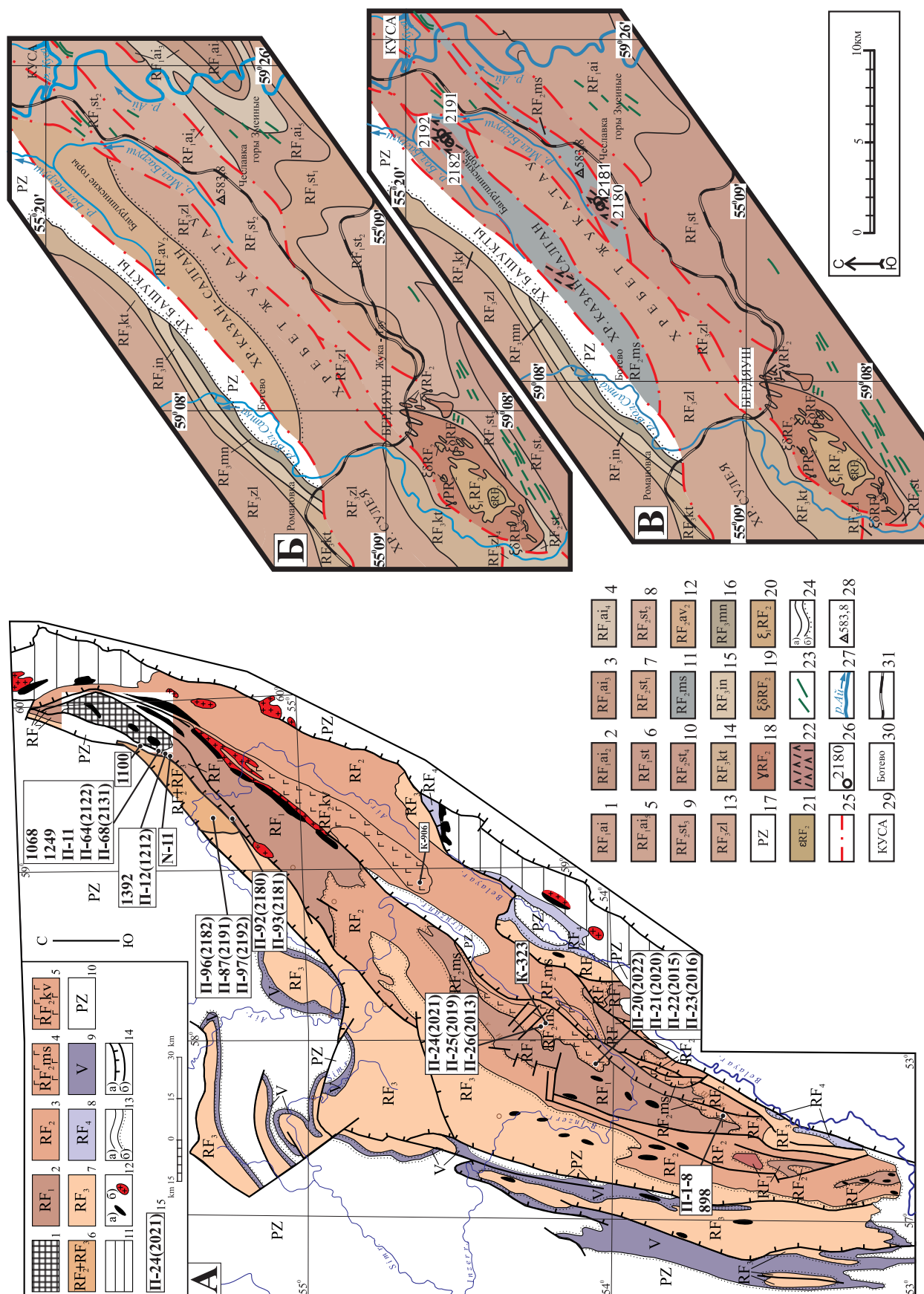
Багрушинский липарит-порфировый комплекс на Южном Урале, включающий в Кусинском районе кислые вулканиты Багрушинских и Змеиных гор и района ст. Чеславка, а также эффузивные и субвулканические образования Нязепетровского района, был выделен И.Л. Лучининым [1973] и А.А. Алексеевым [1984] и отнесен ими к «гранит-липаритовой формации». Основной тип пород формации, по А.А. Алексееву [1984] и И.Л. Лучинину [1973], — липаритовые порфиры в Кусинском районе в виде жил и маломощных даек располагались в полосе распространения отложений саткинской и авзянской свит, соответственно нижнего и среднего рифея (рис. 1А и 1Б).

Для Багрушинского липарит-порфирового комплекса предполагался кембрийско-ордовикский возраст исходя из геологических данных и К-Аг датировки 479 млн. лет липаритового порфира Багрушинских гор [Алексеев, 1984]. Липаритовые порфиры, кроме вышеуказанных точек, обнажены среди кварцевых песчаников, отнесенных к авзян-

ской свите, на хр. Калган-Салган южнее г. Бол. Голая, где они впервые были отмечены В.И. Козловым в 1976 г. при маршрутных исследованиях района и им было сделано предположение, что липаритовые порфиры Багрушинских гор и хр. Калган-Салган являются аналогами машакских субвулканических образований и приурочены к зоне тектонических нарушений, по простиранию связанных с Бердяушским массивом гранитов рапакиви (см. рис. 1А). Предположение В.И. Козлова о возрастной и формационной принадлежности липаритовых порфиров оказалось верным, что показали результаты их изотопно-геохронологического датирования по циркону [Пучков и др., в печати]. Липаритовые порфиры, как их определяли предшественники [Лучинин, 1973; Алексеев, 1984], по содержанию (табл. 1) SiO_2 — 68–72% и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 9,52–12,54% можно отнести (рис. 2) к трахириодацитам и щелочным риодацитам (пантеллеритам) [Петрографический кодекс..., 2008]. Петрографические особенности вулканитов позволяют отнести их к риодацитовым порфирам. Среди изученных пород комплекса присутствуют также дациты, риодациты и риолиты. Термин липарит в настоящее время малоупотребителен.

Для датирования U-Pb методом (SHRIMP-II) цирконов из риодацитовых порфиров нами бы-

© В. Н. Пучков, 2017
© Н. Д. Сергеева, 2017
© А. А. Краснобаев, 2017
© М. Ю. Аржавитина, 2017
© А. А. Ратов, 2017



← Рис. 1. А — Геологическая карта Башкирского мегантиклинория, по [Геологическая карта..., 2002]. Б и В — Геологическая карта юго-западной части Тараташского антиклинория, по [Гарань, 1963; Геологическая карта Урала..., 1979; Геологическая карта..., 2002] (Б), с изменениями и дополнениями авторов (В)

А. 1 — тараташский комплекс (AR-PR₁), 2 — нижний рифей (RF₁); 3–5 — средний рифей (RF₂): 3 — нерасчлененный, 4 — машакская и 5 — кувашская свиты; 6 — нерасчлененные отложения среднего и верхнего рифея (RF₂+RF₃); 7 — верхний рифей (RF₃); 8 — завершающий рифей (RF₄); 9 — венд (V); 10 — палеозойские отложения (Pz); 11 — метаморфический комплекс Уралтау; 12 — габбродолериты (а) и граниты (б); 13 — границы: стратиграфические согласные (а), несогласные (б); 14 — тектонические нарушения: надвиги (а), разломы (б); 15 — местоположение проб на циркон и их номера.

Б и В. 1–10 — нижний рифей (RF₁): 1–5 — отложения айской свиты: 1 — нерасчлененные (RF_{1ai}), подсвиты по [Гарань, 1969]: 2 — липовская (RF_{1ai2}), 3 — чудинская (RF_{1ai3}), 4 — кисеганская (RF_{1ai4}), 5 — сунгурская (RF_{1ai5}); 6–10 — отложения саткинской свиты: 6 — нерасчлененные (RF_{1st}), подсвиты: 7 — нижнекусинская (RF_{1st1}), 8 — верхнекусинская (RF_{1st2}), 9 — половинкинская (RF_{1st3}), 10 — нижнесаткинская (RF_{1st4}); 11, 12 — средний рифей (RF₂), свиты: 11 — машакская (RF_{2ms}), 12 — авзянская (RF_{2av}); 13–16 — верхний рифей (RF₃), свиты: 13 — зильмердакская (RF_{3zl}), 14 — катавская (RF_{3kt}), 15 — инзерская (RF_{3in}), 16 — миньярская (RF_{3mn}); 17 — палеозойские отложения (Pz); 18–21 — Бердяушский массив гранитов (γRF₂) рапакиви (18) и сиенитов (ξRF₂) щелочных (19) и (ξRF₂) нефелиновых (20), 21 — риодацитовые порфиры; 22 — дайки и силлы габбродолеритов; 23, 24 — границы: стратиграфические согласные (23а), несогласные (23б) и тектонические (24); 25 — местоположение проб на циркон и их номера; 26 — реки; 27 — высоты с тригопунктами; 28 — города; 29 — населенные пункты; 30 — железная дорога.

ли отобраны (рис. 1В) пробы на Багрушинских горах — П-87(2191) (55°19'33,1" N, 59°21'22,3" E), П-96(2182) (55°19'20,7" N, 59°20'57,8" E) и П-97(2192) (55°19'27,6" N, 59°21'09,3" E), а также в районе ж/д ст. Чеславка в 700 м к юго-западу от г. Бурилка (отм. 583,8 м, тригопункт) — П-92(2180) и П-93(2181) (55°14'42,9" N, 59°18'31,4" E).

Полученные изотопные датировки риодацитовых порфиров (1348–1370 млн. лет [Пучков и др., в печати]) совпадают по времени с проявлением машакского магматизма и противоречат представлению о кембрийско-ордовикском возрасте Багрушинского комплекса риодацитовых порфиров [Алексеев, 1984] и геологической ситуации, отображенной на геологических картах [Геологическая..., 1979; 2002] (см. рис. 1 А, Б).

Кислые вулканыты Багрушинского комплекса

На Багрушинских горах кислые вулканыты массивного облика, зеленовато-серого цвета в виде невысоких гривок (0,5–1,5 м) прослежены полосой шириной от 4 до 50 м по гребню гор от высоты 522,8 м (тригопункт) на северо-восток на 750 м.

С вмещающими темно-серыми углеродисто-глинистыми сланцами и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, имеющими юго-восточное падение слоистости (120–130° и угол 20–30°), вулканыты залегают согласно. Представлены вулканыты (см. рис. 2) умеренно-щелочным трахириодацитовым порфиром П-87(2191) и щелочными риодацитовыми (пантеллериты) порфирами П-96(2182) и П-97(2192) с зеленовато-серой тонкозернистой основной массой и вкрапленниками кварца и розового полевого шпата, последний разрушен (ожелезнен и гидратизирован, имеет желтовато-бурю окраску). Размер вкрапленников 4×5–5×10 мм. В основной массе отмечаются темно-серые тонкокристаллические участки (размером 2×2–3×4 см). Породы массивные, крепкие. Риодацитовые порфиры проб П-96(2182) и П-97(2192) наиболее раскристаллизованы и являются, видимо, центральной частью субвулканического тела, а трахириодацитовые порфиры пробы П-87(2191) менее кристаллические и могут быть краевой частью субвулканической дайки (силла).

В риодацитовых порфирах П-96(2182) и П-97(2192) основная масса имеет метасферолитовую

Таблица 1
Химический состав риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса (вес. %)

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	П-5	67,10	0,91	12,60	7,80	—	0,05	0,85	4,00	2,70	3,13	0,08	1,28	100,80
2	П-6	70,50	0,63	11,90	5,80	—	0,03	0,54	2,60	4,05	2,50	0,10	1,26	100,18
3	П-20	69	0,54	13,56	1,2	2,44	0,02	1,7	0,8	6,75	1,25	1,1	1,14	99,59
4	П-21	73,6	0,54	10,9	1	2,15	0,03	1,14	1,2	4,73	2,5	0,95	1,24	98,98
5	П-24	74	0,58	9,8	2,15	0,86	0,02	0,85	3	1,35	3,75	0,89	2,38	99,63
6	П-87 (2191)	68	0,17	13,1	1,42	3,25	0,02	0,26	2,1	0,27	9,25	0,24	2	100,12
7	П-92 (2180)	72	0,18	13	1,8	0,36	0,06	0,28	0,8	0,54	10	0,09	1,14	100,26
8	П-93 (2181)	71,1	0,3	13	0,7	0,28	0,02	0,56	0,8	0,54	10	0,09	2	99,39
9	П-96 (2182)	70	0,16	12,5	1,7	0,5	0,02	0,56	0,6	0,54	11,25	0,09	1,4	99,32
10	П-97 (2192)	70	0,2	12,14	1,77	1	0,02	0,84	0,4	0,54	12	0,1	1,52	100,53

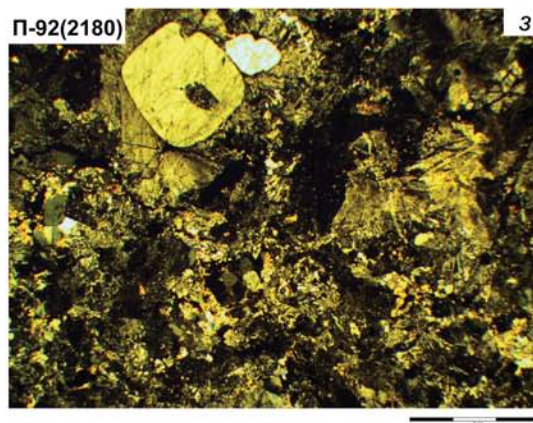
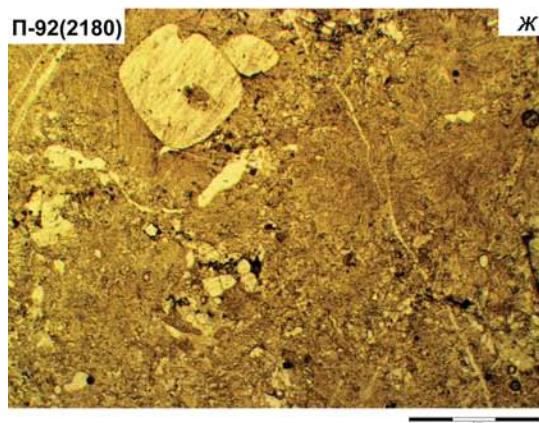
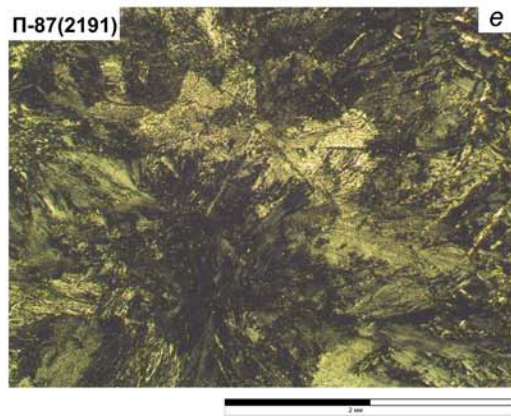
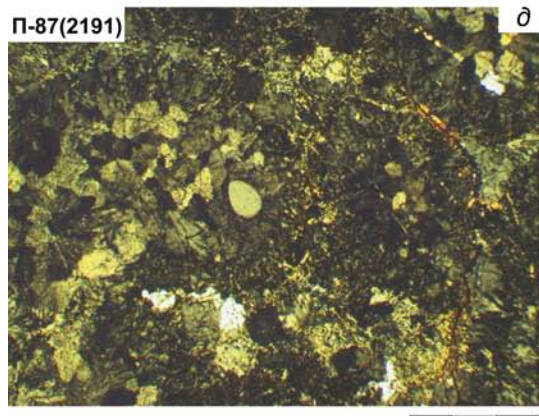
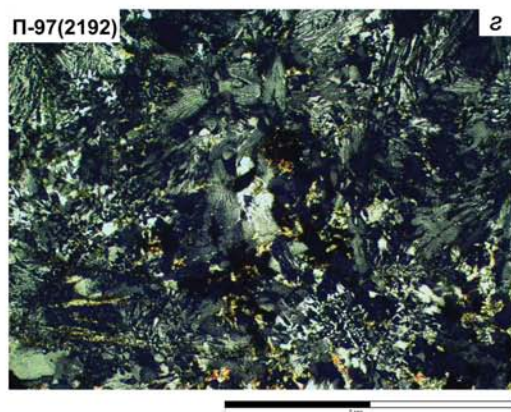
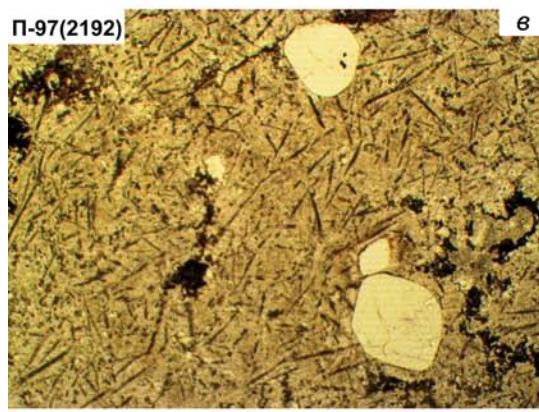
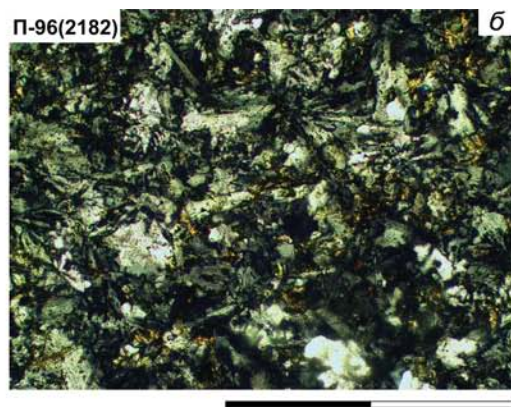
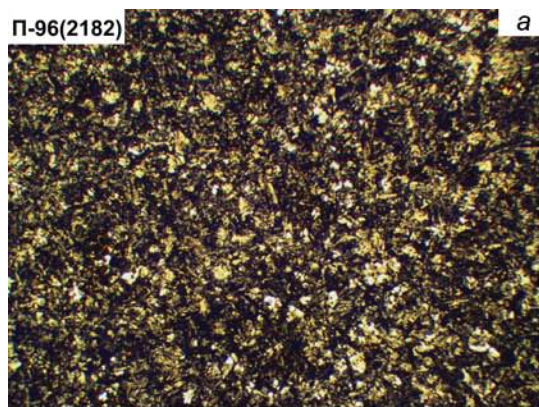


Номера проб на циркон: 1) П-5, 2) П-6, 3) П-20, 4) П-21, 5) П-24, 6) П-87(2191), 7) П-92(2180), 8) П-93(2181), 9) П-96(2182), 10) П-97(2192). Местоположение проб на карте (см. рис. 1А, В).

та длиной до 0,5 мм, между которыми расположены хлорит и цепочки мелких изометричных зерен эпидота. Метасферолиты часто образуются вокруг вкрапленников, представленных кварцем, полевым шпатом и биотитом.

→

6



Вкрапленники кварца изометричной слегка вытянутой формы с оплавленными краями, иногда слабо трещиноватые, содержат газовые включения. По неровным извилистым трещинам отмечаются включения микрозернистой хлоритизированной основной массы. Края вкрапленников нередко обрастают хлоритом и сноповидными каемками калишпата, ширина каемок 0,01–0,02 мм.

Калиевый полевой шпат вкрапленников представлен широкопластинчатыми бесцветными кристаллами, иногда замутненными за счет вторичных изменений. Часто видно трещины спайности в виде ломаной линии, составленной из прямых отрезков. Двойники практически отсутствуют, лишь изредка удается уловить следы простых двойников. Размер кристаллов до 2 см. Кристаллы вкрапленников обычно замещены вторичными минералами: хлоритом, серицитом, эпидотом, кварцем, каолинитом, и часто имеют неровные волнистые ограничения и каемки хлоритового, хлорит-эпидотового и каолинитового состава (ширина каемок колеблется от 0,02 до 0,05 мм).

Биотит представлен удлиненными листоватого облика кристаллами, с неровными краями за счет замещения вторичными минералами, представленными хлоритом, эпидотом, кварцем, лейкоксеном и окисленными рудными минералами. Цвет зеленый и зеленовато-бурый, маскируется вторичным хлоритом. Из вторичных минералов в породе присутствуют также каолинит, анатаз, лейкоксенизированный ильменит и гидроокислы железа по гематиту. Из акцессорных минералов отмечены единичные зерна циркона и апатита.

Трахиродацитовые порфиры пробы П-87(2191) с метасферолитовой структурой основной массы (см. рис. 3д, е) трещиноваты и участками напоминают туф. Метасферолиты сложены игольчатыми кристаллами полевого шпата (см. рис. 3е), ассоциирующими с кварцем, хлоритом и эпидотом. Угасание метасферолитов волнистое. Присутствуют циркон, апатит, лейкоксенизированный ильменит. Порода пронизана нитевидными трещинками, не пересекающими вкрапленники и выполненными хлоритом, гидроокислами железа, слюдястыми минералами.

Кроме того в породе отмечаются многочисленные игольчатые образования не совсем понятного происхождения, выполненные эпидотом и хлоритом, длиной до 0,6 мм, располагающиеся как параллельно волокнам метасферолитов, так и пересекающие их под разными углами. Вкрапленники, аналогично риодацитовым порфирам П-96(2182) и П-97(2192), представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Кварц образует изометричные индивиды (зерна) округлой и прямоугольной формы с оплав-

ленными краями, отмечено срастание нескольких зерен. Единичные зерна кварца имеют заливообразные контуры и иногда на зернах наблюдаются узкие каемки из эпидота и хлорита. Размер вкрапленников кварца колеблется от 0,08 до 0,6 мм.

Калиевый полевой шпат образует таблитчатые кристаллы, часто с неровными краями за счет вторичного изменения кристаллов, большинство из которых полностью хлоритизированы, эпидотизированы и окварцованы, поэтому первичную природу их установить трудно. В единичных зернах отмечены реликты микроклиновой решетки и плагиоклазы. Зерна калиевого полевого шпата трещиноваты, в некоторых случаях по ним развиваются метасферолиты.

Биотит почти нацело замещен вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, серицитом, и установить биотит можно только по продуктам замещения и единичным реликтам. Включения в биотите принадлежат апатиту, циркону, лейкоксенизированному ильмениту.

В районе ж/д ст. Чеславка, где отобраны пробы П-92(2180) и П-93(2181), кислые вулканы в виде отдельных гривок высотой 0,5 м прослежены на 150 м неширокой (около 20 м) полосой северо-восточного простирания. Вмещающие риодацитовые порфиры породы представлены в основном светло-серыми кварцевыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, имеющими азимут падения слоистости ЮВ 140–150° и угол 35–45°. Непосредственного контакта кварцевых песчаников и вулканитов не наблюдалось.

Вулканы в пробе П-92(2180) представлены светло-серыми средне-, крупнозернистыми щелочными риодацитовыми порфирами массивного облика, а в пробе П-93(2181) щелочные риодацитовые порфиры имеют светло-желтовато-серый цвет и аплитовый облик, вкрапленники полевых шпатов в них часто выщелочены. Из-за слабой обнаженности пород не удалось проследить особенности перехода крупнозернистых порфиров в аплитовые разновидности, но по текстурно-структурным признакам крупнозернистые риодацитовые порфиры П-92(2180) могут представлять собой центральную зону, а аплитовые П-93(2181) — краевую часть субвулканической дайки (силла).

В *крупнозернистых риодацитовых порфирах* П-92(2180) основная масса сильно изменена и представлена метасферолитами, плотно прилегающими друг к другу и образующими неровные контуры и иззубренные края. Диаметр сферолитов достигает 0,8 мм. Межсферолитовые пространства выполнены кварцем, хлоритом, серицитом, пренином, эпидотом, а по краям сферолитов нередко сконцентрированы глинистые пылеватые частицы

и гидроокислы железа. В центральной части сферолитов отмечаются мелкие 0,01 мм кристаллы бесцветного флюорита.

Вкрапленники (см. рис. 3ж, з) состоят из кварца и калиевого полевого шпата (ортоклаза). Кристаллы кварца изометричной формы, с округлыми и редко с заливообразными контурами. Часто кристаллы кварца располагаются кучно (3–5–10 кристаллов) и в них встречаются включения циркона и фрагменты измененной основной массы.

Таблитчатые кристаллы (размером до 1,0 мм) калиевого полевого шпата (ортоклаза) трещиноваты и в значительной степени изменены (пелитизированы, серицитизированы, пренитизированы, хлоритизированы и окварцованы). За счет вторичных изменений контуры зерен неровные, по краям их наблюдаются каемки (0,05 мм), состоящие из серицита и хлорита.

Отмечаются акцессорные (циркон и апатит) и рудные минералы (гематит, лейкоксен по ильмениту). Весь шлиф пронизан сетью мелких неровных микротрещин, выполненных глинистым материалом и рудной пылью. В основной массе отмечаются субпараллельные и пересекающиеся трещины (толщиной 0,01–0,02 мм), заполненные кварцем и секущие метасферолиты.

Риодацитовый порфир П-93(2181) аплитового облика, в значительной степени измененный, состоит из вкрапленников кварца, представленных изометричными зернами (0,05–0,9 мм) с оплавленными краями и с заливообразными контурами, и широко таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата, замещенного серицитом и хлоритом, реже кварцем. Основная масса сложена мелкими удлинёнными кристаллами игольчатого облика, полностью замещенными серицитом и хлоритом. Промежутки между кристаллами выполнены хлоритом (по вулканическому стеклу) и в меньшей степени кварцем. По всему шлифу неравномерно расположены субпараллельные и пересекающиеся микротрещины, выполненные микрозернистым эпидотом и хлоритом. В редких зернах наблюдаются циркон, апатит, анатаз, ильменит.

Риодацитовые порфиры Багрушинских гор и района ст. Чеславка являются, согласно полученным датировкам, возрастными аналогами машакских магматических пород среднего рифея. Сам комплекс риодацитовых порфиров, или гранит-липаритовая формация в изначальной трактовке [Алексеев, 1984], распадается на среднерифейский (собственно) Багрушинский комплекс риодацитовых порфиров и развитый к северу от Башкирского мегантиклинория Нязепетровский комплекс эффузивных и субвулканических образований кембрийско(?)–ордовикского возраста.

В Тараташском антиклинории (Кусинский и Бакало-Саткинский районы) магматизм машакского уровня среднего рифея проявлен достаточно широко (см. рис. 1А) и представлен габбродолеритами (пробы N-11 и 1249), порфиритами трахибазальтовыми (пробы 1100 и П-12) и базальтовыми (пробы П-11, 1068 и П-68(2131)), реже гранодиоритами (проба 1392) и сиенитами (проба П-64(2122)). Кроме того, с машакским магматическим циклом связано формирование Бердяушского массива гранитов рапакиви [Краснобаев и др., 2011], габбродолеритов Главной Бакальской дайки [Ernst et al., 2006] и крупного силла габбродолерита на южной окраине г. Кусы [Эрнст и др., 2008]. К этому же уровню относится и Кусинско-Копанский расслоенный габбровый комплекс, датированный как 1385 ± 25 млн. лет, и Рябиновские граниты в контакте с этими габбро, имеющие датировку 1386 ± 40 млн. лет [Краснобаев и др., 2006]. Все это свидетельствует о значительной роли машакского события в формировании геологического строения региона.

Вмещающие отложения

Стратиграфическое положение отложений, вмещающих риодацитовые порфиры Багрушинского комплекса, трактовалось предшественниками различно. Полоса карбонатно-терригенных отложений Багрушинских гор в междуречье Бол. и Мал. Багруша и далее на юго-запад по хр. Калган-Салган была отнесена к авзянской свите среднего рифея (см. рис. 1А, Б) [Гарань, 1963; Геологическая карта..., 1979; Геологическая карта..., 2002].

Светлые кварцевые песчаники, слагающие гору Бурилка (отм. 583,8 м, тригопункт) западнее ст. Чеславка, прослеживаются вдоль тектонического разлома на северо-восток непрерывной полосой через гору Макуриха, ур. Налимов Мыс до горы Меховая включительно (см. рис. 1Б). На горе Меховой песчаники и песчанистые доломиты были выделены Б.М. Келлером [Стратотип..., 1983] в меховую подсвиту в составе саткинской свиты нижнего рифея выше верхнекусинской подсвиты. Песчаники меховой подсвиты В.И. Козловым с соавторами [Нижний рифей..., 1989] были сопоставлены по акцессорным минералам с песчаниками каратакинской толщи авзянской свиты среднего рифея, также в составе авзянской свиты эти отложения были закартированы геологами-поисковиками (при поисково-ревизионных работах в 1972–1977 гг. на железо, медь, цинк и свинец) на Багрушинском и Кисеганском разведочных участках.

Неопределенность стратиграфической позиции отложений, относимых к авзянской свите в западной части Кусинского и Бакало-Саткинского

районов, связана с их значительной фациальной изменчивостью в сравнении со стратотипом [Стратиграфические схемы..., 1993; Козлов, Ларионов, 1988]. Для фациальных аналогов авзянской свиты в Бакальской синклинали, Кукшикской и Калган-Салганской антиклиналях М.И. Гаранем [1963] было предложено деление на местные толщи (снизу): 1) рябиновская (доломиты), соответствующая катаклинской подсвите; 2) кукшикская и 3) багрушская (песчаники, алевролиты, сланцы), сопоставленные с малоинзерской подсвитой; 4) каменная (доломиты и доломитизированные известняки), сопоставленная с ушаковской; 5) узунская (песчаники, алевролиты и сланцы, сверху доломиты) — аналог куткурской и реветской подсвит стратотипа.

Однако прецизионные датировки цирконов (1348–1370 млн. лет) из риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса, полученные в настоящее время, противоречат представлениям о принадлежности пород, вмещающих риодацитовые порфиры, к авзянской свите.

Авторы полагают, что возможны два варианта стратиграфической позиции вмещающих отложений. Породы можно отнести к бакальской свите и тогда мы, как и в случае с авзянской свитой Кукшикской и Калган-Салганской антиклиналей, имеем значительно измененный фациальный аналог бакальской свиты нижнего рифея.

Вполне вероятным вариантом стратиграфической позиции для вмещающих риодацитовые порфиры пород представляется отнесение их к машакской свите среднего рифея. Светло-серые кварцевые песчаники и алевролиты, черные углеродисто-глинистые сланцы, слагающие Багрушинские горы, хр. Калган-Салган, а также песчаники, прослеженные на горах Бурилка, Макуриха, Меховая и в урочище Налимов Мыс (см. рис. 1В), и риодацитовые порфиры самого Багрушинского комплекса мы предлагаем рассматривать в составе машакской свиты, которая слагает узкие тектонические блоки среди существенно карбонатных отложений саткинской свиты нижнего рифея (см. рис. 1В). Мощность отложений машакской свиты в тектонических блоках ориентировочно 500 м.

В Тараташском антиклинории отложения машакской свиты ранее не выделялись, а ее аналоги, представленные метаморфизованными эффузивами основного и кислого состава, метаморфическими сланцами, кварцитами и редко конгломератами, мощность которых около 2000 м, отвечают кувашской свите и распространены восточнее Тараташской структуры: в Иремель-Кувашском и Таганайско-Уфалейском антиклинориях. Преобладающая роль в составе кувашской свиты принадлежит липа-

ритовым (риолитовым) порфирам. По циркону из липаритовых (риолитовых) порфиров по р. Березяк у д. Тюлюк (проба К906, см. рис. 1А) получены SHRIMP датировки с интегральным возрастом 1382 ± 11 млн. лет [Краснобаев и др., 2013].

Риодацитовые порфиры Багрушинского комплекса имеют наиболее молодую (1348 млн. лет) датировку, что позволяет сделать предположение, что кислый вулканизм в машакское время происходил неоднократно и Багрушинский комплекс может представлять собой более поздний, завершающий этап вулканизма и в целом магматизма в среднем рифее.

Существуют некоторые петрографические и петрохимические особенности кислых вулканитов машакского уровня раннего и позднего этапов вулканизма в различных структурах Башкирского мегантиклинория. Так, кислые вулканиты кувашской свиты в Иремель-Кувашском и Таганайско-Уфалейском антиклинориях более метаморфизованы по сравнению с вулканитами машакской свиты Ямантауского и Тараташского антиклинориев. В кислых вулканитах с порфировой структурой машакского комплекса Ямантауского антиклинория, по данным [Парначев и др., 1986], фенокристы представлены исключительно таблитчатыми выделениями полевого шпата, количество которых не превышает 10%, а фенокристаллы кварца в качестве выделений не встречаются. Для риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса Кусинского района в Тараташском антиклинории, напротив, наряду с полевым шпатом наблюдается значительное количество вкрапленников кварца. По петрохимическому составу риодацитовые порфиры Тараташской структуры (см. табл. 1 и рис. 2) относятся к высокощелочным (пантеллериты) разностям в отличие от нормально щелочных кислых вулканитов Ямантауского антиклинория.

По изотопно-геохронологическим данным и геохимическим исследованиям редкоземельных элементов (РЗЭ), наиболее инертных к процессам преобразования пород, вулканические и интрузивные образования машакского уровня хорошо сопоставляются

Исследования элементов-примесей магматических пород среднего рифея проведены масс-спектральным (масс-спектрометр Elan-6100 «Perkin Elmer») и атомно-эмиссионным (спектрометр Optima-4300 DV «Perkin-Elmer») методами в лабораториях ФГУП «ВИМС» (г. Москва) и ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

Состав и содержание (г/т) редкоземельных элементов в кислых вулканитах машакского магматического комплекса среднего рифея приведены в таблице 2. Особенности распределения РЗЭ

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в кислых вулканитах машакской свиты среднего рифея (г/т)

Проба Элементы	П-20	П-21	П-24	П-92	П-5	П-6	К-323	К-898	К-906
La	11	69	66	186,14	139,154	24,98	67,463	61,951	61,518
Ce	28	130	130	631,77	304,804	55,153	92,63	125,062	130,393
Pr	4	14	13	44,89	31,142	7,942	16,812	20,424	18,774
Nd	18	45	41	153,56	116,727	31,957	66,1	78,926	72,697
Sm	5,1	6,7	6,2	25,88	24,165	6,26	12,398	14,508	12,804
Eu	1,9	1,4	1,4	3,38	4,029	1,065	2,021	2,522	2,164
Gd	6	4,7	4,5	29,28	16,892	6,875	10,554	13,722	10,865
Tb	0,99	0,59	0,63	3,11	1,997	1,138	1,567	2,157	1,649
Dy	5,8	2,8	2,9	13,64	10,912	7,933	9,679	13,743	10,026
Ho	1,1	0,47	0,45	2,56	2,135	1,728	2,028	2,854	2,106
Er	3,1	1,4	1,3	7,54	6,441	5,337	6,109	8,15	6,399
Tm	0,42	0,18	0,18	1,18	1,00	0,844	0,956	1,232	1,022
Yb	2,8	1,6	1,5	7,54	6,684	5,818	6,479	7,998	7,027
Lu	0,37	0,22	0,23	1,05	1,040	0,917	0,976	1,19	1,114
Σ PЗЭ	88,58	278,06	269,29	1111,52	667,123	157,947	295,772	354,439	338,558
Σ La / Σ Sc	9,118	75,882	77,882	58,715	39,023	9,293	16,736	15,42	18,21

Примечание: Анализы выполнены в лабораториях ФГУП «ВИМС» (г. Москва) и ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

отображены на спайдер-диаграммах, построенных с нормированием содержания PЗЭ (рис. 4) к хондриту по [Sun, McDonough, 1989].

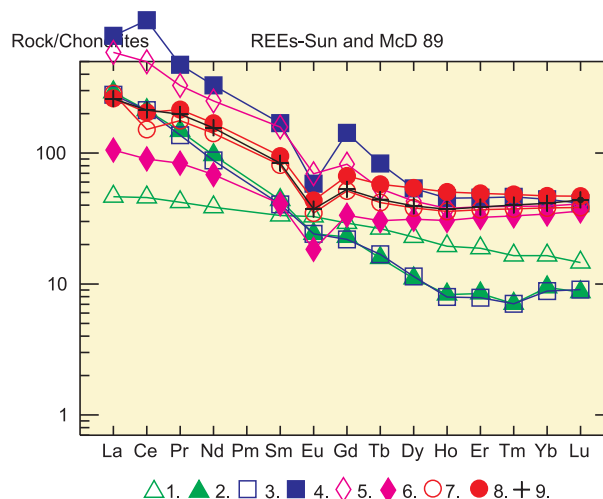
Как следует из табл. 2 кислые вулканиты машакского комплекса среднего рифея имеют полные спектры PЗЭ, при этом содержание легких лантаноидов (Σ La = La + Ce + Pr + Nd) значительно выше тяжелых (Σ Sc = Er + Tm + Yb + Lu). Распределение PЗЭ (см. рис. 4) в кислых вулканитах машакской свиты среднего рифея характеризуется значительной концентрацией легких лантаноидов и четким минимумом Eu, который относится к когерентным элементам, изоморфно входящим в кристаллическую структуру плагиоклаза. Это свойство позволяет рассматривать Eu в качестве реперного элемента-примеси при определении источника вещества магмы и условий ее формирования. Для этих целей в статье используются данные геохимии PЗЭ не только кислых вулканитов, но и базальтов, и комагматических вулканитам интрузивных образований.

Так, становление гранитов Ахмеровского массива [Краснобаев и др., 2008], габбро Бердяшского плутона и долеритов Главной Бакальской дайки [Ernst et al., 2006], надежно датированные в последние годы [Краснобаев и др., 2011, 2013; Ernst et al., 2006; Ронкин и др., 2005; Синдерн и др., 2003], совпадает во времени с формированием базальтоидных, риодацитовых и риолитовых магм, что позволяет считать породы интрузий комагматами машакских вулканитов.

Состав и содержание PЗЭ в магматических породах перечисленных выше интрузивных массивов

Рис. 4. Распределение PЗЭ в кислых вулканитах машакского комплекса среднего рифея

Привязка проб: 1) П-20 и 2) П-21 — г. Дунаусунган; 3) П-24 и 7) К-323 — р. Кузьелга; 4) П-92 — г. Бурилка западнее ст. Чеславка; 5) П-5, 6) П-6 и 8) 898 — хр. Бол. Шатак, ур. Матвеев Залавок; 9) К-906 — р. Березяк, д. Тюлюк. Местоположение проб П-5 и др. см. рис. 1.



и базальтоидных магм приведены в таблице 3 и 4, а характер распределения РЗЭ отражен на спайдер-диаграммах (рис. 5, 6).

По особенностям распределения РЗЭ машакские базальты, граниты Ахмеровского массива, габбро Бердяушского плутона и Главной Бакальской дайки (см. рис. 5) находятся в поле кислых вулканитов машакской и кувашской свит (см. рис. 6), что допускает общность их происхождения. Однако отчетливый минимум по Eu, ярко выраженный в базальтах и риодацитовых порфирах, присутствует только в гранитах Ахмеровского массива и отсутствует в габбро Бердяушского плутона и Главной Бакальской дайки.

Вероятно, большая часть Eu была сконцентрирована в составе плагиоклаза уже на этапе кристаллизации габбро (1410–1390 млн. лет [Краснобаев и др., 2011]). Позднее и достаточно синхронно происходит генерация гранитных, базальтовых и риолитовых магм. Становление гранитов Ахмеровского и Бердяушского плутонов происходит в интервалах 1413 ± 46 – 1381 ± 23 млн. лет [Краснобаев и др., 2007] и 1410–1360 млн. лет [Краснобаев и др., 2011] соответственно, и проявление базальтоидного и риолитового вулканизма машакского и кувашского комплексов — в период 1348–1383 млн. лет [Пучков и др., 2009; Puchkov et al., 2013, Пучков и др., в печати]. Близость изотопно-геохронологических и геохимических признаков позволяет считать образования кислого и базальтоидного вулканизма комаматами интрузий гранитов и габброидов Ахмеровского и Бердяушского плутонов.

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов в гранитах Ахмеровского (К913) массива и габбро Главной Бакальской дайки (EQ03-07-01) и Бердяушского плутона (EQ03-09-01 и EQ03-09-02), (г/т)

Номер пробы Элементы	К-913	EQ03-07-01	EQ03-09-01	EQ03-09-02
La	51,062	13,5	12,9	11,4
Ce	113,954	31,9	31,7	28,9
Pr	16,8	3,86	4,06	3,71
Nd	61,755	17,7	19,1	17,4
Sm	10,979	4,5	5,1	4,5
Eu	1,645	1,69	1,88	1,71
Gd	9,763	4,6	5,1	4,8
Tb	1,513	0,8	0,8	0,8
Dy	9,615	4,2	4,5	4,1
Ho	1,951	0,8	0,8	0,8
Er	5,677	2,3	2,3	2,2
Tm	0,84	0,31	0,33	0,29
Yb	5,486	1,9	2,0	1,7
Lu	0,803	0,26	0,26	0,25
Σ РЗЭ	291,843	88,32	90,83	82,56
Σ La/ Σ Sc	19,02	14,04	13,86	13,83

Примечание: Использованы данные для проб: К-913 [Краснобаев и др., 2008] и EQ03-07-01, EQ03-09-01 и EQ03-09-02 [Ernst et al., 2006].

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в базальтах машакской свиты среднего рифея (г/т)

Проба Элементы	П-1	П-2	П-3	П-4	П-5	П-6	П-7
La	13,736	12,875	19,185	24,20	139,154	24,98	12,097
Ce	34,924	24,421	34,654	54,524	304,804	55,153	30,981
Pr	4,583	4,274	5,745	8,705	31,142	7,942	4,07
Nd	21,217	19,848	25,625	35,46	116,727	31,957	18,76
Sm	5,325	5,027	5,63	8,381	24,165	6,26	4,806
Eu	1,802	1,567	1,939	1,602	4,029	1,065	1,63
Gd	6,003	5,858	5,997	8,41	16,892	6,875	5,458
Tb	0,959	0,91	0,892	1,396	1,997	1,138	0,88
Dy	6,406	6,063	5,897	9,357	10,912	7,933	5,844
Ho	1,321	1,252	1,188	2,188	2,135	1,728	1,210
Er	3,665	3,493	3,181	7,50	6,441	5,337	3,397
Tm	0,522	0,494	0,436	1,266	1,00	0,844	0,487
Yb	3,497	3,197	2,735	9,475	6,684	5,818	3,190
Lu	0,517	0,478	0,384	1,561	1,040	0,917	0,461
Σ РЗЭ	104,476	89,757	113,49	174,024	667,123	157,947	93,274
Σ La / Σ Sc	9,079	8,016	13,419	6,206	39,023	9,293	8,746

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ УРО РАН (г. Екатеринбург)

Рис. 5. Распределение РЗЭ в вулканитах машакского комплекса среднего рифея, гранитах Ахмеровского массива и габбро Бердяшского плутона и Главной Бакальской дайки [Ратов, 2016]

1 — Главная Бакальская дайка, 2, 3 — Бердяшский плутон; 4 — Ахмеровский массив; 5 — поле вулканитов машакского комплекса

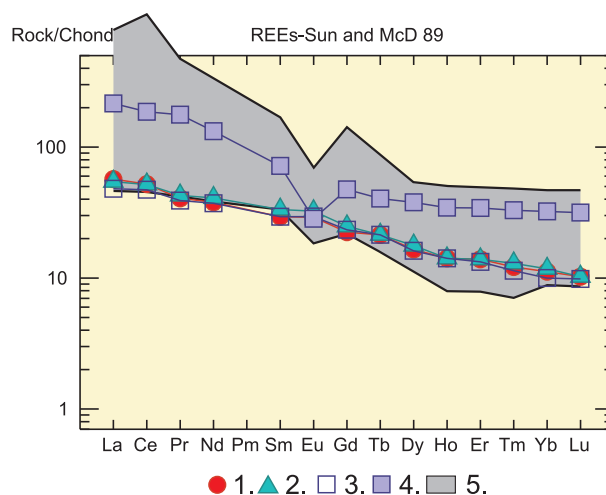
Заключение

Согласно полученным датировкам (1348–1370 млн. лет) риодацитовые порфиры Багрушинских гор и района ст. Чеславка являются возрастными аналогами машакских магматических пород среднего рифея, а сам комплекс распадается на среднерифейский (собственно) Багрушинский комплекс риодацитовых порфиров и Нязепетровский комплекс эффузивных и субвулканических образований кембрийско(?)–ордовикского возраста.

В эволюции машакского вулканизма выделяется два этапа его проявления: 1382–1386 млн. лет для дацитов, риодацитов и риолитовых порфиров машакского и кувашского комплексов [Краснобаев и др., 2013] и 1348–1370 млн. лет для риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса [Пучков и др., в печати]. Ранее временные этапы в эволюции вулканизма ($732,1 \pm 1,7$ млн. лет и $707,0 \pm 2,3$ млн. лет) были выявлены для метабазальтов игонинской свиты аршиния [Краснобаев и др., 2012; Пучков и др., 2013].

Генерация магм гранитов Ахмеровского и Бердяшского массивов, базальтов и риодацитов машакского и кувашского комплексов происходила синхронно во временном интервале 1348–1410 млн. лет [Краснобаев и др., 2007, 2011; Пучков и др., 2009; Puchkov et al., 2013; Пучков и др. в печати], что и могло предопределить корреляционную геохимическую связь гранитов, базальтов и риодацитовых порфиров.

Стратиграфическое следствие новой датировки Багрушинского комплекса риодацитовых порфиров приводит к необходимости пересмотра геологической позиции отложений, отнесенных предшественниками к авзянской свите, в западной части Кусинского района, где расположены точки проб П-87(2182), П-96(2191), П-97(2192). Отложения, вмещающие вулканиты Багрушинского комплекса с возрастом 1348,6–1370 млн. лет, не могут



быть моложе низов среднего рифея, т.е. машакской свиты, которая в западной части Кусинского и Бакало-Саткинского районов ранее исследователями не выделялась. При этом не исключено, что вмещающие отложения имеют бакальский (ранне-рифейский) возраст (см. рис. 1).

В машакскую (бакальскую?) свиту предлагается выделить светлые кварцевые песчаники и алевриты, черные углеродисто-глинистые сланцы, слагающие Багрушинские горы, хр. Калган-Салган, а также песчаники, слагающие горы Бурилка, Макуриха, Меховая и в ур. Налимов Мыс (см. рис. 1В), и риодацитовые порфиры Багрушинского комплекса. Тектонические блоки с машакской (бакальской?) свитой располагаются в поле существенно карбонатных отложений саткинской свиты нижнего рифея (см. рис. 1В).

Стратиграфический вывод носит предварительный характер. Необходимы дополнительные исследования распространения, состава и мощности машакской (или бакальской) свиты в западной

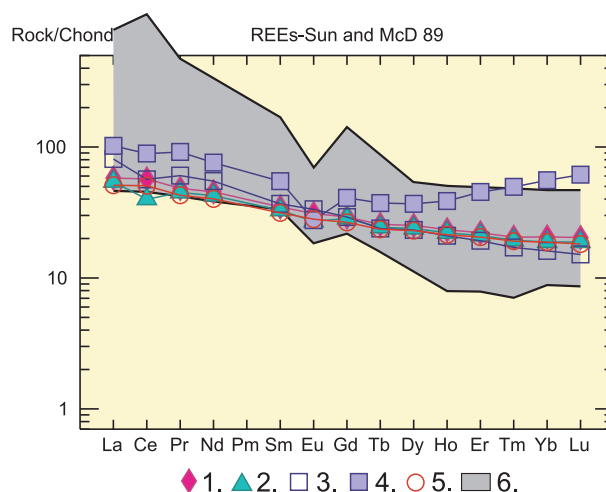


Рис. 6. Распределение РЗЭ в вулканитах основного и кислого состава машакского комплекса среднего рифея

1–5 — метабазальты хр. Бол. Шатак, номера проб: 1) П-1, 2) П-2, 3) П-3, 4) П-4, 5) П-7; 6 — поле кислых вулканитов

части Кусинского района, что позволит уточнить геологическое строение и направление поисковых работ на полезные ископаемые в регионе.

Исследования проведены в рамках Госзадания ФАНО № 0252-2014-0002.

Литература:

- Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 136 с.
- Гарань М.И.** Стратиграфия СССР: Верхний докембрий. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — С. 114–161.
- Гарань М.И.** Нижний и средний докембрий // Геология СССР. — М.: Недра, 1969. — Т. 12, Ч. 1, Кн. 1: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. — С. 64–149.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. N-40(41) — Уфа, М 1:1 000 000 (новая серия). / *Под ред. В.И. Козлова.* — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.
- Геологическая карта Урала, М 1:500 000 / *Под ред. И.Д. Соболева.* — Свердловск, 1979.
- Козлов В.И., Ларионов Н.Н.** Строение стратотипа среднерифейской авзянской свиты (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 7. — С. 222–226.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н.** Ахмеровский гранитный массив — представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. — 2007. — Т. 418, № 2. — С. 1–6.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П.** Цирконовый возраст габбро Кусино-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник—2005 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2006. — С. 300–330.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н.** Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Матер. Международ. науч. конф. / III Чтения памяти С.Н. Иванова. — Екатеринбург: УрО РАН, 2008. — С. 61–63.
- Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В.** Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяушского плутона (Южный Урал) в свете новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных // Записки РМО. — 2011. — Ч. СXXX, № 2. — С. 59–73.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.** Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. — 2012. — № 4. — С. 127–140.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П.** Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний — средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2013. — Т. 21, № 5. — С. 3–20.
- Лучинин И.Л.** Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: ИГ БФАН СССР, 1973. — Вып. 21. — С. 76–81.
- 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. — 240 с.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.** Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). — Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1986. — 103 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — Изд. 2. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М., Козлов В.И., Давыдов В.И., Лепехина Е.Н., Нехорошева А.Г.** Новые U-Pb датировки машакской свиты Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 3–14.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.** Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы ее обустройства: Матер. Всерос. конф. — М.: ГИН РАН, 2013. — С. 70–73.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Шокальский С.П.** Цирконы, возраст и геологическое положение риодацитовых порфиров Багряшинского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. — В печати.
- Ратов А.А.** Геохимия вулканогенных образований машакского комплекса среднего рифея на Южном Урале // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Матер. IV Всерос. молодежн. Геол. конф., г. Уфа, сент. 2016 г. — СПб: Свое издательство, 2016. — С. 118.
- Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П., Попова О.Ю.** Основные геохимические характеристики гранитов-рапакиви и ассоциирующих пород Бердяушского плутона (тектоно-магматическая позиция и типология) // Ежегодник—2004 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2005. — С. 211–220.
- Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У.** и др. U-Pb датирование единичных кристаллов цирконов с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ на примере нефелиновых сиенитов Бердяушского массива, Южный Урал // Матер. II Российск. конф. по изотопн. геохронол. — СПб., 2003. — С. 461–465.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / *Б.М. Келлер, В.И. Козлов, М.Е. Раабен, Е.М. Аксенов, С.Г. Морозов, Л.Ф. Солонцев, А.П. Казак, С.В. Младших, М.А. Гаррикс.* — М.: Наука, 1983. — 183 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Межведомственный Стратиграфический Комитет России. — Екатеринбург, 1993. — 151 схема, 152 с.
- Эрнст Р., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А.** Рекогносцировочное Ag-Ag датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири

и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Матер. МТК. — М.: ГЕОС, 2008. — С. 320–321.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Yamilton V. 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: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 119–161.

Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., V.I. Kozlov, Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. — 2013. — V. 174. — P. 109–124. — <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.021>.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins. — L.: Geological Society of London, 1989. — N 42. — P. 313–345.

Сведения об авторах:

Пучков Виктор Николаевич, Институт геологии Уфимского научного центра (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа, E-mail: puchkv@ufaras.ru.

Сергеева Нина Дмитриевна, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа, E-mail: riphey@ufaras.ru.

Краснобаев Артур Антонинович, Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: krasnobaev@igg.uran.ru.

Аржавитина Муза Юлиановна, Башкирский государственный университет, г. Уфа.

Ратов Александр Александрович, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: ratov1990@icloud.com.

STRATIGRAPHIC CONSEQUENCES OF NEW ISOTOPE-RADIOCHRONOLOGIC DATA ON RHYODACITE PORPHYRIES OF THE BAGRUSHA COMPLEX (TARATASH ANTICLINORIUM, SOUTHERN URALS)

V.N. Puchkov, N.D. Sergeeva, A.A. Krasnobaev, M. Yu. Arzhavitina, A.A. Ratov

Puchkov Viktor Nikolaevich, Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre RAS (IG UNC RAS), Ufa. E-mail: puchkv@ufaras.ru.

Sergeeva Nina Dmitrievna, Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre RAS (IG UNC RAS), Ufa. E-mail: riphey@ufaras.ru.

Krasnobaev Artur Antoninovich, Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS), Ekaterinburg. E-mail: krasnobaev@igg.uran.ru.

Arzhavitina Muza Yulianovna, Bashkirian State University, Ufa.

Ratov Aleksandr Aleksandrovich, Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre RAS (IG UNC RAS), Ufa. E-mail: ratov1990@icloud.com.

Abstract. Recently acquired SHRIMP and IDTIMS dates (1348–1370 Ma) after zircons from rhyodacite porphyries of the Bagrusha complex (BC), which previously was thought to be Cambrian-Ordovician, extend our knowledge on manifestations of the acid volcanism, connected with the Mashak (Middle Riphean) magmatic event. The deposits, hosting the volcanics of the BC with the age of 1348–1370 Ma cannot be younger than the lower part of the Middle Riphean, i.e. Mashak Formation, which was not established by previous researchers in the western part of the Kusa and Bakal–Satka areas. At that, it is not excluded that the host deposits have a Bakal (Lower Riphean) age. The stratigraphic conclusion has a preliminary character and more research is needed to refine the data on the geological structure and directions of prospecting works in the area.

Key words: rhyodacite porphyre, Bagrusha complex, zircon, Mashak Formation, Southern Urals.

УДК 563.124

Е. И. Кулагина

ФОРАМИНИФЕРЫ РОДА *NEOARCHAEDISCUS* MIKLUKHO-MACLAY, 1956: ВИДОВОЙ СОСТАВ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Аннотация. Статья посвящена ревизии рода *Neoarchaediscus* Miklukho-Maclay, 1956, диагноз которого предлагается рассматривать в первоначальном понимании автора рода. При этом род *Rugosoarchaediscus* рассматривается как самостоятельный таксон. Дан обзор стратиграфического и географического распространения видов рода. *Neoarchaediscus* важен для расчленения пограничных отложений визе и серпухова и корреляции мелководных и глубоководных фаций.

Ключевые слова: фораминиферы, астероархедисциды, род *Neoarchaediscus*, карбон, визейский ярус, серпуховский ярус.

Характерные особенности фораминифер семейства *Asteroarchaediscidae*

Род *Neoarchaediscus* Miklukho-Maclay, 1956 относится к отряду *Archaeodiscida*, надсемейству *Archaeodiscoidea*, семейству *Asteroarchaediscidae* A. Miklukho-Maclay, 1957. Астероархедисциды распространены в Евразии, Северной Америке, Северной Африке и используются для стратиграфии визейского и серпуховского ярусов. Род *Neoarchaediscus* важен для расчленения пограничных отложений визе и серпухова и корреляции мелководных и глубоководных фаций. К семейству *Asteroarchaediscidae* относятся архедисциды, имеющие раковину от дисковидной до субцилиндрической формы, состоящую из начальной шарообразной камеры и второй псевдотрубчатой камеры, имеющей ось навивания от колеблющейся до почти плоскостпиральной [Вдовенко, 1993]. Стенка раковины обычно однослойная стекловато-лучистая, иногда присутствует очень тонкий темный микрогранулярный слой. Особенностью данного семейства является полное или частичное заполнение просветов камеры кальцитом, что придает сечению раковины вид «звездчатости» (Рис. 1, фиг. 1–3). Заполнение трубчатой камеры может быть полным (рода *Asteroarchaediscus*, *Permodiscus*) или частичным (*Neoarchaediscus*, *Rugosoarchaediscus*, *Brenkleina*).

В надсемействе *Archaeodiscoidae* наблюдается несколько гомологичных рядов [Миклухо-Маклай,

1957], эволюция в которых идет по пути редукции темного слоя стенки и заполнения трубчатой камеры.

Как считали Х. Пирле и Р. Кониль [Pirlet, Conil, 1973], развитию «звездчатости» предшествовало появление выступов в виде округлых узелков или приостренных бугорков (*nodosites*) в основании оборота камеры. Развитие узелков привело к смыканию полости камеры. Просветы полностью заполнялись стекловатым веществом, сливающимся на боковой поверхности с наружным слоем, покрывающим последовательные обороты. При этом внешняя поверхность становилась шероховатой или зубчатой. В качестве переходных родов от *Archaediscus* к *Asteroarchaediscus*, характеризующихся присутствием выступов в основании оборота, выделены роды *Nodosarchaediscus* Conil et Pirlet [Pirlet et Conil, 1973] с типовым видом *Archaediscus maximum* Grozdilova et Lebedeva, 1954 и *Nodasperodiscus* Conil et Pirlet [Pirlet et Conil, 1973] с типовым видом *Archaediscus saleei saleei* Conil et Lys, 1964. Однако было установлено, что типовый вид рода *Nodosarchaediscus* является типичным *Paraarchaediscus*, а у *Nodasperodiscus* узелки имеют неорганическое происхождение [Brenckle et al., 1987; Вдовенко, 1993]. Поэтому переходные формы с узелками (*nodosites*) в настоящее время относятся либо к роду *Archaediscus*, либо к родам *Neoarchaediscus* и *Rugosoarchaediscus*. Диагностика таких переходных форм создает большие трудности, так как похожие выступы (узелки) часто связаны с процессом перекристаллизации. Существуют различные мнения о происхождении

узлов. Предполагают, что узелки имеют секреторное происхождение [Pirlet, Conil, 1973; Brenckle et al., 1987] и связаны с функциональной жизнедеятельностью организма, возможно, с утяжелением раковины в процессе эволюции [Чермных, 1996]. Есть предположение об их неорганическом происхождении [Иванова, 1970].

Отчетливая «звездчатая» структура у астероархедисцид появилась в позднем визе, в михайловское — веневское время, и является очень хорошим стратиграфическим маркером, который прослеживается повсеместно. В позднем визе, примерно одновременно с возникновением рода *Asteroarchaediscus* с полностью заполненными просветами оборотов второй камеры, происходит формирование «комбинаторной» (по [Чермных, 1996]) раковины с обособлением внутренней астероархедискусовой части и внешней — либо архедискусовой, либо эосигмоилиновой. С конца серпуховского века до раннемосковского времени эволюция архедискуидей была замедленной.

Семейство *Asteroarchaediscidae* Miklukho-Maclay, 1957 установлено со следующим родовым составом: *Asteroarchaediscus* M.-Maclay, 1956, *Neoarchaediscus* M.-Maclay, 1956, *Rugosoarchaediscus* M.-Maclay, 1957, *Permodiscus* Dutkevich [Чернышева, 1948]. Позже в составе данного семейства был описан род *Brenkleina* Zaninetti et Altiner, 1979.

Однако в настоящее время существуют различные мнения по поводу ранга таксонов *Neoarchaediscus* и *Rugosoarchaediscus*. Род *Rugosoarchaediscus* некоторые авторы признают синонимом рода *Neoarchaediscus* [Иванова, 1970; Brenckle et al., 1987], так как основным родовым признаком считают соотношение закрытых (звездчатых) и открытых оборотов. М.В. Вдовенко [1993] рассматривает *Rugosoarchaediscus* в ранге подрода рода *Neoarchaediscus*. В некоторых публикациях [Чермных, 1996; Кулагина, 2012] *Rugosoarchaediscus* принят как самостоятельный род. Роды *Neoarchaediscus* и *Rugosoarchaediscus* отличаются от рода *Asteroarchaediscus* наличием двух-трех свободных оборотов. Следует отметить, что у представителей рода *Asteroarchaediscus* имеется один в большей или меньшей степени открытый последний оборот. В.А. Чермных [1996] допускал у *Asteroarchaediscus* от одного до двух «просветных» оборотов. Таким образом, перечисленные роды имеют свободные обороты от одного до трех. При установлении родов Миклухо-Маклай [1956, 1957] учитывал комплекс признаков: форма раковины, навивание, строение стенки, заполнение трубчатой камеры, наличие утолщений боковой поверхности, время существования. Одним из важных признаков является степень инволютности и эволютности [Чермных, 1996]. По всей вероятности ветвь, веду-

щая в роду *Neoarchaediscus*, обособилась от группы *Archaediscus krestovnikovi*, представители которой характеризуются мелкой (0,2–0,3 мм), уплощенной раковиной с почти параллельными боками, смещенным навиванием внутренних оборотов и почти плоскоспиральным навиванием внешних оборотов. *Asteroarchaediscus* и *Rugosoarchaediscus* происходят от представителей рода *Archaediscus*, имеющих овоидную форму раковины и колеблющееся навивание почти всех оборотов. Род *Rugosoarchaediscus* (Рис. 1, фиг. 6) по форме раковины и навиванию ближе к *Asteroarchaediscus*, чем к *Neoarchaediscus*. Поэтому целесообразно рассматривать *Rugosoarchaediscus* как самостоятельный род, отличающийся от *Neoarchaediscus* овоидной раковиной, колеблющимся навиванием почти всех оборотов, присутствием боковых утолщений, обычно крупными размерами.

Распространение семейства — от верхней части верхневизейского подъяруса, до низов московского яруса включительно; редко верхний карбон — нижняя пермь [Вдовенко, 1993].

Род *Neoarchaediscus* А. Miklukho-Maclay, 1956

Neoarchaediscus: Миклухо-Маклай, 1956; Brenckle et al., 1987 (pars).

Neoarchaediscus (*Neoarchaediscus*): Вдовенко, 1993.

Dagmarodiscus: Chermnykh, 1996.

Д и а г н о з . Раковина дисковидная, с более или менее параллельными боками. Поверхность раковины гладкая или слегка шероховатая. Начальная камера сферическая, вторая псевдотрубчатая имеет начальные обороты тесно клубкообразно навитые с образованием резких угловатых перегибов, создающих в осевом сечении «звездчатый» контур. От одного до трех наружных оборотов эволютные, значительно возрастают по высоте и навиты более или менее плоскоспирально. Боковые утолщения отсутствуют. Стенка известковая светлая, стекловатая, тонкопористая, иногда имеется тонкий темный внутренний слой.

С р а в н е н и е . От рода *Asteroarchaediscus* отличается плоскоспиральным навиванием последних оборотов, которых обычно больше одного, отсутствием боковых утолщений, тогда как у *Asteroarchaediscus* «навивание всех оборотов клубкообразное, очень тесное, кроме последнего» [Миклухо-Маклай, 1956]. От рода *Rugosoarchaediscus* отличается уплощенной раковиной без боковых утолщений, плоскоспиральным навиванием последних оборотов, обычно мелкими размерами.

С о с т а в . 12 видов.

1. Типовой вид — *Archaediscus incertus* Grozdilova et Lebedeva, 1954 из башкирского яруса Среднего

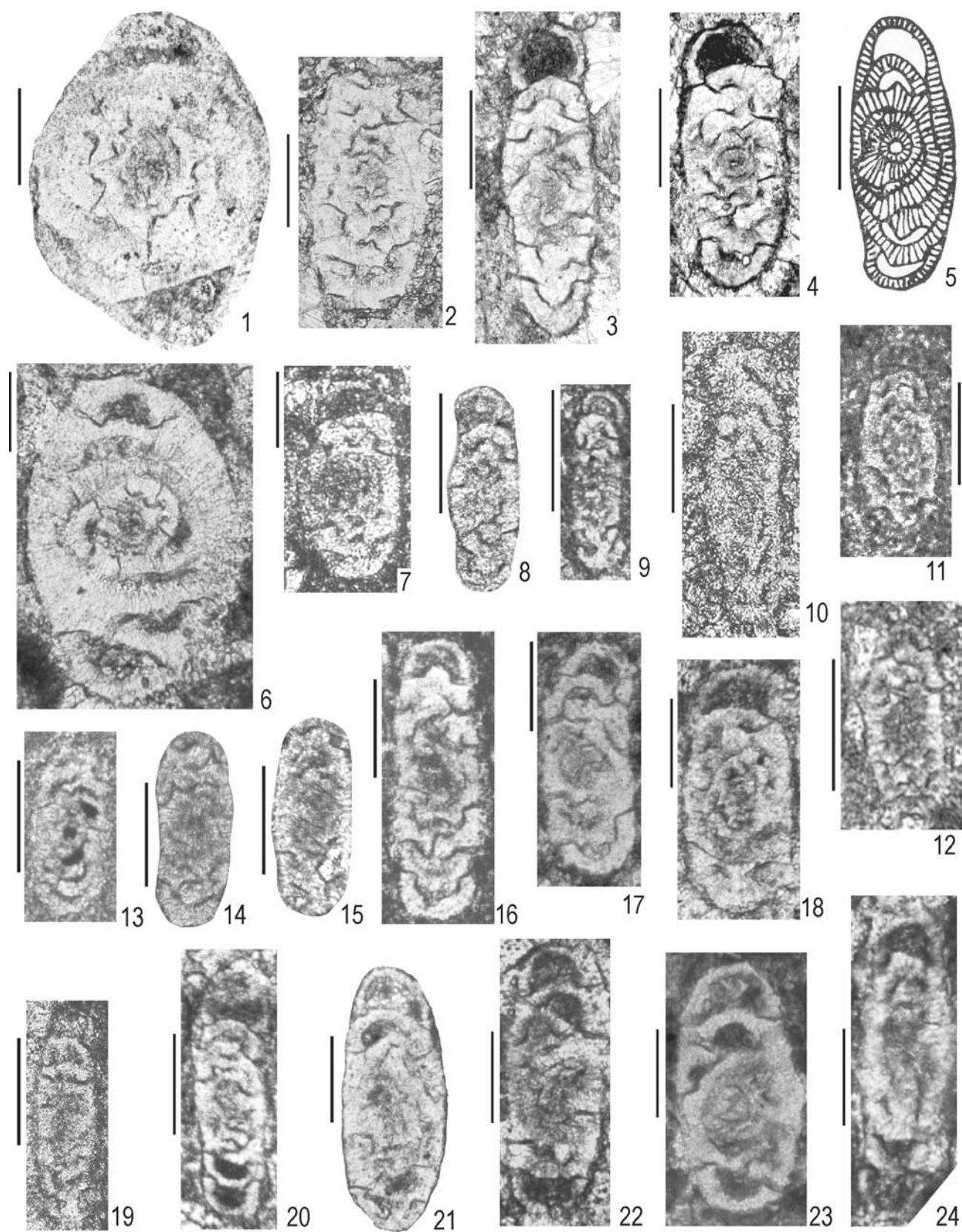


Рис. 1. Палеонтологическая таблица характерных видов семейства Archaediscidae

Примечания: на всех фигурах изображены аксиальные сечения. Длина масштабной линейки = 0,1 мм.

Урала, р. Вишера (= *A. probatus* Reitlinger, 1950) (Рис. 1, фиг. 17, 21–23).

2. *N. accuratus* Sossipatrova, 1962 из башкирского яруса Центрального Таймыра (р. Гравийная, макаровский горизонт).

3. *N. borealis* (Reitlinger, 1949) из башкирского яруса бассейна р. Печоры.

4. *N. bykovensis* Sossipatrova, 1966 из башкирского яруса (тиксинская свита) Северного Хараулаха [Сосипатрова, 1966].

5. *N. juferevi* Marfenkova, 1983 из верхнего визе и серпухова (каратузская свита) Южного Казахстана, Бетпак-Дала.

6. *N. mirabilis* Marfenkova, 1983 из серпуховского яруса (кызылтузская свита) Южного Казахстана, Бетпак-Дала.

7. *N. regularis* (Suleimanov, 1948) из намюрского яруса (серпуховский и башкирский ярусы) Ишимбайского района Республики Башкортостан (Рис. 1, фиг. 5).

8. *N. pohli* Browne [Browne et al., 1977] из позднего визе (late V3b) — башкирского яруса Северной Америки.

9. *N. postrugosus* (Reitlinger, 1949) из башкирского яруса западного склона Южного Урала (Лаклы) (Рис. 1, фиг. 3, 4).

10. *N. probatus* (Reitlinger, 1950) из верхнего намюра (сюранский подъярус башкирского яруса) Южного Притиманья (рис. 2–5) (= *Archaeodiscus gregorii* Dain var. *gregorii* Dain [Гроздилова, 1953]; = *A. gregorii acutiformis* Grozdilova et Lebedeva [Гроздилова, 1953], = (?) *Archaeodiscus subbashkiricus* var.

← Посвящения к палеонтологической таблице:

Фиг. 1. *Asteroarchaeodiscus bashkiricus* (Krestovnikov et Theodorovich, 1936), экз. № 121/1095; Южный Урал, р. Большой Кизил, обр. 015а (шл. 1), серпуховский ярус, нижнесерпуховский подъярус, сунтурский горизонт.

Фиг. 2, 7. *Asteroarchaeodiscus rugosus* (Rauser-Chernousova, 1948): 2 — голотип. ГИН РАН 2834/49; Центральный Казахстан, Джесказганский район, Кок-Тюбе [Раузер-Черноусова, 1948а, табл. 3, фиг. 7]; 7 — экз. 124/122; Оренбургская область, скв. 150 Корниловская, инт. 5465,35–5472,3, обр. 34, серпуховский ярус, верхнесерпуховский подъярус.

Фиг. 3, 4. *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitlinger, 1949): 3 — голотип, ГИН РАН, № 3278/21; Южный Урал, Уфимский амфитеатр, д. Лаклы, башкирский ярус [Рейтлингер, 1949, фиг. 10а]; 4 — паратип, 3278/20; там же, [Рейтлингер, 1949, фиг. 10б].

Фиг. 5. *Neoarchaeodiscus regularis* (Suleimanov, 1948) [Сулейманов, 1948, стр. 244, рис. 3, оригинальный рисунок голотипа], намюрский ярус, Башкортостан.

Фиг. 6. *Rugosoarchaeodiscus akchimensis* (Grozdilova et Lebedeva, 1954), Южный Урал, Аскын, обр. 24/1, башкирский ярус, акавасский горизонт.

Фиг. 8, 9. *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitlinger, 1949): 8 — экз. 121/1098; Южный Урал, р. Большой Кизил, сунтурский горизонт, обр. 015(5); 9 — экз. 121/1217; Южный Урал, Верхняя Кардаилловка, уровень 33,35–33,6 м, обр. 09 (шл. 10), нижнесерпуховский подъярус, сунтурский горизонт.

Фиг. 10. *Neoarchaeodiscus* cf. *postrugosus* (Reitlinger, 1949), экз. 124/124; Оренбургская область, скв. 150 Корниловская, инт. 5465,35–5472,3, обр. 34, верхнесерпуховский подъярус.

Фиг. 11, 12. *Neoarchaeodiscus regularis* (Suleimanov, 1948): 11 — экз. 121/1117; Верхняя Кардаилловка, уровень 18,8–19 м, обр. 014/1 (шл. 7); 12 — экз. 121/1118а; Верхняя Кардаилловка, обр. 2012 — 18,5 м, верхневизейский подъярус, зона *Edostaffella asymmetrica*, верхний визе.

Фиг. 13–15. *Asteroarchaeodiscus parvus* (Rauser-Chernousova, 1948): 13 — голотип, ГИН РАН, № 2853/35 [Раузер-Черноусова, 1948б, табл. 16, фиг. 10], г. Алексин, серпуховский ярус; 14 — экз. № 121/2140; Южный Урал, р. Большой Кизил, обр. 04-01А (шл. 1), визейский ярус, аверинский (михайловский) горизонт; 15 — экз. № 121/2141; там же.

Фиг. 17, 21–23. *Neoarchaeodiscus probatus* (Reitlinger, 1950): 17 — экз. 121/724; р. Большой Кизил, обр. 22, башкирский ярус, сюранский подъярус, каменногорский горизонт; 21 — экз. № 121/1004; р. Большой Кизил, обр. 2403, верхнесерпуховский подъярус; 22 — экз. 121/788 (= *N. incertus* [Nikolaeva et al., 2009, Pl. 1, fig. 35]; Верхняя Кардаилловка, обр. 2731 (шл. 1), верхнесерпуховский подъярус, худолазовский горизонт; 23 — Аскын, обр. 191-9, башкирский ярус, аскынбашский горизонт (из коллекции З.А. Сеницыной).

Фиг. 16, 19. *Neoarchaeodiscus bykovensis* Sossipatrova, 1966: 16 — экз. 121/510; Южный Урал, Актюбинская подзона, разрез Шолак-Сай, обр. 44, верхнесерпуховский подъярус; 19 — экз. 124/123, Оренбургская область, скв. Корниловская, инт. 5486,59–5489,59, обр. 44, верхнесерпуховский подъярус.

Фиг. 18. *Neoarchaeodiscus* sp., экз. 121/784; Верхняя Кардаилловка, обр. 2731(1), верхнесерпуховский подъярус, худолазовский горизонт.

Фиг. 20. *Neoarchaeodiscus shugorensis* (Chrmnykh, 1996), экз. 121/624; р. Большой Кизил, обр. 2, кровля серпуховского яруса.

Фиг. 24. *Neoarchaeodiscus* cf. *mirabilis* Marfenkova, 1983, экз. 121/1123; Верхняя Кардаилловка, обр. 2731 (шл. 4) (ход II, 0,5 м), верхнесерпуховский подъярус, худолазовский горизонт.

grandis Reitlinger, 1950). Голотип *N. gregori* (Dain) [Гроздилова, 1953] из башкирского яруса Среднего Урала был утерян. Как было обосновано [Brenckle, Grelecki, 1993], голотип и паратип имеют морфологические особенности, близкие к уже описанным ранее видам. По изображению [Гроздилова, 1953, Табл. 4, фиг. 12] голотип с открытыми почти плано-спиральными последними оборотами близок к *N. borealis* (Reitlinger, 1949), в то время как паратип близок к *N. probatus* (Reitlinger, 1950). Поэтому вид *N. gregorii* (Dain, 1953) является младшим синонимом.

11. *N. shugorensis* (Chermnykh, 1996) из верхне-серпуховского и нижнебашкирского подъярусов Северного Урала (бассейн р. Печоры, р. Щугор).

12. *N. volynicus* Vdovenko, 1982 из серпуховского яруса (иванинская свита, известняк V3) Львовско-Волынского угольного бассейна.

Основные признаки видов *Neoarchaediscus* даны в Таблице 1.

З а м е ч а н и я . Автором рода к *Neoarchaediscus* были отнесены: *Planospirodiscus minimus* (Grozdilova et Lebedeva, 1954), имеющий плоскостриальное навивание всех оборотов, и *Asteroarchaediscus parvus* (Rauser-Chernousova, 1948), имеющий «звездчатое» строение и невысокий последний открытый полуоборот. Родовая принадлежность этих видов позже была пересмотрена [Сосипатрова, 1962; Brenckle, Grelecki, 1993]. К роду *Neoarchaediscus* относят и переходные формы от *Archaediscus* к *Asteroarchaediscus*

с узелками и неполным заполнением просвета трубчатой камеры, имеющие дисковидную форму раковины. Вид *Archaediscus collatatus* (Sossipatrova 1962), первоначально описанный как *Neoarchaediscus*, не обладает ясной «звездчатостью» и, вероятно, принадлежит к *Archaediscus*.

М.И. Сосниной [Соснина, Никитина, 1978] описан вид *N. ussuricus* Sosnina из среднего карбона (зона *Profusulinella primitiva*) Сихоте-Алиня. Вид имеет навивание с небольшим отклонением от плоскости симметрии и эволютивный последний оборот. По наличию боковых утолщений и неровной зазубренной поверхности внутренних оборотов, вероятно, относится к *Asteroarchaediscus*. По качеству приведенного изображения трудно определить признаки. Из Варнантия (V3с) Динантского бассейна Бельгии описан *Archaediscus incertus* var. *carnosa* Conil et Lys, 1964, по одному экземпляру, имеющему размеры: D=375 мм, L/D=0,4. На фотографии экземпляра не видна звездчатость, но начальные обороты имеют небольшие узелки. Изображенная раковина, вероятно, принадлежит роду *Archaediscus*.

О родовой принадлежности некоторых видов

Родовая принадлежность некоторых видов дискуссионна.

Вид *Asteroarchaediscus parvus* (Rauser-Chernousova, 1948) [Паузер-Черноусова, 1948б] (Рис. 1,

Таблица 1

Сравнительная характеристика видов рода *Neoarchaediscus*

№	Вид	D, мм	L/D	Число оборотов	Число свободных оборотов	Высота последнего оборота, мкм	Примечания, особенности
1	<i>N. incertus*</i>	0,291	0,35	6,5	4,5	25–35	Типовой вид
2	<i>N. accuratus</i>	0,26–0,28	0,33–0,37	4–5	2	40	Зазубренная периферия последнего оборота, двуслойная стенка
3	<i>N. borealis*</i>	0,382	0,29	4,5	2,5	35–45	Толстая стенка, крупная начальная камера
4	<i>N. bykovensis</i>	0,24–0,32	0,2–0,31	5,5–6	3	22–29	Просветы полулунной формы
5	<i>N. juferevi</i>	0,312–0,468	0,2–0,31	6–7,5	2–2,5	30–48	Специфическая форма раковины
6	<i>N. mirabilis</i>	0,285–0,408	0,26–0,31	5,5–7,5	3	30–45	Три внешних оборота арочковидные, высокие
7	<i>N. regularis*</i>	0,26	0,37	5	2	33	Относительно свободное навивание
8	<i>N. pohli</i>	0,2–0,26	0,29–0,33	5–5,5?	2	15–20	Двуслойная стенка
9	<i>N. postrugosus*</i>	0,321	0,3	6,5?	1	40	Свободный один внешний оборот
10	<i>N. probatus *</i>	0,316	0,38	6,5	2	25–30	Внешние свободные обороты с колеблющейся осью навивания
11	<i>N. shugoriensis</i>	0,25–0,35	0,24–0,32	Не установлено	2,5	27–31	Обособленная внутренняя часть, зазубренные боковые стороны
12	<i>N. volynicus</i>	0,16–0,17	0,28–0,3	5,5–6,5	1–1,5	16	Просветы т.к. полулунной формы

Примечания: т.к. — трубчатая камера, * — приведены замеры голотипа. Замеры 1, 3, 9, 10 — по [Brenckle, Grelecki, 1993].

фиг. 13–15) многими специалистами рассматривается в составе рода *Neoarchaediscus* [Миклухо-Маклай, 1956, 1957; Соснина, Никитина, 1978; Марфенкова, 1983; Вдовенко, 2013; Rich, 1980; Cozar, 2000]. Отнесение *A. parvus* к роду *Neoarchaediscus* связано, вероятно, с тем, что в оригинальной коллекции один из паратипов [Паузер-Черноусова, 1948б, табл. 16, фиг. 9] отличается от голотипа уплощенной раковиной и действительно относится к *Neoarchaediscus* sp. [Brenckle, Grelecki, 1993].

К *A. parvus* очень близок вид *Asteroarchaediscus rugosus* (Rausser-Chernousova, 1948) [Паузер-Черноусова, 1948а], принадлежность которого к *Asteroarchaediscus* принята большинством. Отличие *A. parvus* от *A. rugosus* заключается лишь в значительно меньших размерах. При ревизии архедисцид [Brenckle, Grelecki, 1993] *A. parvus* включен в синониму *A. rugosus*.

Вид *Neoarchaediscus postrugosus* относится большинством специалистов к роду *Neoarchaediscus* [Миклухо-Маклай, 1956, 1957; Соснина, Никитина, 1978; Марфенкова, 1983; Vdovenko, 2000; Rich, 1980; Cozar, 2000]. С представителями рода *Neoarchaediscus* вид сходен по форме раковины, размерам и плано-спиральному навиванию последних оборотов. Особенность данного вида заключается в значительном преобладании «звездчатой» астероархедискусовой части и наличии только одного последнего свободного оборота (Рис. 1, фиг. 3, 4, 8, 9), что характеризует род *Asteroarchaediscus*. *Neoarchaediscus* по первоописанию имеет два-три свободных оборота. *N. postrugosus*, кроме того, отличается более правильным навиванием внутренних оборотов. Другие авторы [Brenckle, Greleski, 1993; Mizuno, Ueno, 1997] считают, что правильнее относить *postrugosus* к роду *Asteroarchaediscus*, который по диагнозу имеет только один открытый свободный оборот. Действительно, по этому признаку *N. postrugosus* следовало бы относить к *Asteroarchaediscus*. Однако последний вид, кроме того, характеризуется клубкообразным навиванием и широкой раковиной, т.е. большим отношением L/D . У типового вида *A. bashkiricus* $L/D = 0,5–0,72$, у неотипа — $0,53$ [Гроздилова, Лебедева, 1954]. У широко распространенного вида *A. rugosus* $L/D = 0,5$. У представителей рода *Neoarchaediscus* L/D не превышает $0,4$, обычно — $0,3$. Кроме того, все неоархедискусы в отличие от астероархедискусов имеют уплощенную форму раковины и слабо колеблющееся навивание. Е.А. Рейтлингер [1949] рассматривала вид *N. postrugosus* как следующую эволюционную стадию развития вида *Asteroarchaediscus rugosus*, от которого он отличается высоким просветом последнего оборота. Вид *N. postrugosus* сравнивался ею также с видом *N. regularis*, который имеет более свободное навивание и два открытых обо-

рота. Она предполагала их конвергентное сходство, полагая, что они принадлежат к разным генетическим рядам. Однако ввиду существования многочисленных переходных форм вопрос о генетических связях между видами не ясен.

Стратиграфическое распространение рода *Neoarchaediscus*

Neoarchaediscus возник в позднем визе и был распространен в серпуховском и башкирском веках. Виды данного рода имеют существенное значение для определения нижней границы серпуховского яруса в относительно глубоководных цефалоподовых фациях, где отсутствуют крупные стенога-линные формы Endothyrida. Представители отряда Archaediscida, в том числе семейства Asteroarchaediscidae, распространены в различных фациях на Урале. Они известны как из мелководных разрезов, так и из глубоководных. В мелководных фациях Южного Урала Asteroarchaediscidae в большом количестве встречены в разрезе Большой Кизил [Кулагина, Гибшман, 2002]. В относительно глубоководных фациях они распространены на Среднем Урале в разрезе Ладейный лог [Пономарева, 2010; Ponomareva, Alekseev, 2015], цефалоподовых фациях разреза Верхняя Кардаилровка [Николаева и др., 2014].

Ранние представители *Neoarchaediscus* известны из верхнего визе. Это *N. juferevi* из Бетпак-Дала, Казахстан; *N. borealis* (= *N. incertus*) из отложений V3c и V3by Динантского бассейна [Conil et Lys, 1964; Conil et al., 1991].

Neoarchaediscus regularis обычен для отложений верхней части визейского яруса и серпуховского яруса Урала [Николаева и др., 2014; Пономарева, 2010; Ponomareva, Alekseev, 2015], известен в Донбассе из межевского горизонта верхнего визе (зона C1vg, известняки B4–B6), который сопоставляется с веневским горизонтом Русской платформы [Vdovenko, 2000], в Львовско-Волынском бассейне встречается редко — в устилужской свите михайловского возраста и обычен в порицкой свите (веневский горизонт) и иванической свите (сопоставляется с нижней частью серпуховского яруса) [Вдовенко, 2013]. Виды группы *N. regularis* распространены в верхнем визе Придобруджинского прогиба [Вдовенко, 2013], в разрезе Пальтау Среднего Тянь-Шаня — с основания серпуховского яруса [Nigmatzhanov et al., 2010]. В Среднем Тянь-Шане выделена фораминиферовая зона *N. regularis* — *Biseriella parvae*, которая соответствует конодонтовой зоне *L. cruciformis*, самым верхам аммоидной генозоны Hypergoniatites — Ferganoceras и нижней части генозоны Uralopronorites — Cravenoceras [Nigmatzhanov et al., 2010].

Neoarchaediscus regularis найден на Сихоте-Алине в бассейне р. Тумановки, на горе Зарод в нижнем карбоне (зона *Endothyranopsis crassa*), т.е. в верхнем визе [Соснина, Никитина, 1978].

Neoarchaediscus postrugosus впервые использован в качестве зонального вида для нижней зоны серпуховского яруса стратотипа карьера Заборье [Gibshman, 2001], затем предложен в качестве зонального вида общей стратиграфической шкалы России [Кулагина, Гибшман, 2002]. Зона VIII *Neoarchaediscus postrugosus* выделена в основании серпуховского яруса Днепровско-Донецкого прогиба и охватывает татарбунарскую свиту Придобруджинского прогиба, которая имеет серпуховский возраст (наджелтоярский региоярус) [Вдовенко, 2013]. Ранее появление данного вида, из верхов Бригантия, указано в Марокко (формация Akerchi, верхи Cf6d) [Cozar et al., 2011].

Представители *Asteroarchaediscaidae* присутствуют в разрезе Верхняя Кардаилловка (восточный склон Южного Урала), претенденте на роль глобального стратотипа основания серпуховского яруса [Николаева и др., 2014]. В этом разрезе пограничные отложения визе и серпухова представлены в глубоководной цефалоподовой фации, которая содержит специфический комплекс фораминифер. В этом комплексе преобладают виды семейства *Asteroarchaediscaidae*. Особенности данного комплекса выражены в том, что раковины фораминифер имеют очень мелкие размеры, преобладают формы 0,15–0,3 мм, комплекс составляют преимущественно эврифациальные виды широкого стратиграфического распространения, относящиеся к 17 родам. Для корреляции имеют значение виды *Asteroarchaediscus parvus*, *Neoarchaediscus regularis*, *Neoarchaediscus postrugosus*. Комплекс фораминифер из интервала 17–19,65 м, в котором зафиксированы первые конodontы *Lochriea ziegleri*, предполагаемого маркера нижней границы серпуховского яруса, содержит мелкие *Asteroarchaediscus* sp. и *Neoarchaediscus regularis* [Николаева и др., 2014] (Рис. 1, фиг. 20, 21, 23). Выше по разрезу на отметке 34 м встречены *N. postrugosus* (Рис. 1, фиг. 26). Вид обычен и для мелководных фаций разреза по р. Большой Кизил (Рис. 1, фиг. 31) совместно с первыми *Eolasiodiscus donbassicus* Reitlinger, 1956 и *Janischenskina delicata* (Malakhova, 1956), которые являются маркерами серпуховского яруса [Кулагина, Гибшман, 2002].

N. postrugosus важен для планетарных корреляций. Он широко распространен в Евразии, в Северной Америке [Browne et al., 1977; Rich, 1980], встречен в типовой местности Миссиссипия в Иллинойсе в отложениях формации Beach Creek [Kulagina et al., 2008]. Виды рода *Neoarchaediscus* также известны в верхнем визе и серпухове Испании

[Cozar, 2000], Ирана, Афганистана, Северной Африки [Lys, 1984; Cozar et al., 2011].

Заключение

Для фиксации нижней границы серпуховского яруса имеет значение появление представителей рода *Neoarchaediscus*. Виды этого рода имеют большой корреляционный потенциал, так как встречаются в разнофациальных разрезах на разных континентах. В настоящее время род включает 12 видов. В цефалоподовых фациях в разрезе Верхняя Кардаилловка вблизи основания серпуховского яруса встречены *N. regularis* (ниже появления *L. ziegleri*) и *N. postrugosus* (выше появления *L. ziegleri*).

Автор благодарен Т.В. Филимоновой за помощь в изучении голотипов, хранящихся в Геологическом институте РАН.

Работа выполнена в рамках программы госзадания № 0252-2014-0002 при поддержке РФФИ, проекты № 15-05-06393 и № 14-05-00774.

Литература:

- Вдовенко М.В.** Надсемейство Archaediscacea // Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей) / М.В. Вдовенко, Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер и др. — М.: Наука, 1993. — С. 63–73.
- Вдовенко М.В.** Атлас раннекаменноугольных фораминифер Львовско-Волынского бассейна и Придобруджинского прогиба. — Киев: Национальная Академия Наук Украины, Институт геологических наук, 2013. — 127 с.
- Гроздилова Л.П.** Архедисциды // Турнейеллиды и архедисциды. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. — С. 67–125. — (Тр. ВНИГРИ, нов. сер.; Вып. 71).
- Гроздилова Л.П., Лебедева Н.С.** Фораминиферы нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона Колво-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. — 1954. — Вып. 81. — С. 4–235.
- Иванова Р.М.** Новые виды архедисцид из визейских отложений Южного Урала // Материалы по палеонтологии Урала / Под ред. М.Г. Брейвель, Г.Н. Папулова. — Свердловск: ИГиГ УрФ АН СССР, 1970. — С. 148–151.
- Кулагина Е.И.** Эволюция каменноугольных фораминифер надсемейства Archaediscoidea // Современная микропалеонтология: Труды XV Всерос. микропалеонтолог. совещ. (12–16 сент. 2012 г., Геленджик) / Отв. ред. В.С. Вишневская, Н.В. Горева, Т.В. Филимонова. — М., 2012. — С. 90–92.
- Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б.** Зональное расчленение серпуховского яруса по фораминиферам // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии: Сборник науч. ст. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. — С. 183–192.
- Марфенкова М.М.** Архедисциды из визейских и серпуховских отложений Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — 1983. — № 3. — С. 42–53.

Миклухо-Маклай А.Д. Archæodiscidae. Новые семейства и роды: Материалы по палеонтологии. — М.: Гостоптехиздат, 1956. — С. 9–15. — (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., Вып. 12).

Миклухо-Маклай А.Д. Новые данные по систематике и филогении архедисцид // Вестник ЛГУ. — 1957. — № 24, вып. 4. — С. 34–46.

Николаева С.В., Алексеев А.С., Кулагина Е.И., Гишман Н.Б., Ричардс Б.Ч., Кочетова Н.Н., Гатовский Ю.А., Коновалова В.А., Зайнакаева Г.Ф., Фазлихметова Н.В. Новые данные по литологии и палеонтологической характеристике (аммоноидеи, конодонты, фораминиферы) пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов в разрезе Верхняя Кардаилловка (Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 2014. — Т. 89, вып. 4. — С. 53–63.

Пономарева Г.Ю. Разрез «Ладейный Лог» // Путеводитель геологической экскурсии по типовым разрезам подразделений карбона и перми. Косвинский маршрут. — Пермь: Изд-во ПГУ, 2010. — С. 11–14.

Раузер-Черноусова Д.М. Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана // Тр. Ин-та геол. наук. — 1948а. — Вып. 66, Геол. сер. (21). — С. 1–26.

Раузер-Черноусова Д.М. Некоторые новые виды фораминифер из нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. — М.: Изд-во АН СССР, 1948б. — № 19. — С. 227–238. — (Труды Ин-та геол. наук. Геол. сер.; Вып. 62).

Рейтлингер Е.А. Мелкие фораминиферы нижней части среднего карбона Среднего Урала и Прикамья // Изв. АН СССР, сер. геол. — 1949. — № 6. — С. 149–164.

Сосипатрова Г.П. Фораминиферы из верхнепалеозойских отложений Таймыра // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. — Л.: НИИ геологии Арктики Мин. геол. СССР, 1962. — Вып. 30. — С. 35–72.

Сосипатрова Г.П. Фораминиферы тиксинской свиты Северного Хараулаха // Палеонтология и биостратиграфия: Ученые записки. — Л., 1966. — С. 5–32. — (Труды НИИ геологии Арктики Мин. геол. СССР; Вып. 11.).

Соснина М.Н., Никитина А.П. Каменноугольные фораминиферы Приморья // Стратиграфия и палеонтология карбона. Л.: 1978. С. 16–69. (Труды ВСЕГЕИ, Новая серия; Т. 247).

Сулейманов И.С. О некоторых нижнекаменноугольных фораминиферах Стерлитамакского района // Тр. ИГН АН СССР, Сер. геол. — 1948. — Вып. 62. (№ 19). — С. 44–45.

Чермных В.А. К систематике семейства Asteroarchæodiscidae (фораминиферы) // Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. — 1996. — Вып. 89. — С. 5–12.

Чернышева Н.Е. Об *Archæodiscus* и близких к ему формах из нижнего карбона СССР // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. — М.: Изд-во АН СССР, 1948. — № 19. — С. 150–158. — (Тр. ГИН, геол. сер.; Вып. 62).

Brenckle P.L., Grelecki C.J. Type Archæodiscacean foraminifers (Carboniferous) from the former Soviet Union

and Great Britain // Cushman Found. Foram. Res. Special Publication No. 30. — 1993. — 59 p.

Brenckle P.L., Ramsbottom, W.H.C., Marchant T.R. Taxonomy and classification of carboniferous archæodiscacean foraminifers // Courier Forsch. Inst. Senckenberg. — 1987. — No 98. — P. 11–24.

Browne R.G., Baxter J.W., Roberts T.G. The Archæodiscidae of the Fraileys facies (Mississippian) of central Kentucky // Bulletins of American Paleontology. — 1977. — Vol. 72, No. 298. — P. 171–228.

Conil R., Groessens E., Laloux M., Poty E., Tournier F. Carboniferous guide foraminifera, corals, and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins: their potential for widespread correlation // Intercontinental correlation and division of the Carboniferous System / P.L. Brenckle, W.L. Manger (eds.). — Frankfurt a. M.: Courier Forschungsinstitut Senckenberg. — 1991. — Vol. 130. — P. 15–30.

Conil R., Lys M. Matériaux pour l'Etude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois) // Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain. — 1964. — Vol. 23. — P. 296.

Cozar P. Archæodiscidae y Lasiodiscidae (Foraminifera) del Mississippiano (Carbonífero) del área del Guadalupe (Suroeste de España) // Revista Española de Micropaleontología. — 2000. — Vol. 32, No 2. — P. 193–212.

Cozar P., Said I., Somerville I.D., Vachard D., Medina-Varea P., Rodriguez S., Berkli M. Potential foraminiferal markers for the Viséan-Serpukhovian and Serpukhovian-Bashkirian boundaries — a case-study from Central Morocco // Journal of Paleontology. — 2011. — No 85(6). — P. 1105–1127.

Gibshman N. B. Foraminiferal biostratigraphy of the stratotype Serpukhovian Stage (Zaborie quarry, Moscow Basin) // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. — 2001. — Vol. 19. — P. 31–34.

Kulagina E.I., Gibshman N.B., Nikolaeva S.V. Foraminifera-based correlation of the Chesterian in the Mississippian type region, Illinois, USA, to the Serpukhovian of Russia // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. — 2008. — Vol. 26. — P. 14–18.

Lys M. Foraminifères benthiques (non Fusulinida). Critères mineurs de biozones dans la biostratigraphie du Carbonifère et du Permien // Benthos'83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera, Pau, France (1983). — 1984. — P. 393–400.

Mizuno, Y., Ueno, K. Conodont and foraminiferal faunal changes across the Mid-Carboniferous boundary in the Hina Limestone Group, Southwest Japan // Prace Państwowe Instytutu Geologicznego. — 1997. — No 47. — P. 189–200.

Nigmatzhanov I.M., Nikolaeva S.V., Kononova V.A., Orlov-Labkovsky O. Integrated ammonoid, conodont and foraminiferal stratigraphy in the Paltau Section, Middle Tien-Shan, Uzbekistan // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. — November 2010. — Vol. 28. — P. 50–60.

Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Kochetova, N.N., Kononova V.F. Paleontology and Microfacies of the Serpukhovian in the Verkhnyaya Kardailovka Section, South Urals, Russia: potential candidate for the GSSP for the Viséan-

Serpukhovian boundary. — *Newsletters on Stratigraphy*. — 2009. — No 43. — P. 165–193.

Pirlet H., Conil R. L'évolution des Archæodiscidae viséens // *Bullutin de la Société Belge de Geologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*. — 1977. — Vol. 82, No 2. — P. 241–300. — (imprinted 1973).

Ponomareva G.Yu., Alekseev A.S. Ladeynaja mountain // Middle Urals. Carboniferous and Permian marine and continental successions / G.Yu. Ponomareva, O.L. Kossovaua, I.S. Khopta (eds.); *Field trip Guidebook of XVIII International Congress of the Carboniferous and Permian (ICCP 2015)*. — Perm: Publishing House Aster, 2015. — P. 92–110.

Rich M. Carboniferous calcareous Foraminifera from northeastern Alabama, soth-central Tennessee, and northwestern Georgia. — *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication No 18*. — 1980. — 84 p.

Vdovenko M.V. Atlas of Foraminifera from the Upper Visean and Lower Serpukhovian (Lower Carboniferous) of the Donetts Basin (Ukraine) // *Abhandlungen und Berichte fur Naturkunde*. — 2000. No 23. — P. 93–178.

Zaninetti L., Altiner D. La famille des Archæodiscidae (Foraminiferes): Analyse taxonomique et proposition pour une nouvelle subdivision // *Arch. Sci.* — 1979. — Vol. 32, No 2. — P. 163–175.

Сведения об авторах:

Кулагина Елена Ивановна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: kulagina@ufaras.ru

**FORAMINIFERS OF THE GENUS *NEOARCHAEDISCUS* MIKLUKHO-MACLAY, 1956:
SPECIES COMPOSITIONS AND ITS SIGNIFICANCE FOR CARBONIFEROUS
STRATIGRAPHY**

E. I. Kulagina

Kulagina Elena Ivanovna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: kulagina@ufaras.ru

Abstract. The genus *Neoarchaediscus* Miklukho-Maclay, 1956 is revised. It is proposed to consider it in its original meaning. The genus *Rugosoarchaediscus* is considered as a separate taxon. The stratigraphic and geographic distributions of the *Neoarchaediscus* species are reviewed and discussed. *Neoarchaediscus* is very important for biostratigraphy of the Viséan-Serpukhovian boundary beds and correlation of deep-water and shallow-water facies.

Key words: foraminifers, asteroarchaediscids, *Neoarchaediscus*, Carboniferous, Visean, Serpukhovian.

УДК: 551.793.9/794+567.6+568.1+569.32 (234.853)

А. Г. Яковлев, Т. И. Яковлева, Д. О. Гимранов

МЕЛКИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ (ЗЕМНОВОДНЫЕ, ПРЕСМЫКАЮЩИЕСЯ И МЛЕКОПИТАЮЩИЕ) ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ЯМАНТАУ 1 (Р. НУГУШ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация: В пещерном местонахождении Ямантау 1 на р. Нугуш (Южный Урал) изучены остатки мелких позвоночных (земноводных, пресмыкающихся и мелких млекопитающих). Установлено, что костные остатки накапливались в отложениях пещеры с конца позднего неоплейстоцена до позднего голоцена.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, голоцен, земноводные, пресмыкающиеся, мелкие млекопитающие, Южный Урал.

Введение. Позднелепестовые и голоценовые сообщества мелких позвоночных (земноводных, пресмыкающихся и мелких млекопитающих) в долине р. Нугуш изучены недостаточно подробно, в настоящее время опубликованы данные из 2-х местонахождений — Нугуш 1 [Яковлев, 1997] и Иманай [Яковлев, Яковлева, Гимранов, 2016].

В 2009 г. Д. О. Гимрановым на левом берегу долины р. Нугуш, напротив устья ист. Савка (правый берег р. Нугуш) была обнаружена пещера Ямантау 1, которая находится на высоте около 60 м над уровнем реки и приурочена к северной оконечности хр. Ямантау, простирающегося меридионально в междуречье Белой и Нугуша (Мелеузовский р-н Республики Башкортостан, Национальный парк «Башкирия»). Координаты пещеры — 53°08'53,02" С, 56°37'46,57" В, определены с помощью программы Google Earth.

Материал. В одном из залов пещеры Ямантау 1 на поверхности рыхлых отложений было обнаружено скопление костей мелких позвоночных. Пещера Ямантау 1 имеет общую протяженность около 50 м. Высота входа в пещеру 1,5 м, ширина — 2 м. В левой стенке основного хода пещеры имеется узкий лаз длиной около 1 м, который открывается в небольшой зал (диаметр 2,5 м, высота 1,8 м). В рыхлых отложениях этого зала был заложен шурф (0,6×0,7 м) глубиной 0,4 м, из которого были взяты следующие объемы породы: с глубины 0–0,1 м — 9 дм³, 0,1–0,2 м — 7 дм³, 0,2–0,3 м — 3 дм³, 0,3–0,4 м — 2 дм³.

В шурфе описаны следующие отложения:

1. Супесь темно-серого цвета с примесью гумуса, древесных остатков, незначительного включения щебня и множества мелких костей позвоночных 0,1 м
2. Светло-коричневая супесь, со щебнем и глыбами известняка 0,3 м
3. Темно-коричневая супесь с глыбами известняка и фрагментами кальцитовый корки 0,4 м

Скальное основание не вскрыто.

После промывки проб в сите с ячейкой 1×1 мм были отобраны кости мелких позвоночных.

Полученный костный материал был объединен в соответствии с литологическими слоями. Всего из местонахождения определено: 37 костных остатков земноводных, 26 — пресмыкающихся (табл. 1) и 1745 — мелких млекопитающих (табл. 2).

Тафономия. Костные остатки мелких позвоночных окрашены в светло-коричневый цвет. Единичные кости имеют темно-коричневую или черную окраску. Изменений в характере прокрашенности костного материала с увеличением глубины не наблюдается. Сохранность определимых остатков хорошая: количество разрушенных зубов невелико, челюсти с сохранившимися в них зубами многочисленны. По характеру сохранности и разнообразию представленных групп мелких позвоночных можно предположить, что накопление костных остатков в отложениях происходило в результате жизнедеятельности хищных млекопитающих, использовавших пещеру как укрытие. Большое количество остатков молодых лесных полевок в отложениях, вероятно, связано с пищевым рационом мелких кунных — ласки, горностая и норки. Концентрация костных остатков в отложениях неравномерна — в 3 слое (30–40 см) костей в отложениях гораздо меньше, чем в вышележащих слоях.

Таблица 1

Земноводные и пресмыкающиеся из местонахождения Ямантау 1

Таксоны	Слои			
	1	2	3	
	0–0,1 м	0,1–0,2 м	0,2–0,3 м	0,3–0,4 м
Амфибии				
<i>Bufo</i> cf. <i>bufo</i> (Linnaeus, 1758)	1*			
<i>Bufo</i> sp.	1			
<i>Rana temporaria</i> (Linnaeus, 1758)	4	3		
<i>Rana</i> sp.	3	3	1	
Anura indet.	10	8	4	
Всего остатков амфибий:	19	14	4	
Рептилии				
<i>Lacerta vivipara</i> Jacquin, 1787		1		
<i>Lacerta</i> cf. <i>vivipara</i>		1		
<i>Natrix</i> sp.	3	4	3	2
<i>Vipera</i> sp.	5	7		
Всего остатков рептилий:	8	13	3	2
Всего остатков	27	27	7	2

Примечание: * — здесь и ниже указано общее количество определяемых остатков таксона

Таблица 2

Мелкие млекопитающие из местонахождения Ямантау 1

Таксоны	1	2	3	
	0–0,1 м	0,1–0,2 м	0,2–0,3 м	0,3–0,4 м
Chiroptera	62	68	14	10
<i>Talpa europaea</i> Linnaeus, 1758	4	9	2	
<i>Sorex</i> sp.	14	38	12	1
<i>Crocidura</i> sp.	1	2	2	1
<i>Ochotona pusilla</i> (Pallas, 1773)	9	9	1	
<i>Pteromys volans</i> (Linnaeus, 1758)			1	
<i>Sciurus vulgaris</i> Linnaeus, 1758		1		
<i>Spermophilus</i> sp.		1		
<i>Eliomys quercinus</i> (Linnaeus, 1766)	8	7		
<i>Sicista</i> sp.	3	3	3	
<i>Apodemus uralensis</i> (Pallas, 1781)	1	3	2	3
<i>A. ex gr. uralensis-agrarius</i>	10	9	5	3
<i>A. flavicollis</i> (Melchior, 1839)	3	5		1
<i>Ellobius talpinus</i> Pallas, 1770	2	7		
<i>Cricetulus migratorius</i> (Pallas, 1773)		3	1	
<i>Allocricetulus eversmanni</i> (Brandt, 1859)	1	2	5	1
<i>Cricetus cricetus</i> (Linnaeus, 1958)	17	4	9	2
<i>Clethrionomys rufocanus</i> (Sundevall, 1846)	50	51	18	1
<i>Cl. ex gr. glareolus-rutilus</i>	60	50	24	4
<i>Cl. sp. juv</i>	299	215	72	12
<i>Lagurus lagurus</i> (Pallas, 1773)	3	4	6	
<i>Lemmus sibiricus</i> Kerr, 1792		2	2	4
<i>Arvicola terrestris</i> (Linnaeus, 1958)	7	3	2	
<i>Microtus gregalis</i> (Pallas, 1779)	7	8	3	4
<i>M. oeconomus</i> (Pallas, 1776)	6	20	9	1
<i>M. agrestis</i> (Linnaeus, 1761)	10	22	7	9
<i>M. ex gr. arvalis-agrestis</i>			2	
<i>M. arvalis</i> (Pallas, 1778)	4	3	5	
<i>M. sp.</i>	144	166	36	
<i>Mustela nivalis</i> Linnaeus, 1766	2	2	1	
Всего 1745 остатков	727	717	244	57

Фаунистическая характеристика. Общее количество остатков земноводных и пресмыкающихся в местонахождении Ямантау 1 невелико. Определены обычные для Южного Урала с раннего голоцена и до современности таксоны — серые жабы, травяные лягушки и живородящие ящерицы, ужи и гадюки (табл. 1) [Яковлева, Яковлев, 2009; Яковлева, Яковлев, 2010].

По видовому составу и соотношению долей видов мелких млекопитающих слои 1 и 2 практически одинаковы: многочисленны остатки летучих мышей, бурозубок и лесных полевок; редки остатки белозубок, мышей, слепушонок, хомячков, степных пеструшек, обыкновенных полевок; относительно редки и представлены только в слое 2 остатки лютяги, белки и суслика. В слое 3 определено меньшее количество видов: преобладают остатки летучих мышей, лесных полевок и темных полевок, относительно 1 и 2 слоя велика доля леммингов и узко-черепных полевок (табл. 2).

Во всех слоях местонахождения Ямантау 1 произошло захоронение разновозрастных остатков мелких млекопитающих. Для конца позднего неоплейстоцена и раннего голоцена Южного Урала характерны пищухи, слепушонки, серые хомячки и хомячки Эверсмanna, степные пеструшки, узко-черепные полёвки и лемминги. Лесные сони и лютяги появляются в фауне Южного Урала только в позднем голоцене [Яковлев, 2009].

Таким образом, накопление костных остатков мелких позвоночных в отложениях пещеры проис-

ходило с конца позднего неоплейстоцена до позднего голоцена.

Литература:

Яковлев А.Г. Мелкие млекопитающие из поздне-плейстоценовых и голоценовых пещерных местонахождений Западного склона Южного Урала // Пещерный палеолит Урала: Матер. междунар. конф. — Уфа: Принт, 1997. — С. 134–136.

Яковлев А.Г. Мелкие млекопитающие позднего неоплейстоцена и голоцена Южноуральского региона // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 54–59.

Яковлев А.Г., Яковлева Т.И., Гимранов Д.О. Мелкие позвоночные (земноводные, пресмыкающиеся и млекопитающие) из местонахождения Иманай 1 (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. / 11-я Межрег. науч.-практ. конф., г. Уфа, 17–19 мая 2016 г. — Уфа: ДизайнПресс, 2016. — С. 81–83.

Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Голоценовые земноводные западного макросклона Южного Урала // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 12–23 окт. 2009 г. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. — С. 652–654.

Яковлева Т.И., Яковлев А.Г. Динамика групп видов земноводных открытых и закрытых местообитаний в голоцене Западного макросклона Южного Урала // Биоразнообразие и биоресурсы Урала и сопредельных территорий: V Всерос. науч.-практ. конф. г. Оренбург, 7–11 июня 2010 г. — Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2010. — С. 187–189. — (Тр. Ин-та биоресурсов и прикладной экологии; Вып. 9).

Сведения об авторах:

Яковлев Анатолий Германович, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), Башкирский государственный университет (БГУ), г. Уфа. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

Яковлева Татьяна Ивановна, Башкирский государственный педагогический университет им. Акмуллы (БГПУ), г. Уфа. E-mail: tiy2@yandex.ru.

Гимранов Дмитрий Олегович, Институт экологии растений и животных Уральского отделения Российской академии наук (ИЭРиЖ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: djulfa250@rambler.ru.

SMALL VERTEBRATES (AMPHIBIA, REPTILES AND MAMMALS) FROM SEDIMENTS OF YAMANTAU 1 CAVE (NUGUSH RIVER, SOUTHERN URAL)

A. G. Yakovlev, T. I. Yakovleva, D. O. Gimranov

Yakovlev Anatoly Germanovich, Institute of Geology, Ufa scientific centre, Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Bashkir State University (BSU), Ufa, Russia. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

Yakovleva Tatiana Ivanovna, Bashkir State Pedagogical University named by M. Akmulla (BSPU), Ufa, Russia. E-mail: tiy2@yandex.ru.

Gimranov Dmitry Olegovich, Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Division of Russian Academy of Sciences (IPAE UB RAS), Ekaterinburg. E-mail: djulfa250@rambler.ru.

Abstract. Remnants of small vertebrates (amphibia, reptiles and mammals) from cave location of Yamantau 1 on Nugush river (Southern Ural) were studied. It was found that bone remnants were accumulated in cave deposits from the end of Late Neopleistocene up to Late Holocene.

Keywords: Late Neopleistocene, Holocene, amphibia, reptiles, small mammals, Southern Ural.

УДК 551.793+569.723(234.853)

А. Г. Яковлев, Т. И. Яковлева, Г. А. Данукалова

ОСТАТКИ ЛОШАДИ *EQUUS CABALLUS* L. 1758 ИЗ ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАГАШ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Аннотация. В верхнелепестовых отложениях местонахождения Магаш на р. Зилим (Южное Предуралье) обнаружена *in situ* пяточная кость лошади (*Equus caballus* L. 1758).

Ключевые слова: верхний неоплейстоцен, ископаемая лошадь (*Equus caballus* L. 1758), Южное Предуралье.

Введение. Находки костных остатков крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена и голоцена на территории Южного Предуралья не редки [Yakovlev et al., 2013; Danukalova et al., 2014], но чаще всего точно установить стратиграфическую приуроченность находок затруднительно, т.к. кости обнаруживают на поверхности современного аллювия, в склоновых отложениях, или во время добычи песчано-гравийной смеси со дна реки. Поэтому любое обнаружение костей крупных млекопитающих *in situ* имеет значение для биостратиграфии.

В 2016 г. Т.И. Яковлевой и И.И. Еникеевым (гимназия № 115 г. Уфы) была обнаружена *in situ* пяточная кость крупного млекопитающего в эрозионном обрыве высокой поймы правого берега р. Зилим (рис. 1).

Описание разреза четвертичных отложений местонахождения Магаш. Обнажение, где была обнаружена кость, расположено в 1,2 км на юго-запад от д. Магаш (Архангельский район Республики Башкортостан) и в 0,4 км вниз по течению р. Зилим от западного склона хр. Магаш (рис. 2), координаты — 54° 16' 49" С, 56° 36' 32" В. В точке находки описаны следующие отложения (рис. 3, 4):

Четвертичная система

Голоцен — Q₄

(субаэральные отложения — *pd*)

1. Почва гидроморфная (пойменная) светло-коричневая песчаная с корнями растений и гальками 0,1 м

Плейстоцен

Верхний неоплейстоцен — Q₃

Кудашевский горизонт — Q₃⁴

2. Суглинок светло-коричневый средний песчаный мелкооскольчатый с отдельными гальками 0,8 м

3. Суглинок светло-коричневый плотный средний .. 0,5 м

Табулдинский горизонт — Q₃³

4. Супесь коричневая горизонтальнослоистая с линзами песка светло-серого; ниже по течению в основании этого слоя вскрываются фрагменты стволов деревьев (рис. 5) .. 0,75 м

Средний — верхний неоплейстоцен

нерасчлененный — Q₂₋₃

(аллювиальные отложения — *a*)

5. Валунник, плотно сгруженный, заполненный гальками и гравием, местами ожелезненный и сцементированный Видимая мощность 0,1 м

Урез воды.

Разрез Магаш изучался ранее. В 2001 г. на этой же излучине р. Зилим А.Г. Яковлевым и А.А. Еремеевым был описан и опробован подобный разрез террасы и были проведены спорово-пыльцевые исследования отложений (рис. 6). По данным А.А. Еремеева и Л.И. Алимбековой (ИГ УНЦ РАН) неоплейстоцен-голоценовые отложения разреза Магаш охарактеризованы лишь единичными спорово-пыльцевыми зернами, не позволяющими сделать какое-либо корректное заключение о типе растительности. Описание разреза Магаш 2001 г. приведено ниже.

Четвертичная система

Голоцен — Q₄

(субаэральные отложения — *pd*)

© А. Г. Яковлев, 2017
© Т. И. Яковлева, 2017
© Г. А. Данукалова, 2017



Рис. 1. Расположение пяточной кости в коричневой супеси (слой 4) местонахождения Магаш

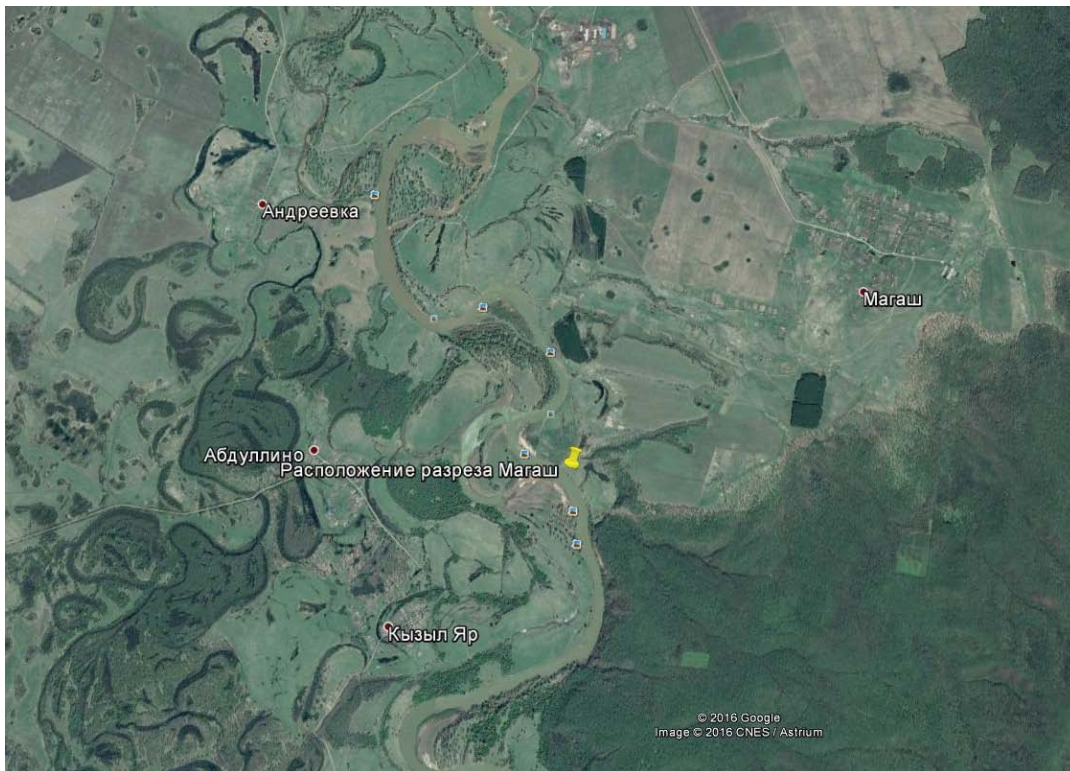


Рис. 2. Расположение местонахождения Магаш (метка на космическом снимке, полученном с помощью программы Google Earth)



Рис. 3. Разрез местонахождения Магаш



Рис. 4. Разрез местонахождения Магаш с указанием расположения кости (стрелка)



Рис. 5. Разрез Магаш (ниже по течению р. Зилим в 20 м от точки описания 2016 г.) с обнажившимися стволами деревьев слоя 4

1. Почва серая песчанистая мелкозернистая, пронизанная корнями растений. СП-1-3 0,45 м

Плейстоцен

Верхний неоплейстоцен — Q_3

Кудашевский горизонт — Q_3^4

(водно-склоновые перигляциального типа — *l, d, pgl*)

2. Суглинок светло-коричневый легкий мелкооскольчатый. СП-4-9 0,75 м

3. Суглинок коричневый средний, среднеплитчатый (толщина плиток до 3 см), по трещинам наблюдаются черные затеки и обугленные растительные остатки. СП-10-16 0,8 м

4. Суглинок светло-серо-коричневый тяжелый плотный толстоплитчатый (толщина плиток до 10 см). СП-17-19 0,4 м

Размыв.

Средний — верхний неоплейстоцен

нерасчлененный — Q_{2-3}

(аллювиальные отложения — *a*)

5. Галечник серый косослоистый, в верхней части слоя присутствуют черные прослойки галечника (мощность до 3 см). СП-20-22. Мощность 0,5 м

6. Валунник с галечным заполнителем (размер валунов до 10×10 см). СП-23, 24. Видимая мощность 0,3 м

Урез воды.

Характеристика находки. Кость обнаружена в основании слоя 4 (см. рис. 4, место, откуда была изъята кость, указано стрелкой).

Сравнение строения и промеров найденной кости с опубликованными данными по пяточным костям крупных млекопитающих [Громова, 1960, Кузьмина, 1997] позволило идентифицировать ее как левую пяточную кость лошади *Equus caballus* L. 1758, максимальная длина кости составляет 107 мм, ширина суставной части — 47 мм (рис. 7).

На территории Южного Предуралья инситные остатки позднеплейстоценовых лошадей известны из местонахождений Горново [Плейстоцен..., 1987], Табулда [Итоги..., 1985] и Нижнебиккузино [Данукалова и др., 2002].

Авторы благодарят к.б.н. П.А. Косинцева (ИЭРиЖ УрО РАН) за консультации по определению кости.

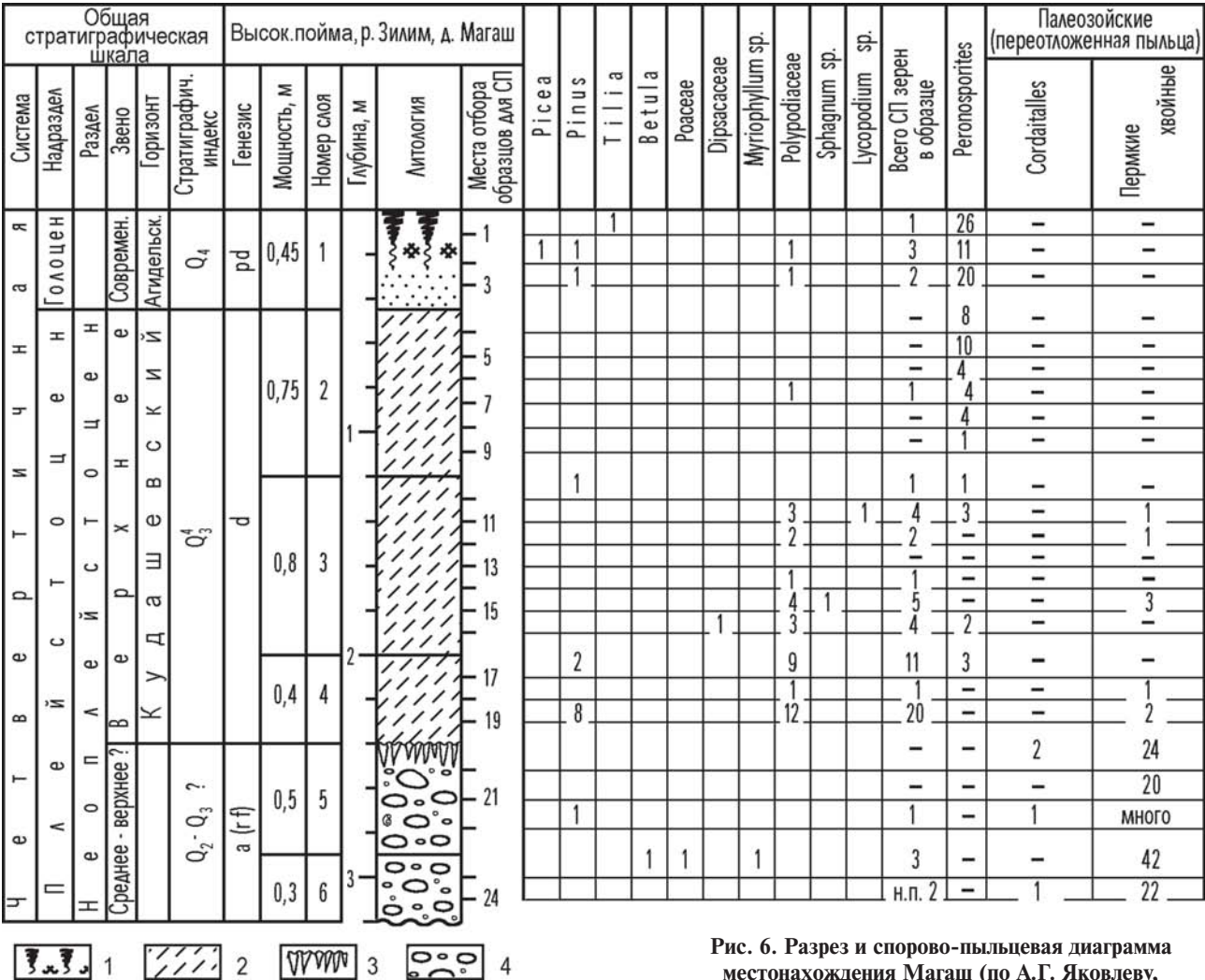


Рис. 6. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма местонахождения Магаш (по А.Г. Яковлеву, А.А. Еремееву, Л.И. Алимбековой)

Условные обозначения: Литологические: 1 — почва; 2 — суглинок; 3 — затеки в нижележащий слой; 4 — галечник. Q₂ — неоплейстоцен, среднее звено; Q₃ — неоплейстоцен, верхнее звено; Q₃⁴ — неоплейстоцен, верхнее звено, куда-шевский горизонт; Q₄ — голоцен; генезис отложений: d — делювиальный; a — аллювиальный; a(rf) — русловая фация аллювия; pd — почва



Рис. 7. Пяточная кость лошади (левая): а — вид спереди, б — вид изнутри

Литература:

Громова В.И. Определитель млекопитающих СССР по костям скелета. — Л.: Изд-о АН СССР, 1960. — 119 с. — (Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода; Вып. 2: Определитель по крупным костям заплюсны).

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Косинцев П.А., Морозова Е.М., Еремеев А.А. Биостратиграфия четвертичных отложений пещер и речных террас широтного течения р. Белой // Экологические аспекты Юмагузинского водохранилища. — Уфа: Гилем, 2002. — С. 32–57.

Кузьмина И.Е. Лошади Северной Евразии от плиоцена до современности. — СПб, 1997. — 224 с. — (Тр. Зоол. Ин-та РАН; Т. 273).

Плейстоцен Предуралья / *В.Л. Яхимович, В.К. Немкова, А.В. Сиднев, Ф.И. Сулейманова, Г.А. Хабибуллина, Т.И. Щербакова, А.Г. Яковлев.* — М.: Наука, 1987. — 112 с.

Итоги изучения разрезов плейстоцена Башкирии с остатками элфантид / *Под ред. В.Л. Яхимович.* — Уфа: БФАН СССР. 1985. — 78 с.

Danukalova G., Osipova E., Yakovlev A., Yakovleva T. Biostratigraphical characteristic of the Holocene deposits of the Southern Urals // *Quaternary International.* — 2014. — V. 328–329. — P. 244–263.

Yakovlev A., Danukalova G., Osipova E. Biostratigraphy of the Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene) of the Southern Urals // *Quaternary International.* — 2013. — V. 292. — P. 150–167.

Сведения об авторах:

Яковлев Анатолий Германович, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН); Башкирский государственный университет (БГУ), г. Уфа. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

Яковлева Татьяна Ивановна, Башкирский государственный педагогический университет им. Акмуллы (БГПУ), г. Уфа. E-mail: tiy2@yandex.ru.

Данукалова Гузель Анваровна, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа; Казанский федеральный университет, г. Казань. E-mail: danukalova@ufaras.ru.

**HORSE REMAINS OF *EQUUS CABALLUS* L. 1758
FROM THE UPPER NEOPLEISTOCENE DEPOSITS
OF THE MAGASH SITE (SOUTHERN FORE-URALS)**

A. G. Yakovlev, T. I. Yakovleva, G. A. Danukalova

Yakovlev Anatoly Germanovich, Institute of Geology, Ufa scientific centre, Russian Academy of sciences (IG USC RAS); Bashkir State University (BSU), Ufa, Russia. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

Yakovleva Tatiana Ivanovna, Bashkir State Pedagogical University named by M. Akmulla (BSPU), Ufa, Russia. E-mail: tiy2@yandex.ru.

Danukalova Guzel Anvarovna, Institute of Geology, Ufa scientific centre, Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa; Kazan Federal University, Kazan, Russia. E-mail: danukalova@ufaras.ru.

Abstract. Fossil horse remains of *Equus caballus* L. 1758 in situ were found in the Upper Neopleistocene deposits of the Magash site on Zilim River (Southern Fore-Urals).

Keywords: Upper Neopleistocene, fossil horse (*Equus caballus* L. 1758), Southern Fore-Urals.

II. ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

УДК 551.3.051

В. М. Горожанин, З. А. Канипова

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ МАРИНО-ГЛЯЦИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ БАЙНАЗАРОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА (КРИВОЛУКСКИЙ ГРАБЕН БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. В терригенных отложениях байназаровской свиты, которые считаются возрастным аналогом урюкских отложений — базального уровня ашинской серии венда на Южном Урале, установлены литологические признаки марино-гляциального происхождения: подводно-оползневые деформации и дропстоуны. Дополнительно обнаружена штрихованная поверхность в песчаных отложениях. Мы интерпретируем эти штрихи как борозды, оставленные килем плавающего льда в рыхлых осадках. С учетом данных о холодном климате во время накопления отложений нижней части урюкских песчаных осадков [Горожанин, 2013], можно предположить более широкий, чем принято считать, стратиграфический диапазон распространения неопротерозойских диамиктитов на Южном Урале, который захватывает отложения не только кургашлинской, но и перекрывающей ее байназаровской свиты.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, байназаровская свита, подводно-оползневые структуры, штрихованная поверхность, марино-гляциальные диамиктиты.

В стратиграфии пограничных рифейско-вендских отложений в восточной части Башкирского мегантиклинория (БМА), разработанной в 60-х годах прошлого века, которая в целом принимается большинством исследователей, еще имеются некоторые проблемы, касающиеся отнесения некоторых пачек и горизонтов пород к тем или иным стратиграфическим подразделениям. Это касается почти всех стратиграфических подразделений, выделенных в этой части структуры, — как криволюкской свиты, относящейся в современной стратификации к верхнерифейскому циклу осадконакопления, так и перекрывающих ее кургашлинской и байназаровской свит, коррелируемых с под-ашинскими и ашинскими отложениями западного крыла БМА.

Наиболее проблемным является разрез «Мурадымово», где одна и та же осадочная толща зеленовато-серых аркозовых и кварц-полевошпатовых гравелитов, песчаников и алевролитов разными авторами относится к разным стратиграфическим уровням: криволюкскому [Маслов и др., 2001], кургашлинско-байназаровскому [Клочихин и др., 1969, Чумаков, 1998], байназаровскому [Козлов и др., 2014 г.], байназаровско-басинскому [Шефер и др., 1998 г.] и басинскому [Ларионов, 2002 г.].

На наш взгляд, такая ситуация во многом связана с отсутствием надежной генетической идентификации этих отложений, т.к. в отсутствии биостратиграфических маркеров иных оснований для корреляции отложений, кроме как литолого-генетических, не остается.

О генетической природе этих отложений известно мало, и во многом она остается еще неясной; в формационном отношении они считаются базальным уровнем вендской молассы. Из-за специфического аркозового и кварц-полевошпатового состава песчаников этой толщи пород, впервые описанной Н.П. Гилевой [1965] по р. Белой в урочище Кривая Лука, большинством исследователей она сопоставляется с урюкской свитой западных разрезов БМА. Соответственно, аналогичным образом всеми исследователями принимается речной или пляжевый генезис этих песчаников, известный для урюкской свиты западного крыла [Беккер, 1968].

Нами принята точка зрения А.В. Клочихина с соавторами [1969], которые эту терригенную толщу, типовой разрез которой находится по правому берегу р. Белой напротив д. Мурадымово, выделили в отдельную свиту, назвав ее байназаровской. Мощность отложений байназаровской свиты оценивается от 500 м [Гилева, 1965] до 360 м [Клочихин и др., 1969].

В данной работе нами изучен фрагмент разреза свиты по левому берегу р. Белой, обнажающийся

по юго-восточному и северо-западному склонам г. Аратау, находящейся в д. Мурадымово (рис. 1). В этом разрезе обнажена нижняя часть байназаровской свиты, подстилающая слои, выходящие в разрезе правого берега, а характер обнаженности во многом даже превосходит его — некоторые слои можно проследить на десятки метров.

Согласно А.В. Клочихину с соавторами [1969], стратиграфическая граница проходит по юго-восточному склону г. Аратау, деля его приблизительно пополам между кургашлинской и байназаровской свитами. Такого же мнения поддерживается и Н.М. Чумаков [1998], детально изучавший разрез кургашлинской свиты в этом районе и составивший наиболее достоверную схему геологического строения этого сложного участка Криволукского грабена.

Разрез и литологические типы пород

Разрез представлен терригенным материалом — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и, реже, гравелитами и разногалечными конгломератами, образующими в целом незакономерное переслаивание (рис. 2). Цвет пород — серовато-зеленый,

состав — полимиктовый с присутствием кварца, полевого шпата, обломков пород, глинистых минералов (хлорит) в цементе. В составе гравелитов и песчаников макроскопически хорошо различим полевой шпат (по этой причине эту толщу и относят к аркозовым отложениям и сопоставляют с урюкским уровнем венда), однако преобладающим является не плагиоклаз (аркозовый компонент), а кварц, составляющий более 50–70% зерен.

В составе свиты хорошо различимы пачки пород с преимущественно алевро-глинистым и преимущественно песчаным материалом; последние образуют в рельефе хребта на г. Аратау хорошо заметные уступы. Более грубый — песчано-гравийный материал в целом преобладает в средней и верхней части разреза, однако какой-либо закономерности в распределении указанных типов пород, указывающей на их происхождение, в разрезе не наблюдается.

В связи с этим основной нашей задачей являлось изучение структурно-текстурных особенностей указанных отложений с целью поиска в них различных литологических индикаторов, с помощью которых можно было бы реконструировать генезис всей толщи.

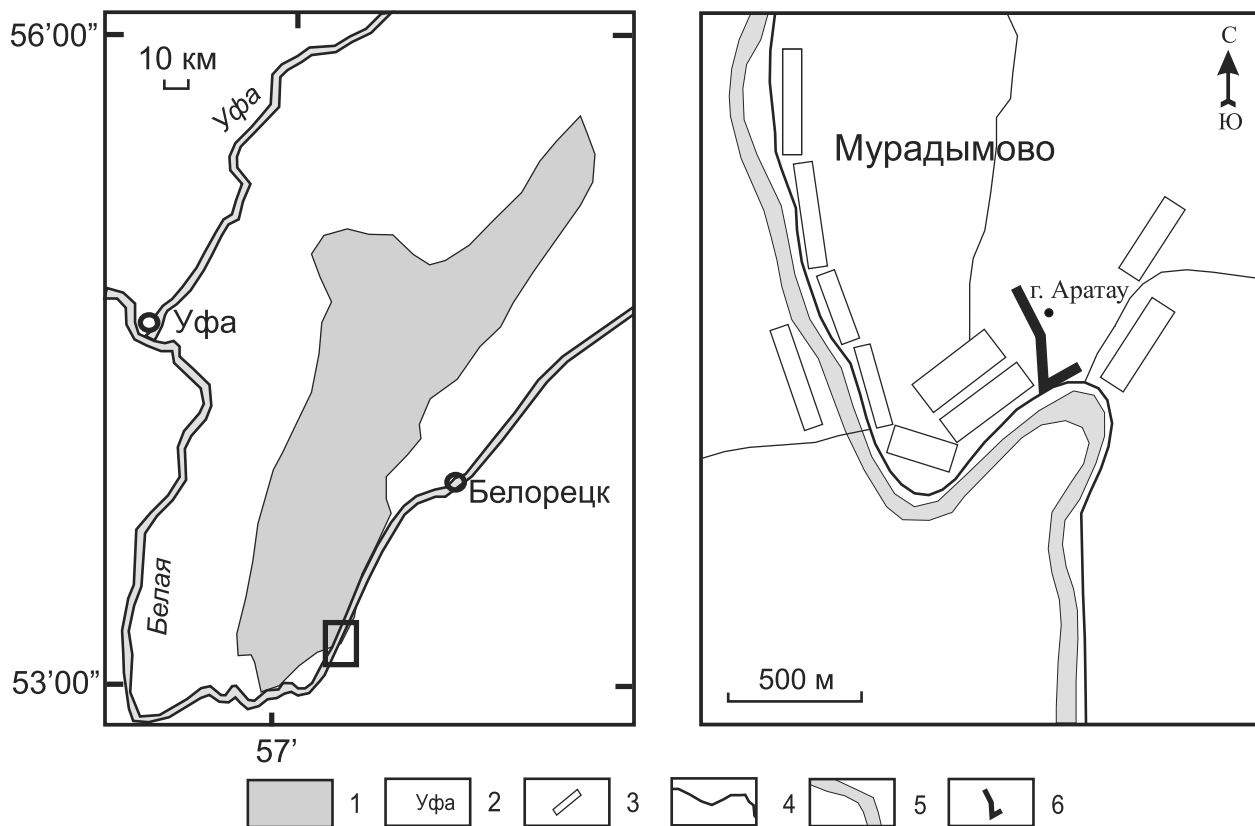


Рис. 1 План разреза байназаровской свиты венда на горе Аратау в д. Мурадымово

Условные обозначения: 1 — выходы верхнекембрийских отложений в пределах Башкирского мегантиклинория; 2–3 — населенные пункты; 4 — дорога; 5 — реки; 6 — положение разреза.

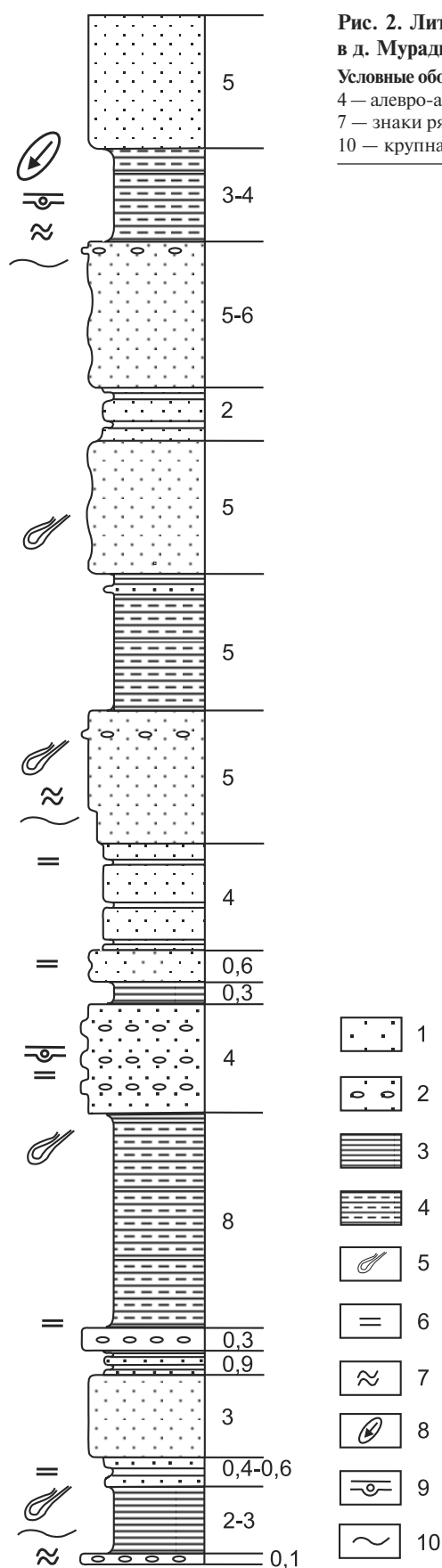


Рис. 2. Литологическая колонка отложений байназаровской свиты в разрезе г. Аратау в д. Мурадымово

Условные обозначения: 1 — песчаник; 2 — гравийно-галечный материал в песчанике; 3 — аргиллит; 4 — алевро-аргиллит; 5 — подводнооползневые складки (слампы); 6 — горизонтальная слоистость; 7 — знаки ряби; 8 — штрихованная поверхность отложений; 9 — упавшие камни (дропстоуны); 10 — крупная волнистая (хаммоку) слоистость.

Литологические индикаторы

В отложениях байназаровской свиты установлены следующие литологические признаки, имеющие ключевое значение для реконструкции условий осадконакопления: слоистость и знаки ряби, отдельные гальки (упавшие камни — дропстоуны), подводно-оползневые образования и штрихованная поверхность осадков.

Слоистость и знаки ряби. Характерной чертой является присутствие ламинарно-горизонтальной (рис. 3 а–б) и, с нечетливыми признаками, приливно-отливной слоистости, а также ярко выраженной крупной волнистой слоистости типа хаммоки (hummosky) (рис. 3 в–г), которая свидетельствует о небольшой глубине (до 100 м) осадконакопления. Присутствующие в этом же интервале значительно более мелкие знаки ряби более напоминают «морщинистую» поверхность микроскладок оползания (рис. 3 д).

В отложениях байназаровской свиты не выражен косой тип слоистости. Характерно также отсутствие градиационности в напластовании: часто наблюдается неожиданное сочетание грубого галечного материала с тонким алевропсаммитовым без каких-либо постепенных переходов.

При описании разреза байназаровских отложений всеми исследователями нередко отмечался линзовидный характер гравийно-галечного материала в более тонком алевропесчаном [Ключихин и др., 1969; Козлов, 1982; Шефер, 1998 г.; Ларионов, 2002 г.]. Следует отметить, однако, два обстоятельства. Во-первых, по нашим наблюдениям, участки, обогащенные грубым галечником, образуют не выклинивающиеся линзы, а слои, прослеживающиеся на достаточно большое расстояние. Иногда они смяты в оползневые складки (рис. 4 г), что и создает впечатление «линзовидности». Во-вторых, распределение материала по крупности в таких слоях носит «пудинговый» характер, т.е. практически лишено какой-либо закономерности (рис. 3 е, 4 г), что указывает на отложение его не в результате транспортировки водным потоком, а скорее путем выпадения из тающего льда, т.е. по механизму «дропа-стоуна».

Рассеянные (упавшие) гальки (дропстоуны) присутствуют по всему разрезу байназаровской свиты, хотя и значительно реже, чем в подстилающих кургашлинских отложениях, где они наблюдаются среди алевропелитов в слое с подводно-оползневыми складками (рис. 4 а). Они хорошо различимы на фоне мелкозернистой массы песка, структурированной по типу горизонтальной слоистости, напоминающей в ряде случаев приливно-отливный тип из-за выраженной сдвоенности более мелкозернистых слоев. Некоторые упавшие камни

направлены острым концом вниз, вероятно находятся в неуравновешенном состоянии (рис. 4 в).

Дропстоуны чаще всего представлены одиночными окатанными гальками полевого шпата или кварца, размер достигает 10 см (рис. 4 б). Кроме одиночных «упавших» камней в тонкозернистом алевропесчаном материале иногда можно наблюдать компактный агломерат галек (рис. 4 г), происхождение которого можно трактовать двояким образом.

С одной стороны, этот агломерат напоминает небольшую эрозионную промоину, заполненную более грубым галечным материалом, правда, резкие боковые ограничения агломерата плохо согласуются с такой точкой зрения. Можно предположить также выпадение такого агрегата галек в толщу воды в виде единого смерзшегося куска.



Рис. 3. Типы слоистости в отложениях байназаровской свиты

а — горизонтальная слоистость с элементами приливно-отливной и мелкими дропстоунами; б — горизонтальная слабо-волнистая слоистость с дропстоунами; в — разномасштабная волновая рябь: от средней до крупноволнистой; г — отпрепарированная поверхность волновой ряби типа «хаммоки» с длиной волны около 2 м; д — малоамплитудные знаки ряби(?), напоминающие микроскладки оползания; е — пудинговый характер распределения галек в «линзовидном» прослое гравелито-песчаника.



Рис. 4. Рассеянные гальки — дропстоуны

а — в алевропелитах вблизи контакта кургашлинской и байназаровской свит; б — в прослое гравелита на поверхности крупноволновой ряби, размер кварцевой гальки около 10 см; в — в песчанике с горизонтальной слоистостью; г — дропстоун из агрегата галек.

Отмечены случаи, когда слой с крупным рассеянным галечником гравийной размерности образует с алевроглинистым материалом подводно-оползневую складку. Генезис таких рулетов, вероятно, связан с нарушением равновесия в осадке вследствие одновременного выпадения большого количества крупных галек.

Подводно-оползневые структуры (слампы). В изученном разрезе очень широкое распространение имеют подводно-оползневые структуры — слампы (рис. 5 а–б), представляющие собой свернутые почти пополам пакеты гранулометрически разнородных пород — алевролитов и песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов (рис. 5 в–г). Смятые пакеты гранулометрически различных пород довольно хорошо распознаются в разрезе, если они присутствуют в слоях песчаников, то их диагностика более затруднительна.

Размеры рулетов оползания достигают 3–5 м. В разрезе они встречаются весьма часто и распределены случайным образом, но иногда слампами сложены целые горизонты, которые

можно проследить по простиранию на расстояние около 100 м (рис. 5 д–е). Насыщенность разреза подводно-оползневыми структурами следует оценивать как весьма высокую — до 30–50% всего разреза.

Точную ориентировку оползневых рулетов определить сложно из-за отсутствия блоков с сечениями в разных плоскостях, но в целом она совпадает с падением слоистости, т.е. осадки оползли в западном направлении.

Штрихованная поверхность «рыхлого осадка» (striated surface soft deposits). На поверхности одного слоя песчаника обнаружены отпрепарированные штрихи и борозды, которые, как мы полагаем, являются результатом выпаживания килевидными частями льдин рыхлого несцементированного осадка. Борозды имеют различную ширину — от 2 до 5 см и в целом параллельны друг другу. Исключение составляет одна наложенная сверху борозда, секущая остальные под острым углом. Последняя, очевидно, представляет собой более позднюю штриховку в несколько изменившемся направлении

движения льда. Эта борозда окаймляется бортиком из выпавшего песчаного материала (рис. 6, отмечено стрелкой).

Обсуждение результатов

Обобщая приведенные выше данные, следует отметить наиболее заметные и характерные чер-

ты отложений байназаровской свиты в разрезе на г. Аратау:

1. **Большая насыщенность разреза слампами (оползневыми структурами)** производит наибольшее впечатление. Такое обилие было встречено авторами только в верхах кургашлинской свиты в этом же районе и в разрезе суировской свиты в районе с. Толпарово [Горожанин и др., 2015].



Рис. 5. Подводно-оползневые структуры в отложениях байназаровской свиты

а–б — типичный вид подводно-оползневых складок из алевро-песчаного пакета слоев; в — подводно-оползневая складка алевро-гравелитового пакета слоев; г — деталь строения прослоя гравелита; д–е — подводно-оползневые складки в слое песчаника, прослеженные по простиранию на расстояние около 100 м (е — увеличенный фрагмент рис. 5 д).

2. Непрерывность разреза и постепенный переход кургашлинских отложений в байназаровские. Определить, где заканчиваются кургашлинские и начинаются байназаровские, практически невозможно. Попытки провести границу между ними по первым прослоям полевошпат-кварцевых гравелитов среди алевритов и песчаников, вероятно, следует признать не очень удачными, учитывая, что все эти «прослои» генетически являются горизонтом более крупных камней (галек), выпавших в результате таяния в более тонкий алевропесчаный материал. В результате склоновые осадки нагружались, приобретали неустойчивость и сползали, формируя крупные подводные оползни. В целом следует отметить тенденцию увеличения песчаного материала снизу вверх по разрезу.

3. Присутствие литологических индикаторов ледниковых диамиктитов. Среди них — неспецифические признаки, такие как отмеченные выше слампы, или признаки довольно глубоководной седиментации, определяемой по присутствию волнистой слоистости типа «хаммоки», а также специфические, характерные только для ледниковых диамиктитов. К ним относятся, прежде всего, друпстоуны, присутствие которых свидетельствует о вероятном вытаивании из льда и осаждении в рыхлый осадок. Чаще всего такое вытаивание вероятно происходило индивидуально для отдельных камней, в таком случае формировались «lonely stone»? , но чаще оно было массовым; в результате среди тонкого материала появлялись горизонты, обогащенные гравием и галькой, что утяжеляло



Рис. 6. Штрихованная поверхность рыхлого осадка в отложениях байназаровской свиты

Белой стрелкой отмечена более поздняя борозда, наложенная на первичную штриховку, с бортиком из выпахиваемого песчаного материала. На врезке — общий вид разреза с указанием места нахождения штрихованной поверхности (отмечено красной точкой).

поверхность осадка и приводило к его оползанию (см. выше).

Наиболее информативным среди индикаторов является штрихованная поверхность, которая свидетельствует о наличии ледника и плавучего льда, который своей килевой частью производил «выпахивание» еще рыхлого несцементированного осадка.

В литературе описано несколько случаев сохранения таких поверхностей в толще марино-гляциальных отложений (Бразилия — карбон гондванского оледенения [Vesely, Assine, 2014], пермь Омана [Abbasi et al., 2012], ордовик Северной Африки — Ливия и Алжир [Le Heron et al., 2012]) (рис. 7). Все упомянутые оледенения относятся к гондванским. О присутствии штрихованных поверхностей мягких осадков в неопротерозойских и более древних отложениях нам ничего не известно, возможно для российских гляциогоризонтов этот признак установлен впервые (и является уникальной геологической находкой).

Следует отметить, что в осадках изученного разреза байназаровской свиты найден далеко не полный перечень литологических признаков гляциогенных отложений, систематизированных крупней-

шим знатоком докембрийских диамиктитов Н.М. Чумаковым [1998, 2015]. Например, в байназаровских отложениях, как, впрочем, и в кургашлинских, нам не удалось обнаружить штрихованные валуны, которые Н.М. Чумаков считает важнейшими индикаторами ледниковых пород. Штрихованных валунов не удалось пока обнаружить и в толпаровско-суировских проблематичных диамиктитах — аналогах кургашлинской свиты в западной зоне БМА, по этой причине они не относятся этим исследователем к гляциогоризонтам [Чумаков, 2015].

В связи с этим следует отметить, что штриховку на валунах вероятнее всего следует ожидать в отложениях континентальных оледенений, и прежде всего — горных морен. В нашем случае, когда осадки являются морскими, а оледенение возможно было покровным, ожидать находки штрихованных валунов маловероятно. С нашей точки зрения, наличие штрихованных борозд на поверхности мягкого осадка является более весомым аргументом в пользу гляциогенеза, чем присутствие штрихов на поверхности твердых валунов. Как убедительно показано В.Г. Чувардинским [2012], возникновение штрихов на валунах и твердых экзарационных поверхностях («бараньих лбах») не обязательно свидетельствует

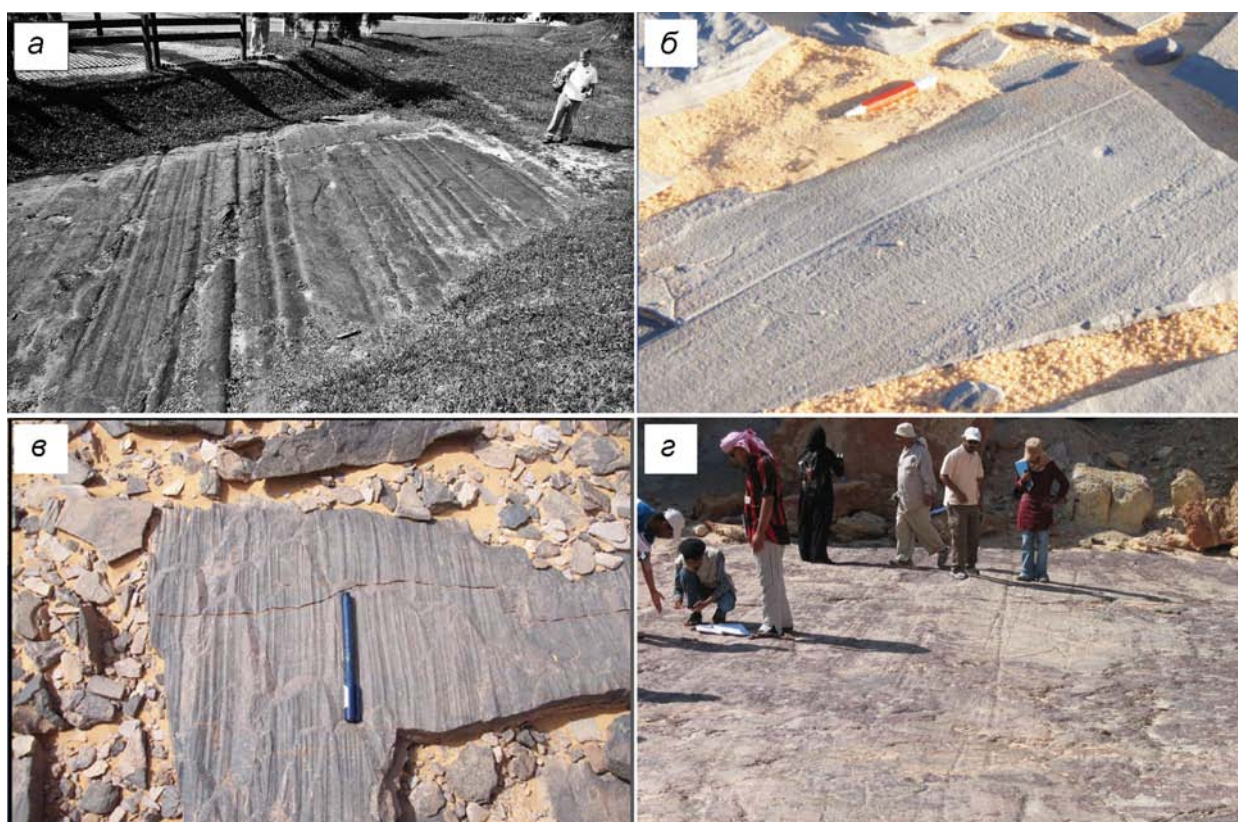


Рис. 7. Штрихованные поверхности мягких осадков в флювиальных и диамиктитовых отложениях оледенений Гондваны
а — карбон, Бразилия [Vesely, Assine, 2014]; б—в — ордовик Северной Африки (Ливия и Алжир) [Le Heron et al., 2012]; г — пермь Омана [Abbasi et al., 2012].

о ледниковом генезисе, и может быть связано с другими причинами, прежде всего, с тектоническими (зеркала скольжения).

Таким образом, комплекс приведенных выше литологических признаков свидетельствует о том, что отложения байназаровской свиты формировались в гляцио-маринных условиях. Соответственно, сомнений в аналогичном происхождении пород нижележащей кургашлинской свиты, вероятно, также не должно быть. Таковой она считалась Л.О. Лунгерсгаузенем еще в 1947 г.

Вывод о генетическом сходстве отложений кургашлинской и байназаровской свит на первый взгляд кажется неожиданным, т.к. эти образования в целом, как известно, внешне довольно сильно различаются. Однако, как было замечено В.А. Шефером при геологическом доизучении Канской площади [Шефер и др., 1998 г.], петрографический состав и характер напластования этих двух свит весьма сходен, несмотря на различия в облике пород.

В случае признания гляцио-маринного генезиса осадков байназаровской свиты, возникают некоторые проблемы в генетической интерпретации отложений урюкской свиты — литологического и стратиграфического аналога, развитого на западном крыле БМА; корреляция их уже устоялась и обычно не вызывает сомнений у исследователей докембрия. Они связаны с тем, что генезис урюкских терригенных пород, лежащих в основании ашинской серии, считается русловым, (речным и, возможно, пляжевым) [Беккер, 1988], сама ашинская серия формационно рассматривается в качестве орогенной молассы. Эти проблемы, однако, кажущиеся, на наш взгляд они связаны с недостаточной изученностью урюкской свиты.

По нашим наблюдениям, проведенным на западном крыле БМА в бассейне р. Зилим (толпаровский разрез), в нижней сероцветной части урюкской свиты присутствуют литологические индикаторы осадкообразования в условиях холодного климата [Горожанин, 2013], а также широкое распространение имеют подводно-оползневые образования. Они почти столь же многочисленны, как и в отложениях байназаровской свиты разреза Мурадымово, хотя и трудноразличимы. По нашему мнению, в условиях плохой обнаженности фрагменты крупных рулетов оползания в песчаной толще можно легко принять за косую слоистость, по крайней мере, это хорошо видно в толпаровском разрезе. Поэтому упоминаемые в литературе косонаслоенные породы в нижнеурюкских песчаниках [Беккер, 1968], возможно, имеют другой генезис. Кроме того, урюкскую и байназаровскую свиты обычно коррелируют с керноскопской или старопечнинской свитами на Среднем Урале [Младших и др., 1978].

И в керноскопских и в старопечнинских отложениях также присутствуют многочисленные подводно-оползневые структуры [Беккер, 1988].

Выводы

1. В терригенной алевро-песчаной толще — байназаровской свите, обнажающейся в разрезе «Мурадымово» в Криволукской синклинали восточного крыла БМА обнаружены литологические индикаторы, свидетельствующие о марино-гляциальном генезисе этого стратиграфического подразделения венда. Дропстоуны, подводно-оползневые структуры встречаются почти настолько же часто, как и в подстилающих кургашлинских отложениях, которые считаются гляциальными, т.к. вмещают горизонты диамиктитовых конгломератов. Переход кургашлинских отложений в байназаровские не обнаруживает резкой смены условий накопления осадков и является постепенным. Однако байназаровские осадки, в которых хорошо выражена слоистость, в том числе типа «хаммоки», отлагались в условиях больших глубин. Эти стратиграфические подразделения образуют генетически единую последовательность, связанную с марино-гляциальным осадконакоплением.

Литологическим индикатором, ключевым для отнесения байназаровских осадков к марино-гляциальным, является штрихованная поверхность рыхлых отложений, аналоги описаны пока только в палеозойских гляциогоризонтах Гондваны.

2. В связи с выяснением марино-гляциального генезиса байназаровских отложений устоявшееся представление о сопоставимости их с урюкскими песчаниками западных разрезов БМА — базальным уровнем ашинской серии венда, возможно, требует уточнения. Сама корреляция вероятнее всего не подлежит сомнению, однако генетическая природа урюкских песчаников во многом еще не ясна и, с нашей точки зрения, нуждается в дальнейшем изучении.

Литература:

- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. — Л.: Недра, 1968. — 160 с.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. — Л.: Недра, 1988. — 288 с.
- Гилева Н.П. Условия образования ашинских отложений западной и центральной зон Южного Урала // Палеогеография Урала. — Свердловск: УФ АН СССР, 1965. — С. 63–74.
- Горожанин В.М. Климатические события и условия седиментации на рубеже рифея и венда на Южном Урале // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы. — Екатеринбург: ИГиГ СО РАН, 2013. — С. 10–15.

ментационные процессы в геологической истории: Матер. VII Всерос. литологич. совещ. — Новосибирск, 2013. — С. 245–246.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 / ИГ УНЦ РАН [Электронный ресурс]. — СПб: Свое издательство, 2015. — С. 69–78. — URL: http://ig.ufaras.ru/File/E2015/Sbornik_12_IG_USC_RAS.pdf (дата обращения: 14.12.2016).

Ключихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала. // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФ АН СССР, 1969. — Вып. 9. — С. 18–27.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982. — 128 с.

Лунгерсгаузен Л.О. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала // Сов. геология. — 1947. — № 18. — С. 35–74.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. — Т. 4. — 103 с.

Младших С.В., Ключина М.Л., Аблизин Б.Д. Корреляция терригенных отложений вендомия западного склона Южного и Среднего Урала // Докембрий и ниж-

ний палеозой Урала: Сб. статей. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. — С. 13–29.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. — 179 с.

Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена) // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 138–153.

Чумаков Н.М. Проблемы диагностики древних ледниковых отложений // Литология и полезные ископаемые. — 2015. — № 2. — С. 148–158.

Abbasi I.A., Haneef M., Asif Kh.M. Early Permian Siliciclastic System of North-Gondwanaland: A Comparison between Nilawahan Group of North Pakistan and Haushi Group of Oman [Электронный ресурс]. — URL: http://www.searchanddiscovery.com/documents/2012/30227abbasi/ndx_abbasi.pdf (дата обращения: 14.12.2016).

Vesely F.F., Assine L.M. Ice-keel scour marks in the geological record: evidence from carboniferous soft-sediment striated surfaces in the Paraná basin, Southern Brazil // Journal of Sedimentary Research. — 2014. — V. 84. — P. 26–39.

Le Heron D.P., Guido M., Whitham A., Elgadry M. Lower Silurian Black Shales of North Africa: The Role of Glaciation on the Distribution of Source-Rock. Quality Facies [Электронный ресурс]. — URL: http://www.searchanddiscovery.com/documents/2012/30240leheron/ndx_leheron.pdf (дата обращения: 14.12.2016).

Сведения об авторах:

Горожанин Валерий Михайлович, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Канипова Залия Азатовна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

THE LITOLOGICAL INDICATORS OF THE MARINE-GLACIAL GENESIS OF THE BAYNAZAROVO FORMATION, VENDIAN (KRIVOLUCKIAN GRABEN AT THE BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM, SOUTHERN URALS)

V. M. Gorozhanin, Z. A. Kanipova

Gorozhanin Valery Michailovich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Kanipova Zaliya Azatovna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

Abstract. In the terrigenous deposits of the Baynazarovo Formation, which are considered to be the age analogue of the Uriuk Formation — the basal deposits of Vendian Asha Group at the Southern Urals, the lithological features of the marine-glacial genesis: slumps and dropstones are distinguished. Additionally a soft-sediment striated surface was found. We interpret these features as scour marks generated by keels of floating ice in softsediments. Taking in its account a cold climate during Uriuk sandstones accumulation [Gorozhanin, 2013] we can propose more wide stratigraphic range of the Neoproterozoic diamictites in the Southern Urals, than it was usually accepted, which occupy not only the Kurgashlya Formation, but also the Baynazarovo Formation overlying it.

Key words: Bashkirian meganticlinorium, Baynazarovo Formation, slump, soft-sediment striated surface, marine-glacial diamictites.

УДК 553.08+552.143:549.731.15:551.734/735(470.57)

Е. Н. Горожанина

СОСТАВЫ ДЕТРИТОВЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА

Аннотация. В статье представлены результаты изучения составов детритовых хромшпинелидов (dChr-Spl) из осадочных пород нижнего — среднего девона (туратская толща) и нижнего карбона (зирень-агачская толща) сутурной зоны Главного Уральского разлома, нижнего карбона Зилаирского синклинория (иткуловская свита) и осадков ордовика, к которым относится тогузак-аятская свита Восточной зоны Южного Урала. Проведено сравнение полученных результатов с опубликованными данными. Эти данные показывают, что в раннем — среднем девоне источниками сноса могли служить породы преддуговой аккреционной призмы. В позднедевонское время к этим источникам сноса добавились комплексы более глубоких горизонтов офиолитовых и альпинотипных массивов с менее деплетированными шпинелевыми перидотитами (субконтинентальные, задуговые или океанические), которые были выведены в зону эрозии во время процесса коллизии дуги и континента. В dChr-Spl из песчаников тогузак-аятской свиты Восточно-Уральской зоны (Челябинско-Брединская зона), относящихся к ордовику, установлены низкие содержания титана и высокая хромистость, что характерно для надсубдукционных пород.

Ключевые слова: детритовые хромшпинелиды, песчаники, известняки, девон, карбон, ордовик, Южный Урал, субдукция, коллизия.

Изучению детритовых хромшпинелидов (dChr-Spl) из осадочных пород посвящены многочисленные публикации [Исаев и др., 1984; Кориневский, 1987; Hisada et al., 1998; Willner et al., 2002; Zhu et al., 2004; Lenaz, Princivalle, 2005; Arai et al., 2006; Дунаев, Зайков, 2005; и др.], поскольку считается, что состав этого минерала является чутким индикатором условий образования породы [Irvine, 1965; Васильев, 1983; Arai, 1992; и др.] и, следовательно, может указывать на состав пород в источнике сноса.

Хромшпинелиды (Chr-Spl) — типичные минералы мантийных ультраосновных пород и связанных с ними магматитов. Они в виде акцессорных включений встречаются в основных и ультраосновных породах практически всех геодинамических обстановок — океанических и континентальных, включая кимберлиты и коматииты [Barnes, Roeder, 2001]. Диагностическими для Chr-Spl являются содержания и соотношения катионов хрома, алюминия, титана и железа, выраженные параметрами $cr\# = Cr/(Cr+Al)$, $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$, TiO_2 , $Fe^{3+} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$. На этих параметрах состава хромшпинелидов основан ряд классификационных диаграмм [Dick, Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001; Arai, 1992; Barnes, Roeder, 2001; Базылев, 1995, 2003],

позволяющих определить тип пород и геодинамические условия их образования.

На Южном Урале dChr-Spl были установлены и изучены в песчаниках кидрясовской свиты нижнего ордовика [Исаев и др., 1984], в обломочных породах шандинской свиты нижнего девона в Сакмарском аллохтоне [Кориневский, 1987], где показано, что высокохромистые Chr-Spl в этих породах по составу сопоставимы с Chr-Spl из Кемпирсайского офиолитового массива. В песчаниках ишкининской толщи нижнего — среднего девона зоны Главного Уральского разлома (ГУР) установлены высокохромистые Chr-Spl, источником которых, по мнению А.Ю. Дунаева и В.В. Зайкова [2005], могли служить бониниты и серпентиниты зоны ГУР и хромитовые руды Кемпирсайского массива. Это означает, что некоторые серпентинитовые массивы зоны ГУР были выведены на поверхность при субдукции и «сгружены» на фронте островной дуги в составе аккреционной призмы уже в раннем — среднем девоне [Зайков и др., 2004]. Вывод основной массы офиолитов в зону эрозии при коллизионных процессах, начавшихся в позднем девоне [Пучков, 2000], подтверждается данными по составу обломков зерен Chr-Spl в граувакковых песчаниках синколлизийной зилаирской свиты фаменского яруса верхнего девона [Willner et al., 2002]. Показано, что dChr-Spl поступали в эти

песчаники из офиолитовых массивов Южного Урала (Крака, Нурали, Кемпирсай) и в небольшом количестве из островодужных базальтов. Итак, появление Chr-Spl в осадочных отложениях определенного возраста рассматривается как косвенный показатель времени вывода офиолитовых комплексов в зону эрозии при аккреционно-коллизийных процессах на Южном Урале.

Ранее [Горожанина, Сазонова, 2008; Горожанина, 2010] мы представляли результаты изучения составов dChr-Spl из зерен в шлифах разновозрастных терригенных и карбонатно-терригенных осадков разных структурно-фациальных зон Южного Урала: из сутурной зоны ГУР и Зилаирского синклинория (рис. 1, рис. 2). Были получены данные по составам dChr-Spl из вулканомиктовых песчаников туратской толщи нижнего — среднего девона, известковистых песчаников визейского яруса нижнего карбона зоны ГУР (разрез по р. Зирень-Агач) и из песчаных известняков иткуловской свиты визейского яруса нижнего карбона западного борта Зилаирского синклинория (табл. 1, 2).

Дополнительно нами получены новые данные по составу dChr-Spl из тяжелой фракции полимиктовых песчаников тогузак-аятской свиты ордовика Восточно-Уральского поднятия (табл. 3).

Характеристика осадочных формаций девона и карбона, включающих хромшпинелид-содержащие турбидиты

В Присакмаро-Вознесенской зоне (или зоне ГУР) наряду с фрагментами офиолитов в серпентинитовом меланже присутствуют вулканогенные и осадочные породы от ордовика до нижнего карбона. Зона имеет в целом синклинальное строение, осложненное сдвиговыми дислокациями [Серавкин и др., 2003]. Это создает сложные структурные взаимоотношения между разновозрастными комплексами. Синхронные субдукции осадочные формации встречаются фрагментарно в южной части Присакмаро-Вознесенской зоны (см. рис. 1). В их состав входят породы туратской и ишкининской толщ раннего — среднего девона. По тектоно-стратиграфической позиции они относятся к формациям преддуговой зоны [Зайков и др., 2004; Дунаев, Зайков, 2005].

Отложения туратской толщи хорошо обнажены в урочище «Каменная гора», по левому берегу р. Таналык, в 3 км севернее пос. Бурибай и в 25 км южнее пос. Бурибай, на р. Туратке, около д. Илячево. Отложения ишкининской толщи (возрастного аналога туратской толщи) выходят в 30 км южнее, у д. Ишкинино в центральной части Присакмаро-Вознесенской зоны. Породы этих толщ перекрываются кремнистыми породами (фтанитами)

с конодонтами эйфельского яруса среднего девона [Маслов и др., 1993].

Основная часть разреза туратской и ишкинской толщ сложена вулканомиктовыми турбидитовыми песчаниками с прослоями кремнисто-глинистых пород, яшм, фтанитов, гравелитов, алевропелитов, в одном из которых найдены конодонты эмса — раннего эйфеля *Polygnathus serotinus* Telford [Маслов и др., 1993]. По возрасту рассматриваемые породы соответствует уровню островодужной ирендыкской свиты Магнитогорской зоны, то есть накапливались в период интенсивного островодужного вулканизма [Косарев и др., 2005].

В составе турбидитовых песчаников туратской толщи отмечаются обломки плагиоклаза, кварца и вулканогенных пород (диабазов, плагиоклазовых и пироксеновых базальтов, реже — дацитов), а также серпентинитов, зерна Chr-Spl; осадочный компонент представлен обломками кремнистых алевропелитов и радиоляритов. Следует отметить основное отличие состава турбидитовых песчаников туратской и ишкининской толщ от песчаников фаменской синколлизийной зилаирской формации — отсутствие в первых обломков метаморфических пород — филлитов, кварцитов, слюд. Состав песчаников показывает, что осадки туратской толщи накапливались на приостроводужном склоне желоба. Изучение литокластов и Chr-Spl из турбидитовых песчаников ишкинской толщи отражает формирование пород за счет размыва аккреционной призмы, сложенной фрагментами предостроводужной океанической коры [Зайков и др., 2004; Дунаев, Зайков, 2005].

Нами были изучены составы зерен хромитов из турбидитовых песчаников туратской толщи в разрезе по р. Туратка (овраг Ульган-Курган) в обр. T21, взятом в 2,5 м выше пачки кремнистых алевролитов с конодонтами *Polygnathus serotinus* Telford, и в обр. T22, отобранном из толщи турбидитовых песчаников в 50 м выше по разрезу (табл. 1).

В 5 км севернее пос. Бурибай в широтном пересечении Присакмаро-Вознесенской зоны от с. Самарское (ур. Каменная Гора) по р. Таналык и ее западному притоку, руч. Зирень-Агач, у д. Юлбарсово нами реконструирован последовательный разрез осадочных комплексов от туратской толщи нижнего девона до известняков нижнего карбона (рис. 3), слагающих зону ГУР. Этот разрез показывает, что зона ГУР с эмского века раннего девона до позднего визе (середина раннего карбона) развивалась как прогиб, периодически заполнявшийся осадками преимущественно турбидитового типа.

В среднем девоне и в течение франского века позднего девона это была область накопления кремнистых осадков [Маслов и др., 1993]. Отмечается перерыв в осадконакоплении на уровне живетского

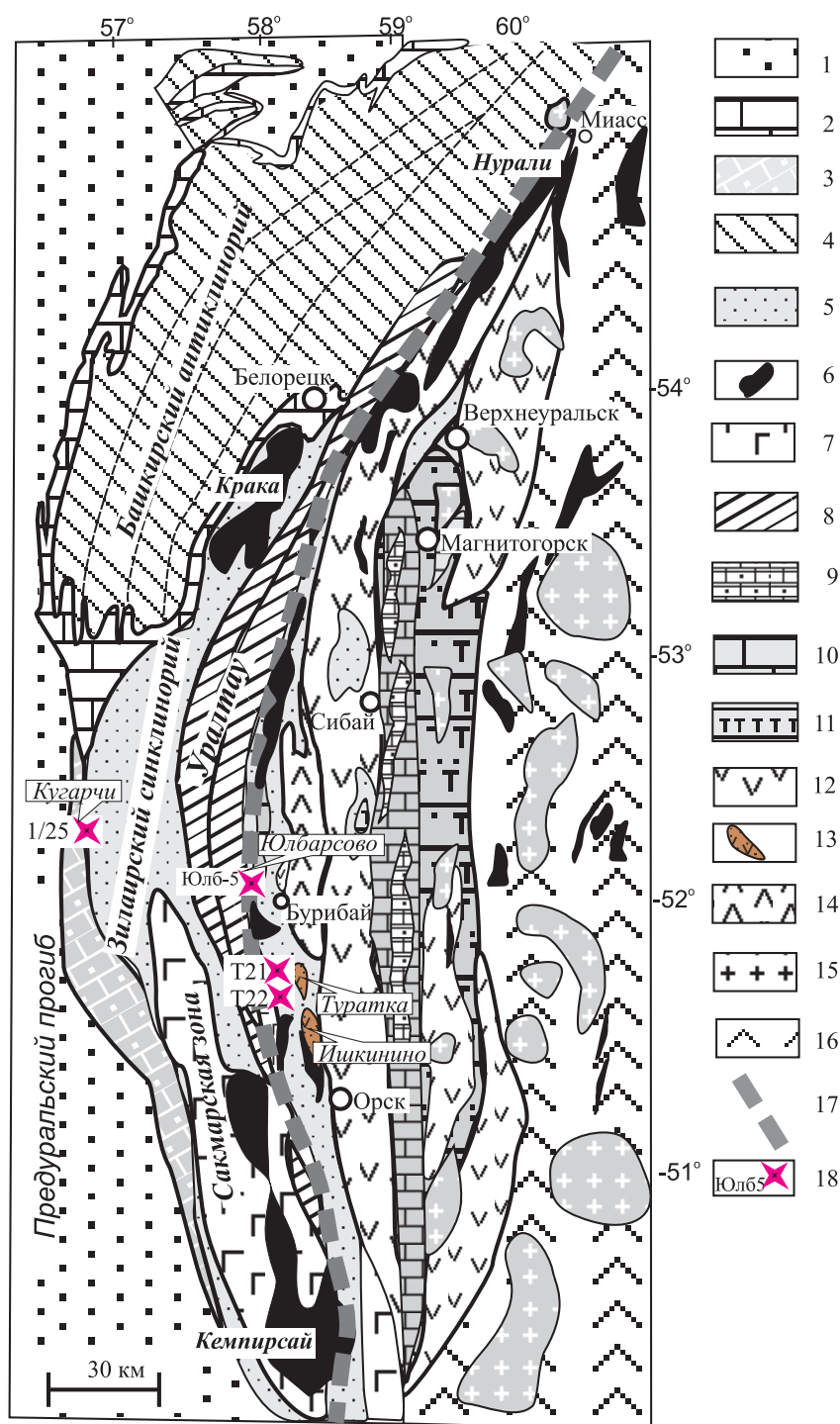


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного Урала с точками отбора образцов с детритовыми хромшпинелидами

Условные обозначения: 1 — осадочные комплексы Предуральского прогиба (P_1); 2 — карбонатные отложения пассивной окраины Восточно-Европейского континента ($S-C_3$); 3 — терригенно-карбонатные (флишевые) осадки зоны линейной складчатости (C_{1-3}), включающие осадки иткульской свиты (C_1v); 4 — докембрийские породы Башкирского мегаантиклинория; 5 — граувакковый флиш зилаирской свиты (D_3fm); 6 — офиолитовые массивы; 7 — вулканогенные и осадочные комплексы Сакмарской зоны ($O-D_2$); 8 — метаморфические породы зоны Уралтау; 9–14 — осадочные и вулканогенные комплексы Магнитогорской зоны: 9 — карбонатно-терригенные отложения среднего карбона (C_2), 10 — шельфовые известняки нижнего карбона (C_1v-s), 11 — рифтовые вулканогенно-осадочные комплексы Магнитогорско-Богдановского грабена (березовская свита, C_1t-v), 12 — островодужные комплексы раннего — позднего девона (D_{1-3}), 13 — выходы осадочных пород предостроводужной зоны (туратской и ишкининской толщ D_{1-2}), 14 — островодужные бонинитсодержащие вулканогенные комплексы баймак-бурибайской свиты нижнего девона (D_1b-br); 15 — гранитные интрузии; 16 — комплексы пород Восточно-Уральской зоны; 17 — Главный Уральский разлом; 18 — точки взятия образцов осадочных пород с хромшпинелидами.

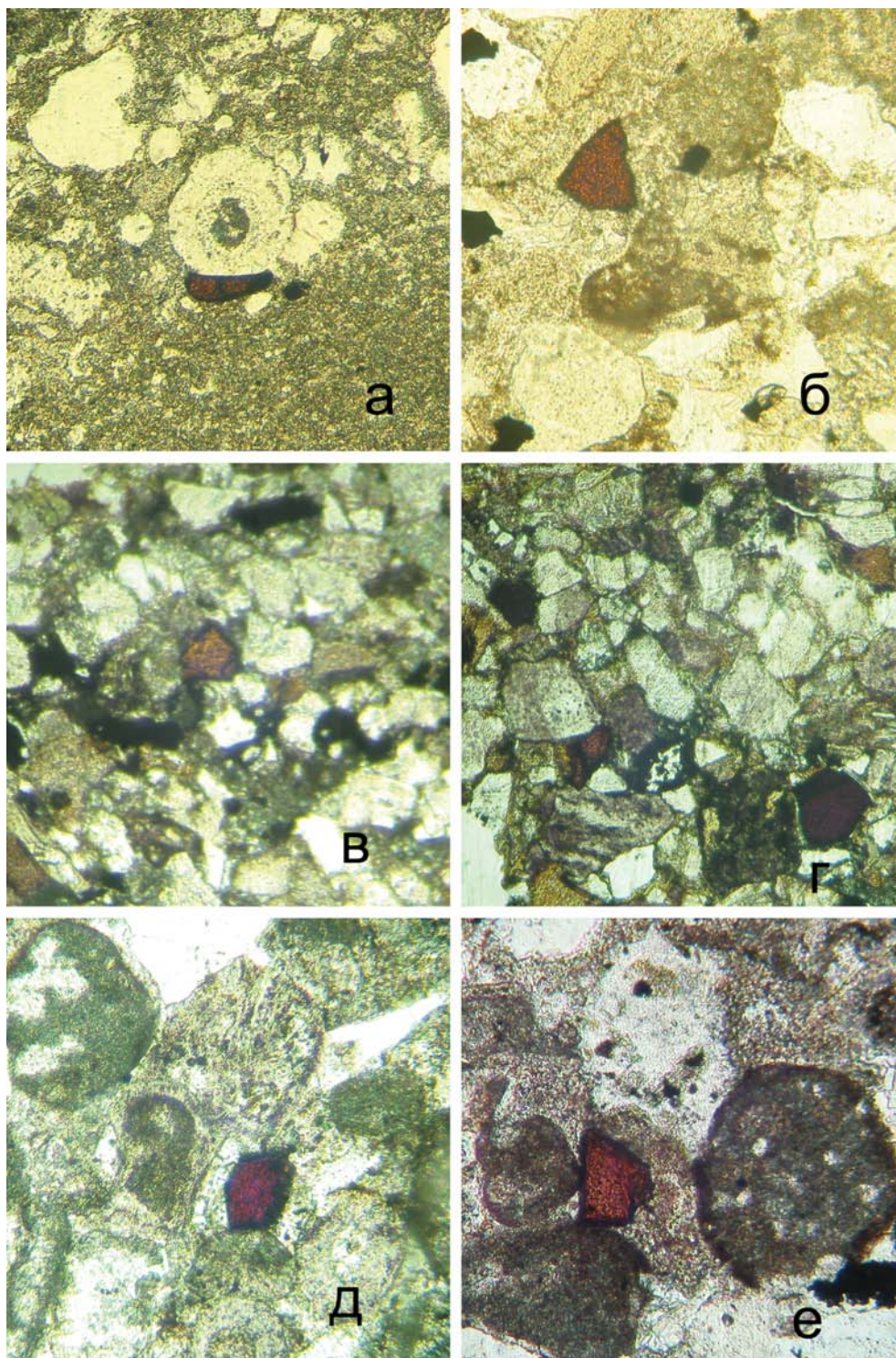


Рис. 2. Микрофотографии шлифов терригенно-карбонатных осадочных пород с зернами хромшпинелидов (буровато-красного цвета) (б/а, ув. 80)

а — песчанистый известняк с обломком хромшпинелида удлиненной формы (в центре) рядом с члеником криноидеи, обр. 1/24, иткуловская свита (C_1v), западный борт Зилаирского синклинория; б — песчанистый известняк с треугольным обломком хромшпинелида (слева сверху), обр. Юлб-5, разрез Юлбарсово (C_1v), зона ГУР; в — известковистый песчаник с изометричным зерном хромшпинелида (в центре), обр. П14, кардаиловская свита S_2 , Магнитогорский синклинорий, разрез Пригородный; г — вулканомиктовый песчаник с изометричным зерном хромшпинелида (справа внизу), обр. Т22, туратская толща (D_{1-2}), зона ГУР; д — песчанистый известняк с ромбическим зерном хромшпинелида (в центре), обр. Юлб-3, разрез Юлбарсово (C_1v), зона ГУР; е — песчанистый известняк с обломком хромшпинелида (около центра), обр. Юлб-5, разрез Юлбарсово (C_1v), зона ГУР.

Таблица 1

Состав детритовых хромшпинелидов из песчаников туратской толщи нижнего – среднего девона (зона ГУР, р. Туратка, разрез Ульган-Курган)

№ обр.	Т-21											Т-22					
	1	2	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	5	5
№№ зерна			центр	край												светлая зона	темная зона
TiO ₂ %	0,62	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	1,65
Al ₂ O ₃	0,48	23,54	28,19	28,79	25,69	27,86	24,59	12,64	33,50	28,48	29,84	27,21	19,78	26,56	16,39	10,29	14,62
Cr ₂ O ₃	37,01	42,56	39,01	39,71	42,66	41,11	43,16	53,52	31,60	40,71	37,68	42,01	49,81	43,75	55,75	48,66	36,87
V ₂ O ₃	0,56	0,00	0,00	0,33	0,00	0,33	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,47	0,00	0,00
FeO*	54,65	20,41	17,25	17,53	16,60	15,73	19,99	20,02	17,60	15,93	18,16	18,07	17,48	14,24	13,48	31,77	36,75
MnO	0,47	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	0,64	0,00
MgO	1,88	11,48	13,64	13,85	13,63	14,24	12,17	12,51	16,44	14,25	14,15	12,53	11,70	14,19	13,64	7,97	8,50
ZnO	0,66	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	96,79	99,15	98,65	100,20	98,58	99,27	100,19	99,03	99,65	99,36	100,05	99,81	99,24	99,07	99,73	100,14	98,39
Cr ф.е.	1,22	1,06	0,94	0,94	1,04	0,98	1,05	1,39	0,73	0,97	0,89	1,01	1,25	1,05	1,39	1,33	1,01
Ti	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
V	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Al	0,02	0,87	1,01	1,02	0,93	0,99	0,89	0,49	1,16	1,01	1,05	0,97	0,74	0,95	0,61	0,42	0,60
Fe ³⁺	0,74	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,11	0,11	0,03	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,24	0,35
Fe ²⁺	1,16	0,47	0,39	0,39	0,39	0,37	0,46	0,44	0,32	0,37	0,39	0,44	0,44	0,35	0,35	0,68	0,71
Mn	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Mg	0,12	0,54	0,62	0,62	0,62	0,64	0,56	0,61	0,72	0,64	0,63	0,57	0,55	0,64	0,64	0,41	0,44
Zn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr#	0,98	0,55	0,48	0,48	0,53	0,50	0,54	0,74	0,39	0,49	0,46	0,51	0,63	0,52	0,70	0,76	0,63
Mg#	0,06	0,50	0,58	0,58	0,59	0,62	0,52	0,53	0,62	0,61	0,58	0,55	0,54	0,64	0,64	0,31	0,29
Fe ³⁺ #	0,37	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,12	0,18

Примечание к таблицам 1–3: формульные единицы (ф.е.) рассчитаны на 4 атома кислорода; FeO* — суммарное содержание в пересчете на FeO.

Таблица 2

**Состав детритовых хромшпинелидов из известковистых песчаников
визейского яруса нижнего карбона зоны ГУР и Зилаирского синклинория**

№№ обр.	Юлб-5										1/26	
Место-положение	Зона ГУР, разрез Юлбарсово, C ₁ v ₁										Зилаирский синклинорий, разрез Кугарчи, C ₁ v ₂	
№№ зерна	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2
TiO ₂ %	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,29	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	10,21	25,12	45,71	13,80	15,03	41,45	5,42	32,06	34,39	12,96	14,96	30,65
Cr ₂ O ₃	52,70	41,58	22,51	55,98	54,88	27,92	60,38	33,83	29,11	54,26	51,55	31,56
V ₂ O ₃	0,00	0,36	0,00	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37
FeO*	30,63	21,14	13,93	19,27	18,16	14,01	26,29	20,04	22,03	22,85	22,37	22,83
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00
MgO	6,06	11,79	17,33	9,93	11,45	16,72	6,80	13,32	13,09	8,64	9,90	11,81
ZnO	0,00	0,00	0,31	0,43	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,39	0,00
NiO	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,86	99,99	100,18	99,83	100,38	100,10	98,89	99,68	99,39	99,22	99,17	97,21
Cr ф.е.	1,44	1,02	0,49	1,45	1,39	0,62	1,69	0,80	0,69	1,43	1,34	0,78
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,42	0,92	1,48	0,53	0,57	1,37	0,23	1,13	1,21	0,51	0,58	1,12
Fe ³⁺	0,13	0,07	0,03	0,02	0,04	0,02	0,09	0,06	0,1	0,05	0,07	0,10
Fe ²⁺	0,75	0,48	0,29	0,5	0,45	0,31	0,69	0,44	0,45	0,58	0,54	0,49
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,31	0,54	0,71	0,48	0,55	0,70	0,36	0,59	0,58	0,43	0,49	0,55
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ni	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr#	0,78	0,53	0,25	0,73	0,71	0,31	0,88	0,41	0,36	0,74	0,70	0,41
Mg#	0,26	0,50	0,69	0,48	0,53	0,68	0,32	0,54	0,51	0,40	0,44	0,48
Fe ³⁺ #	0,07	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05

яруса среднего девона [Чибрикова, 1977; Мизенс, 2002]. В фамене кремненакопление сменилось образованием граувакковых толщ зилаирской свиты. В течение турнейского и визейского веков отмечается постепенное увеличение карбонатакопления. В позднем визе прогиб был компенсирован и перекрыт органогенными шельфовыми известняками, сейчас находящимися в тектонически смещенном положении [Камалетдинов, Казанцева, 1977]. Характерно, что в этом разрезе офиолитовый компонент и зерна Chr-Spl встречаются в песчаниках нескольких стратиграфических уровней (см. рис. 3). Состав dChr-Spl из песчаников фаменской зилаирской свиты зоны ГУР был описан в работе [Willner et al., 2002].

В левом борту руч. Зирень-Агач у д. Юлбарсово выше песчаников зилаирской свиты выходит толща карбонатно-терригенных ритмичеслоистых градационно-сортированных отложений нижнего карбона (зирень-агачская толща). Породы относятся

к верхнему турне – нижнему визе и тульскому горизонту верхнего визе [Камалетдинов, Казанцева, 1977]. Эти породы являются терригенно-карбонатными турбидитами [Мизенс, 2002]. Песчаники этой толщи сложены обломками известняков и глинистых сланцев (осадочный компонент), содержат зерна кварца, плагиоклаза, обломки базальтов, диабазов и риодацитов (вулканогенный компонент), обломки кварцитов и филлитов (метаморфический компонент), фрагменты кремнистых сланцев и хлоритизированных серпентинитов, а также зерна Chr-Spl (офиолитовый компонент).

Проба известковистого песчаника с Chr-Spl (обр. Юлб-5) отобрана из средней части разреза, из прослая песчанистого известняка с фораминиферами *Pseudolituotubella* sp., *Eoparastaffella* sp., *Valvulinella* sp., *Palaeotextularia diversa* N. Tchern раннего визе (определения Е.И. Кулагиной).

На западном склоне Южного Урала расположен Зилаирский синклинорий, представляющий

Таблица 3

Состав хромшпинелидов из песчаников тогузак-аятской свиты ордовика

		Обр. 3 Тогузак																					
№№ обр.		12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
№№ зерна																							
TiO ₂ %	0,21	0,11	0,24	0,00	0,22	0,22	0,11	0,22	0,28	0,17	0,19	0,14	0,17	0,23	0,19	0,12	0,00	0,12	0,19	0,20	0,23	0,15	
V ₂ O ₅	0,29	0,40	0,25	0,17	0,33	0,25	0,25	0,48	0,42	0,21	0,33	0,40	0,25	0,30	0,34	0,33	0,20	0,23	0,31	0,17	0,49	0,21	
Al ₂ O ₃	9,03	6,95	10,03	7,86	11,41	9,01	9,83	12,04	10,02	9,38	10,82	9,81	9,74	9,63	9,12	9,12	10,15	10,14	8,47	7,84	8,92	9,93	
Cr ₂ O ₃	54,20	58,93	56,78	59,72	52,55	57,17	54,24	52,45	55,45	56,29	54,67	55,54	54,92	54,91	57,66	58,19	56,61	57,01	59,46	55,99	57,54	57,54	
FeO	27,57	23,54	19,41	21,06	23,90	22,84	23,77	23,52	24,02	22,15	21,74	21,81	22,40	24,22	20,94	18,95	20,66	20,71	19,49	23,71	17,80	17,80	
MnO	0,27	0,53	0,45	0,53	0,39	0,33	0,35	0,45	0,33	0,45	0,48	0,40	0,32	0,49	0,48	0,33	0,40	0,47	0,44	0,45	0,34	0,34	
MgO	8,00	9,74	12,70	10,18	10,59	9,66	10,96	10,38	9,34	11,38	11,41	10,97	10,96	9,99	11,55	11,43	11,34	11,77	11,98	10,30	13,64	13,64	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,14	0,00	0,00	0,00	0,14	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
ZnO	0,39	0,32	0,00	0,39	0,53	0,32	0,00	0,30	0,32	0,35	0,35	0,00	0,37	0,24	0,40	0,31	0,25	0,34	0,00	0,30	0,32	0,00	
Cr ф.е.	1,44	1,55	1,45	1,57	1,36	1,50	1,40	1,40	1,35	1,45	1,45	1,41	1,44	1,43	1,43	1,48	1,51	1,46	1,49	1,54	1,46	1,47	
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
V	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	
Al	0,36	0,27	0,38	0,31	0,44	0,35	0,38	0,46	0,39	0,36	0,36	0,42	0,38	0,38	0,37	0,35	0,39	0,39	0,33	0,30	0,35	0,38	
Fe ³⁺	0,18	0,15	0,14	0,11	0,18	0,13	0,19	0,15	0,14	0,17	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,14	0,09	0,13	0,16	0,13	0,16	0,14	
Fe ²⁺	0,59	0,50	0,38	0,47	0,47	0,51	0,46	0,49	0,53	0,44	0,44	0,44	0,45	0,46	0,50	0,43	0,43	0,43	0,42	0,40	0,49	0,34	
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,40	0,48	0,61	0,50	0,51	0,48	0,53	0,50	0,46	0,55	0,55	0,55	0,54	0,54	0,49	0,56	0,56	0,55	0,58	0,59	0,51	0,66	
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	
Mg#	0,40	0,49	0,61	0,52	0,52	0,49	0,53	0,51	0,47	0,56	0,56	0,56	0,55	0,54	0,50	0,57	0,57	0,56	0,58	0,59	0,51	0,66	
Cr#	0,80	0,85	0,79	0,84	0,76	0,81	0,79	0,75	0,79	0,80	0,80	0,77	0,79	0,79	0,79	0,81	0,79	0,79	0,82	0,84	0,81	0,80	

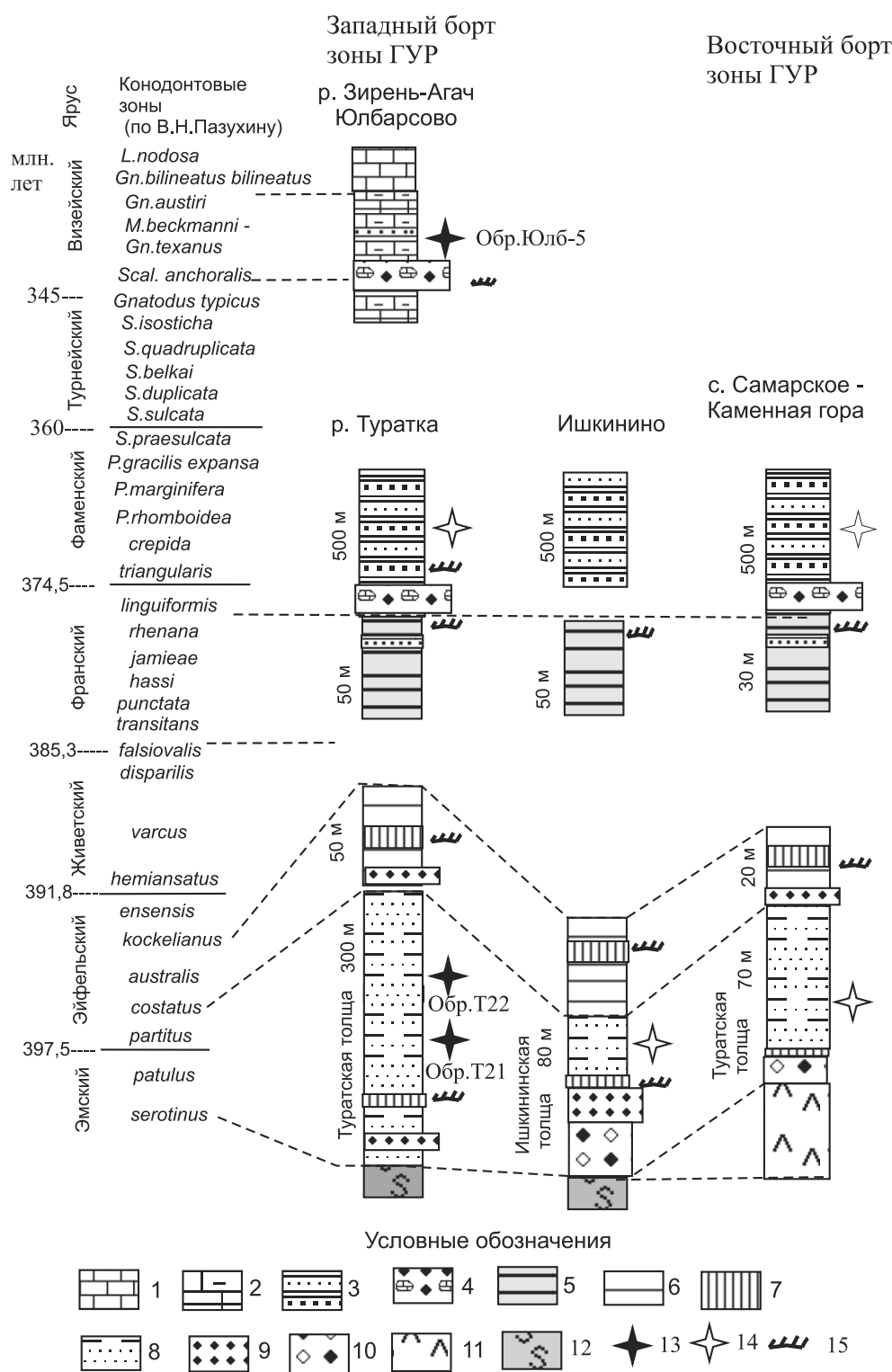


Рис. 3. Литолого-стратиграфические колонки зоны Главного Уральского разлома

Условные обозначения: 1 — шельфовые известняки визейского яруса нижнего карбона (C_1v); 2 — карбонатно-терригенные турбидиты нижнего карбона (C_1v); 3 — граувакковый флиш зилаирской свиты (D_3fm); 4 — олистостромы; 5 — кремнистые осадки мукасовского горизонта верхнего девона (D_3f); 6 — кремнистые осадки среднего девона (D_2ef); 7 — яшмы и фтаниты; 8 — вулканомиктовые турбидиты туратской и ишкининской толщ (D_{1-2}); 9 — кремнеобломочные брекчии и конгломераты; 10 — конгломераты смешанного состава (с обломками вулканогенных и кремнистых пород); 11 — породы бонинитовой серии в составе баймак-бурибайской свиты (D_{1-2}); 12 — серпентиниты; 13–14 — точки взятия образцов осадочных пород с Chr-Spl: 13 — данные авторов, 14 — литературные данные; 15 — места находок конодонтовой фауны.

собой прогиб, развивавшийся в фамене – турне на фронте коллизии Магнитогорской дуги с окраиной Восточно-Европейского континента. Этот прогиб является наложенным на окраину континента [Пучков, 2000; Alvarez-Margon et al., 2000]. Он выполнен мощной толщей грауваккового флиша. Офиолитовый компонент и, прежде всего, Chr-Spl, распространены в фаменских граувакковых песчаниках зилаирской серии и карбонатно-терригенных песчаниках мазитовской свиты нижнего турне [Willner et al., 2002].

В позднем турне и в течение визейского века здесь накапливаются кремнистые, кремнисто-карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, представляющие дистальные турбидиты [Мизенс, 2002]. Особенностью состава преимущественно карбонатных пород является присутствие в них в виде терригенной примеси редких зерен кварца и кварцитов, обломков бурых кремнисто-глинистых сланцев, а также фрагментов хлоритизированных серпентинитов и редких зерен хромита. Отложения относятся к так называемым гибридным турбидитам, в которых наблюдается смесь карбонатных и терригенных зерен. Нами изучены хромшпинелиды из песчанистого известняка иткуловской свиты (C_{1v}). Образец песчанистого известняка (обр. 1/26) с редкими зернами Chr-Spl отобран из верхней части разреза иткуловской свиты на левом берегу р. Бол. Сурень в 1 км восточнее д. Кугарчи (см. рис. 1) Этот разрез представлен монотонной толщей карбонатно-глинистых осадков с прослоями известковистых песчаников и песчанистых известняков. Наличие зерен dChr-Spl в известняках нижнего карбона оказалось неожиданным, поскольку породы имеют преимущественно карбонатный состав (см. рис. 2а).

Зерна dChr-Spl были также установлены при просмотре шлифов терригенно-карбонатных (гибридных) турбидитов (песчаников) из отложений кугарчинской свиты среднего карбона Зилаирского синклинория (разрез у д. Кинзебулатово по а/д Исянгулово – Зилаир) и синхронной ей кардаилловской свиты центральной части Магнитогорского синклинория (разрез Пригородный, рис. 2в). Состав этих зерен пока не изучен.

Результаты исследования составов детритовых хромшпинелидов из осадочных комплексов Южного Урала

Изучение состава хромшпинелидов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. Ломоносова с использованием растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с энерго-дисперсионной приставкой

«INCA-Energy-350». Ускоряющее напряжение 15 kV, сила тока 15 nA, локальность анализа минералов — 2 мкм, стекл (сканирование по площади) — до 20×15 мкм².

Размер зерен dChr-Spl варьирует от 0,05 до 0,25 мм по длинной оси. Форма зерен чаще угловатая, редко идиоморфная, изометричная или удлиненная, иногда встречается округлая, вероятно, окатанная. Зерна, при съемке в рассеянных электронах, преимущественно однородные. Расплавные включения не установлены. По краям некоторых зерен иногда отмечается неравномерно освещенная кайма. Иногда зерна обломочной формы имеют зональное строение, в них разные зоны отличаются значениями хромистости (рис. 4).

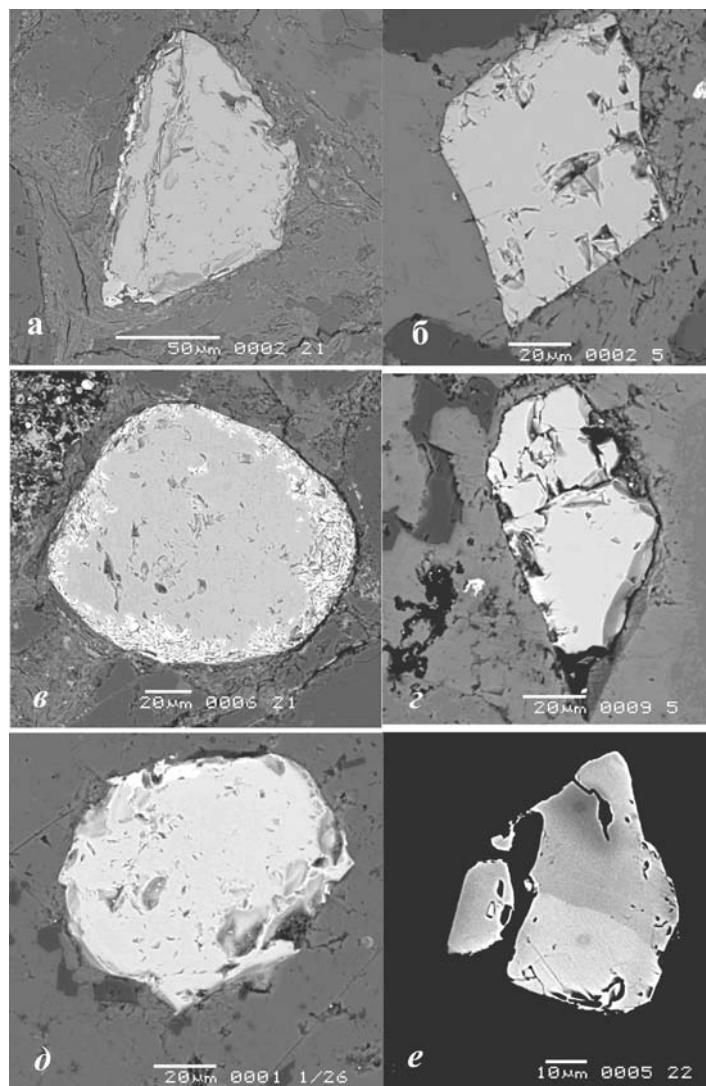
Характеристика dChr-Spl из осадочных формаций девона и карбона

Состав большей части изученных dChr-Spl характеризуется низким содержанием титана ($< 0,3\%$ TiO_2) (часто ниже предела обнаружения, который составляет около 0,2%) и трехвалентного железа: $Fe^{3+} \# < 0,05$, что соответствует хромшпинелидам из перидотитов офиолитовых комплексов и бонинитов (рис. 5а). По соотношению TiO_2 и хромистости $cr\#$ составы dChr-Spl (рис. 5б), а также TiO_2 и Al_2O_3 (рис. 5в) занимают поле островных дуг.

Составы изученных dChr-Spl по хромистости разделились на три группы: $cr\#$ выше 0,6; $cr\#$ 0,55–0,35 и $cr\#$ менее 0,3. Магнезиальность $mg\#$ в этих интервалах соответствует: 0,3–0,65, 0,55–0,65 и более 0,7 (рис. 6). Для сравнения были привлечены литературные данные по составам Chr-Spl из альпинотипных и офиолитовых перидотитов Южного Урала [Savelieva et al., 1997; Spadea et al., 1998; Willner et al., 2002; Дунаев, Зайков, 2005; Чаплыгина и др., 2002; и др.]. На дискриминантной диаграмме $cr\# - mg\#$ [Dick, Bullen, 1984] были выделены поля составов Chr-Spl из пород Южного Урала. Высокохромистую и высокомагнезиальную область занимают Chr-Spl аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов Ишкининского месторождения зоны ГУР [Дунаев, Зайков, 2005], хромитовых руд офиолитовых массивов Крака [Savelieva et al., 1997], а также Chr-Spl из вулканических пород бонинитовой серии нижнедевонской баймак-бурибайской свиты [Spadea et al., 1998, 2002, 2006]. В области среднехромистых-среднемагнезиальных составов сосредоточены Chr-Spl из гарцбургитов и лерцолитов массивов Крака, Нуралинского и Кемпирсайского [Willner et al., 2002]. Область низкохромистых-высокомагнезиальных составов занимают в основном Chr-Spl из лерцолитов тех же массивов, при этом Chr-Spl из гарцбургитов и лерцолитов Кемпирсайского

Рис. 4. Зерна хромшпинелидов из осадочных пород Южного Урала (микрофотографии полированных шлифов в отраженном свете)

а — идиоморфное изометричное зерно, песчаник туратской толщи (D_{1-2}), зона ГУР, обр. Т21 (табл. 1, ан. 21_02); б — угловатое изометричное зерно, известковистый песчаник (C_1v), зона ГУР, разрез Юлбарсово, обр. Юлб-5 (табл. 2, ан. 5_02); в — округлое зерно с осветленной каймой, песчаник туратской толщи (D_{1-2}), зона ГУР, обр. Т21 (табл. 1, ан. 21_06); г — удлиненное остроугольное зерно, известковистый песчаник (C_1v), зона ГУР, разрез Юлбарсово, обр. Юлб-5 (табл. 2, ан. 5_09); д — округлое (окатанное) зерно, песчаный известняк иткуловской свиты (C_1v), западный борт Зилаирского синклиниория, обр. 1/26 (табл. 2, ан. 1/26_01); е — зональное зерно, песчаник туратской толщи (D_{1-2}), зона ГУР, обр. Т22 (табл. 1, ан. 22_05).



массива являются более магнезиальными. Низкохромистые Chr-Spl распространены в лерцолитах, умеренно-хромистые Chr-Spl наиболее распространены в гарцбургитах, высокохромистые — ассоциируют с дунитами и концентрируются в рудных телах хромитов [Barnes, Roeder, 2001]. В офиолитовых массивах Южного Урала распространены все три типа пород, следовательно, они являются поставщиками Chr-Spl разной хромистости.

Анализ этих диаграмм показал, что в песчаниках туратской толщи распространены два типа dChr-Spl: высокохромистые (обр. Т-22, поля I, II, III на рис. 6а) и умереннохромистые (обр. Т-21, поле IV на рис. 6б).

Составы высокохромистых dChr-Spl в обр. Т-21 из туратской толщи попадают в область бонинитов и серпентинитов зоны ГУР. Ранее было показано [Зайков и др., 2004; Дунаев, Зайков, 2005; Зайков, Мелекесцева, 2006], что в песчаниках ишкининской толщи, накопившихся в предостроводужной зоне в результате размыва аккреционной призмы, распространены преимущественно высокохромистые хромшпинелиды, поступавшие при эрозии сгруженных на фронте субдукции бонинитовых пород и серпентинитов фронтальной зоны дуги. Вероятно, те же породы были источником dChr-Spl в туратской толще.

Необычным оказалось то, что один из прослоев песчаника (обр. Т-21) обогащен Chr-Spl умеренной хромистости, совпадающими по составу с Chr-Spl из гарцбургитов массивов Крака, Нурали и Кемпирсай (см. рис. 6а). По геологическим данным в раннем — среднем девоне массивы Крака, Нурали не были выведены на поверхность и, следовательно, не могли подвергаться эрозионному воздействию. Существуют предположения [Melcher et al., 1999], что юго-восточная часть Кемпирсайского

массива, включающая Главное рудное поле, в раннем — среднем девоне находилась в надсубдукционной зоне к востоку от желоба — на фронте островной дуги и, таким образом, эта часть Кемпирсайского массива могла быть вовлечена в аккреционную призму. Chr-Spl умеренной хромистости характерны для гарцбургитов северной и западной части массива, которые выводились на поверхность позже, но встречаются и в восточной части [Melcher et al., 1999; Savlieva et al., 1997].

В песчаниках девонских преддуговых формаций (туратской и ишкининской толщ) отсутствуют низкохромистые Chr-Spl с $cr\# < 0,4$ (поле V на рис. 6), характерные для лерцолитов массивов Крака, Нурали и Кемпирсай, по [Savlieva et al., 1997]. Умереннохромистые Chr-Spl с $cr\# = 0,6-0,3$ характерны для пород срединно-океанических хребтов и окраинных морей [Barnes, Roeder, 2001]. Возможно, во фронтальную часть аккреционной призмы были сгружены не только предостроводужные породы, но и части океаничес-

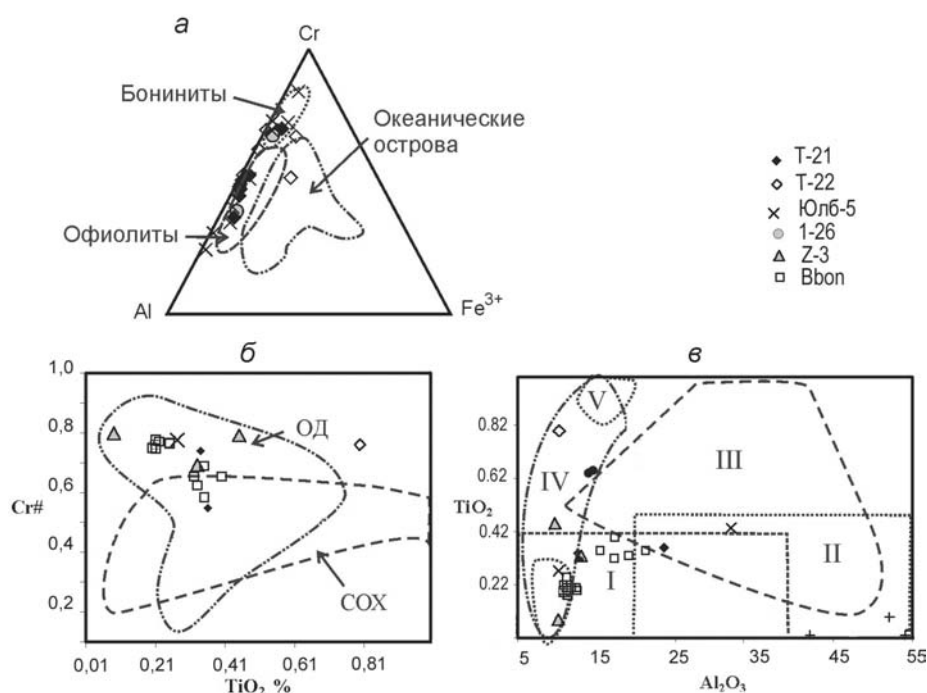
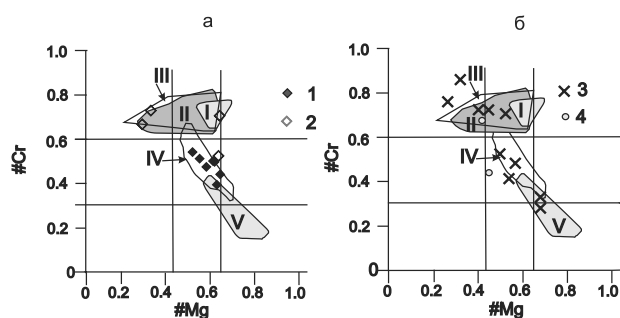


Рис. 5. Составы детритовых хромшпинелидов из осадочных пород Южного Урала на классификационных диаграммах а — по [Barnes, Roeder, 2001]; б — по [Arai, 1992]; OD — поле островных дуг, COX — срединно-океанических хребтов; в — по [Kamenetsky et al., 2001]; I–II — поля перидотитов, III — поле океанических базальтов, IV — островных дуг, V — океанических островов. **Условные обозначения:** Z3 — составы Chr-Spl из песчаников зилаирской свиты (D_{3fm}) по [Willner et al., 2002]; Bbon — составы Chr-Spl из бонинитов баймак-бурибайской свиты ($D_{1-2}b-br$) по [Spadea et al., 1998].

кой коры окраинного моря, отчлененного от океана при заложении зоны субдукции (современный аналог — море Сулавеси [Silver, Rangin, 1991]).

В отличие от преддуговых формаций в грауваксовых песчаниках зилаирской свиты верхнего девона, а также в карбонатных псаммитах иткуловской свиты и зирень-агачской толщи нижнего карбона присутствует весь спектр Chr-Spl из альпино-типных перидотитов, характерных для Южного Урала, включая умеренно-и низкохромистые (см. рис. 6б и рис. 7).

Chr-Spl из пикритов, щелочных базальтов, пород расслоенных интрузий и концентрически-зональных ультраосновных массивов, характеризующиеся более высокими содержаниями TiO_2 , Fe^{3+} , практически отсутствуют.



Эти данные показывают, что в раннем девоне источниками сноса в регионе могли служить породы преддуговых офиолитовых комплексов (гарцбургиты, дуниты, хромититы, кумулятивные перидотиты, бонинитовые и толеитовые вулканы), входившие в состав аккреционной призм [Зайков и др., 2004; Дунаев, Зайков, 2005; Зайков, Мелекесцева, 2006]. В позднедевонское время к этим источникам сноса добавились комплексы с менее деплетированными шпинелевыми перидотитами (субконтинентальные, задуговые или океанические).

Рис. 6. Составы хромшпинелидов из песчаников девона и карбона Южного Урала на диаграмме $Cr\# - Mg\#$

Римскими цифрами показаны поля составов хромшпинелидов из: I — бонинитов баймак-бурибайской свиты ($D_{1-2}b-br$) [Spadea et al., 1998, 2002, 2006]; II — серпентинитов из зоны меланжа ГУР [Дунаев, Зайков, 2005]; III — хромититов массива Крака [Ковалев и др., 1998]; IV — гарцбургитов массивов Крака, Нурали и Кемпирсай [Savelieva et al., 1997]; V — лерцолитов массивов Крака, Нурали и Кемпирсай [Savelieva et al., 1997]; а, б — составы хромшпинелидов из: а — турбидитовых песчаников туратской толщи (D_{1-2}): 1 — обр. T21; 2 — обр. T22; б — из известковых песчаников визейского яруса нижнего карбона (C_1v): 3 — зоны ГУР, зирень-агачская толща (обр. Юлб-5); 4 — из песчаных известняков иткуловской свиты (C_1v) Зилаирского синклинали (обр. 1/26).

Рис. 7. Сравнение составов хромшпинелидов из турбидитовых известковистых песчаников (C_1v) зоны ГУР, разрез Юлбарсово, обр. Юлб-5 (косые крестики) и песчаников синколлизионной зилаирской свиты (D_3fm) (серое поле), по данным [Willner et al., 2002]

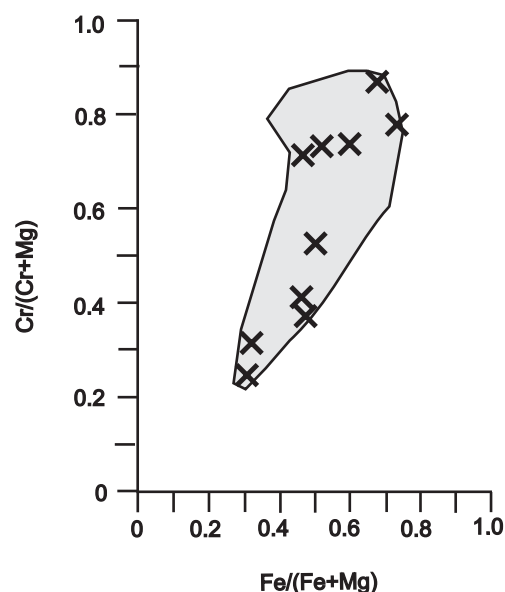
Характеристика dChr-Spl из осадочных пород ордовика

Тогузак-аятская свита

На восточном склоне Южного Урала в зонах, примыкающих к Восточно-Уральскому поднятию (ВУП) с востока (Челябинско-Брединская зона и Восточно-Уральский прогиб), встречаются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, отнесенные к среднему — верхнему ордовика. Восточно-Уральское поднятие в большинстве работ рассматривается как микроконтинент [Пучков, 2000], возможно, представляющий «осколок» распавшегося вендского суперконтинента.

Отложения, обнажающиеся по правому берегу р. Средний Тогузак, (аналоги увельской свиты) представлены ритмично-слоистой толщей гравититов (грейнитов и турбидитов), содержащих обломки известняков и вулканокластуку. Они больше напоминают осадки преаккреционного (надсубдукционного) бассейна, чем грабена. Песчаники этой свиты согласно перекрыты глинисто-углисто-кремнистыми сланцами варненской свиты с конодонтами раннего силура [Артюшкова и др., 2011].

В 4 км ниже по течению на правом берегу р. Ср. Тогузак в небольших коренных выходах наблюдается песчано-сланцевая толща с прослоями конгломератов. Песчаники полимиктовые серо-зеленые гравелитистые ритмично слоистые (турби-



дитовые), кливажированные (простираение кливажа меридиональное с крутым восточным падением). Эти отложения выделены Н.Ф. Мамаевым в тогузак-аятскую свиту. В них Е.В. Чибриковой обнаружены остатки сколекодонтов, на основании которых породы тогузак-аятской свиты также отнесены к ордовика [Чибрикова, Олли, 2010].

В составе песчаников — кварц, плагиоклаз, бурая (зеленая) слюда, обломки микрокварцитов, слюдистых глинистых сланцев, хлоритизированные фрагменты базальтов, обломки кварцевых алевролитов с базальным микрокварцевым цементом с иголочками слюды (рис. 8). Состав кластики в этих породах отличается от увельских песчаников — в них больше кластогенного кварца, появляются чешуйки слюды и обломки слюдистых сланцев. В тяжелой фракции установлены гранат (по составу



Рис. 8. Микрофотографии шлифов слюдистых кварц-полимиктовых песчаников тогузак-аятской свиты по правому берегу р. Ср. Тогузак

а — без анализатора, б — николи скрещены, ув. 40.

соответствует гранату из метаморфических пород) и хромит, т.е. наблюдается смешение компонентов из континентального и океанического источников.

Изучение состава dChr-Spl и гранатов из песчаников тогузак-аятской свиты также проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ им. Ломоносова (табл. 3).

На классификационных диаграммах измеренные составы dChr-Spl из песчаников тогузак-аятской свиты попали в область надсубдукционных пород (рис. 9, 10). Для них характерны низкие содержания титана и высокая хромистость.

По составу гранаты в тогузак-аятских песчаниках соответствуют гранатам из метаморфических пород (рис. 11). В них преобладает альмандиновый компонент, что соответствует гранатам гранулитовой фации. Сравнение с гранатами из граувакковых песчаников зилаирской свиты фамена, в которых встречаются гранаты эклогитовой фации, показывает некоторое различие.

Эти данные также свидетельствуют о смешанном составе источников сноса для тогузак-аятских песчаников, содержащих океанический, метаморфический и надсубдукционный компоненты. Обычно осадки такого типа характерны для аккреционных бассейнов.

Кидрясовская свита

В Сакмарской зоне на западном склоне Южного Урала распространены кварцевые песчаники кидрясовской свиты нижнего ордовика. Состав

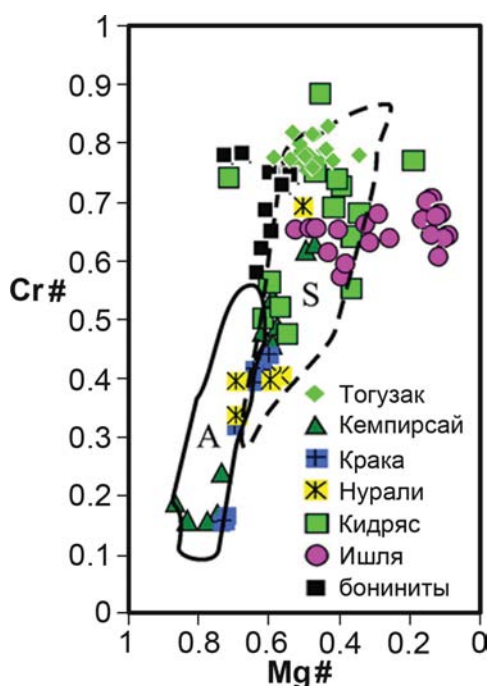


Рис. 9. Состав хромшпинелидов из пород Южного Урала на диаграмме соотношения хромистости и магнезиальности

Из песчаников ордовика: кидрясовской свиты Сакмарской зоны (Кидряс), по данным [Исаев и др., 1984], тогузак-аятской свиты Восточно-Уральской зоны (Тогузак); из гипербазитовых пород массивов Кимперсай, Крака, Нурали [Savelieva et al., 1997], вулканитов бонинитового состава из баймак-бурибайской свиты нижнего девона [Spadea et al., 1998], пикритов Ишлинского комплекса среднего рифея Башкирского мегантиклинория [Сазонова и др., 2008], классификационные поля даны по [Bazylev et al., 2003]: А — перидотиты COX, по [Dick, Bullen, 1984]; S — перидотиты из надсубдукционных зон (дуниты и гарибургиты из Марианской преддуговой зоны), по [Ishii et al., 1992].

хромита из тяжелой фракции песчаников кидрясовской свиты ранее был изучен В.А. Исаевым с соавторами [1984]. Особенностью их состава является повышенное (более 1%) содержание MnO и TiO₂. На основе этого авторами был сделан вывод о платформенном источнике хромитов — из базальтов Восточно-Европейской платформы.

Данные этих авторов также были нанесены на классификационные диаграммы (см. рис. 9, 10). Анализ диаграмм показывает, что составы хромитов из кидрясовских песчаников распределились в разные поля, соответствующие составам хромитов из основных и ультраосновных пород континентальных, океанических и островодужных обстановок. Присутствие высокохромистых низкотитанистых хромитов указывает на размыв офиолитового источника. На диаграмме TiO₂—Al₂O₃ большая часть точек попала в область надсубдукционных перидотитов, 2 высокотитанистых зерна — в область LIP и одно зерно — в OIB. Это свидетельствует в пользу модели, учитывающей существование доордовикской эпиконтинентальной островной дуги [Рязанцев и др., 2008] или микроконтинента [Кузнецов и др., 2016].

Сравнение составов dChr-Spl из кидрясовских песчаников с составами Chr-Spl из пикритов ишлинского комплекса Башкирского мегантиклинория, по [Сазонова и др., 2008], показывает их различие по содержанию титана и магнезиальности. Ишлинские Chr-Spl более титанистые и магнезиальные, в них также меньше MnO₂. На диаграммах (см. рис. 9, 10) они занимают отдельное поле и не совпадают ни с одной из выделенных областей, в то время как точки составов dChr-Spl из кидрясовских песчаников, имея разбросанный вид, тяготеют к зоне надсубдукционных перидотитов.

Сравнение составов dChr-Spl из ордовикских песчаников разных зон Южного Урала (кидрясовской и тогузак-аятской свит) показывает их различие. Низкотитанистые и высокохромистые dChr-Spl из тогузак-аятской свиты образуют компактное поле в области надсубдукционных пород и свиде-

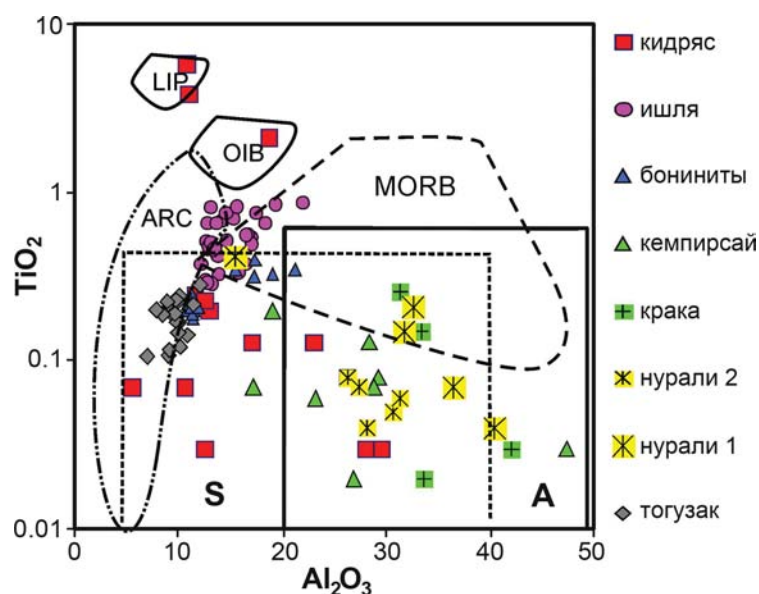
Рис. 10. Состав хромшпинелидов из пород Южного Урала на дискриминационной диаграмме соотношения содержаний титана и алюминия [Kamenetsky et al., 2001]

Условные обозначения см. рис. 9. Поля: LIP — крупные магматические провинции, OIB — базальты океанических островов, ARC — вулканы островных дуг, MORB — магматические породы срединно-океанических хребтов, A — перидотиты COX, S — перидотиты из надсубдукционных зон.

тельствуют об однородности источника сноса. Составы кидрясовских dChr-Spl показывают разброс как по содержанию титана, алюминия, так и по хромистости и магнетиальности, указывая на различные источники сноса, включая и надсубдукционные офиолиты и перидотиты.

Выводы

Изучение составов детритовых хромшпинелидов (dChr-Spl) из синтетектонических осадочных формаций, соответствующих главным фазам геологического развития Южного Урала, показало их



высокую информативность для геодинамических реконструкций.

В раннем — среднем девоне на субдукционной стадии развития формировались песчаники преддуговых формаций туратской и ишкининской толщ. Состав dChr-Spl в них указывает на размыв пород

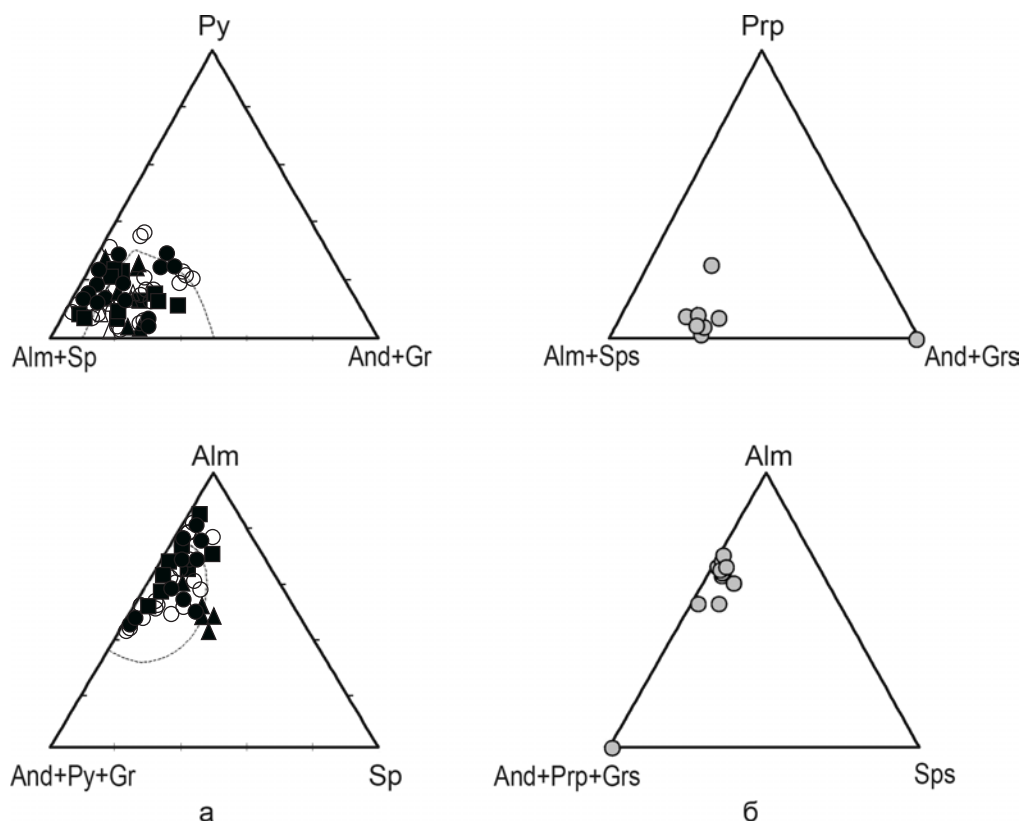


Рис. 11. Состав граната из песчаников

а — зилайской свиты [Willner et al., 2002], б — песчаников тогузак-аятской свиты.

надсубдукционных перидотитов офиолитовых комплексов и бонинитов, которые характеризуются низкотитанистыми и преимущественно высокохромистыми составами Chr-Spl. К ним добавились умереннохромистые Chr-Spl из перидотитов океанической коры окраинного моря, отчлененного от океана при заложении зоны субдукции, сгруженные во фронтальной части аккреционной призмы.

В граувакковых песчаниках зилаирской свиты верхнего девона, а также в карбонатных псаммитах иткуловской свиты и зирень-агачской толщи нижнего карбона присутствует весь спектр Chr-Spl из альпинотипных перидотитов, характерных для Южного Урала, включая умеренно- и низкохромистые, характерные для лерцолитов. Это означает, что начиная с позднего девона, в процессе развития коллизионного орогена в зону эрозии были выведены более глубокие части перидотитовых массивов.

В ордовике в разных зонах Урала формировались песчаники с dChr-Spl, состав которых отражает особенности геодинамического развития Урала на доорогенной стадии. В dChr-Spl из песчаников тогузак-аятской свиты Восточно-Уральской зоны установлены низкие содержания титана и высокая хромистость, что характерно для надсубдукционных пород.

Сравнение составов dChr-Spl из ордовикских песчаников разных зон Южного Урала (кидрясовской и тогузак-аятской свит) показывает их различие. Низкотитанистые и высокохромистые dChr-Spl из тогузак-аятской свиты образуют компактное поле в области надсубдукционных пород. Составы кидрясовских dChr-Spl по содержанию основных компонентов указывают на различные источники сноса, включая надсубдукционные офиолиты и перидотиты. При этом они значительно отличаются по составу от Chr-Spl из ишлинских пикритов Башкирского мегантиклинория, что не позволяет считать Восточно-Европейскую платформу источником хромитов для кидрясовской свиты.

Литература:

Артюшкова О.В., Суяркова А.А., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте черносланцевой варненской толщи в стратотипической местности // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 27–31.

Базылев Б.А. Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия. — 1995. — № 7. — С. 915–924.

Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 2003. — 49 с.

Васильев Ю.Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. — Новосибирск, Наука, 1983. — С. 61–85.

Горожанина Е.Н. Детритовые хромшпинелиды из осадочных пород девона и раннего карбона Южного Урала // Современная минералогия: от теории к практике / Ред. Ю.Б. Марин, М.В. Морозов, Д.А. Петров: Матер. XI Съезда Рос. минер. об-ва. — СПб.: СППГИ, 2010. — С. 172–174.

Горожанина Е.Н., Сазонова Л.В. Детритовые хромшпинелиды из осадочных пород девона и карбона Южного Урала как показатели источников сноса // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VII Межрег. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 186–189.

Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. — 110 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Ишкининское кобальт-медноколчеданное месторождение в ультрамафитах главного Уральского разлома (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. — 2006. — Т. 48, № 3. — С. 179–204.

Зайков В.В., Шавалеев Р.Р., Дунаев А.Ю. Строение, магматизм и рудоносность аккреционной призмы Магнитогорской островодужной системы // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2004. — С. 122–123.

Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 278, № 5. — С. 1205–1209.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Новые данные по геологии Присакмарской зоны восточного склона Южного Урала // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1977. — С. 73–77.

Ковалев С.Г., Сначев В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). — Уфа: УНЦ РАН, 1998. — 104 с.

Кориневский В.Г. Возраст гипербазитов Кемпирсайского пояса Урала // Докл. АН СССР. — 1987. — Т. 295, № 1. — С. 168–171.

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. 22–41.

Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романиук Т.В., Рязанцев А.В., Белоусова Е.А., Третьяков А.А., Толмачева Т.Ю. Результаты U/Pb изотопного датирования и изучения Lu/Hf изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту: Матер. XIV Всерос. совещ. 12–

14 окт. 2016 г. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. — Вып. 14. — С. 149–152.

Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т., Смирнова И.А., Артюшкова О.В., Павлов В.В. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. — Уфа: УНЦ РАН, 1993. — 217 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне — ранней перми юга Урала. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. — 200 с.

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

Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. — 2008. — № 5. — С. 49–78.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Наркисова В.В., Кузьменкова О.Ф. Минералогические критерии условий образования пород пикритового состава Ишлинско-Шатакской грабенной зоны (западный склон Южного Урала) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VII Межрег. геол. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 160–162.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. — 2003. — № 3. — С. 42–64.

Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. — 2002. — № 6. — С. 25–37.

Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1977. — 192 с.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. «Допалеозойские» и «кембрийские» отложения в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне // Отечественная геология. — 2010. — № 2. — С. 32–37.

Alvarez-Marron J., Brown D., Perez-Estaun A., Puchkov V., Gorozhanina Y. Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals // Tectonophysics. — 2000. — V. 325. — P. 175–191.

Arai S. Chemistry of chromian spinels in volcanic rocks as potential guide to magma chemistry // Mineralogical Magazine. — 1992. — V. 56. — P. 173–184.

Arai S., Kadoshima K., Morishita T. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels // Journal of the Geological Society. — 2006. — Vol. 163(5). — P. 869–879.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. — 2001. — V. 42, No 12. — P. 2381–2302.

Bazylev B.A., Karamata S., Zakariadze G.S. Petrology and evolution of the Brezovica ultramafic massif, Serbia // Ophiolites in Earth history / Y. Dilek and P.T. Robinson (Eds.): Geol. Soc. London Spec. Publ. — 2003. — Vol. 218. — P. 91–108.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Min. Petrol. — 1984. — Vol. 86. — P. 54–76.

Hisada K., Arai S., Takako Y. Detrital chromian spinels from site 960 in the Côte D'Ivoire-Ghana Transform Margin // Proc. ODP. Sci. Res. — 1998. — Vol. 159: College Station, TX (Ocean Drilling Programm). — P. 133–139.

Irvine T.N. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part 1: theory // Canadian Journal of Earth Sciences. — 1965. — Vol. 2. — P. 648–672.

Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc // Proc. ODP. Sci. Res. — 1992. — Vol. 125. — P. 445–486.

Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. — 2001. — Vol. 42, No 4. — P. 655–671.

Lenaz D., Princivalle F. The crystal chemistry of detrital chromian spinels from the Southeastern Alps and Outher Dinarides: The discrimination of supplies from areas of similar tectonic setting // Canadian Mineralogist. — 2005. — Vol. 43 (4). — P. 1305–1314.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineralium Deposita. — 1999. — Vol. 34. — P. 250–272.

Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L. Ophiolites of the Southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics. — 1997. — Vol. 276. — P. 117–137.

Silver E.A., Rangin C. Development of the Celebes Basin in the context of western Pacific marginal basin history // Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. — 1991. — Vol. 124. — P. 39–49.

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 // Mounting building in the Uralides: Pangea to the present. Geophysical monograph. AGU. — 2002. — Vol. 132. — P. 101–134.

Spadea P., D'Antonio M. Initiation and evolution of intra-oceanic subduction in the Uralides: geo-chemical and isotopic constrains from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arc. — 2006. — Vol. 15. — P. 7–25.

Spadea P., Kabanova L.Y., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, Southern Urals) // Ofioliti. — 1998. — No 23. — P. 17–36.

Willner A.P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y.N., Puchkov V.N., Arzhavtina M.Y., Pazukhin V.N., Kramm U., Walter R.

Surface signals of arc-continent collision: the detritus of the upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia // Mounting building in the Uralides: Pangea to the present: Geophys. monogr. 132, AGU. — 2002. — P. 183–209.

Zhu B., Kidd W.S.F., Rowley D.B., Currie B.S. Chemical compositions and tectonic significance of chrome-rich spinels in the Tianba Flysch, Southern Tibet // Journal of Geology. — 2004. — Vol. 112. — P. 417–434.

Данные об авторе:

Горожанина Елена Николаевна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). Адрес: 450077, г. Уфа ул. К.Маркса, 16/2. E-mail: YGorozhanina@yandex.ru.

THE COMPOSITION OF DETRITAL CHROMIUM SPINELS FROM THE SEDIMENTARY ROCKS OF THE SOUTHERN URALS

E. N. Gorozhanina

Gorozhanina Yelena Nickolaevna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IRAS IG USC RAS). Address: 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: YGorozhanina@yandex.ru.

Abstract. The results of study of detrital chromium spinels (dChr-Spl) composition from sedimentary rocks of the Lower-Middle Devonian (Turatka unit) and the Lower Carboniferous (Ziren-Agach unit) in the Main Uralian suture Zone, the Lower Carboniferous in the Zilair synclinorium (Itkulovo unit) and the Ordovician sediments, to which Toguzak-Ayat unit belongs in the Eastern Uralian Zone of the Southern Urals are presented. The obtained results were compared with published data. These data show that in the Early-Middle Devonian the source rocks could be the rocks of the forearc accretionary prism. In the Late Devonian time, the complexes of the deeper horizons of the alpinotype and ophiolite massifs with less depleted spinel peridotites (subcontinental, back arc and oceanic) were added to these sources, which were affected by erosion during the process of the arc-continent collision. In the dChr-Spl from the Toguzak-Ayat unit of the East-Uralian Zone (Chelyabinsk-Bredy subzone), belonging to the Ordovician, the low titanium content and high chromium index was established, that is characteristic for suprasubduction rocks.

Key words: detrital chromium spinels, sandstones, limestones, Devonian, Carboniferous, Ordovician, Southern Urals, subduction, collision.

УДК 551.21+552.11

А. М. Косарев, Г. Т. Шафигуллина

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Аннотация. В работе рассмотрены особенности петрографии и петрохимии бонинитовых вариолитов позднеэмского бурибайского вулканического комплекса Южного Урала, сформированного на раннем этапе заложения Магнитогорской энсиматической колчедановосной островной дуги в ее фронтальной части. Результаты исследования позволяют обсудить вопросы серийной принадлежности и классификации вулканитов бурибайского комплекса, петрогенеза бонинитовых вариолитов и значение ликвации в процессе образования кремнекислых пород комплекса.

Ключевые слова: вариолиты, ликвация, бониниты, Южный Урал.

Бурибайский палеовулканический комплекс (D_1e_2br) располагается в Западно-Магнитогорской зоне Магнитогорской островодужной мегазоны на Южном Урале (рис. 1) и составляет нижнюю часть разреза фронтальной островной палеодуги позднеэмского возраста [Вулканизм Южного Урала..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев и др., 2005, 2009].

Магнитогорская мегазона включает зону Главного Уральского разлома (ГУР) или Вознесенско-Присакмарскую зону, Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ), Центральную-Магнитогорскую (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны (рис. 1а, б).

Бурибайский вулканический комплекс позднеэмского (D_1e_2br) возраста является нижней подсвитой баймак-бурибаевской свиты, датирован по конodontовой фауне (зоны *serotinus*—*patulus*) [Маслов, Артюшкова, 2010]. Мощность комплекса превышает 1000 м.

Нижняя подсвита баймак-бурибаевской свиты (D_1eb-br_1) классифицируется как дифференцированная базальт-риолитовая субформация, соответствует бурибайскому вулканическому комплексу и делится на три толщи: нижнюю — долерито-базальтовую (br_1^1), среднюю — спилито-вариолитовую (br_1^2) и верхнюю базальт-риодацитовую (br_1^3). Повышенный интерес к вулканитам этой свиты обусловлен ее высокой колчедановосностью и принадлежностью к ранним островодужным (или предостроводужным) [Вулканизм..., 1992] надсубдук-

ционным образованиям. Дополнительный интерес к бурибайскому вулканическому комплексу вызван выделением в его составе пород, принадлежащих к толеитовой и бонинитовой сериям [Кабанова, Зайков, 1987; Вулканизм..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Herrington et al., 2002].

Детальные исследования геологического разреза проводились по р. Таналык (район д. Хворостянки) (рис. 2), где в моноклинальном залегании со слабыми деформациями залегают все три толщи бурибайского комплекса.

Фациальная и петрографическая характеристика разреза

Нижняя — долерито-базальтовая толща бурибайского комплекса мощностью более 500 м сложена массивными базальтами (долеритами) с плохо выраженной подушечной отдельностью (рис. 3). Мощность лавовых потоков варьирует от 10 до 20 м. В породах преобладают афировые и микропорфировые структуры с различными сочетаниями интерсертальной, офитовой, пойкилоофитовой и пилотакситовой структур основной массы. Плагноклаз составляет до 15–30% объема породы. Он присутствует чаще в 2-х генерациях: ранней, представленной единичными таблитчатыми выделениями, и поздней, сформированной многочисленными лейстовидными выделениями длиной до 0,5–1 мм. Второй главный минерал — клинопироксен. Присутствует в двух генерациях: 1 — микрофенокристы, 2 — мелкие зерна в интерстициях плагноклаза.

В большинстве случаев пироксен замещен вторичными минералами — эпидотом, актинолитом, хлоритом, но нередки и породы с неизмененным пироксеном. Судя по редким псевдоморфозам, в базальтах можно предполагать и присутствие некоторого количества оливина.

В разрезе присутствуют как разновидности базальтов со значительным количеством апостекловатой основной массы, свидетельствующие о быстром остывании лавовых потоков, так и хорошо раскристаллизованные породы. Последние представляют собой центральные части лавовых потоков, либо силлы внедрившиеся в толщу базальтов на синвулканическом этапе. В большинстве случаев первый вариант более распространен.

Средняя — спилито-вариолитовая толща ($D_{1eb-br_1^2}$) состоит из потоков эффузивных пиллоу-базальтов, чередующихся с потоками и субвулканическими телами массивных базальтов. Мощность потоков варьирует от 2 до 15 м. Последние в заметных количествах присутствуют в верхней части разреза толщи, здесь же появляются прослои гиалокластитов, гиалокластогенных тефроидов и кремнистых пород.

Пиллоу-базальты нередко слагают лишь верхнюю часть потока, нижняя часть которого имеет массивное сложение. Во внешней оболочке подушек часто присутствуют вариоли.

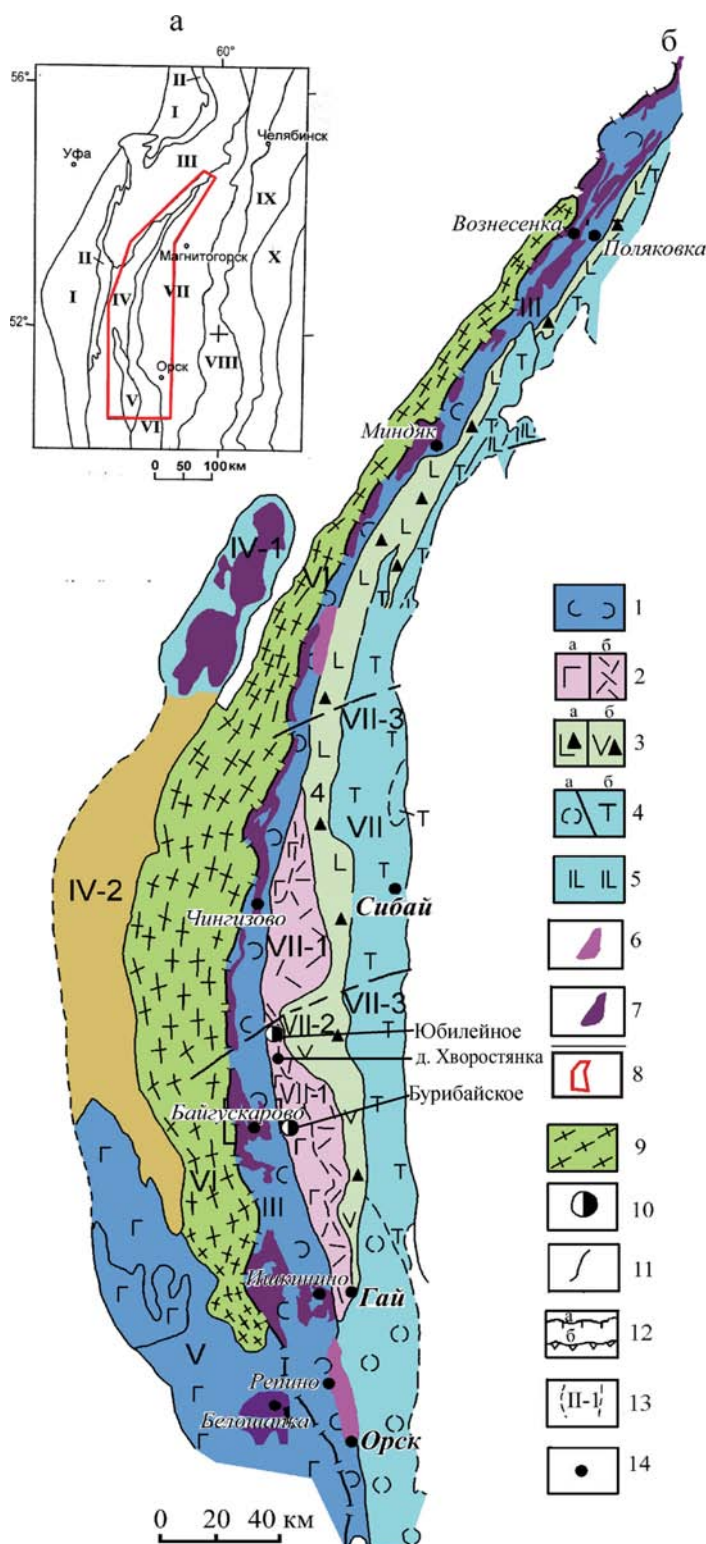


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Южного Урала (а) и геологическая схема Кракинско-Сакмарской и западной части Магнитогорской мегазон (б). Составлены на основе [Вулканизм..., 1992; Жданов и др., 2003 г.; Рязанцев и др., 2005]

Условные обозначения: 1–6 (б) — формации: 1 — базальтовая (O-S); 2 — базальт-риолитовая (D_{1e}): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 — андезит-базальтовая (D_{2ef_1}): базальт-андезит-базальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 — базальт-риолитовая (D_2): базальтовый (а) и контрастный (б) комплексы; 5 — андезит-базальтовая (D_2); 6 — калиевых базальтов-трахитов (D_{1e}); 7 — серпентинизированные ультрабазиты; 8 — контур площади рис. 1б на рис. 1а; 9–12 (б): 9 — метаморфические комплексы зоны Урал-Тау; 10 — колчеданные месторождения; 11 — геологические границы; 12 — разрывные нарушения: а — надвигового, б — взбросо-надвигового типов; 13 — номера структурных зон и подзон Южного Урала; 14 — населенные пункты.

Рис. 1а. Структурная схема Южного Урала: I — Предуральский краевой прогиб; II — Западно-Уральская внешняя зона складчатости; III — Башкирский антиклинорий; IV — Зилаирский синклиний; V — Сакмарская аллохтонная зона; VI — Урaltaуский антиклинорий; VII — Магнитогорская мегазона (мегасинклиний); VIII — Восточно-Уральское поднятие; IX — Восточно-Уральский прогиб; X — Зауральская зона.

Рис. 1б. Подзоны: IV-1 — Кракинская; IV-2 — Зилаирский синклиний; VII — Магнитогорская мегазона: VII-1 — Вознесенско-Присакмарская зона, VII-2 — Тубинско-Гайская зона, VII-3 — Ирендыкская зона, VII-4 — Карамальташская спрединговая зона. Остальные названия структурных зон см. рис. 1а.

Рис. 2. Геологическая схема южного фланга Юбилейного колчеданного месторождения в Западно-Магнитогорской зоне на Южном Урале (район д. Хворостянки)

1 — баймак-бурибаевская свита (D_1e_2): контрастный и непрерывный комплексы; 2 — ирендыкская свита (D_2ef_1): гибридный непрерывный гетеродомный комплекс; 3 — кремнистые алевриты и яшмоиды бугулыгирского горизонта и терригенно-тефроидные породы улутауской свиты (D_{2-3}); 4 — флишоиды зилаирской свиты (D_3); 5 — рыхлые отложения юрского возраста (J); 6 — геологические границы; 7 — точки наблюдения и отбора проб; 8 — Юбилейное медно-цинково-колчеданное месторождение; 9 — населенные пункты.

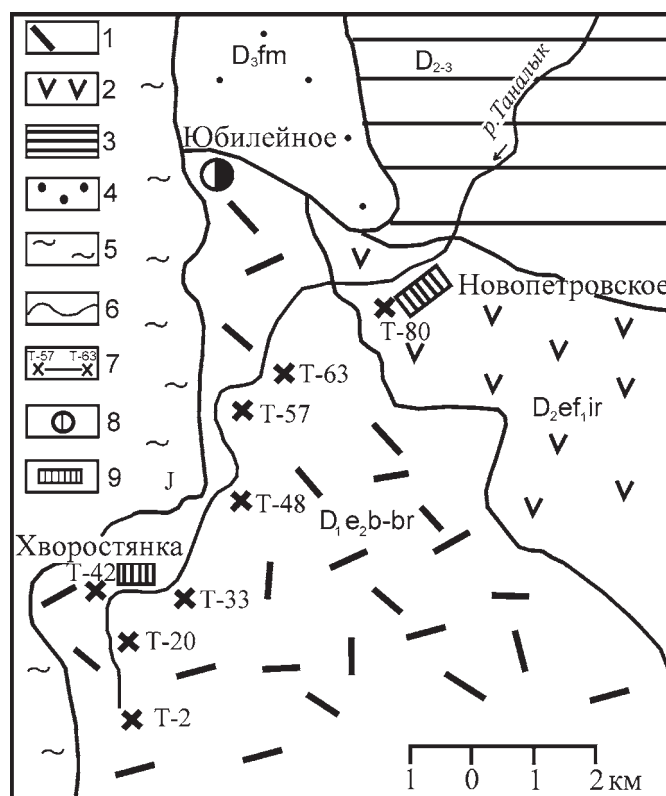
В средней части толщи получили развитие потоки пиллоу-базальтов — вариолитов, реже подушечных вариолитов (рис. 4).

Для пиллоу-базальтов характерны интерсертальные, метельчатые, стекловатые и вариолитовые микроstructures в краевой части подушек. В центральной части подушек интерсертально-гипопилитовые структуры сочетаются с небольшим количеством микролитов плагиоклаза, витрофировые и интерсертальные ассоциируются со скоплениями пироксена габбровой структуры. Иногда в центре подушек обнаруживается диабаз с радиально-лучистыми агрегатами пироксен-плагиоклазового состава и с небольшими участками стекла.

Массивные потоки базальтов имеют интерсертальную или пилотакситовую микроstructure основной массы, а в центральных частях потоков переходные к офитовым и пойкилоофитовым микроstructures. В породе присутствует существенное количество плагиоклаза, представленного чаще всего немногочисленными микрофенокристами и преобладающими (15–30% объема) крупными микролитами плагиоклаза.

Особого внимания заслуживают так называемые «гигантовариолиты» (рис. 4б, г), которые слагают поток подушечных вариолитов на окраине д. Хворостянки. Эти породы детально изучались А.В. Говоровой [1967], И.Б. Севракиным, А.М. Косаревым [1979].

В последние годы в процессе детального комплексного минералого-геохимического изучения основных пород баймак-бурибаевской свиты получены новые данные по



**Бурибайский рудный район
Юбилейное месторождение
ЗМЗ**

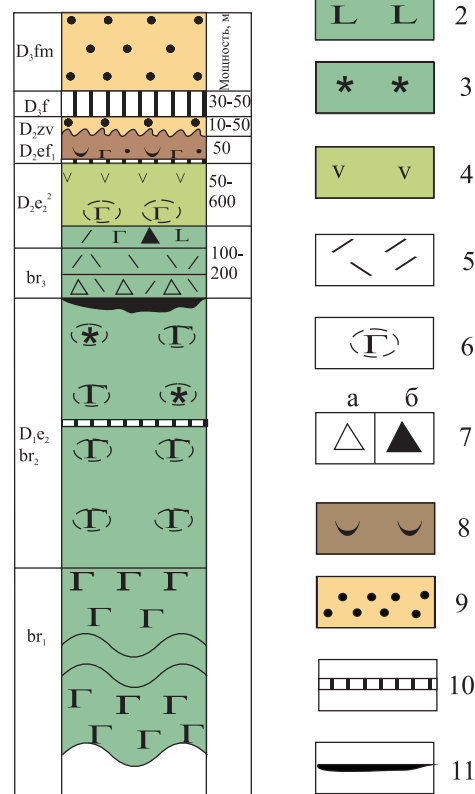


Рис. 3. Геологическая колонка Бурибайского рудного района Магнитогорской мегазоны на Южном Урале

Условные обозначения: 1–8 — эффузивные породы: 1 — базальты нормальной и умеренной щелочности; 2 — андезибазальты: афировые и плагиофировые; 3 — бониниты вариолитовые; 4 — андезиты плагиофировые; 5 — дациты и риодациты плагиофировые, кварц-плагиоклазовые мелко-средне-порфировые; 6 — эффузивные породы с подушечной отдельностью; 7 — агломеративные туфы: а) мелкообломочные, б) крупнообломочные; 8 — тефроиды; 9 — терригенные породы; 10 — кремни, яшмоиды; 11 — рудные тела колчеданных месторождений.

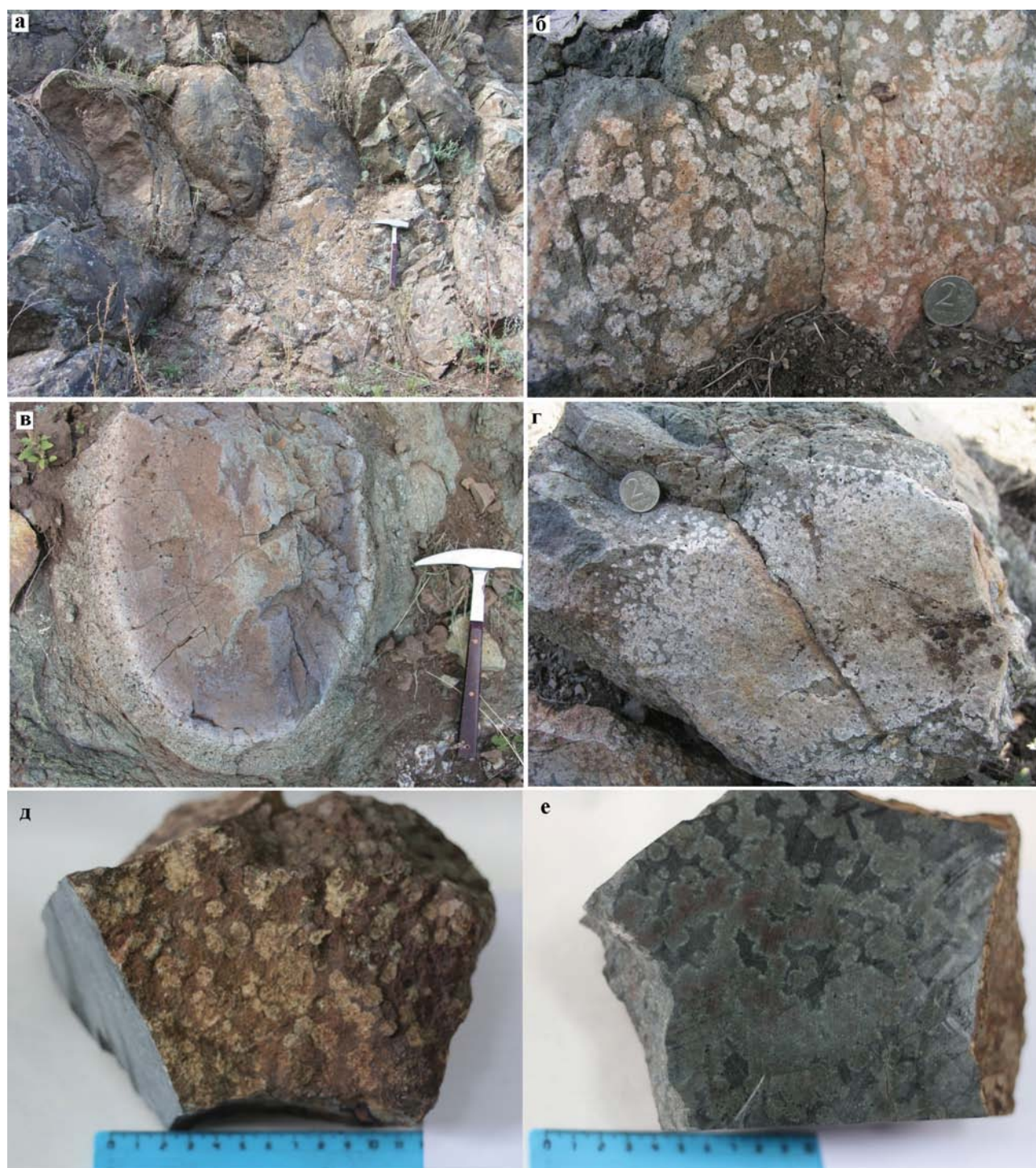


Рис. 4. Фотографии обнажений и образцов бонинитовых вариолитов геологического разреза по р. Таналык на юго-западной окраине д. Хворостянка

а) обнажение на правом, западном берегу р. Таналык, общий вид. Хорошо видны пиллоу-базальты и вариолиты средней толщи бурибайского вулканического комплекса, подушки ориентированные длинной осью под углом $50-60^\circ$, отражают характер залегания; б) крупновариолитовый бонинит (общий вид); в) «подушка» бонинитовых вариолитов с высветленной внешней зоной и гематитизированной центральной частью, с радиальными трещинами; г) бонинит мелковариолитовый; д) образец Т-42-11 (общий вид), на выветрелой поверхности видны светлые вариолы размером $0,5-1$ см; е) то же, полированный срез, видны извилистые ограничения темно-зеленого существенно хлоритового матрикса, светло-серые и красноватые вариолы (гематитизированные), заметно преобладающие по площади по сравнению с матриксом.

петрографии пород (на основе изучения слабо измененных вариолитов в разрезе).

Вариолитовые лавы (рис. 4а–е) состоят из меланократового матрикса и лейкократовых вариолей (глобул). В образцах, изученных авторами, меланократовый матрикс сформирован клинопироксеном призматической и лейстовидной формы и бурым изотропным слабо раскристаллизованным

вулканическим стеклом (рис. 5). На отдельных участках стекло раскристаллизовано и имеет существенно хлоритовый состав. Отдельные фрагменты стекла на границе с вариолями имеют извилистые границы, часто стекло выполняет интерстиции, образованные лейстами клинопироксена.

Вариоли имеют размеры 0,3–12 мм, сферическую форму, при слипании (коалесценции)

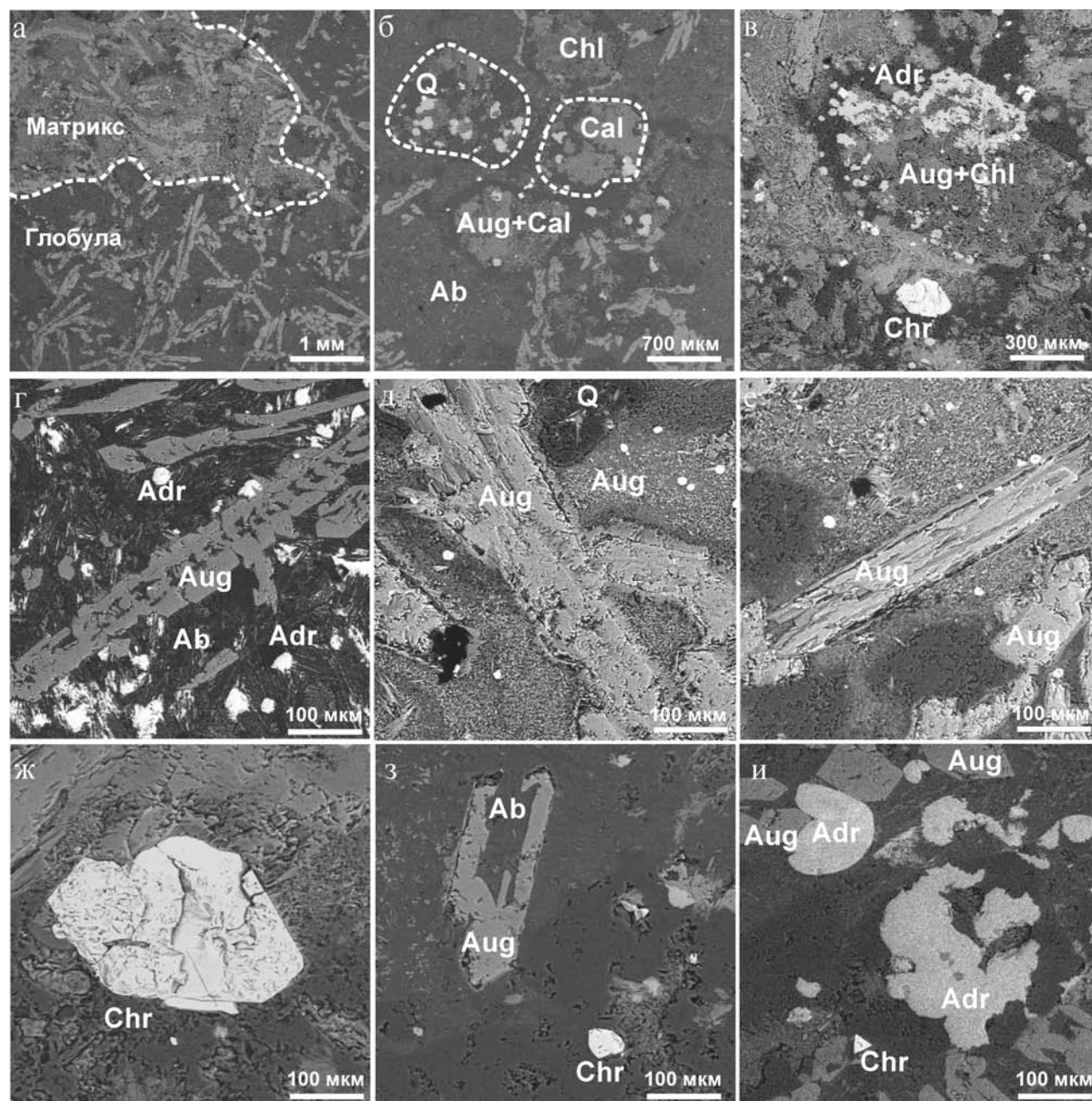


Рис. 5. Морфология минеральных агрегатов в бонинитовых вариолитах бурибайского вулканического комплекса (микрофотография образца Т-42-11)

а — фазовая граница вариоль — матрикс; б — округлые микроиндалины в центре глобул; в — структура матрикса. Клинопироксены: г — из центра глобул; д — зональный пироксен из краевой части глобул; е — из зоны матрикса. Хромиты: ж — из матрикса; з — хромит и альбит из центра глобулы; и — морфология зерен граната в ядрах глобул.

нескольких глобул формируются лейкократовые обособления диаметром до 45 мм. Лейкократовые участки в породе, диаметром до 1 см, имеют сферoidalную, иногда слегка сплюсненную форму, встречаются в виде единичных выделений, лентовидных обособлений, скоплений комковатой неправильной формы. Нередко вариолиты слагают целые подушки, составляя до 80% объема последних.

По данным А.В. Говоровой [1967] и в образцах, изученных авторами хорошо видно концентрически зональное строение глобул, в которых чаще всего выделяется 2 зоны. Всегда присутствует центральная темная зона диаметром до 3–4 мм и внешняя светлая.

Центральная темная зона глобул иногда имеет красноватый оттенок, обусловленный присутствием микроштокверка гематита и единичных выделений и скоплений гидрограната. Гематитовый штокверк образует каркас ячеистой структуры, в которой от периферии к центру в каждой ячейке в идеализированном виде выделяются микрозонки гематита — гидрограната + кварца — хлорита. В ряде случаев хорошо видна ромбодипирамидальная форма зональных ячеек-псевдоморфоз, принадлежащих, судя по форме, оливины. Таким образом, установлено, что в центре вариолей часто присутствуют скопления зерен оливина.

Внешняя зона глобул состоит из лейкократовой основной массы и фенокристов и лейст клинопироксена (рис. 5а). Выделения пироксена заключены в радиально-метельчатую апостекловатую лейкократовую основную массу. Последняя имеет преимущественно плагиоклазовый состав, о чем можно судить по присутствию выделений плагиоклаза с двойниками, наличию нечетких фрагментов сферолитового и аксиолитового строения, сложенных пелитизированным плагиоклазом, и в ряде случаев — по присутствию участков апостекловатых метельчатых структур существенно альбитового состава (рис. 5г).

Светло-бурое стекло имеет волнистое строение, близкое к метельчатым микроструктурам. В некоторых случаях фрагменты «кислого» стекла образуют радиально ориентированные агрегаты, подобные вариолям, но имеющие сферолитовые структуры. Иногда в пределах метельчатых существенно альбитовых агрегатов присутствуют мелкие «таблички» плагиоклаза, ориентированные длинной осью параллельно радиальным фрагментам стекла.

Наиболее ранний пироксен (I), вероятно, замещен агрегатом вторичных минералов. Судя по характерной призмодипирамидальной форме в вариолитах присутствовал и оливин, замещенный чаще всего кварц-хлоритовым агрегатом. Иногда

в границах псевдоморфоз присутствует гидрогранат. Клинопироксен (II) присутствует в виде таблитчатых, изометрических призматических выделений, а самый поздний клинопироксен (III) имеет лейстовидную форму, длина лейст до 1–1,5 мм (рис. 5а–е). На отдельных участках со стекловатой основной массой лейстовидные выделения пироксена образуют интерсервальную структуру. В проходящем свете видно, что микролиты пироксена (III) пересекают радиально-лучистые агрегаты кислого существенно альбитового стекла светло-серого буроватого цвета.

Микролиты пироксена пересекаются друг с другом; один микролит пересекает другой, но утыкается в третий. Видимо, это свидетельство одновременного, но все же растянутого во времени процесса кристаллизации микролитов пироксена. Данные микролиты начинали кристаллизироваться в остывающей капле существенно кислого расплава, переходя частично в более основное стекло матрикса. Преобладающее количество микролитов располагается в меланократовом матриксе.

Нередко микролиты пироксена располагаются на границе светло-бурого (глобула) и темно-бурого (матрикса) стекла, фиксируя границу двух контрастных стекловатых ликвационных фаз, редко на границе двух типов стекла встречаются дугообразные микролиты пироксена.

Пироксены и струйчатое лейкократовое пелитизированное стекло образуют радиально-лучистые агрегаты. В пределах крупных вариолей нередко присутствует 2–3 радиально-лучистых центра. Наряду с клинопироксенами во второй зоне вариолей также встречаются псевдоморфозы по оливины диаметром до 1,5 мм и скопления мелких апооливиновых псевдоморфоз. Радиально-метельчатые агрегаты стекла во второй зоне нередко содержат мелкие щелевидные пустоты, выполненные хлоритом (миндалины и псевдоморфозы по темноцветным минералам), что свидетельствует о высокой газонасыщенности ликвационных фаз в расплаве.

В единичных случаях округлые лейкократовые выделения в пределах глобул окаймляются с одной стороны серповидными кварц-хлоритовыми миндалинами, что подчеркивает жидкостный характер дифференциации исходных для вариолитов магм во время их обособления. В пределах вариолей присутствуют также и округлые миндалины кварц-хлоритового и карбонатного составов.

Граница фазового перехода между меланократовым матриксом и лейкократовыми существенно плагиоклазовыми вариолями резкая, в шлифе извилистая. Лейсты пироксена третьей генерации нередко пересекают ее, переходя из одной зоны в другую.

Минералого-петрографическое изучение вариолитов, на наш взгляд, свидетельствует об их формировании в ходе ликвационной дифференциации излившегося расплава, в результате чего произошло разделение магмы на кислую лейкократовую часть (глобулы) и мафическую меланократовую (матрикс).

В составе верхней риолит-базальтовой толщи бурибайского комплекса в разрезе по р. Таналык у д. Хворостянки присутствуют (снизу вверх по разрезу): эффузивные дациты, андезидациты, риодациты, оливин-пироксен- и пироксен-плагиофировые базальты (магнезиальные и умеренномагнезиальные), андезибазальты и афировые базальты умеренномагнезиальные.

Петрохимические и геохимические особенности базальтов и вариолитов пиллоу-лав

Основные породы нижних двух толщ ($b-br_1^{1-2}$) бурибайского палеовулканического комплекса охарактеризованы в табл., рис. 6а–д, 7. Породы делятся по магнезиальности на высокомагнезиальные ($MgO \geq 8\%$) и низкомагнезиальные ($MgO \leq 5\%$) типы. Геохимическая характеристика вулканитов базируется на опубликованных [Вулканизм ..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Herrington et al., 2002; Косарев и др., 2005] и новых авторских материалах.

Таблица

Содержания петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

Комплекс	Баймак-бурибаевский D_1E_2										
Серия	СЩ	СЩ	БОН	СЩМГ	БОН	БОН		БОН	ИЩ	ИЩМГ	ИЩ
№ проб	T-2V	T-4B	AKT-6V	T-6A	T-10B	T-21	T-27B	T-32	T-38	T-40	T-41
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54,04	52,8	50,9	51,5	52,54	52,5	59,38	60,78	48,54	42,28	64,98
TiO ₂	0,51	1,51	0,5	0,53	0,45	0,33	0,29	0,62	0,44	0,63	0,48
Al ₂ O ₃	16,59	16,43	13,1	14,4	14,38	11,47	10,31	13,9	13,31	13,54	17,63
FeO	7,23	12,2	10,2	8,0	9,03	8,23	6,25	9,0	7,87	8,46	3,98
MnO	0,11	0,19	0,17	—	0,16	—	0,16	—	0,13	0,19	0,06
MgO	8,25	2,37	10,3	9,6	9,84	14,0	9,2	4,2	6,71	8,73	1,51
CaO	3,8	4,88	8,8	8,32	7,33	6,7	7,51	1,82	12,63	13,8	1,19
Na ₂ O	5,93	6,35	3,2	5,54	3,25	2,6	3,32	5,5	3,16	3,6	8,65
K ₂ O	0,2	0,21	0,1	0,04	0,15	0,12	0,32	0,25	0,18	0,34	0,1
P ₂ O ₅	0,07	0,38	0,06	—	0,07	—	0,06	—	0,18	0,17	0,15
Ппп	3,27	—	2,5	2,92	2,58	3,5	3,04	2,84	6,68	8,28	1,48
Σ	100,0	99,63	102,1	—	—	—	—	101,55	99,85	99,8	99,95
Mg#	71,1	25,75	68,95	68,19	67	75,3	73	—	60,14	64,78	39,78
Li	2,28	4,3	3,97	3,0	1,7	4,1	6,36	—	9,06	7,9	3,95
Rb	2,97	1,7	2,39	0,16	0,48	0,5	3,9	—	2,12	3,7	0,36
Cs	0,07	0,19	0,08	—	—	0,01	0,025	—	—	0,008	—
Be	0,65	0,47	0,3	0,054	—	0,12	0,014	—	0,5	0,47	0,3
Sr	157	141	143	125	99	229	128	81	142	229	210,8
Ba	59,2	24,2	22,5	14,4	29	20,5	21,8	—	15,4	21	14
Sc	—	—	38,5	—	—	—	—	—	—	—	—
V	179	310	239	189	211	173	132	—	232	245	17,2
Cr	71,5	35	422	—	445	791	435	15	254	358	—
Co	29,4	14,5	41,6	28	31	30	28	26	22	28	2,5
Ni	65,2	12,8	92,8	177	96	186	324	19	96	115	3,3
Cu	10,1	—	14,7	—	11	—	62	59	79	112	—
Zn	112	155,8	79,9	69	63	72	55	10	66	78	95
Ga	14,2	17,2	10,4	10,9	7,9	10,4	6,6	—	13	14	12,2
Y	13,2	31,5	13,6	12,2	10,6	9,2	6,3	—	8,0	9,34	20,27
Nb	0,86	5,6	0,57	0,75	0,74	0,72	0,38	—	2,2	2,3	3,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ta	0,09	0,51	0,07	0,23	0,22	0,1	0,039	—	0,22	0,27	0,29
Zr	44	71	26	24,8	22	23,9	19	59	44,1	45	76,8
Hf	1,39	2,04	0,94	0,67	0,63	0,63	0,49	—	1,2	1,27	2,17
Mo	0,18	0,6	0,22	0,026	0,065	—	0,08	—	0,28	0,19	0,18
Sn	1,14	1,9	0,58	1,3	0,62	0,55	0,47	—	0,49	0,6	0,64
U	0,217	0,4	0,130	0,15	0,1	0,05	0,03	—	0,1	0,14	0,42
Th	0,4	0,46	0,253	0,2	0,1	0,1	0,04	—	0,77	0,75	0,9
La	2,14	10,5	1,39	1,6	1,3	1,5	0,7	—	8,26	7,4	15,95
Ce	5,7	24,5	4,04	4,03	3,4	3,46	1,9	—	16,5	15,87	30,48
Pr	0,94	3,7	0,67	0,597	0,49	0,46	0,22	—	2,2	2,2	4,0
Nd	4,68	16,3	3,57	3,29	2,8	2,4	1,47	—	8,5	8,9	16,2
Sm	1,52	4,6	1,31	1,1	0,968	0,8	0,51	—	1,8	2,0	3,9
Eu	0,65	1,6	0,5	0,4	0,3	0,33	0,09	—	0,5	0,67	1,2
Gd	2,15	5,26	1,81	1,5	1,36	1,12	0,7	—	1,7	2,05	4,2
Tb	0,38	0,87	0,33	0,23	0,2	0,15	0,07	—	0,19	0,2	0,65
Dy	2,42	5,66	2,2	2,06	0,86	1,5	1,0	—	1,5	1,7	4,1
Ho	0,52	1,17	0,5	0,39	0,34	0,27	0,18	—	0,24	0,27	0,73

Базальты умереннощелочные натриевые составляют нижнюю долерито-базальтовую толщу бурибайского комплекса ($D_{1e}br_1$). В ее составе преобладают натриевые низкомагнезиальные базальты, реже андезит-базальты (SiO_2 44,75–52,33%; TiO_2 0,51–1,54%; FeO_{tot} 7,23–12,2%; MgO 2,37–4,2%, до 8,25%; CaO 4,3–6%; Na_2O 4,0–6,35%; K_2O 0,11–0,21%). На диаграмме SiO_2 –(Na_2O+K_2O) (рис. 6а) большинство проб располагаются в поле субщелочных базальтов, единичные — попадают в пограничную область нормально щелочных и субщелочных составов. На диаграмме АФМ (рис. 6б) три пробы умеренно-щелочных пород приурочены к полю толеитовой серии и две — к полю известково-щелочных составов. Толеитовый тренд для субщелочных пород довольно обычен, что связано с их повышенной железистостью и высокими значениями FeO^*/MgO , а также невысокими концентрациями MgO . Таким образом, в составе нижней долерито-базальтовой толщи преобладают базальты умереннощелочной серии.

Базальты умереннощелочные натриевые низкомагнезиальные (br_1) характеризуются низкими концентрациями Cr (10–35 г/т), Co (14,5–43 г/т), Ni (12,8–47 г/т), что увязывается с пониженным MgO ($Mg\#$ 27,5), в повышенных количествах содержатся Nb (5,6 г/т) и ЛРЗЭ La (10,25 г/т), Ce (24,5 г/т), умеренные концентрации обнаруживают Zn (72–156 г/т) Pb (8–17 г/т), Rb (1,7–2,97 г/т), Sr (105–267 г/т), Ba (24–59,2 г/т), V (310 г/т), Sm (4,6 г/т), Eu (1,6 г/т), Yb (2,96 г/т), La/Yb (3,55). На спайдердиаграмме низкомагнезиальный субщелочной базальт (рис. 7а, б) имеет обогащение ЛРЗЭ, обеднение ТРЗЭ и повышенные значения отношения La/Yb, что соответствует умереннощелочной серии.

Относительно высокие концентрации TiO_2 (1,51%), Nb (5,6 г/т), Y (31,5 г/т), наличие слабой негативной аномалии Sr показывают, что некоторые из этих базальтов подобны платобазальтам океанов.

В составе второй толщи бурибайского палеовулканического комплекса присутствуют субщелочные магнезиальные базальты, бонинито-базальты, бониниты, магнезиальные андезиты (рис. 6, 7, табл.).

Второй тип умереннощелочных основных пород — умереннощелочные натриевые магнезиальные базальты, которые ассоциируются с первым типом в разрезе нижней толщи бурибайского комплекса и присутствуют в низах разреза второй спилитовариолитовой толщи бурибайского комплекса. Для пород характерен широкий разброс концентраций Cr (53–430 г/т) и Ni (65,2–210 г/т), умеренные содержания Co (28–31 г/т), Zn (66–112 г/т), Pb (10 г/т), Sr (125–138 г/т), Zr (24,8–85 г/т), Y (12,2 г/т), низкие содержания Nb (0,75–0,86 г/т), Ba (14–59 г/т). На спайдердиаграммах (рис. 7в, г, пробы 6V, 10B) базальтов этого типа хорошо проявлены негативные аномалии Nb и Ti, положительные аномалии Sr. Графики нормированных составов РЗЭ имеют ровный, слабо выпуклый в области средних (Sm–Dy) РЗЭ характер, иногда на этих графиках обнаруживается дефицит ЛРЗЭ. Отношения La/Yb в этих пробах (Т-6V, Т-6А) составляют 0,96–1,15. Приведенные сведения свидетельствуют о принадлежности умереннощелочных магнезиальных базальтов к надсубдукционному типу.

Магнезиальные базальты (рис. 6д) имеют содержания SiO_2 48,4–52,8%, обладают низкой глиноземистостью (Al_2O_3 — 11,5–13,25%), нормальной ще-

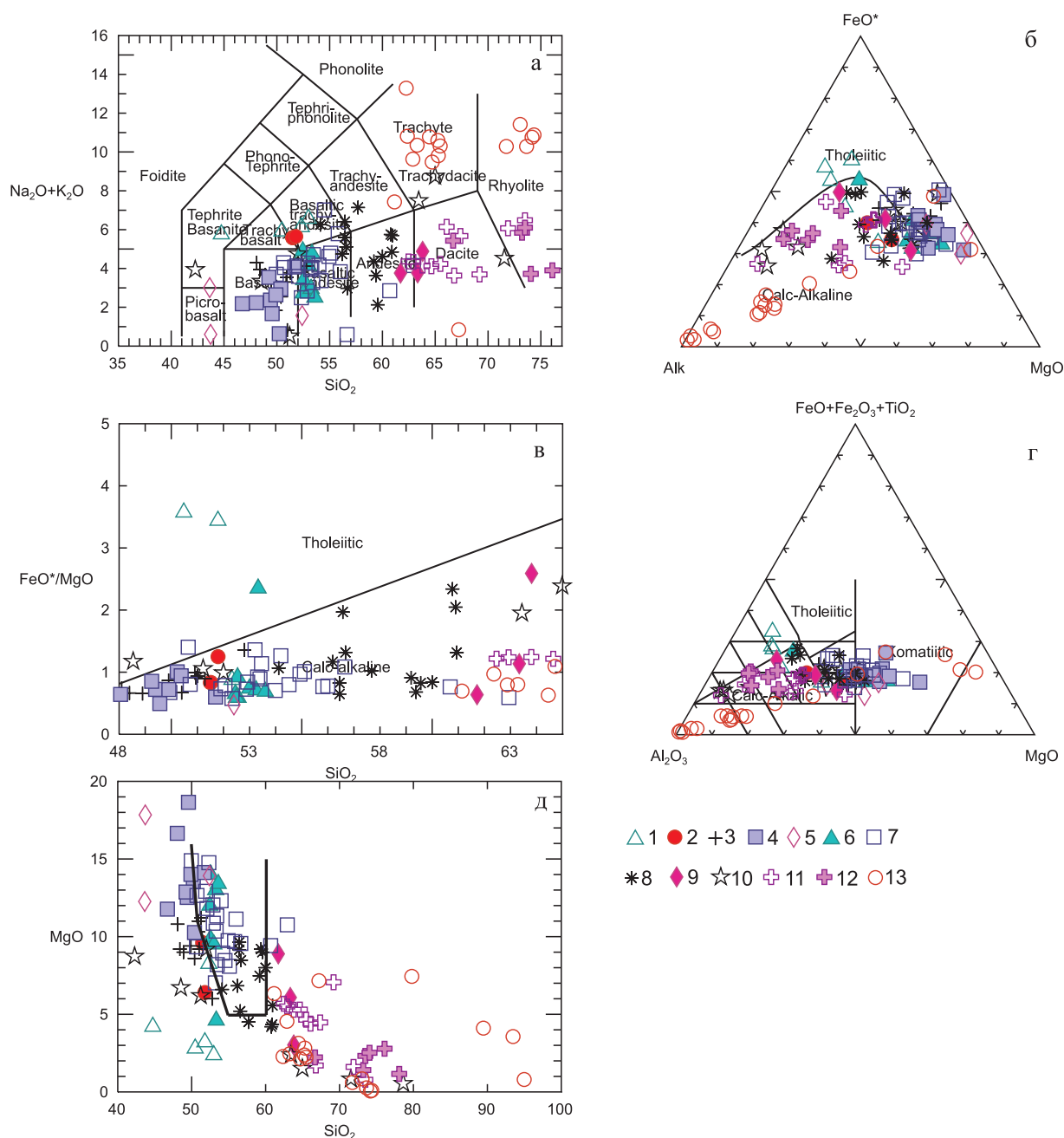


Рис. 6. Петрохимические особенности вулканитов баймак-бурибаевской свиты

1 — базальты умереннощелочные низкомagneзиальные (br_1); 2 — базальты умереннощелочные магнезиальные (br_{1-2}); 3 — базальты магнезиальные нормальной щелочности (br_2); 4 — бонинито-базальты (br_2); 5 — пикробазальты и бонинито-базальты Юбилейного колчеданного месторождения (br_2); 6 — бониниты высококальциевые разреза по р. Таналык у д. Хворостянка (br_2); 7 — бониниты из разрезов по р. Таналык у пос. Самарское и ручью Шанхай [Spadea et al., 1998] (br_2); 8 — андезибониниты (br_2), д. Хворостянка; 9 — магнезиальные андезидациты (br_2); 10 — эффузивные породы кислого и основного составов у д. Хворостянка (br_2); 11 — кислые породы из дайки у д. Хворостянка [Chistyakova, Latypov, 2011; Зайков и др., 2001]; 12 — кислые эффузивные породы Юбилейного месторождения [Аржавитина, 1971]; 13 — альбитовые вариолы из бонинитовых вариолитов br_2 (обр. Т-21, Т-27, Т-42-11) [Косарев и др., 2009].

лочностью ($Na_2O+K_2O = 3,3-3,55\%$) и низкой калиевоcтью, повышенной магнезиальностью ($MgO = 6-11\%$) и кальциевоcтью ($CaO = 7,5-12\%$). Они занимают промежуточную позицию на диаграмме $MgO-SiO_2$ (рис. 6д), между бонинитами и оливино-

выми базальтами [Симонов и др., 1998]. Среди магнезиальных базальтов присутствуют разновидности с повышенной щелочностью (субщелочные). В пробе 6А содержания Na_2O достигают 5,54%, $K_2O = 0,04\%$, $MgO = 9,6\%$.

Бурибайский комплекс

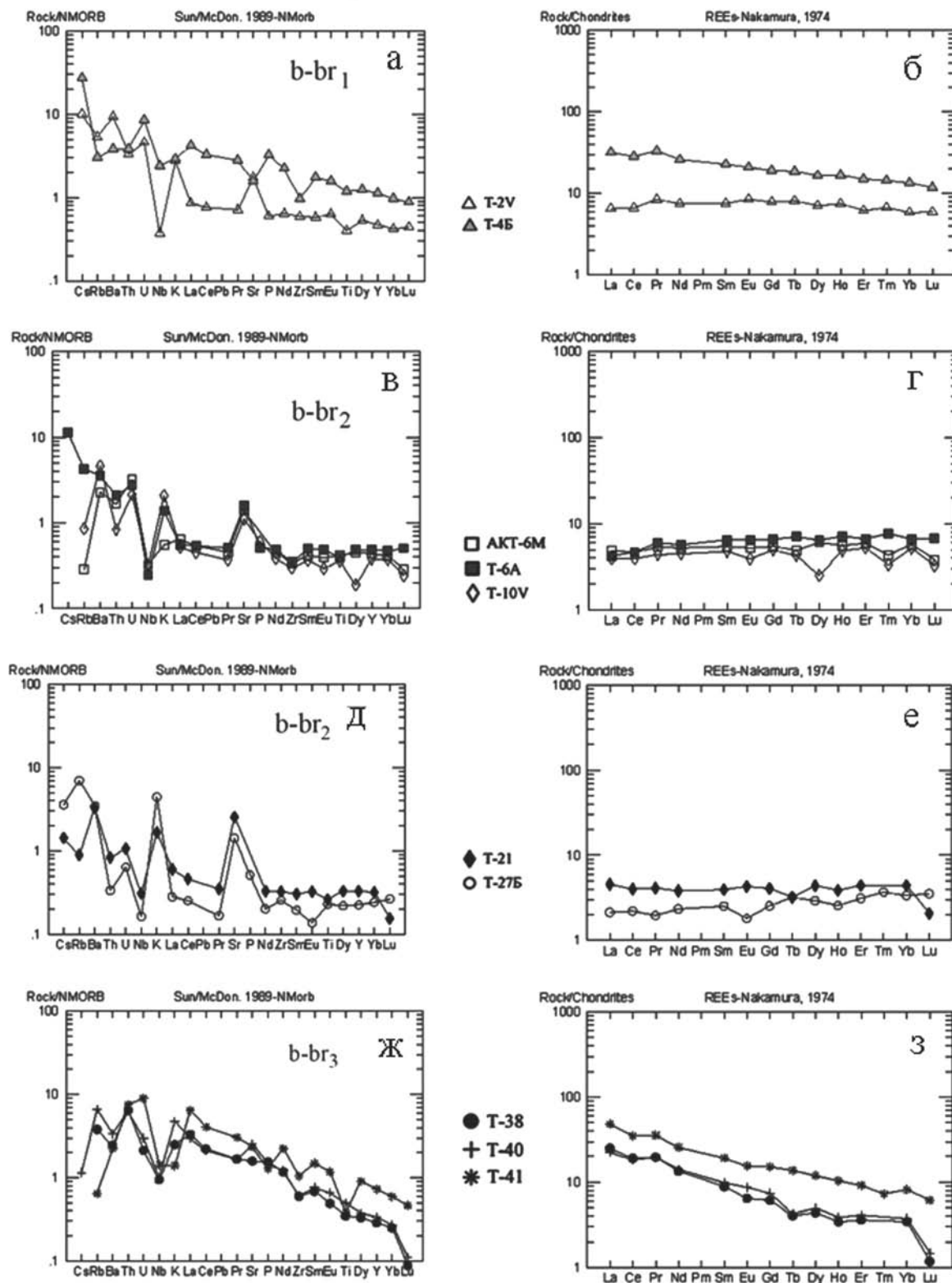


Рис. 7. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Sun McDonough, 1989] и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Nakamura, 1974] в вулканитах Бурибайского комплекса баймак-бурибаевской свиты T-2v, T-4Б — долерито-базальты ($b-br_1$); T-6a, AKT-6V, T-10B — пиллоу-базальты магнезиальные ($b-br_2$); T-21, T-27Б — бонинитовые вариолиты ($b-br_2$); T-38, T-40, T-41 — базальт, андезибазальт пироксен-плаггиофировый и дацит ($b-br_3$).

Базальты магнезиальные нормальной щелочности широко представлены в пробах, отобранных из нижней и средней части разреза спилито-вариолитовой толщи (пробы Т-6V и др.) [Косарев, 2001]. В этом типе базальтов сохраняется широкий диапазон колебаний Cr (33–470 г/т), Ni (17–290 г/т), Cu (8–93 г/т), Sr (10–251 г/т), умеренные концентрации Co (22–42 г/т), Zn (53–93 г/т), Pb (6–17 г/т), Zr (54–80 г/т).

Бонинито-базальты (рис. 7, 8, табл.) содержат SiO_2 — 46–52%, характерные для базальтов, высокие MgO (10,26–16,65%), пониженные и умеренные Al_2O_3 (10,11–15,68%) и CaO (2,88–9,87%), низкие Na_2O (0,43–3,68%) и K_2O (0,02–0,39%). Для бонинито-базальтов характерны высокие концентрации Cr (169–1011 г/т), Ni (56–381 г/т), умеренные — Co (28–47 г/т) и V (137–274 г/т), низкие содержания Pb (<0,15–9 г/т), Zr (24–79 г/т), Sc (19–36 г/т), Ba (26–85 г/т), широкий разброс концентраций Cu (16–184 г/т), Zn (38–332 г/т), Sr (36–203 г/т). К этой группе примыкают высокомагнезиальные базиты Юбилейного месторождения (рис. 4д). Две пробы из них имеют низкие концентрации SiO_2 (43,65–43,73%), высокие MgO (12,26–17,84%) и Al_2O_3 (16,49–22,5%), низкие CaO (0,24–0,69%) и Na_2O (0,07–0,17%), повышенные K_2O (0,5–2,84%). Третья проба имеет повышенные содержания SiO_2 (52,4%) и MgO (13,92%), низкие Na_2O и CaO, повышенные K_2O (1,09%). Все три пробы несут признаки околорудного метасоматоза, разложения плагиоклазов, выноса CaO, привноса K_2O . В них обнаруживаются также повышенные количества Rb, низкий Sr, низкая Cu, умеренный Zn. Породы с низким кремнеземом, возможно, следует называть пикробазальтами, а с повышенным кремнеземом — бонинитами.

Бониниты бурибайского вулканического комплекса охарактеризованы в многочисленных работах [Серавкин, Косарев, 1979; Вулканизм..., 1992; Кузьмин, Кабанова, 1991; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 2001; Косарев и др., 2005, 2009]. Большинство опубликованных аналитических материалов из данных работ использовано на петрохимических (рис. 6) и геохимических (рис. 7) классификационных диаграммах. В поле бонинитов (рис. 6д) [Симонов и др., 1998] располагаются составы собственно бонинитов, которые, согласно Петрографическому кодексу [2008], охватывают интервал SiO_2 52–58%, MgO 8–13%, *магнезиальных андезитов* — SiO_2 56–60%, MgO 5–10% и андезидацитов — SiO_2 60–63,8%, MgO 3–10,6% различных участков (рис. 6).

По геологическим материалам все перечисленные выше типы пород, за исключением умереннощелочных низкомагнезиальных базальтов (br_1^I), представляют собой единую ассоциацию бонинитовой серии. В эту ассоциацию входят и пикробазаль-

ты, обнаруженные И.Б. Серавкиным на рудном поле Юбилейного месторождения. Этот вывод обосновывается положением фигуративных точек на диаграммах (рис. 6). На диаграмме SiO_2 — FeO^*/MgO (рис. 6в) видны отсутствие или очень слабое проявление тренда накопления железа, которое четко обозначено лишь для субщелочных низкомагнезиальных базальтов (br_1^I), и принадлежность практически всех фигуративных точек к полю коматиит-бонинитовой серии (рис. 6г).

По характеру распределения микроэлементов бониниты ближе всего стоят к бонинито-базальтам. В бонинитах установлен широкий диапазон колебаний содержаний Cr (12–854 г/т), Ni (19–352 г/т), Cu (1–443 г/т), Ba (20,5–385 г/т), невысокой дисперсией характеризуются Co (24–50 г/т), Zr (22–80 г/т), Nb (0,7–3 г/т).

На спайдердиаграммах бонинитов (рис. 7) проявлена негативная аномалия Nb, несколько слабее Th, хорошо обозначен пониженный фон высокозарядных и РЗЭ элементов, характерный для бонинитовых серий, и четкая положительная геохимическая аномалия Sr. Эти сведения указывают на надсубдукционный характер бонинитовых магм, выплавлявшихся в деплетированном мантийном клине при высоких содержаниях H_2O в зоне магмообразования и при высоких степенях плавления субстрата [Baily et al., 1989; Фролова, Бурикова, 1997; Пирс и др., 1987]. В бонинитах обнаружены пониженные по сравнению с бонинито-базальтами концентрации Cr и Ni, что указывает на генетическую связь этих двух разновидностей высокомагнезиальных пород.

Магнезиальные андезиты и андезидациты продолжают поле бонинитов в область пониженных концентраций MgO (<8%) и повышенных — SiO_2 (>58%) (рис. 6). Пробы магнезиальных андезитов из разреза по р. Таналык в районе д. Хворостянки располагаются в пограничной области «бонинит — магнезиальный андезит» и представлены гиганто-вариолитами, химия минералов которых приведена [Косарев, 2001; Косарев и др., 2009] и в данной работе.

Перечисленные пробы характеризуются содержаниями SiO_2 (59,38–60,78%), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 3,64–5,75%, MgO 4,2–9,2%, CaO 1,82–7,51%, Al_2O_3 10,25–13,90%, FeO^* 6,25–9,82%. Пробы, фигуративные точки которых расположены в поле бонинитов (рис. 6), имеющие высокие концентрации MgO (8–9,2%) и содержания SiO_2 60% и менее, логично называть андезибонинитами.

Среди магнезиальных андезитов присутствуют разновидности с содержаниями Na_2O 5,85–6,34%, K_2O 0,1–0,8%, которые обогащены альбитом и при содержании MgO 4,50–9,16% попадают в поле суб-

щелочных составов. Большая же часть магнезиальных андезитов располагается в области нормально-щелочных составов.

Андезибониниты, наиболее близкие к бонинитам (рис. 6), характеризуются широким диапазоном вариаций содержаний Cr (15–435 г/т), Ni (19–324 г/т), более низкими, чем в бонинитах, умеренными концентрациями Co, Cu, Sr, Rb, V, малыми количествами K_2O , Ba, высокочargedных и редкоземельных и радиоактивных элементов (табл.).

Магнезиальные андезиты и андезидациты известны на Юбилейном колчеданном месторождении и в разрезе по р. Таналык. Содержания SiO_2 в этих породах варьируют в диапазоне 59,19–63,81% и MgO — 3,02–9%. Для андезитов и андезидацитов Юбилейного месторождения обычны пониженные концентрации CaO 0,53–3,38%, иногда в единичных пробах низкие содержания Na_2O и повышенные K_2O , Rb, низкие и повышенные Ba, умеренные Cu и Zn. Низкие содержания Cr, Ni и Co в пробах с Юбилейного месторождения, вероятно, связаны с процессами выщелачивания во время рудогенеза.

Литофациальное и петрохимическое изучение вулканитов двух нижних толщ бурибайского вулканического комплекса позволило сделать следующие выводы.

Эволюция вулканизма бурибайского вулканического комплекса имела гомодромный характер, на ранней стадии формировались базальты нижней толщи бурибайского комплекса (br_1), принадлежащие к умеренно-щелочной серии. В двух пробах (4А, 4Б) базальты имеют характеристики Ti, Zr, Th/Yb, Nb/Yb, соответствующие платобазальтам океанов, близкие к поляковскому комплексу (O_2) зоны ГУР [Косарев, 2015]. Во второй, наиболее активный этап вулканизма формируется вторая спилито-вариолитовая толща пиллоу-лав, принадлежащая к бонинитовой серии. Выделяющийся ряд высокомагнезиальных вулканических пород (пикробазальты — бонинитовые базальты — бониниты — магнезиальные андезиты и андезидациты) образован в процессе магматической дифференциации (ликвации), признаки которой запечатлены в вариолитовых бонинитах. Количество вариолей контролирует кислотность пород, которая варьирует по SiO_2 от 43 до 63,8%.

Обсуждение результатов

На основании детального химического и петрографического изучения геологических разрезов бурибайского палеовулканического комплекса нами сделан вывод, что наиболее близкие к первичным расплавы имели пикробазальт-бонинит-базальтовый состав. Производными этих расплавов были

высококальциевые бониниты [Spadea et al., 2002]. Аналогичная ассоциация изучена на острове Кипр, где колчеданосный палеовулканический комплекс представляет собой эволюционный ряд [Соболев и др., 1993]: водосодержащие коматииты — островодужные толеиты — высококальциевые бониниты. Первичные расплавы являются магнезиальными островодужными толеитами ($MgO = 12–13$ мас. %; $H_2O = 1,8–2$ мас. %) и были образованы при $P = 10$ кбар и $T = 1250–1290^\circ C$ при плавлении мантийного источника.

Реальные вкрапленники оливина в бонинитовых вариолитах отсутствуют, но в центральных частях вариолей часто присутствуют псевдоморфозы по оливину и их скопления, выполненные кварцем и хлоритом, имеющие ромбо-дипирамидальную форму, которая характерна для оливина. Подобные образования отмечались ранее И.Б. Серавкиным [Среднепалеозойский..., 1983] и П. Спадеа [Spadea et al., 1998, 2002]. Присутствие оливинов в центрах вариолей свидетельствует, по всей вероятности, о том, что они служили центрами, вокруг которых концентрировался кислый расплав будущих глобул.

Пироксены кристаллизовались после оливина. Установлено два поколения фенокристов пироксенов и третья генерация микролитов и лейст пироксенов, образующих структуру «пироксеновый спинифекс». Поздняя генерация микролитов и лейст пироксена нередко является составной частью радиально-лучистых альбит-кварц-пироксеновых агрегатов, формирующих вариоли. Но нередко лейсты пироксена пересекают волокнистость альбитового стекла под крутым, вплоть до 90° , углом. Вероятно, это свидетельствует о раннем и близсинхронном формировании лейст пироксена относительно альбит-кварцевого агрегата вариолей.

Как отмечалось в петрографической характеристике бонинитовых вариолитов, клинопироксены по химизму образуют три тренда: диопсид-салит, диопсид-эндиопсид и эндиопсид-авгит. Эти тренды весьма характерны для магнезиальных базальтов и пикритов офиолитового комплекса Троодос [Bailey et al., 1991] и марианит-бонинитовых ассоциаций Западно-Тихоокеанских островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988]. Тренд диопсид-авгит четко проявился в пробе, изученной СЭМ методом (рис. 6б). Этот тренд является более характерным для известково-щелочных серий [Добрецов и др., 1971]. Вероятно, можно говорить о том, что в процессе кристаллизационной дифференциации с участием оливина и раннего пироксена проявился тренд, характерный для толеит-базальтовых и субщелочных серий, а поздний тренд диопсид-авгит, отличающийся накоплением железа во внешней зоне

клинопироксенов, характеризует известково-щелочную тенденцию, которая реализуется в процессе ликвации, при формировании существенно альбитовых вариолей.

Выводы

1. Эволюция вулканизма бурибайского вулканического комплекса имела гомодромный характер. На ранней стадии формировались умеренно-щелочные натриевые базальты нижней долерито-базальтовой толщи бурибайского комплекса, имеющие островодужные геохимические характеристики [Косарев и др., 2005].

В верхней части разреза нижней толщи располагается поток пиллоу-базальтов, которые по концентрациям Ti, Zr, Th/Yb, Nb/Yb близки к платобазальтам океанов и к базальтам поляковского комплекса ордовикского возраста [Косарев, 2015]. Эти данные свидетельствуют о разрыве слэба, формировании «slab-window» и астеносферного диапира, который мог быть причиной последующего выплавления бонинитовых расплавов.

2. Химические составы вулканитов и клинопироксенов бонинитовых вариолитов, присутствие среди них салитов, эндиопсидов, авгитов, субкальциевых авгитов позволяет относить эти породы к типу высококальциевых бонинитов. Выплавление исходных для высококальциевых бонинитов магм происходило в надсубдукционном мантийном клине при высоких концентрациях флюидной фазы, высокой степени плавления мантийного субстрата и высокой температуре. Формирование бонинитов и бонинитовых базальтов фиксирует прогрессивную стадию эволюции поднимающегося мантийного диапира.

По классификационным параметрам $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 0,51–1,38 в бонинитах и в бонинитовых базальтах (SiO_2 49,9–59,38%), породы могут быть классифицированы как умеренно- и высококальциевые бониниты и бонинито-базальты [Дубровский, 2009]. К этому названию бонинитов следовало бы добавить тип пироксенов, т.е. назвать породу бонинит клинопироксеновый.

Литература:

- Аржавитина М.Ю. Петрографическая и петрохимическая характеристика пород Юбилейного месторождения // Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. — Уфа, 1971. — С. 43–53.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988. — 248 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.
- Говорова А.В. Вариолиты из района среднего течения р. Таналыка на Южном Урале // Минералы изверженных горных пород и руд Урала. — Л.: Наука, 1967. — С. 72–85.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. — М.: Наука, 1971. — 454 с.
- Дубровский М.И. Бониниты: петрохимия, систематика и петрогенез // Вестник МГТУ. — 2009. — Вып. 3 (12). — С. 436–446.
- 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.
- Кабанова Л.Я., Зайков В.В. Пикриты и мариянит-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала // Типы магматизма Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1987. — С. 108–110.
- Косарев А.М. Магнезиальные базальты и бонинитовые вариолиты баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал) // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Матер. конф. — Уфа, 2001. — Т. 1. — С. 227–240.
- Косарев А.М. Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. — 2015. — № 2. — С. 40–65.
- 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.
- Косарев А.М., Тесалина С.Г., Минибаева К.Р. Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов бурибайского палеовулканического комплекса // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 120–125.
- Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1991. — С. 156–173.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
- Пирс Дж.А., Липшард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. — С. 134–165.
- Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинин Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очер-

ки по региональной тектонике. — М.: Наука, 2005. — Т. 1: Южный Урал. — С. 84–135.

Серавкин И.Б., Косарев А.М. О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 245, № 5. — С. 1210–1214.

Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И. Бонинитовые серии в палеоспрединовых комплексах Полярного Урала // Докл. АН СССР. — 1998. — Т. 361, № 2. — С. 232–235.

Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Данюшевский Л.В., Конокова Н.Н., Шимизу Н., Робинсон П. Петрология ультрамафитовых магм и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. — 1993. — Т. 1, № 4. — С. 379–412.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения // *П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев.* — Уфа: БФАН СССР, 1983. — 116 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 320 с.

Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. — 1989. — V. 102. — P. 265–280.

Bailey D.G., Langdon G.S., Malpas J., Robinson P.T. Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite // Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. — Geological survey of Canada Paper 90–20. — 1991. — P. 187–202.

Chistyakova S.Yu., Latypov R.M. Small Dacite Dyke, Southern Urals, Russia: Rapidly Quenched Liquid or Fine-Grained Cumulate? // *R.K. Srivastava (ed.), Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation.* — Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. — P. 569–582.

Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V., Tessalina S.G., Orgeval J.J., Taylor R.N.A. Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present Geophysical Monograph 132. (eds. *D. Brown et al.*). — American geophysical Union, Washington, DC. — 2002. — P. 155–182.

Nakamura N. Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — 1974. — V. 38, No 5. — P. 757–775.

Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // *Ofioliti.* — 1998. — V. 23, No 1. — P. 17–36.

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. — V. 132. — P. 101–134.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. Magmatism in the ocean basins / *A.D. Sanders, M.J. Norry (eds.)*: Geol. Soc. — London Spec. Publ. — 1989. — V. 42 — P. 313–345.

Сведения об авторах:

Косарев Александр Михайлович, Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru.

Шафигуллина Гульнара Турдibaевна, Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа. E-mail: shafigullina_g@mail.ru.

PETROGRAPHICAL AND PETROCHEMICAL TYPES OF VOLCANIC ROCKS BELONGING TO THE BURIBAY VOLCANIC COMPLEX OF THE MAGNITOGORSK MEGAZONE

A. M. Kosarev, G. T. Shafigullina

Kosarev Alexander Michailovich, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kosarev@mail.ru.

Shafigullina Gulnara Turdibaevna, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: shafigullina_g@mail.ru.

Abstract. The petrographical and petrochemical features of the boninite variolites belonging to the Late Emsian Buribay volcanic complex of the Southern Urals, formed at an early stage of initiation of the Magnitogorsk ensimatic massive sulphide-bearing island arch in its frontal part are considered. The results of the research permit to discuss questions of a serial affiliation and classification of volcanites of the Buribay complex, a petrogenesis of the boninite variolites and role of liquation in the process of formation of the silicate rocks of the complex.

Key words: variolites, immiscibility, boninites, Southern Urals.

УДК 551.21+553.435

А. М. Косарев, И. Б. Серавкин, К. Р. Минибаева

АЩЕБУТАКСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Аннотация. В работе приведены новые геохимические материалы по вулканогенным породам базальт-риолитового ащебутакского палеовулканического комплекса Бриентско-Ащебутакской структурной подзоны Восточно-Магнитогорской зоны (Южный Урал). Эти материалы позволили сделать вывод о формировании этого комплекса и ассоциирующегося с вулканитами колчеданного оруденения в тыловодужной надсубдукционной обстановке во внутридуговом спрединговом карамалыташско-шуулдакском бассейне позднеэфельского возраста.

Ключевые слова: вулканизм, базальты, риолиты, субдукция, колчеданные месторождения, Южный Урал.

Ащебутакская или Бриентско-Ащебутакская структурно-формационная подзона [Рихтер, Кригер, 1974], входящая в Восточно-Магнитогорскую зону Южного Урала, имеет размеры 15–25 км по широте и около 180 км по простиранию в меридиональном направлении — от широты совхоза Ириклинский (на севере) до широты аула Истемис на правом берегу реки Ори (на юге). С востока это поднятие ограничено Западно-Акжарским разломом, по которому проходит граница его с Джусинско-Акжарской грабен-синклиналью, сложенной нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными осадочными породами. С запада Ащебутакская зона ограничена Центрально-Магнитогорской зоной, выполненной известковистыми отложениями карбона.

Ащебутакская структурно-формационная подзона (СФПЗ) является юго-западной частью Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ) (рис. 1) и входит в состав Карамалыташско-Шуулдакской зоны внутридугового спрединга, сформировавшейся в позднеэфельское время в результате расщепления Ирндыкской островной дуги. Ащебутакский палеовулканический комплекс базальт-риолитового состава по возрасту и составу пород близок к карамалыташскому комплексу Сибайского рудного района. По структурному же положению Ащебутакский рудный район более сопоставим с Александринским

колчеданосным рудным районом, расположенным в северной части ВМЗ (рис. 1).

В пределах Ащебутакской СФПЗ располагаются два колчеданосных рудных района, расположенные южнее широты пос. Новоорск и Новоорской интрузии гранитоидного состава. Северный рудный район — Ащебутакский (Новоорский район Оренбургской области), в котором располагаются Западно-Ащебутакское колчеданное медно-цинковое ($Zn > Cu$) месторождение и Иссиргужинское рудопроявление [Медноколчеданные..., 1985]; южный рудный район — Средне-Орский, в пределах которого известны колчеданные месторождения Приорское, Авангард, 50 лет Октября, Кызылбахи (Актюбинская область Казахстана).

В строении Ащебутакской подзоны участвуют эфельские, живетские, верхнедевонские и каменноугольные отложения. По данным И.А. Смирновой и В.А. Черкасова [Медноколчеданные..., 1985; Я.А. Рихтера и М.А. Кригера, 1974], а также по данным Е.И. Яковца и др. [1974ф], в Ащебутакской подзоне выделены стратиграфические подразделения, сопоставимые с карамалыташским (D_{2ef_2}) и улутауским ($D_{2zv}-D_{3f_1}$) комплексами Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ), и верхнедевонские комплексы.

Ащебутакский палеовулканический комплекс распространен в южной части Ащебутакской подзоны Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ). Этот комплекс (D_{2ef}) более молодой, чем ирндыкский, сформировался в начале позднеэфельско-раннефранского цикла вулканизма.

© А. М. Косарев, 2017
© И. Б. Серавкин, 2017
© К. Р. Минибаева, 2017

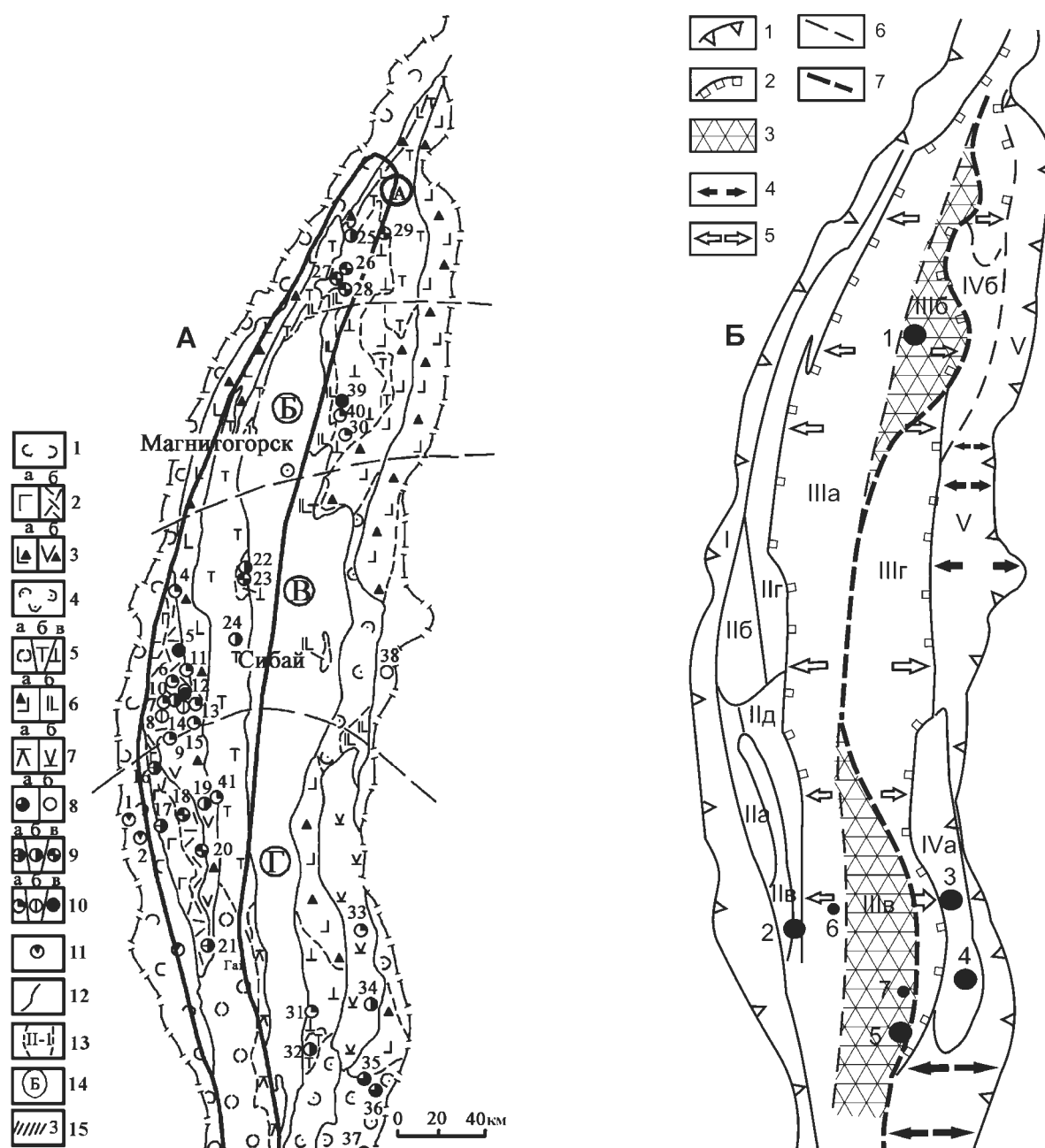


Рис. 1. А — схематическая структурно-металлогеническая карта Магнитогорского мегасинклинария, по И.Б. Серавкину [1986], с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой; Б — реконструкция геодинамических обстановок Магнитогорской мегазоны, срез — поздний эмс — эйфель

А. Условные обозначения: 1–7 — формации и комплексы: 1 — базальтовая (O–S); 2 — базальт-риолитовая (D_1e): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 — андезито-базальтовая (D_2ef_1): базальт-андезитобазальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 — базальтовая (D_1e); 5 — базальт-риолитовая (D_2): базальтовый (а), контрастный (б) и непрерывный (в) комплексы; ба — андезито-базальтовая (D_2), бб — базальт-андезито-базальтовая K–Na (D_3f); 7 — базальт-андезит-риолитовая: юсинский (а) (D_2) и джусинский (б) (D_{1-2}) комплексы; 8–11 — колчеданные месторождения: 8 — медноколчеданные (Домбаровский тип) (а), цинковые (Филизайский тип) (б); 9 — Уральский тип: цинково-медноколчеданные, $Cu > Zn$ (а), медно-цинково-колчеданные, $Cu < Zn$ (б) и медно-цинково-колчеданные с полиметаллической минерализацией (в); 10 — Баймакский тип: золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в); 11 — Ивановский тип: кобальт-медно-цинково-колчеданные; 12–15 — структурные единицы на врезке: 12 — границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка; 13 — границы и номера колчеданосных зон (поясов) II порядка; 14 — поперечные блоки; 15 — широтные дислокации. Названия колчеданных месторождений: 1 — Ивановское, 2 — Дергамышское, 3 — Ишкинское, 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 — Юлаинское, 14 — Туба-Каин, 15 — Балта-тау, 16 — Юбилейное, 17 — Бурibaйское, 18 — Маканская группа, 19 — Подольское,

Ащебутакский (карамалыташский) палеовулканический комплекс (D_2ef_2) сложен афировыми пиллоу-базальтами с прослоями кремнистых пород и гиалокластитов. В верхней части разреза залегает толща эффузивных плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых риолитов, риодацитов и дацитов, их туфов и тефроидов, обнаженных на участке Тасты-бутакском и вскрытых поисково-разведочными скважинами на Западно-Ащебутакском и Иссиргу-жинском рудных полях (рис. 1А, 32, 31) [Палеозойский..., 1968]. В разрезе кислой толщи залегают рудные тела Западно-Ащебутакского колчеданного медно-цинкового месторождения.

На полную мощность ащебутакский палеовулканический комплекс не переburен.

Петрографические, петрохимические и геохимические особенности вулканитов ащебутакского комплекса

Вулканиты ащебутакского вулканического комплекса Бриентско-Ащебутакской зоны на основании 7 авторских химических анализов (мокрая химия — петрогенные оксиды и ICPMS — микро-элементы, лаборатории ИГ г. Уфа и ИГиГ, г. Екатеринбург) представлены базальтовыми и андезибазальтовыми пиллоу-лавами и кислыми эффузивами массивного и флюидального облика риодацитового и риолитового составов (табл., рис. 2).

Базальты и андезибазальты представлены разновидностями с низкими концентрациями TiO_2 (0,60–0,65%), K_2O (0,1–0,2%), повышенными содержаниями Na_2O (4,72–4,8%). На диагностической диаграмме (Na_2O+K_2O) — SiO_2 базальты располагаются в поле субщелочных составов [Петрографический кодекс, 2008], хотя на TAS-диаграмме [Le Bas et al., 1986] они оказываются в поле нормальной щелочности ($K_2O+Na_2O=4,84\%$). Близкий, чуть более высокий уровень щелочности обнаруживают и андезибазальты ($K_2O+Na_2O=4,84\%$). Судя по

тому, что повышенная суммарная щелочность в андезибазальтах сравнительно с базальтами коррелируется с повышенными концентрациями в них РЗЭ, эти отличия являются первично магматическими.

На петрохимической диаграмме AFM (рис. 2А) вулканиты ащебутакского комплекса располагаются в поле известково-щелочных составов, вблизи разделительной линии толеитовой и известково-щелочной серий. На диаграмме Миаширо (рис. 2Б) вулканиты андезибазальтового состава располагаются в поле известково-щелочных составов, лишь базальт попадает в поле толеитовых составов, что обычно для вулканитов умереннощелочной (субщелочной) серии.

На графике $Zr-SiO_2$ вариационная кривая вулканитов ащебутакского комплекса близка к таковой по средним составам карамалыташских вулканитов ВМЗ [Сурин, 1999; Косарев и др., 2006]. Однако ащебутакские вулканиты имеют более контрастный состав в связи с отсутствием андезитов, а концентрации Zr в риодацитах показывают максимум по сравнению как с базальт-андезибазальтовыми, так и риолитовыми составами пород (рис. 2Г).

На большинстве геохимических диаграмм (рис. 3) фигуративные точки вулканитов ащебутакского комплекса располагаются в поле известково-щелочных составов. Базальты ащебутакского комплекса на геохимических диаграммах (рис. 3) выделяются повышенными концентрациями MnO , низкими TiO_2 (0,65%), Nb (0,68 г/т), Zr (39,1 г/т), Hf (1,1 г/т) и других высокозарядных элементов, умеренными и пониженными количествами Cr (24,4 г/т), Ni (20,8 г/т), Co (27,4 г/т), Cu (34 г/т), повышенными Zn (100,8 г/т), Rb (6,7 г/т).

Перечисленные геохимические признаки характерны для низкохромистых толеитовых базальтов островодужных серий [Кузьмин, 1985]. Вулканиты Ащебутакского комплекса относятся к известково-щелочному подтипу с элементами переходности к толеитовой и умереннощелочной сериям. По со-

20 — Мамбетовское, 21 — Гайское, 22 — Бакр-Узяк, 23 — Южный Бакр-Узяк, 24 — Сибайское, 25 — Учалинское, 26 — Озерное, 27 — Узельгинское, 28 — Молодежное, 29 — Таш-Яр, 30 — Александринское, 31 — Иссиргужинское, 32 — Западно-Ащебутакское, 33 — Джусинское, 34 — Барсучий Лог, 35 — Летнее, 36 — Осеннее, 37 — Весеннее, 38 — Амурское, 39 — Сабановское, 40 — Бабарыкинское, 41 — Восточно-Подольское. Черная жирная кривая оконтуривает площадь теплового минимума на Южном Урале.

Б. Условные обозначения: 1 — границы Магнитогорской мегазоны; 2 — границы зоны внутридугового спрединга; 3 — фрагменты надсубдукционной зоны тыловодужной позиции; 4 — зона задугового субконтинентального и океанического рифтогенеза (D_{1e-2}); 5 — зона внутридугового спредингового бассейна (D_{2ef}); 6 — фрагмент контура минимума теплового поля; 7 — проекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время. **Цифровые обозначения:** I — Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР), II — фрагмент фронтальной и развитой островной дуги в Западно-Магнитогорской зоне; IIa — площадь распространения бурибайского вулканического комплекса (D_{1e_2}); IIб — то же, верхнетаналыкского комплекса (D_{1e_2}) Баймакского рудного района; IIв — то же верхнетаналыкского комплекса (D_{1e_2}) Маканско-Гайской подзоны Тубинско-Гайского палеовулканического пояса; IIг-д — северо-ирендыкского и южно-ирендыкского комплексов (D_{2ef}); III — область распространения карамалыташского внутридугового комплекса и его возрастных аналогов: IIIa — над зоной субдукции, тыловодужная обстановка, Александринская и Ащебутакско-Среднеорская площади; IIIб-в — над зоной субдукции, тыловодужная обстановка, Александринская и Ащебутакско-Среднеорская площади; IIIг — область распространения карамалыташского внутридугового комплекса вне влияния зоны субдукции (субокеаническая обстановка); IV — фрагменты отщепленной (остаточной) островной дуги (D_{2ef}) в ВМЗ: IVa — джусинский, IVб — нижнезингейский, V — зона задугового (D_{1e}) спрединга.

отношениям Ni и Co, Sr и Ti (табл.) [Вулканизм..., 1992] базальты ащевутацкого комплекса принадлежат к островодужному типу.

На спайдердиаграммах порода/NMORB [Sun, McDonough, 1989], порода/хондрит [Nakamura, 1974] четко видны повышенные концентрации литофильных элементов в андезибазальтах и в кислых

породах, относительно базальтов. Во всех типах пород четко проявились негативные аномалии Nb, положительные Pb. Положительные геохимические аномалии Sr обнаруживаются в базальтах и андезибазальтах (рис. 2Д), что можно увязывать с основным составом плагиоклазов, в кислых породах эти аномалии отсутствуют, а в наиболее кислых поро-

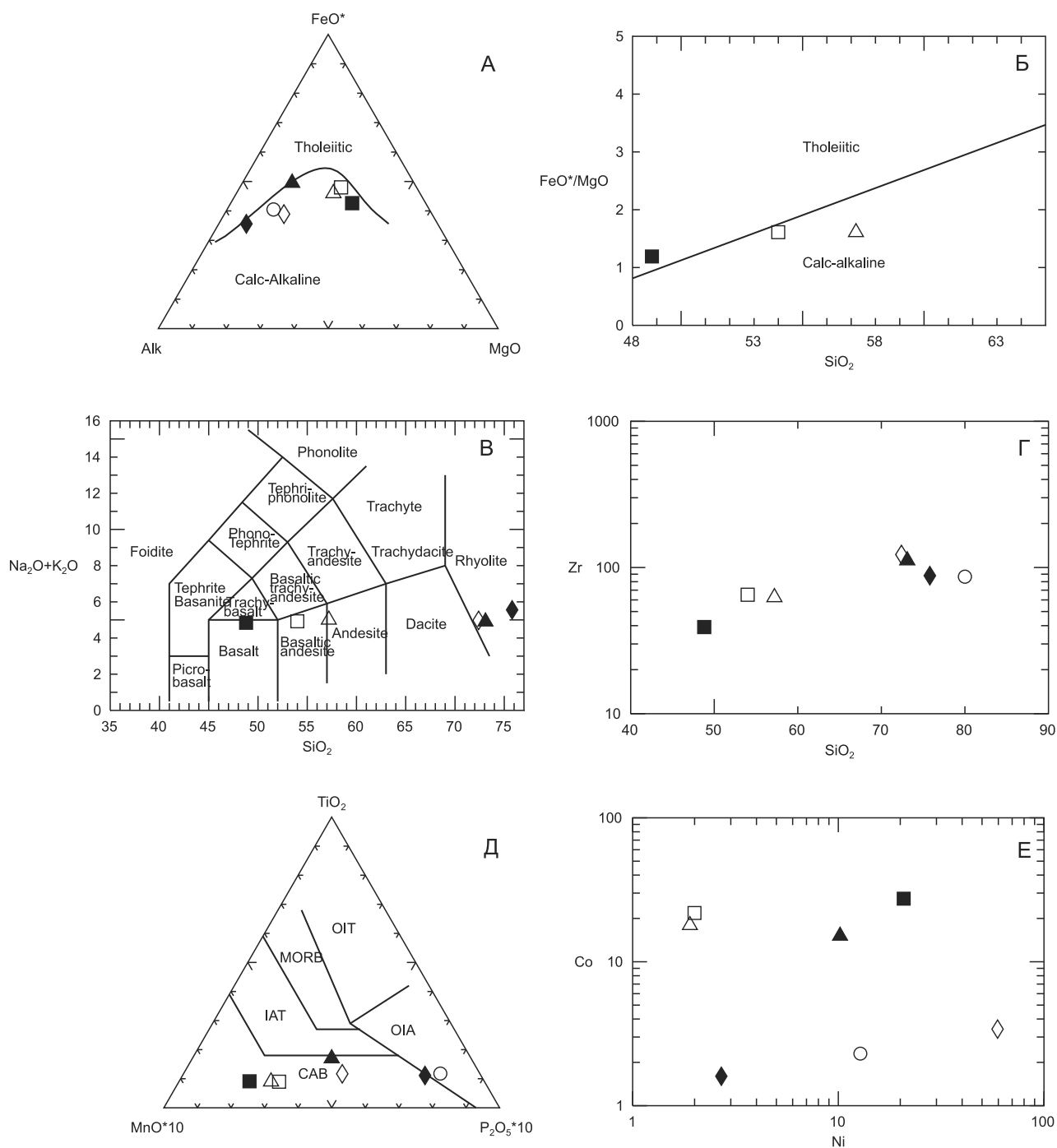


Рис. 2. Особенности распределения петрогенных оксидов и
Условные обозначения: 1 — пиллоу-базальт; 2 — андезибазальт; 3 — андезит меланократовый; 4, 5 — риодациты

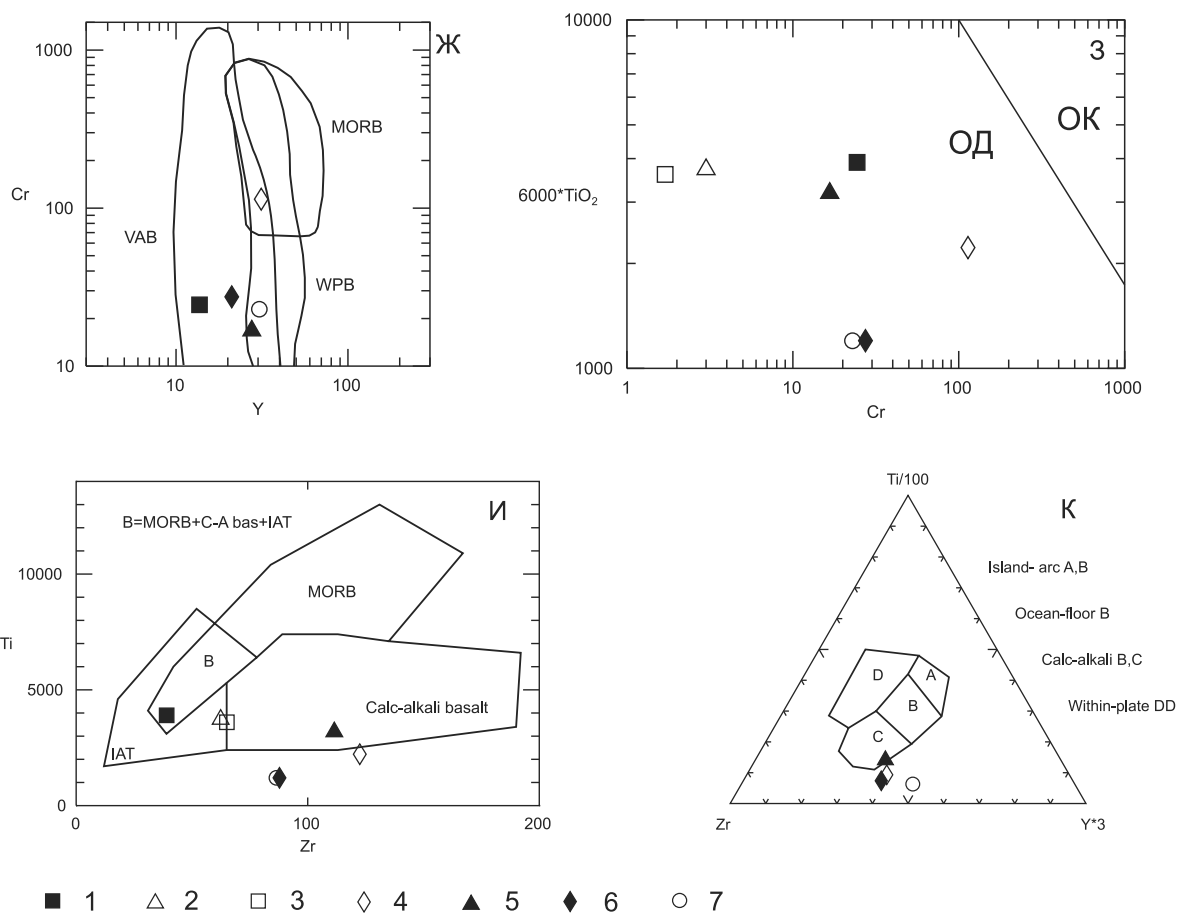
дах — риолитах появляется негативная аномалия Ti. Только для кислых пород характерна негативная аномалия Eu, свидетельствующая об участии в формировании кислых магм процессов фракционирования плагиоклаза.

Присутствие в составе вулканитов ащебутацкого комплекса базальтов с повышенной щелочностью, а среди кислых пород — разновидностей с повышенными содержаниями Zr, позволяют говорить о частичном сходстве их с вулканитами александринского комплекса. В то же время обнаруживаются и отличия ащебутацкого и александринского комплексов. Наиболее четким отличием ащебутацкого комплекса от александринского является отсутствие в первом лейкократовых андезитов с концентрациями SiO_2 59–63%. Обращает на себя внимание широкий разброс в кислых вулканитах ащебутацкого комплекса концентраций Cr (16,6–27,3 г/т, до 113,6 г/т), Ni (2,7–59,5 г/т), Co (1,6–15,09 г/т), Cu (5,6–101,8–133,5 г/т), Zn (23,8–66,4 г/т), Rb (1,6–11,5 г/т), Sr (32,9–172,6 г/т), Ba (20,2–85,2 г/т).

Колчеданное оруденение Ащебутацкой структурно-формационной зоны

В 25 км к югу от пос. Новоорск располагается зона с известным Западно-Ащебутацким колчеданным месторождением и Иссиргужинским колчеданным рудопоявлением. Западно-Ащебутацкое колчеданное месторождение расположено в южной части Ащебутацкого структурно-фациального блока и приурочено к зоне контакта верхней липаритовой толщи верхнекарамалыташской подсвиты и улутауской свиты, по В.В. Авдонину с соавторами [Палеозойский..., 1968]. Рудовмещающие толщи на участке месторождения имеют моноклинальное западное падение под углами 15–25°. Рудное тело согласно с напластованием, в лежащем боку присутствует согласная с напластованием зона расщелачивания.

В составе руд преобладают пирит и халькопирит при подчиненной роли сфалерита и небольшого количества галенита. В общем виде минеральная ассоциация сходна с минералогическим составом



микроэлементов в вулканитах ащебутацкого комплекса

кварц-плагиоклазовые; 6, 7 — риолиты. Номера образцов в подписи соответствуют номерам в табл. 1.

Таблица

Химические составы пород ащебутакского комплекса

№пробы	10-82/1	10-81/3	10-81/1	10-82/2	10-81/2	10-83/1	10-83/4
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,8	54	57,2	72,4	73,1	75,8	80
TiO ₂	0,65	0,6	0,62	0,37	0,53	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	16,1	15,5	15,2	11,9	10,3	12,3	8
Fe ₂ O ₃	3	4,4	3,22	2,3	1,53	2,3	1
FeO	6,83	6,67	6,11	2,37	5,38	1,44	3,25
MnO	0,5	0,41	0,44	0,13	0,13	0,03	0,02
CaO	7,1	4,69	4,26	2,84	1,42	1,7	0,85
MgO	8	6,6	5,6	2	2	0,8	1,4
Na ₂ O	4,74	4,72	4,8	4,7	4,7	5,35	4,5
K ₂ O	0,1	0,2	0,2	0,27	0,2	0,2	0,2
P ₂ O ₅	0,15	0,2	0,19	0,15	0,13	0,13	0,13
ППП	3,54	1,44	0,9	0,2	0,48	0,2	0,1
SUM	99,31	99,73	99,4	99,57	99,9	100,45	100,35
Li	5,003	4,500	2,720	1,772	3,405	0,906	1,295
Be	0,265	0,364	0,366	0,606	0,444	0,383	0,334
B	3,423	4,528	1,864	1,115	0,545	1,118	0,865
Sc	35,164	32,090	28,153	12,258	14,376	8,266	5,787
Ti	3503,337	6858,172	6785,030	1992,873	2572,534	739,899	717,663
V	242,938	214,359	204,736	8,091	35,115	9,181	7,968
Cr	24,385	1,736	2,957	113,663	16,652	27,377	22,925
Mn	2926,310	2678,869	2537,563	871,519	951,556	399,868	286,825
Co	27,423	21,820	17,944	3,379	15,099	1,609	2,332
Ni	20,786	2,019	1,872	59,500	10,223	2,690	12,841
Cu	34,135	21,377	9,221	5,652	101,826	5,725	133,535
Zn	100,778	71,679	53,841	49,749	66,416	23,829	28,576
Ga	14,615	17,255	15,939	13,962	14,072	6,683	6,135
Ge	1,382	1,328	1,311	1,202	0,729	1,060	1,304
As	4,552	3,990	3,922	1,247	3,144	2,016	3,548
Se	0,283	0,435	0,455	0,498	0,493	0,362	0,347
Rb	6,680	13,488	6,832	11,502	1,623	2,078	6,122
Sr	211,966	228,989	170,542	172,645	99,178	71,616	32,922
Y	13,666	20,479	20,594	31,290	27,577	21,082	30,538
Zr	39,146	65,146	62,441	122,534	111,482	87,800	86,469
Nb	0,683	1,132	1,144	2,487	2,016	3,185	1,915
Mo	0,145	0,476	0,119	1,266	3,163	0,494	0,997
Ru	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rh	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Pd	1,218	1,988	1,885	3,653	3,293	2,544	2,556
Ag	0,022	0,051	0,044	0,085	0,072	0,085	0,066
Cd	0,022	0,028	0,031	0,048	0,048	0,011	0,000
Sr	0,434	2,093	1,378	1,516	5,942	0,939	7,193
Sb	0,269	0,187	0,314	0,166	0,501	0,297	0,745
Te	н/о	0,007	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cs	0,103	0,220	0,123	0,075	0,042	0,077	0,104
Ba	124,498	228,164	79,954	85,184	24,387	32,992	20,178

1	2	3	4	5	6	7	8
La	2,009	3,887	3,091	7,822	5,786	4,648	4,690
Ce	5,623	10,017	8,073	19,466	14,489	12,141	11,406
Pr	0,846	1,638	1,283	2,824	2,112	1,665	1,651
Nd	4,220	8,131	6,509	12,912	9,634	7,834	7,786
Sm	1,396	2,514	2,090	3,788	2,705	2,386	2,277
Eu	0,462	0,889	0,832	0,881	0,743	0,579	0,508
Gd	1,776	2,956	2,695	4,370	3,207	2,906	2,671
Tb	0,306	0,485	0,469	0,765	0,583	0,529	0,482
Dy	2,133	3,179	3,253	5,225	4,221	3,720	3,710
Ho	0,468	0,690	0,715	1,139	0,971	0,848	0,930
Er	1,458	2,143	2,227	3,582	3,181	2,773	3,298
Tm	0,209	0,310	0,318	0,531	0,476	0,434	0,518
Yb	1,372	2,030	2,062	3,510	3,165	2,905	3,509
Lu	0,210	0,317	0,315	0,547	0,469	0,457	0,599
Hf	1,129	1,819	1,709	3,783	3,192	2,880	2,749
Ta	0,044	0,063	0,059	0,149	0,116	0,081	0,083
W	0,124	0,682	0,228	0,314	1,320	0,265	1,717
Re	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ir	н/о	0,006	0,006	0,017	0,016	0,015	0,013
Pt	0,013	0,026	0,023	0,044	0,041	0,036	0,034
Au	н/о	н/о	н/о	0,010	н/о	0,015	н/о
Hg	н/о	0,041	н/о	0,012	0,081	0,010	0,125
Tl	0,010	0,030	0,010	0,017	0,000	н/о	н/о
Pb	0,822	1,445	0,690	2,048	23,608	2,615	2,538
Bi	0,010	0,023	0,022	0,028	0,054	0,011	0,012
Th	0,430	0,635	0,489	2,013	1,515	1,371	1,130
U	0,202	0,240	0,200	0,950	0,764	0,755	0,578

руд Александринского колчеданного месторождения, расположенного также в пределах Восточно-Магнитогорской подзоны, в 20 км северо-западнее г. Магнитогорска, в вулканическом комплексе также одновозрастном карамалыташской свите Западно-Магнитогорской зоны.

Иссиргужинское колчеданное рудопроявление располагается в северной части Ащебутакского рудного района в пределах Можаровско-Иссиргужинского структурно-фациального блока и приурочено к нижней части разреза живецких вулканогенно-осадочных образований улутауской свиты, в нескольких десятках метров выше контакта туфов кварцевых риодацитов карамалыташской свиты с кремнистыми алевролитами основания улутауской свиты.

В зоне рудопроявления, по В.В. Авдонинову и др. [Палеозойский..., 1968], наблюдается внутриформационный срыв, приуроченный к контакту мелкообломочных туффитов и андезито-базальтовых порфиритов. В этой зоне прожилково-вкрапленные руды (сфалерит, халькопирит, реже галенит и марка-

зит) образуют два параллельных сближенных рудных тела в форме уплощенных линз. Сульфидная вкрапленность локализуется в раздробленных и рассланцованных мелкообломочных туффитах, практически не проникая в слабо трещиноватые кремнистые алевролиты и перекрывающие андезизбазальтовые порфириты. Из жильных минералов в составе руд преобладают карбонаты, нередко встречается барит. Руды относятся к полиметаллическому типу, близкому к баймакскому типу колчеданных месторождений и к Западно-Озерному колчеданному месторождению. В пределах Западно-Магнитогорской зоны, в Гайском рудном районе, в разрезе улутауских отложений (вулканические брекчии, агломератовые туфы кислого состава) известно колчеданное рудопроявление Юсинское.

Таким образом, в Ащебутакской металлогенической зоне намечаются два стратиграфических уровня колчеданного оруденения: 1-й уровень — верхняя часть разреза карамалыташской базальтриолитовой формации, верхняя дацит-риодацитовая толща верхнекарамалыташской подсвиты;

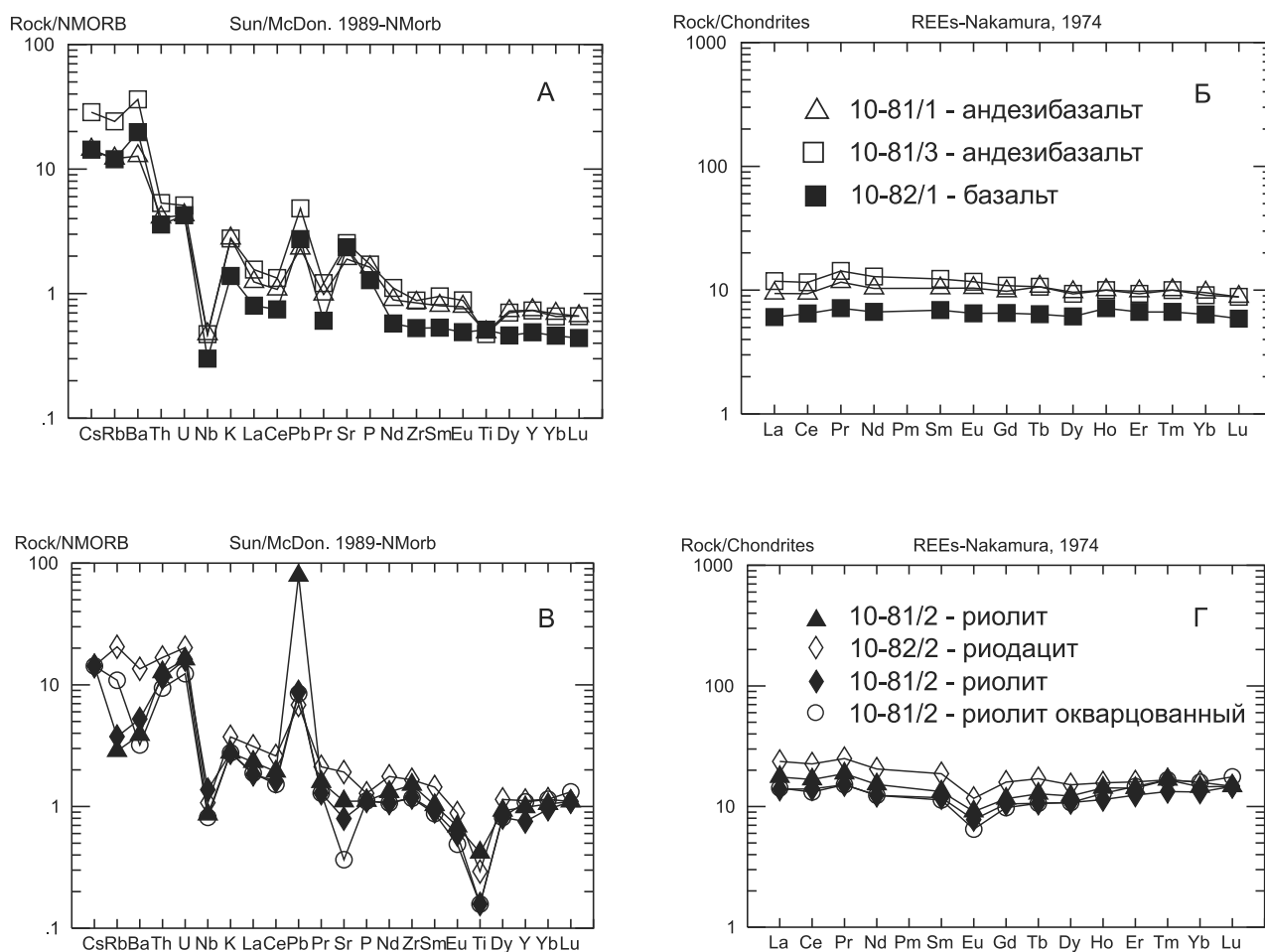


Рис. 3. Спайдердиаграммы микроэлементов, содержащихся в вулканитах ащебутакского комплекса, нормированных по N-MORB (A, B) [Sun, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Б, Г) [Nakamura, 1974]

2-й уровень — нижняя толща улутауской свиты. Второй уровень оруденения ассоциируется с пачкой (D_2zvul_1) послойно брекчированных кремнистых алевролитов и послойным телом андезибазальтов (Иссиргужинское рудопроявление) или локально развитой пачкой кислых вулканических пород (Юсинское рудопроявление). Этот рудоносный уровень характерен для Верхнеуральского колчеданосного рудного района, расположенного в северной части Магнитогорского мегасинклинория.

Обсуждение материалов

Изложенный материал дает основу для уточнения и обсуждения геодинамических условий формирования ащебутакского палеовулканического комплекса ВМЗ. Ранее [Косарев, 2010] предполагалось, что в Ащебутакской зоне распространены вулканы высокотитанистой серии, слагающие большекумакский палеовулканический комплекс [Косарев,

Артюшкова, 2007]. Однако в настоящее время предполагается, что большекумакский комплекс соответствует нижней части разреза позднеэифельской карамалыташской формации, выполняющей внутريدуговой спрединговый бассейн. Большекумакский комплекс в разрезе по левобережью реки Бол. Кумак на северо-западном фланге рудного поля Барсучий Лог перекрывает джусинский комплекс (D_2ef_1) и погружается под каменноугольные отложения Джусинско-Акжарской грабен-синклинали [Тальнов, 2003]. В западном крыле грабен-синклинали на дневную поверхность выходят отложения таубектинской толщи существенно базальтового состава [Рихтер, Кригер, 1974], которая слагает основание ащебутакского комплекса, но, скорее всего, наращивает разрез большекумакского комплекса вверх. Разрез ащебутакского комплекса в урочище Тастыбутак и на рудных полях Западно-Ащебутакского и Иссиргужинского колчеданных месторождений наращивает вверх таубектинскую толщу и

в отличие от нее сложен низкотитанистыми базальтами, андезибазальтами и кислыми породами, слагающими разрез островодужной серии.

По особенностям химизма, изложенным выше, ащебутакский комплекс относится к надсубдукционному типу, по геологическому положению он близок к александринскому комплексу. Вулканиды ащебутакского комплекса прослеживаются на юг в Среднеорский рудный район приблизительно на 50 км. Вся эта зона представляет область тыловодужной надсубдукционной геодинамической обстановки. К востоку от Ащебутакско-Среднеорской зоны и на север по простиранию до Александринского рудного района располагается область распространения субщелочных и толеитовых вулканитов нижней части разреза карамалыташского внутридугового бассейна, представленных гавайит-муджисритовыми и толеитовыми субокеаническими ассоциациями, сформировавшимися вне влияния зоны субдукции [Косарев, Артюшкова, 2007] (рис. 1).

Приведенные сведения позволяют предполагать, что ресурс Ащебутакской зоны не исчерпывается известными колчеданным месторождением и рудопроявлением (Западно-Ащебутакским и Исиргужинским). В разрезах ащебутакского комплекса, перекрытых более молодыми живецкими, позднедевонскими и каменноугольными отложениями, можно предполагать наличие не обнаруженных бурением колчеданных рудных залежей. Наличие в ЗМЗ на широте, близкой к Гайскому рудному полю, Юсинского колчеданного рудопроявления в вулканических отложениях улутауской свиты в определенной степени подтверждает такую возможность.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-9.3, № 27П), Программы № 5 Президиума РАН, партнерских проектов СО РАН, УрО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», проекта РФФИ № 15-05-03036 «Палеомагнитные исследования девонских и нижнекаменноугольных комплексов Южного Урала для реконструкции тектонической эволюции уралид».

Литература:

- 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.
- Косарев А.М.** Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. — 2010. — № 3. — С. 177–184.
- Косарев А.М., Артюшкова О.В.** Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 174–180.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.** Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 3–21.
- Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск, 1985. — 198 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечехин, П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.А. Алексеев, В.И. Сначев, В.П. Первов, Б.А. Попов, Б.П. Потапенко, В.М. Седов, Р.Г. Язева, Ю.С. Каретин, Г.Ф. Червяковский, В.А. Маркс, А.А. Цветкова, Е.С. Контарь, И.А. Рублева, Е.А. Белгородский, П.В. Лазарев, В.А. Душин, М.Я. Попов, Г.В. Каракулина, И.И. Никитин, Е.В. Попов, В.И. Федоров, М.А. Бакулина, В.Т. Тищенко, Ю.А. Болотин, В.Г. Шигарев, Б.Е. Милецкий, Е.М. Медетов, П.В. Лядский, А.Т. Полуэктов, Л.И. Губанов, И.А. Смирнова, В.Л. Черкасов, И.П. Устинов, Г.В. Божко, Т.И. Широкобокова, А.Д. Штейнберг, В.Ф. Рудницкий, А.А. Богомол, Г.Н. Пищеничный, В.Д. Яковенко, А.П. Наседкин, Л.И. Сипливых. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — 288 с.
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала / Под ред. Г.Ф. Яковлева. — М.: Изд-во МГУ, 1968. — 290 с.
- Петрографический кодекс России. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
- Рихтер Я.А., Кригер М.А.** Особенности тектоники среднедевонских вулканогенных комплексов на восточном крыле Магнитогорского мегасинклинария // Тектоника и магматизм Южного Урала. — М.: Наука, 1974. — С. 192–198.
- Серавкин И.Б.** Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986. — 268 с.
- Сурин Т.Н.** Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. — М., 1999. — С. 284–328.
- Тальнов Е.С.** Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). — Саратов: Изд-во Научная книга, 2003. — 175 с. — (Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского; нов. сер.; Т. 15).
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. — 1986. — Vol. 27, N 3. — P. 745–750.
- Nakamura N.** Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmohim. Acta. — 1974. — V. 38, N 5. — P. 757–775.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins: Geol. Soc. Spec. Publ. — L., 1989. — N 42. — P. 313–345.

Сведения об авторах:

Косарев Александр Михайлович, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru.

Серавкин Игорь Борисович, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: seravkin@ufaras.ru.

Минибаева Карина Раисовна, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: mkarina@mail.ru.

ASCHEBUTAK PALEOVOLCANIC COMPLEX, GEOCHEMISTRY AND GEODYNAMIC RECONSTRUCTION

A. M. Kosarev, I. B. Seravkin, K. R. Minibaeva

Kosarev Alexander Michailovich, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kosarev@mail.ru.

Seravkin Igor Borisovich, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: seravkin@ufaras.ru.

Minibaeva Karina Raisovna, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: mkarina@mail.ru.

Abstract. The paper presents new geochemical materials on volcanic rocks of basalt-rhyolite Aschebutak paleovolcanic complex of the Brient-Aschebutak structural subzone in the East-Magnitogorsk zone (Southern Urals). These materials have led to the conclusion about the formation of this complex and associated volcanic massive sulfide mineralization in a back-arc setting during suprasubduction intra-arc spreading in the Karamalytash-Shuuldak basin of the Late Eifelian age.

Key words: volcanism, basalt, rhyolite, subduction, massive sulfide deposits, Southern Urals.

III. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОГЕНЕЗ

УДК 553.2 550.4

С. В. Мичурин, А. А. Шарипова, А. М. Мусина

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ ЗОЛОТА В ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Аннотация. Установлено, что в пределах площади рудопроявлений, локализованных в отложениях рифея южной части БМА, геохимические связи золота неоднородны. Для золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых рудопроявлений отмечается сильная положительная корреляция золота с серой и различными халькофильными элементами (Cu, Co, Pb, Ni, Zn). На золото-кварцевых рудопроявлениях оно связано, как правило, только с As, хотя местами устанавливается также корреляция с серой и халькофильными элементами. Наибольшее значение для поисков золота и выявления перспективных участков имеет его положительная корреляция с мышьяком. Повышенное содержание As в породах в пределах Исмакаевской рудной зоны четко фиксируется вдоль разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, при этом максимальные концентрации мышьяка в зоне устанавливаются непосредственно на рудопроявлениях.

Ключевые слова: Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий, докембрий, рудопроявления, золото, корреляционные связи.

Введение

Выявление первичных геохимических ореолов на месторождениях позволяет установить сопутствующие элементы рудных компонентов. Это представляет собой важную задачу, поскольку имеет практическое значение при поисках «слепых» рудных тел. Обычно геохимические ореолы значительно превышают по размерам рудные тела, особенно в вертикальной проекции, и определение концентраций сопутствующих элементов зачастую проще, быстрее и экономически менее затратно по сравнению с анализом содержания в породах рудного компонента, например, Au. Для золото-кварцевых рудопроявлений, локализованных в отложениях рифея Башкирского мегантиклинория (БМА), такие исследования являются актуальными, поскольку золото на рудопроявлениях имеет «кустовое», крайне неравномерное распределение [Высоцкий, Ковалев, 2009]. Проведение геохимического изучения и определение элементов-спутников Au в этих отложениях может помочь при выявлении новых перспективных участков.

Коренные рудопроявления золота в рифейских отложениях южной части БМА относятся к золото-

кварцевому, золото-сульфидно-кварцевому и золото-сульфидному формационным типам. Здесь выделяют Исмакаевскую (рудопроявления Улюк-Бар, Кургашлинское и Рамеева жила), Горноприискскую (месторождение Горный Прииск, рудопроявления Богряшка и Калашникова жила) и Акташскую (рудопроявления Восточно- и Западно-Акташское) золоторудные зоны. Рудопроявления Исмакаевской и Горноприискской зон обычно рассматривают в составе Авзянского рудного района (рис. 1). Наиболее масштабные и в то же время детальные поисковые работы на золото, в том числе и в геохимическом плане, в Авзянском рудном районе проводились в 1970–1980 гг. [Потехин и др., 1977 г.; Чернов, Нечаев, 1980 г.; Чернов и др., 1982 г.]. Геология рудопроявлений с различной степенью детальности приводится во многих ранее опубликованных работах [Нечаев, 1982; Ковалев и др., 1999; Рыкус, Сначев, 1999; Салихов и др., 2003; Мичурин и др., 2009], поэтому геологические особенности рудопроявлений в статье рассматриваются лишь кратко при обсуждении результатов. В настоящем сообщении, с целью выявить корреляционные связи Au с элементами-спутниками в коренных породах, анализируются результаты предыдущих исследователей и полученные нами геохимические данные по содержанию золота и элементов-примесей во вмещающих породах рудопроявлений.

© С. В. Мичурин, 2017
© А. А. Шарипова, 2017
© А. М. Мусина, 2017

Методы исследований

Образцы для изучения отобраны нами из керна скважин №№ 18, 21, 26 ($n=18$), пробуренных в 2003–2006 гг. в пределах Исмакаевской площади.

Большая часть образцов ($n=28$) предоставлена А.А. Алексеевым (кern скважин, пробуренных в 1975–1978 гг.: Улюк-Бар №№ 7808, 7852, 7854, 7860; Богряшка №№ 33, 35; Горный Прииск, № 7612). Кроме того, нами взяты штучные пробы кварцевых

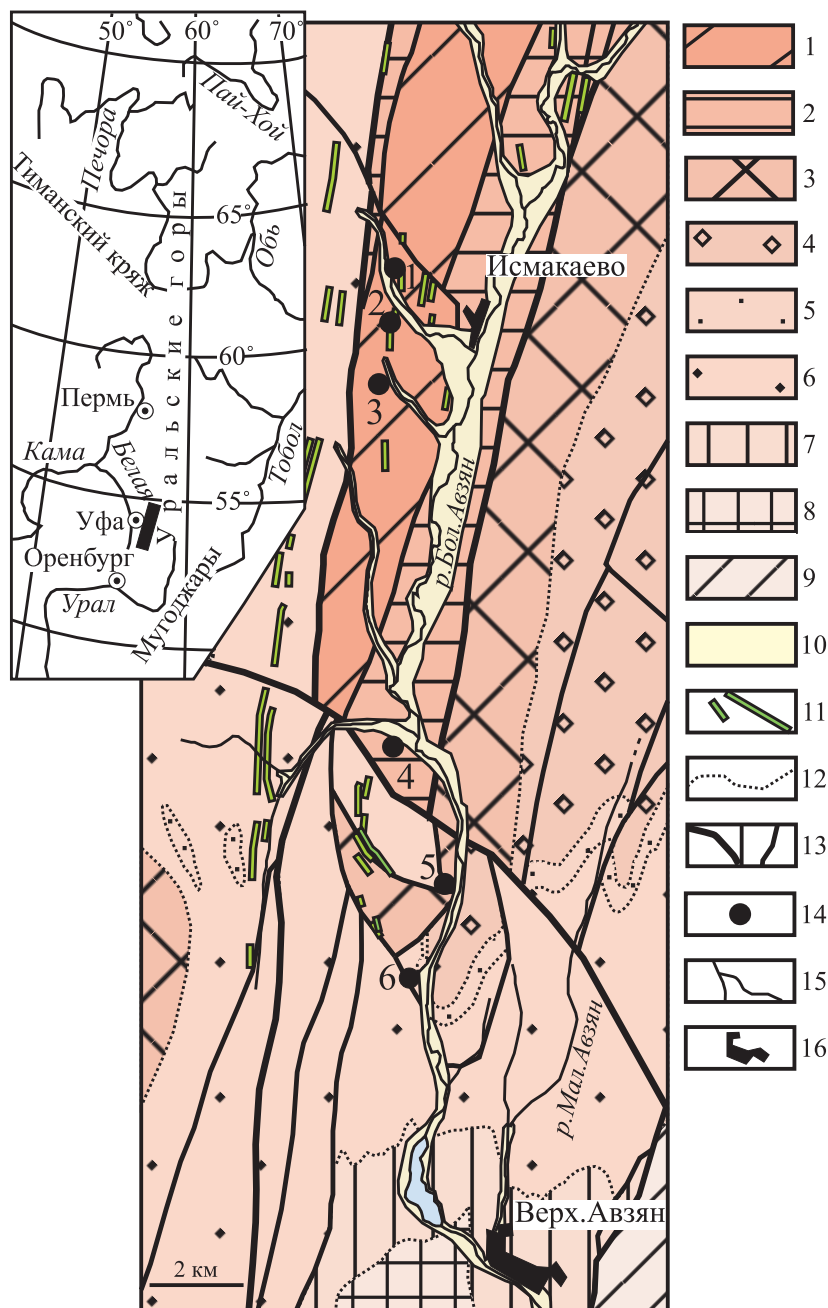


Рис. 1. Геологическая схема южной части Башкирского мегантиклинория по [Ларионов, 2003] и положение рудопроявлений золота Исмакаевской и Горноприискской рудных зон

Условные обозначения: 1–3 — отложения нижнего рифея (1 — большеинзерская, 2 — суранская, 3 — юшинская свиты); 4–7 отложения среднего рифея (4 — машакская, 5 — зигальгинская, 6 — зигазино-комаровская, 7 — авзянская свиты); 8–9 — отложения верхнего рифея (8 — зильмердакская, 9 — миньярская свиты); 10 — четвертичные отложения; 11 — дайки магматических пород; 12 — стратиграфические границы; 13 — тектонические нарушения разного порядка; 14 — рудопроявления золота Исмакаевской (1 — Кургашлинское, 2 — Улюк-Бар, 3 — Рамеева жила) и Горноприискской (4 — Богряшка, 5 — Калашникова жила, 6 — Горный Прииск) рудных зон; 15 — реки; 16 — населенные пункты.

жил и вмещающих пород из старых горных выработок месторождения Горный Прииск ($n = 2$) и рудопроявления Восточно-Акташское ($n = 10$) во время полевых исследований в 1991–1992 гг. совместно с А.С. Бобоховым и в 2010–2011 гг. совместно с А.Я. Докучаевым и А.А. Носовой.

Исследования включали определение Au, Ag, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cr в породах атомно-абсорбционным анализом; установление химического состава пород (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5) и содержания в них $S_{\text{общ}}$, As, Pb рентгенофлуоресцентным анализом и определение петрогенных (Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P) и редких элементов (Li, Be, B, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Se, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Th, U) атомно-эмиссионным анализом.

Атомно-абсорбционный анализ (ААС) выполнен на спектрофотометре Спектр-5 (аналитик Н.Г. Христофорова, ИГ УНЦ РАН). Определение Au и Ag проводилось с экстракционным концентрированием дифинилтиомочевинной. Навеска проб составляла 10 г. Предел обнаружения при измерении Au составлял 0,01 мкг/мл, Ag — 0,001 мкг/мл, Co, Ni, Zn, Pb, Cr — 1,0 мкг/мл. В таблицах 1 и 2 указываются именно эти пределы обнаружения. Однако для расчета корреляционных связей элементов мы использовали также и те измеренные значения, которые были ниже предела обнаружения, в частности, для Au значения менее 0,1–0,2 г/т. На практике предел обнаружения, как правило, представляет собой возможность отличить с заданной статистически значимой вероятностью результат анализа пробы от результатов холостого опыта. Такие оценки пределов обнаружения по погрешности холостого опыта весьма условны и более близкими к реальным значениям являются вероятностные оценки пределов определения [Экспериандова и др., 2010]. По нашим оценкам вероятностный предел определения для Au составлял 0,02–0,05 г/т.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) проводился на спектрометре VRA-30 («Карл Цейсс», Германия) с использованием рентгеновской трубки с Rh-анодом (30–40 кВ, 30 мА). Истертые пробы весом 5 г со связующим (5 капель ПВС-8) прессовались при давлении 25–27 т на подложке из борной кислоты. Предел обнаружения при измерении SiO_2 , Al_2O_3 составлял 0,1%; TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O , P_2O_5 , $S_{\text{общ}}$ — 0,01%; MgO — 0,2%; As, Pb — 0,001%.

Определение содержания элементов в породах выполнено на спектрометре ICPE-9000 (Shimadzu, Япония) с индуктивно связанной плазмой в качестве эмиссионного источника в атомно-эмиссионном анализе (метод ИСП-АЭС). Атомно-эмиссионное

определение проводилось с распылителем VeeSpray и стеклянной распылительной камерой циклонного типа. Использовался газообразный аргон высшего сорта ГОСТ 10157-79 (99,993%). Использовались растворы многоэлементных и одноэлементных стандартов производства High-Purity Standards (США), а также истертый государственный стандартный образец эссекситового габбро СГД-2а, производства Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

Разложение образцов проводилось открытым способом в комплексе чистых помещений. Использовались соляная, азотная и фтористоводородная кислоты марки «осч», дополнительно очищенные в системе перегонки кислот BSB-939-IR (Berghof, Германия), а также хлорная кислота HClO_4 (Perchloric Acid 70%; PA-ACS-ISO) производства Panreac (Испания). Для приготовления растворов использовалась деионизированная вода, полученная с помощью системы Direct-Q3 Smart Millipore (Франция) с удельным сопротивлением 18,2 Мом/см. Растворение образцов проводилось в тефлоновых стаканах. Навеска каждого образца составляла 100 мг. Вместе с анализируемыми образцами проводилось разложение стандартного образца (СГД-2а). Одновременно с анализом проб проводился холостой опыт. Для нагрева растворов использовались регулируемые плитки ES-HF4060 производства Экрос (Россия) с рабочим диапазоном температур от 5 до 150°C. Взвешивание проводилось на аналитических весах CAUW-220D (CAS, Корея). Дискретность отсчета составляла 0,0001/0,00001 г. Более подробно методика проведения анализа описана нами ранее [Мусина, Мичурин, 2016].

Сравнительный анализ полученных результатов по одним и тем же пробам методами ААС и ИСП АЭС показал их хорошую сходимость для Zn со средним расхождением 1% от измеренного значения в диапазоне концентраций от нуля до 161 г/т, Cu — в среднем 16% (от 4 до 310 г/т) и Cr — в среднем 21% (от 3 до 140 г/т). Довольно высокие расхождения выявлены для Ni (в среднем 39% от измеренного значения в интервале содержаний от нуля до 144 г/т), Co (в среднем 45% в интервале от нуля до 130 г/т) и Pb (в среднем 55% в интервале от нуля до 220 г/т). Измеренные содержания Co, Ni и Pb в одних и тех же образцах методом ИСП АЭС, как правило, были ниже концентраций, установленных атомно-абсорбционным анализом. Особенно это заметно при относительно низких содержаниях Co в породе — менее 15–20 г/т. Вместе с тем хорошая сходимость установлена по результатам определения Pb рентгенофлуоресцентным и атомно-абсорбционным анализами — расхождение в среднем составило 20%.

Таблица 1

**Содержание Au, Ag (г/т), S_{общ} (%) и редких элементов (г/т)
в породах Исмакаевской рудной зоны**

№ обр.	порода, глубина, м	Au	Ag	S _{общ}	As	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr
рудопроявление Улюк-Бар											
M-461	P+qc, 75,65	<ПО	<ПО	—	—	13,0	9,5	1,8	3,5	16,4	37,9
M-462	P+qc, 80,5	<ПО	<ПО	0,041	9,9	8,3	15,4	5,7	3,0	16,2	22,1
M-468	P, 87,5	0,25	0,05	0,275	3302,5	21,9	4,5	4,0	8,5	12,8	30,3
M-491	Q, 105,85	<ПО	<ПО	0,018	327,6	15,0	4,0	3,8	0,0	4,4	46,2
M-489	Q, 106,25	<ПО	<ПО	<ПО	8,4	14,9	5,5	2,7	7,0	11,8	35,9
M-487	P+qc, 111,2	0,10	<ПО	0,022	55,2	10,6	6,4	5,8	6,0	9,9	34,9
M-484	P, 115,3	1,16	0,14	0,947	7461,6	28,4	10,1	5,5	10,1	13,5	39,9
M-480	P+qc, 124,9	0,23	<ПО	0,031	57,0	8,8	5,0	6,1	<ПО	11,0	21,1
M-492	P+qc, 187,5	0,35	0,56	0,040	10,9	284,0	3,3	30,6	0,7	10,2	20,0
A-12417	Ar; 137,5	<ПО	0,29	2,071	30,0	62,3	59,8	42,5	47,0	60,1	41,1
A-12419	Ar; 156,0	<ПО	<ПО	0,411	27,2	56,6	49,9	13,8	16,1	40,8	39,3
A-12421	Al+Ar; 239,7	0,14	0,17	0,012	28,2	8,7	62,6	0,0	16,6	25,5	57,6
A-13031	Al+qc; 236,6	<ПО	<ПО	0,398	10,7	31,7	64,5	23,4	18,4	34,5	42,5
A-13036	Al; 393,0	<ПО	<ПО	0,214	13,2	13,8	57,4	1,3	7,6	19,5	57,6
A-13045	Al+qc; 441,4	<ПО	0,05	0,464	15,9	38,3	36,8	3,4	10,5	20,7	31,4
A-13050	P; 514,0	<ПО	0,28	0,573	573,6	19,1	17,4	65,9	13,6	19,8	39,4
A-13062	P+q; 667,7	<ПО	0,02	0,216	11195,4	18,5	13,3	2,8	6,0	18,9	55,4
A-13064	P+q; 673,0	0,40	0,13	—	—	55,2	10,0	<ПО	17,5	48,4	124,2
A-13102	Al+c; 373,8	<ПО	0,05	0,093	10619,0	18,8	16,4	2,8	7,8	13,0	48,9
A-13109	P; 479,5	<ПО	0,75	0,135	9219,8	21,6	16,3	10,0	15,8	14,3	37,7
A-13119	Ar; 613,0	<ПО	0,13	0,320	24,7	81,0	64,5	16,0	23,3	49,3	68,2
A-12974	Al+Ar; 178,0	<ПО	0,10	0,760	16,8	22,3	65,1	43,0	31,4	56,0	55,2
A-12976	P; 201,0	<ПО	0,02	<ПО	20,8	11,0	20,4	1,2	14,5	8,3	26,7
рудопроявление Кургашлинское											
M-508	S+c, 98,6	<ПО	<ПО	0,212	11,1	18,2	36,7	4,0	3,3	35,4	45,9
M-503	S+c, 167,6	<ПО	<ПО	0,092	10,1	18,0	10,0	3,4	<ПО	12,9	7,1
M-501	S+c, 197,65	<ПО	<ПО	0,247	12,7	13,6	34,7	9,8	9,3	28,2	36,2
M-496	S+c, 201,45	<ПО	0,12	1,263	77,7	133,5	74,3	14,1	24,7	103,4	55,8
M-529	S+c, 37,05	<ПО	0,05	0,635	11,9	127,0	46,9	11,4	25,8	68,6	33,1
M-527	S+c, 43,35	0,17	<ПО	0,398	8,7	44,9	52,8	8,6	6,4	44,9	40,3
рудопроявление Рамеева жила											
M-521	S+c, 99,55	0,24	0,13	0,410	14,3	43,0	30,5	6,6	3,5	39,5	56,7
M-518	S+c, 122,0	<ПО	0,35	0,158	13,1	26,2	36,7	37,0	6,5	45,3	33,6
M-510	S+c, 166,7	<ПО	0,8	4,789	70,5	194,7	73,7	189,5	106,7	115,7	53,0

Примечание: P — песчаник; Q — жильный кварц; Al — алевролит; Ar — аргиллит; S — сланец; q — кварцевые прожилки в породе; c — карбонатные прожилки в породе. <ПО — значение ниже предела обнаружения. Прочерк — нет данных. M-461–M-492 — скв. № 18; A-12417–A-12421 — скв. № 7808; A-13031–A-13064 — скв. № 7852; A-13102–A-13119 — скв. № 7854; A-12974, A-12976 — скв. № 7860; M-496–M-508 — скв. № 26; M-527, M-529 — скв. № 31; M-510–M-521 — скв. № 21.

В опубликованной ранее работе [Шарипова, Мичурин, 2016] по выявлению геохимических связей золота в рифейских отложениях БМА приоритет при расчете коэффициентов корреляции отдавался данным, полученным методом ИСП АЭС. В настоящей статье, чтобы уменьшить аналитичес-

кие ошибки, связанные с занижением или завышением результатов, по всем рудопроявлениям за исключением Богряшки для Cu, Co, Ni, Zn и Cr используются средние значения по данным двух методов определения — ААС и метода ИСП АЭС, а для Pb еще дополнительно с учетом результатов

Таблица 2

**Содержание Au, Ag (г/т), S_{общ} (%) и редких элементов (г/т)
в породах Горноприисковой и Акташской рудных зон**

№ обр.	порода, глубина, м	Au	Ag	S _{общ}	As	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr
месторождение Горный Прииск											
M-641	Q, отвал	<ПО	<ПО	0,029	754,1	21,0	6,6	4,8	1,0	5,9	39,6
M-643	Q, отвал	<ПО	<ПО	0,032	244,7	19,3	4,4	3,3	6,5	8,2	59,9
A-12446	S, 52,0	<ПО	0,05	0,168	24,8	40,4	19,2	5,4	13,0	23,5	73,7
A-12451	S, 89,6	4,06	1,88	5,105	13,2	144,1	37,9	17,2	113,2	131,8	17,5
A-12452	S, 111,0	<ПО	0,21	—	—	36,0	33,1	—	16,5	48,0	22,6
рудопроявление Богряшка											
A-12342	B+D, 47,0	<ПО	<ПО	0,693	33,0	<ПО	22,0	8,0	55,0	15,0	—
A-12341	B+q, 68,0	<ПО	<ПО	1,360	14,0	<ПО	14,0	19,0	40,0	14,0	—
A-12344	B+D, 74,0	0,11	0,36	0,274	2153,0	<ПО	23,0	21,0	55,0	21,0	—
A-12345	B+D, 84,5	0,17	0,40	0,676	46,0	<ПО	20,0	16,0	38,0	21,0	—
A-12346a	B+D, 189,5	2,60	1,57	13,005	336,0	43,0	21,0	6,0	91,0	33,0	—
A-12350	B+q, 193,5	<ПО	0,27	0,305	29,0	<ПО	33,0	26,0	17,0	18,0	—
A-12346	B+D, 197,5	1,00	2,02	9,953	21,0	43,0	22,0	3,0	54,0	68,0	10,0
A-12349	B+D, 211,0	0,16	<ПО	0,172	<ПО	<ПО	16,0	6,0	46,0	14,0	—
A-12352	B+D+q, 250,0	<ПО	<ПО	0,133	11,0	<ПО	27,0	126,0	63,0	16,0	—
A-13478	D+q, 88,5	<ПО	0,13	0,174	10,0	<ПО	26,0	60,0	<ПО	10,0	—
A-13479	B, 94,0	<ПО	0,08	0,172	17,0	<ПО	13,0	22,0	4,0	14,0	—
рудопроявление Восточно-Акташское											
AK-7	G, дайка	<ПО	0,09	0,827	10,9	82,6	61,8	10,7	39,0	29,0	20,4
AK-9	G, дайка	<ПО	0,10	0,394	11,7	30,9	155,4	5,6	38,0	30,6	13,5
AK-12	G+qc, дайка	<ПО	0,07	0,322	13,2	47,2	65,5	6,3	22,8	19,3	10,4
AK-13	Q+c, отвал	<ПО	<ПО	0,080	17,4	9,0	12,5	3,4	2,3	10,5	16,8
AK-21	Q+c, отвал	<ПО	<ПО	<ПО	39,2	45,3	12,8	2,0	2,8	16,2	51,7
B-9261	G, дайка	0,44	0,34	0,023	34,4	50,7	103,1	6,8	52,4	18,2	12,0
B-9262	Q, жила	<ПО	0,07	<ПО	34,2	7,9	11,2	6,5	4,5	7,5	6,5
B-9264	Q, жила	<ПО	<ПО	<ПО	15,6	17,1	2,0	3,8	5,0	13,3	56,8
B-9265	C, вмещающие	0,15	0,04	<ПО	13,8	2,2	21,4	9,5	3,0	7,0	10,4
B-9266	C, вмещающие	0,17	0,07	<ПО	15,9	4,4	29,9	10,0	4,0	9,3	19,5

Примечание: В — брейнерит; D — доломит; C — известняк; G — габбро-диорит; остальные обозначения такие же, как в таблице 1. M-641, M-643 — из отвалов в карьере; A-12441–A-12452 — скв. № 7612; A-12341–A-12352 — скв. № 35; A-13478, A-13479 — скв. № 33; Ак-7–Ак-21 и B-9261–B-9266 — из отвалов и коренных пород в карьере.

РФА (табл. 1 и 2). По рудопроявлению Богряшка приводятся данные ААС и РФА, поскольку пробы методом ИСП АЭС не анализировались.

Результаты исследований и их обсуждение

Исмакаевская рудная зона. Наиболее изученным здесь является рудопроявление Улюк-Бар, известное с начала XX века. Оно локализовано в осевой части Айгирской антиклинали, осложненной мелкими складками. Сложено сильно дислоцированными породами нижней сланцево-алевролитовой и согласно перекрывающей ее преимущест-

венно песчаниковой с алевро-сланцевыми прослоями толщами большеинзерской свиты нижнего рифея. Золоторудная минерализация приурочена к многочисленным кварцевым жилам лестничного типа переменной мощности (0,2–2 м), сосредоточенным в крутопадающей на восток зоне шириной 30–70 м, прослеженной на глубину до 250 м и с поверхности в субмеридиональном направлении на 300 м [Чернов и др., 1982 г.].

Содержание золота в пробах геологических работ 1930-х годов достигало десятков и сотен г/т [Чернов и др., 1982 г.; Высоцкий и др., 2006 г.]. Однако, по данным поисков 1970–1980 гг., в по-

давлиющем числе проб не превысило первых г/т (в среднем содержание Au в кварцевых жилах составляет 2,9–5,2 г/т), только скважиной № 7807 в интервале 221,9–224,9 м была подсечена жильная зона мощностью 3 м со средним содержанием золота 61,2 г/т [Чернов и др., 1982 г.]. Отчасти это могло быть связано с нарушениями методики опробования и с крайне неравномерным распределением золота [Высоцкий, Ковалев, 2009].

В результате проведенных работ [Чернов и др., 1982 г.] было установлено, что жильный кварц и околорудные породы рудопрооявления содержат незначительную вкрапленность и гнездово-прожилковые выделения пирита и арсенопирита, в отдельных случаях наблюдаются обильные выделения галенита и сфалерита. При этом основная часть рудных минералов развита в альбандах кварцевых жил и вблизи них во вмещающей породе, среди которых резко преобладают пирит и арсенопирит, значительно меньше доля пирротина, халькопирита, галенита, сфалерита, в незначительном количестве встречается пентландит. Галенит и сфалерит иногда образуют мелкие бесформенные выделения в зернах арсенопирита, реже — пирита. Сфалерит дает сростки с халькопиритом. Отметим, что ранее нами помимо пирита, арсенопирита и пирротина установлено сравнительно широкое развитие герсдорфита [Мичурин и др., 2009].

В ассоциации с арсенопиритом и пиритом в жильном кварце изредка отмечаются бесформенные, изометричные, удлинённые и прожилковидные выделения самородного золота размером до 0,1 мм [Чернов и др., 1982 г.]. Кроме того, золото выделяется в самородной форме в пирите и арсенопирите, часто на контакте их зерен. Заметно его тяготение к арсенопириту, в котором оно иногда ассоциирует с галенитом. Наблюдаются также срастания золота с халькопиритом и галенитом, иногда его выделения внутри зерен галенита. В отдельных случаях отмечаются обособления золота в песчаниках, но обязательно в присутствии сульфидов. По представлениям А.Л. Чернова с коллегами [1982 г.], морфология золотин указывает на их образование в условиях выполнения мелких трещин и пустот на поздней стадии рудного процесса, вероятно, одновременно с выделениями халькопирита, галенита и сфалерита.

Из приведенных материалов следует, что в геохимическом плане золото рудопрооявления Улюк-Бар должно иметь корреляционные связи с As, Pb, Cu и Zn — с халькофильными элементами, имеющими сродство с серой.

Вместе с тем проведенный ранее анализ геохимических данных (полуколичественный спектральный метод) по образцам из керна скважин, пробуренных в пределах Исмакаевской рудной зоны,

дал несколько противоречивые результаты. С одной стороны, геохимические аномалии As, Cu, Zn, Pb, наряду с аномалиями W, были отнесены к поисковым критериям и признакам золотого оруденения в Авзянском рудном районе [Чернов и др., 1982 г.]. С другой стороны, было установлено, что рудопрооявления коренного золота Исмакаевской зоны практически не имеют ореолов Cu, Zn, Pb и сопровождаются на поверхности вторичными и первичными ореолами Ag, As и W (Улюк-Бар), As и Ag (Кургашлинское), W (Рамеева жила).

В более позднем обобщении этих же данных [Логонова, 1992 г.] к элементам-спутникам золото-кварцевого оруденения были отнесены только Ag, As, W и доказывалось присутствие вертикальной зональности на рудопрооявлениях Улюк-Бар и Кургашлинское, заключающейся в том, что в их верхней части фиксируются ореолы Cu и Zn, а в нижней развивается геохимический ореол Mo.

В то же время по результатам проведенных исследований был сделан важный вывод о том, что общим фактором, влияющим на распределение литохимических аномалий на поверхности, является пересечение разрывных нарушений двух направлений: субмеридионального и северо-западного [Чернов и др., 1982 г.]. При этом приуроченность геохимических аномалий к разрывным нарушениям, по мнению указанных исследователей, свидетельствует о гидротермальной природе формирования сопутствующей золоту минерализации и о возможности использования теоретических данных о зональности гидротермальной колонны для оценки уровня эрозионного среза первичных ореолов.

Ранее нами были обобщены геохимические данные по распределению мышьяка в коренных породах в пределах Исмакаевской рудной зоны, было учтено около 3700 спектральных полуколичественных анализов по 68 скважинам, пробуренным в 1970–1980 гг. [Шарипова, Мичурин, 2011]. Полученные результаты, с одной стороны, подтвердили приуроченность первичного геохимического ореола As к разрывным нарушениям в пределах зоны (рис. 2), с другой — показали, что увеличение концентраций мышьяка происходит вдоль нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, оперяющих региональный караташский разлом субмеридионального простирания. При этом анализ показал, что севернее рудопрооявления Кургашлинское содержание As в породах уменьшается.

На рис. 2 видно, что ореол высоких концентраций As точно трассирует разрывные нарушения северо-западного направления, а северо-восточного — с небольшим отклонением в районе рудопро-

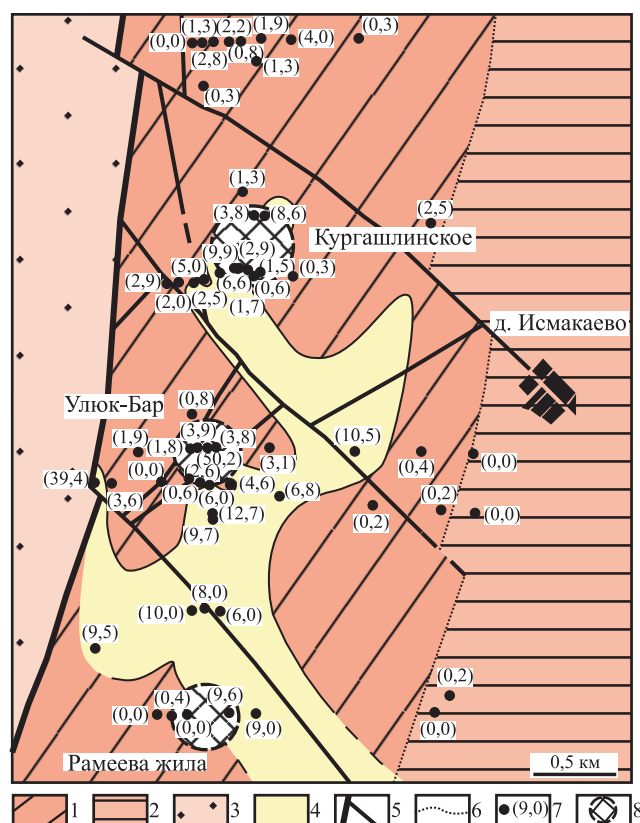
Рис. 2. Проекция на дневную поверхность среднего содержания мышьяка по скважинам в пределах Ирмакаевской рудной зоны (по [Шарипова, Мичурин, 2011], с изменениями)

Условные обозначения: 1–3 — свиты нижнего и среднего рифея (1 — большеинзерская, 2 — суранская, 3 — зигазино-комаровская); 4 — зона пород со средним содержанием As по скважинам 5–50 г/т; 5 — разноранговые тектонические нарушения; 6 — стратиграфические границы; 7 — положение скважины на поверхности и среднее содержание в ней As в породах; 8 — рудопроявления золота.

явления Улюк-Бар, где он проходит параллельно им с некоторым юго-восточным смещением. Это объясняется тем, что установленный ореол представляет собой вынесенную на дневную поверхность проекцию средних содержаний мышьяка по скважинам, т.е. в реальности он проходит по точкам средних глубин скважин приблизительно в районе 100 м от поверхности. По некоторым глубоким скважинам, пробуренным как раз в пределах площади рудопроявления Улюк-Бар, точки среднего содержания располагаются еще глубже — около 200–300 м от дневной поверхности. Таким образом, получается, что ореол высоких концентраций As в районе рудопроявления Улюк-Бар на самом деле точно соответствует разрывным нарушениям северо-восточного направления, поскольку они имеют юго-восточное падение, что хорошо видно на блок-диаграммах в работах [Ковалев и др., 1999, рис. 20] или [Салихов и др., 2003, рис. 3.1].

Кроме того, следует отметить, что самые высокие средние содержания As в коренных породах зоны установлены в тех скважинах, которые пробурены непосредственно в пределах площади рудопроявлений: в скв. № 7807 — 50,2 г/т (Улюк-Бар), в скв. № 7870 — 9,9 г/т (Кургашлинское), в скв. № 7879 — 9,6 г/т (Рамеева жила). В этой связи обращает на себя внимание участок, возможно, перспективный на золото, расположенный примерно в 700 м юго-западнее рудопроявления Улюк-Бар на пересечении разрывного нарушения северо-западного простирания и Караташского разлома (см. рис. 2). Здесь в скв. № 9 до глубины 108 м по 51 полуколичественному спектральному анализу установлено среднее содержание As 39,4 г/т. Кроме того, только в этой скважине в сульфидных концентрациях установлены значимые содержания золота (не менее 6 г/т [Чернов и др., 1982 г.]) из 115 проанализированных монофракций сульфидов (среднее содержание Au 0,3 г/т), отобранных в пределах Ирмакаевской зоны.

По результатам РФА (As, Pb, S_{общ}), атомно-абсорбционного анализа (Au, Ag, Cu, Co, Ni, Zn,



Pb, Cr) и метода ИСП АЭС (Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cr) (см. табл. 1) нами установлено, что корреляционные связи золота на разных участках Ирмакаевской зоны неодинаковы. В скважине № 18 (n=9), пробуренной в пределах площади рудопроявления Улюк-Бар, самые высокие коэффициенты корреляции Au отмечаются только с S (0,95) и As (0,9). С остальными элементами (Cu, Zn, Pb, Cr) золото не обнаруживает значимой связи. Невысокая положительная связь устанавливается с Co (0,49), Ag (0,32) и Ni (0,25), при этом Ag имеет очень высокие коэффициенты корреляции с Cu (0,98) и Pb (0,96). Последнее указывает на вероятное вхождение серебра в халькопирит и галенит и, таким образом, объясняет слабую корреляцию самородного золота с серебром на рудопроявлении. Серебро, как примесь в сульфидах, в большей степени может быть связано с галенитом или сфалеритом, в которых оно встречается на уровне 1–3% [Vaughan, Craig, 1978; Свешникова, 2004].

В то же время анализ данных по всей полученной нами выборке (n=32) в пределах Ирмакаевской рудной зоны показывает отсутствие связи золота со всеми вышеперечисленными элементами, за исключением As, с которым у него коэффициент корреляции составляет примерно 0,3. Схожая картина получается при корреляционном анализе данных спектрального полуколичественного метода (As,

Cu, Zn, Pb, W) и результатов пробирного анализа (Au и Ag) по 180 керновым пробам из скв. № 7807, в которой, как отмечено выше, установлены самые высокие содержания золота на рудопроявлении Улюк-Бар. Здесь Au обнаруживает связь только с Ag (0,32) и As (~0,4). С другими элементами (Cu, Zn, Pb, W) золото имеет почти нулевые коэффициенты корреляции.

Причинами такой неоднородности корреляционных связей золота в пределах зоны, по всей видимости, являются несколько факторов, среди которых могут быть структурный и литологический. Кроме того, наличие в породах разных генераций рудных минералов также может затушевывать картину геохимических связей золота.

В частности, обращает на себя внимание то, что наибольшие содержания золота установлены нами в интервале скв. № 18, литологически представленном однородной толщей кварц-полевошпатовых карбонатизированных песчаников (табл. 3), в которых отмечается неравномерная вкрапленность пирита. Песчаники разбиты сетью маломощных (до 5 мм) кварц-карбонатных прожилков и изредка в них встречаются кварцевые жилы мощностью от 5 до 30 см. Проведенное опробование показало наличие золота только в тех пробах песчани-

ков, в которых присутствовала обильная вкрапленность сульфидов (преимущественно пирита), причем кварц-карбонатные прожилки в этих пробах отсутствовали. Кроме того, в двух пробах кварца из кварцевых прожилков в песчаниках содержания Au и Ag были ниже предела обнаружения. Вместе с тем в алевролитах, аргиллитах и сланцах из других скважин Исмакаевской площади, несмотря на иногда значительную концентрацию в них сульфидов до 10%, содержание золота находится ниже предела обнаружения (см. табл. 1). Очевидно, что в породах Исмакаевской зоны присутствуют разные генерации сульфидов, одни из которых содержат золото, а другие нет. Учитывая связь золота с серой и мышьяком на рудопроявлении Улюк-Бар, можно предположить широко распространенный механизм замещения ранних пиритовых генераций арсенопиритом и его ассоциацией с «арсеникальным», мышьяковистым пиритом [Казьмин и др., 2012] при движении гидротермальных растворов по зонам разломов. В таком случае сульфидная минерализация в породах, не подвергшимся тектоническим дислокациям и гидротермальной проработке, не будет рудоносной.

Анализ корреляционных связей золота с редкими элементами, по данным метода ИСП АЭС,

Таблица 3

Химический состав пород Исмакаевской рудной зоны и рудопроявления Восточно-Акташское

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3,общ}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	ППП	сумма
М-462	69,93	0,21	6,74	2,64	0,055	3,61	9,29	0,458	0,116	0,041	6,72	99,82
М-468	75,13	0,26	6,91	3,39	0,041	2,26	4,44	1,103	0,156	0,275	5,81	99,76
М-480	77,45	0,12	3,76	1,74	0,058	1,59	8,14	0,119	0,124	0,031	6,47	99,59
М-487	78,23	0,24	5,98	3,47	0,035	4,36	2,51	0,399	0,118	0,022	4,07	99,45
М-489	94,49	0,03	0,12	2,37	0,089	<0,2	2,10	<0,01	0,115	<0,01	0,80	100,11
М-496	47,39	0,42	10,56	5,66	0,031	7,06	10,15	2,184	0,221	1,263	14,14	99,09
М-501	39,24	0,31	8,49	4,23	0,043	7,20	16,12	1,780	0,110	0,247	20,90	98,67
М-508	44,33	0,40	12,16	3,26	0,019	6,73	12,77	2,977	0,111	0,212	15,94	98,91
М-510	45,45	0,38	12,64	13,70	0,014	6,18	2,42	2,390	0,074	4,789	11,89	99,92
М-518	33,59	0,25	7,44	3,94	0,058	11,86	15,75	2,675	0,105	0,158	23,47	99,31
М-521	57,93	0,53	15,26	3,33	0,029	2,19	5,26	4,922	0,159	0,410	9,94	99,96
М-527	40,06	0,36	10,70	3,66	0,024	1,83	19,87	2,129	0,108	0,398	19,50	98,63
М-529	34,94	0,26	8,71	3,86	0,022	2,38	24,37	1,750	0,060	0,635	21,24	98,21
А-12419	72,55	0,44	10,62	5,69	0,017	4,24	0,95	0,939	0,209	0,411	3,43	99,48
М-641	96,09	0,16	1,32	2,01	0,017	<0,2	0,11	0,181	0,106	0,029	0,38	100,40
М-643	97,66	0,05	0,32	2,11	0,018	<0,2	0,11	<0,01	0,108	0,032	0,07	100,47
АК-7	44,72	2,92	12,84	10,22	0,125	1,70	9,85	2,836	0,722	0,827	11,91	98,67
АК-9	37,43	3,37	14,10	13,53	0,117	4,13	9,58	2,436	0,716	0,394	12,69	98,49
АК-12	40,36	1,88	8,12	11,82	0,153	4,46	13,92	0,869	0,503	0,322	15,87	98,28
АК-13	78,32	0,12	1,22	4,23	0,105	<0,2	9,33	0,040	0,103	0,080	6,99	100,54
АК-21	95,12	0,04	0,30	4,48	0,027	<0,2	0,14	<0,01	0,120	<0,01	0,28	100,50

для образцов из скв. № 18 показывает положительную связь с Co (0,94), В (0,87), Ba (0,77), V (0,68), Zr (0,6), Sc (0,58), U (0,56), Ni (0,54), Ce (0,54), Zn (0,49), La (0,41), Nd (0,41), Li (0,39). С петрогенными элементами Au в этих образцах имеет следующие коэффициенты корреляции: Ti (0,67), Fe (0,54), P (0,53), Mn (0,39), Al (0,32). В то же время анализ по всей выборке образцов Исмакаевской зоны, как и в вышеописанном случае, показывает отсутствие значимой корреляции Au со всеми указанными элементами, за исключением Mn (0,43) и U (0,40). При этом анализ по всем образцам показывает слабую связь Au и W с коэффициентом корреляции 0,24. Отметим, что W обнаружен на уровне 0,2–0,4 г/т в трех пробах именно в тех скважинах, которые были пробурены непосредственно на рудопроявлении Улюк-Бар.

Горноприискская рудная зона. Месторождение Горный Прииск локализовано в южном периклинальном замыкании Большеавзянской антиклинали. Вмещающими его породами являются среднерифейские отложения зигазино-комаровской свиты, которые представлены переслаивающимися сланцами и алевролитами с отдельными прослоями песчаников. На восточном фланге незначительно распространены отложения зигальгинской свиты среднего рифея, представленные светло-серыми кварцитовидными песчаниками с редкими мало-мощными прослоями хлорито-серицито-кварцевых сланцев.

Участок локализован в блоке, зажато между региональными Караташским и Большеавзянским надвигами. Породы, слагающие рудное поле Горного прииска интенсивно дислоцированы, смяты в складки с амплитудой от первых десятков до первых сотен метров, осложненные разрывными нарушениями субширотного, субмеридионального и северо-западного направлений [Чернов, Нечаев, 1980 г.]. Субширотные разломы сопровождаются оперяющимися трещинами, по которым развиваются рудоносные кварцевые жилы двух направлений — северо-восточного и северо-западного. Интенсивное рассланцевание и дробление пород вдоль зон тектонических нарушений способствовали формированию мощной коры выветривания в пределах месторождения.

Золото встречается как в кварцевых жилах, так и во вмещающих сульфидизированных сланцах. Золото очень мелкое. Его содержание резко кустовое, от десятых долей г/т до 30 г/т [Чернов, Нечаев, 1980 г.].

В ранее проведенных поисковых работах на месторождении Горный Прииск [Потехин и др., 1977 г.] на основании полуколичественного спектрального анализа были проанализированы валовые

геохимические пробы коренных пород и сульфидных концентратов. Для анализа был выбран ряд элементов, которые представлялись наиболее информативными при поисках золотого оруденения, а именно: Ba, As, Sr, Cu, Zn, Pb. Кроме того, анализировалось распределение также Mn, Ti, Cr и P. В результате была отмечена только неустойчивая корреляционная связь золота с мышьяком, связь с другими элементами не установлена.

При дальнейшем изучении [Чернов, Нечаев, 1980 г.] в одной из скважин (К-20), пробуренных на месторождении Горный Прииск, в сильно выветрелых интенсивно ожелезненных сланцах были установлены концентрации золота до 0,7 г/т и обнаружена прямая корреляционная зависимость только между содержанием Au и As.

Нами при анализе небольшого количества проб кварца и сульфидизированных сланцев месторождения Горный Прииск установлена сильная положительная связь Au с $S_{\text{общ}}$, Ag, Cu, Co, Pb, Ni с коэффициентами корреляции от 0,95 до 1,0. Слабее выражена его положительная корреляция с Zn (0,65). С As и Cr связь не выявлена.

По результатам ИСП АЭС высокие коэффициенты корреляции установлены для Au с некоторыми петрогенными элементами: P (0,99), Ca (0,96), Mg (0,81), Fe (0,7), Mn (0,59) и редкими элементами Cu (0,99), Co (0,98), Sr (0,96), Ni (0,94), Pb (0,94), Y (0,89), Th (0,87), Li (0,86), Zn (0,75), Yb (0,74), Hf (0,69), Sn (0,65), Ta (0,58). Положительная связь Au с Ca и Mg, по-видимому, объясняется присутствием в наиболее богатой Au пробе (с содержанием 4 г/т) доломита. Вместе с тем в двух пробах (сланце и, что более показательно, образце кварцевой жилы) методом ИСП АЭС обнаружен W в количестве 0,1–0,2 г/т.

Рудопроявление Богряшка представляет собой зону метасоматически преобразованных доломитов суранской свиты нижнего рифея с золотосодержащей рассеянной вкрапленной и гнездово-прожилковой сульфидной минерализацией. По наблюдениям В.П. Нечаева [1982], минералообразование на рудопроявлении происходило в следующей последовательности: 1) пирит-1 — арсенопирит; 2) пирротин; 3) пирит-2 — халькопирит — галенит — сфалерит — ай-кинит. Золото в установленной последовательности минералообразования отлагалось позже пирита-1 и арсенопирита и одновременно с халькопиритом, иногда образуя с ним сростки. Основная золотоносность была связана с заключительными стадиями гидротермальной деятельности [Нечаев, 1982; Шарипова и др., 2017]. На поздней стадии рудного процесса отлагались халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, халькозин, мельниковит и маухерит, которые отмечаются в виде мелких включений

в пирите. Кроме того, на границе карбонатных метасоматитов и вмещающих доломитов халькопирит и блеклые руды образуют самостоятельные гнездово-прожилковые выделения, обогащенные золотом.

По результатам ранее проведенных работ установлена связь золота с сульфидами — в сульфидных концентратах (преобладающий минерал — пирит) содержание золота достигает 150 и более г/т [Потехин и др., 1977 г.]. При этом четкой корреляции между Au и As не зафиксировано. Отмечено [Чернов, Нечаев, 1980 г.], что в отдельных случаях концентрации As увеличиваются до 1000–3000 г/т (полуколичественный спектральный анализ) вблизи участков с повышенным содержанием Au в породах (более 0,3 г/т).

Полученные нами данные о корреляционных связях золота подтверждают ранее проведенные минералогические наблюдения и геохимические исследования. Сильная положительная связь Au нами выявлена с S (0,94), Cu (0,89), Ag (0,8), Co (0,66) и Ni (0,56). При этом с As, Zn, Pb и Cr связь не установлена. Вместе с тем отсутствие зависимости между содержаниями Au и As вызывает некоторое противоречие, поскольку в химическом составе золотоносных сульфидов рудопроявления Богряшка, как правило, отмечается значительная примесь As [Шарипова, Мичурин, 2012]. Отсутствие четкой корреляции мышьяка с золотом, по-видимому, объясняется наличием нескольких генераций сульфидов в породах, в которых наряду с золотоносной сульфидной минерализацией, присутствуют безрудные сульфиды.

Акташская рудная зона. Восточно-Акташское рудопроявление представляет собой прожилковую и прожилково-вкрапленную золотоносную карбонат-кварц-пиритовую и пирит-кварцевую минерализацию, локализованную вдоль контактов дайки габбро-диоритов (?), которая приурочена к крутопадающему разрыву в катавских известняках верхнего рифея.

Анализ полученных нами данных показывает наличие сильной положительной связи Au только с Ag (0,82). Из других элементов слабая связь установлена с Co (0,42), As (0,37), Zn (0,25), Pb (0,24) и отсутствие корреляции Au с S, Cu, Ni, Cr. Вместе с тем анализ данных ИСП АЭС показывает наибольшие корреляционные связи золота с Mn (0,60), Th (0,58) и в меньшей степени с Mo (0,53), Nb (0,45), Sr (0,38), U (0,3), P (0,3), Y (0,27), Sc (0,26), Sb (0,23), Ti (0,22) и Li (0,22). Отсутствие связи Au с S, Ni, Cu и относительно слабая корреляция с Co, Zn и Pb указывают на то, что золото на рудопроявлении в большей степени связано не с сульфидами, а с кварцем.

Выводы

В пределах площади рудопроявлений, локализованных в отложениях рифея южной части БМА, геохимические связи золота неоднородны. Для золото-сульфидных (Богряшка) и золото-сульфидно-кварцевых (Горный Прииск, Восточно-Акташское) рудопроявлений отмечается сильная положительная корреляция золота с серой и различными халькофильными элементами (Cu, Co, Pb, Ni, Zn). На золото-кварцевых рудопроявлениях (Улюк-Бар) оно связано, как правило, только с As, хотя местами устанавливается также корреляция с серой и указанными халькофильными элементами. В этом случае содержание золота напрямую зависит от концентрации сульфидов в породах.

Наибольшее значение для поисков золота в регионе и выявления перспективных участков имеет его положительная корреляция с мышьяком. Повышенное содержание As в породах в пределах Исмакаевской рудной зоны четко фиксируется вдоль разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, при этом максимальные концентрации мышьяка в зоне устанавливаются непосредственно на рудопроявлениях. Исходя из предложенных геохимических критериев, в качестве перспективного на оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа можно рассматривать участок, расположенный юго-западнее рудопроявления Улюк-Бар вблизи пересечения разрывного нарушения северо-западного простирания и Караташского разлома.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16–35–00144.

Литература:

Высоцкий И.В., Ковалев С.Г. Проблема достоверности определений благородных металлов // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2009. — С. 145–153.

Казьмин Л.А., Вилор Н.В., Павлова Л.А. Сульфид-арсенидные комплексы золота в рудных гидротермальных растворах (физико-химическое моделирование) // Современные проблемы геохимии: Матер. Всерос. совещ. (с участием иностранных ученых) к 95-летию со дня рождения акад. Л.В. Таусона (22–26 окт. 2012 г.). — Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. — Т. 3. — С. 207–210.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. Слохнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. — Уфа: Изд-во БГУ, 1999. — 118 с.

Ларионов Н.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Южно-Уральская сер. N-40-XXII (Тукан). — СПб.: МПР РФ, 2003.

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.

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: Матер. IV Всерос. молодежн. геол. конф. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. — С. 39–44.

Нечаев В.П. Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1982. — С. 52–56.

Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. — Уфа: УНЦ РАН, 1999. — 170 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). — Уфа: Экология, 2003. — 223 с.

Свешникова О.Л. О формах вхождения серебра в галенит некоторых свинцово-цинковых месторождений Дальнегогорского района Приморья // Новые данные о минералах. — 2004. — Вып. 39. — С. 110–116.

Шарипова А.А., Мичурин С.В. Термо-ЭДС пирита из рудопроявлений золота в нижнерифейских отложениях Башкирского антиклинория // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ № 17. — Уфа, 2011. — С. 110–117.

Шарипова А.А., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические и термоэлектрические характеристики сульфидов из рудопроявления Багряшка // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ № 18. — Уфа, 2012. — С. 81–87.

Шарипова А.А., Мичурин С.В. Геохимические связи золота в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Матер. IV Всерос. молодежн. геол. конф. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. — С. 150–155.

Шарипова А.А., Мичурин С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Золотоносный пирит в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (на примере рудопроявления Богряшка) // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. — 2017. — № 1 — (в печати).

Экспериандова Л.П., Беликов К.Н., Химченко С.В., Бланк Т.А. Еще раз о пределах обнаружения и определения // Журнал аналитической химии. — 2010. — Т. 65, № 3. — С. 229–234.

Vaughan D.J., Craig J.R. Mineral chemistry of metal sulfides. — Cambridge: University Press, 1978. — 494 p.

Сведения об авторах:

Мичурин Сергей Васильевич, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Шарипова Айсылу Азатовна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: ajsylu_azatovna@mail.ru.

Мусина Алсу Мусаевна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: alsu.2013@rambler.ru.

THE CORRELATIONS OF GOLD IN RIPHEAN DEPOSITS OF BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM

S. V. Michurin, A. A. Sharipova, A. M. Musina

Michurin Sergej Vasil'evich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufiman scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Sharipova Aysylu Azatovna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufiman scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: ajsylu_azatovna@mail.ru.

Musina Alsu Musaevna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufiman scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: alsu.2013@rambler.ru.

Abstract. It was found that within the area of occurrences, localized in the Riphean deposits of the southern part of the Bashkirian meganticlinorium (BMA), geochemical connections of gold are heterogeneous. For gold-sulfide and gold-sulphide-quartz mineralisations there is a strong positive correlation between gold and sulfur and different chalcophile elements (Cu, Co, Pb, Ni, Zn). In the gold-quartz ore occurrences it is associated, as a rule, only with As, though in some places a correlation with sulfur and chalcophile elements is also established. The highest value for gold prospecting and identifying of promising areas has its positive correlation with arsenic. Elevated levels of As in the rocks within the Ismakaevo ore zone are clearly recorded along faults the north-western and north-eastern strike, and the maximum concentrations of arsenic in the zone are recorded exactly in the ore occurrences.

Key words: Southern Urals, Bashkirian meganticlinorium, Precambrian, ore occurrence, gold, correlations.

УДК552.31+553.41

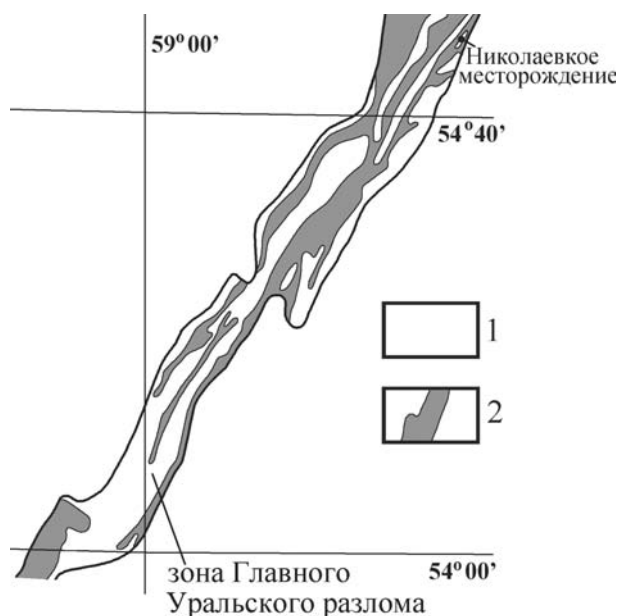
С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НИКОЛАЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. Рассмотрены петрохимические и геохимические особенности интрузивных и эффузивных пород Николаевского месторождения золота. Показано, что размещение золоторудной минерализации контролируется дайками долерит-порфиров и габбро-диорит-порфиров, близких по химическому составу к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1).

Ключевые слова: Южный Урал, месторождение золота, петрохимия, долерит-порфиры, габбро-диорит-порфиры.

Николаевское месторождение золота расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на Южном Урале в 55 км северо-восточнее города Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Оно залегает в зоне чешуйчатого взброса крутого юго-восточного падения, а в его пределах приурочено к блоку осадочных и вулканогенных пород. Рудовмещающие отложения фаунистически не охарактеризованы. В.В. Бабкиным [1982ф], проводившим в этой части ГУР геолого-съемочные работы масштаба 1:50 000, они были отнесены к ирендыкской свите (D_2).



По петрографическим и фациальным характеристикам пород разрез месторождения существенно отличается от ирендыкской свиты, основной объем которой в северных районах Магнитогорской мегазоны, в том числе в зоне ГУР, составляют пироксен-плагиоклазовые порфиры и их брекчии. По нашим данным, он разделяется на три толщи (снизу вверх): 1) вулканомитовые алевролиты, песчаники и гравелиты, глинисто-кремнистые сланцы, органические известняки; 2) плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты и их туфы; 3) слоистые туфы и тефроиды основного состава (рис. 2).

Стратифицированные отложения прорваны многочисленными дайками крупнокристаллических пироксен-плагиоклазовых габбро, плагиофировых долерит-порфиров и мелкозернистых габбро-диорит-порфиров.

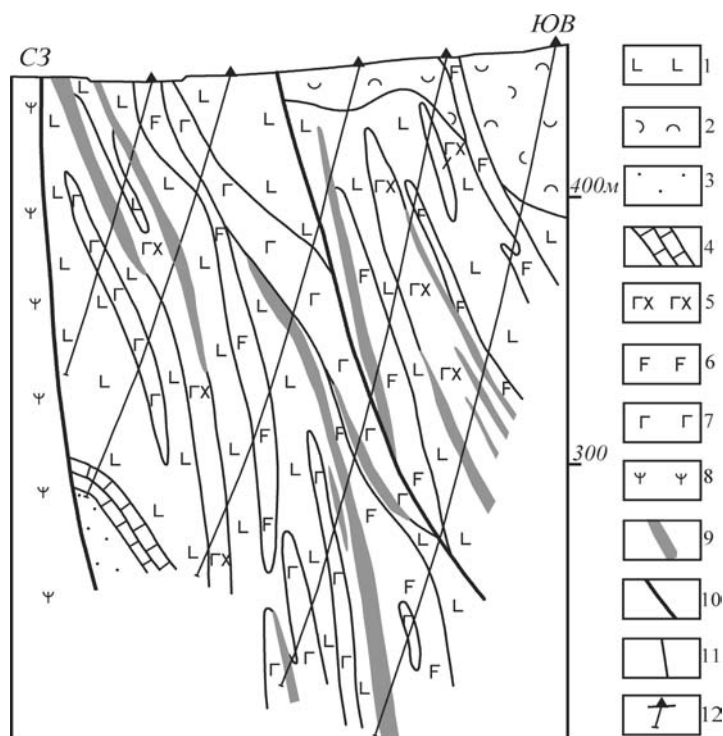
Рудные тела месторождения представляют собой линейные сульфидно-карбонат-кварцевые штокерки с самородным золотом. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом и галенитом. Размещение золоторудной минерализации контролируется эндо-экзоконтактовыми зонами даек главным образом доле-

Рис. 1. Положение Николаевского месторождения в зоне Главного Уральского разлома

Условные обозначения: 1 — палеозойские осадочные и вулканогенные комплексы; 2 — серпентиниты и серпентинитовый меланж.

Рис. 2. Схематический геологический разрез Николаевского месторождения (составлен с использованием данных Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»)

Условные обозначения: 1 — верхняя толща (слоистые туфы и тефроиды основного состава); 2 — средняя толща (базальты и их туфы); 3–4 — нижняя толща (3 — вулканомиктовые алевриты, песчаники, гравелиты, глинисто-кремнистые сланцы; 4 — органогенные известняки); 5 — плагиофировые габбро-диорит-порфириды; 6 — плагиофировые долерит-порфириды; 7 — пироксен-плагиоклазовые габбро; 8 — серпентиниты; 9 — рудные зоны; 10 — разломы; 11 — геологические границы; 12 — скважины.



рит-порфиров и габбро-диорит-порфиров, что с учетом морфологических особенностей оруденения позволяет отнести Николаевское месторождение к ранее не выделявшемуся в этой части Южного Урала золото-порфировому типу.

Нами изучены петрохимические и геохимические особенности эффузивных и интрузивных пород месторождения (табл.).

Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в рудовмещающих породах Николаевского месторождения

Таблица

№№ п/п	Компонент / № образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ	V	Zr
1	4979/47,5	49,00	0,79	14,40	5,60	5,60	0,17	4,26	9,00	3,75	0,20	0,08	6,98	99,83	251	51
2	4979/72	49,10	1,07	14,00	9,00	5,57	0,17	4,26	7,00	4,75	0,30	0,06	4,24	99,52	387	45
3	4601/23	49,00	1,10	16,20	7,00	7,45	0,14	9,50	5,00	4,10	0,36	0,16	3,00	100,00	388	76
4	4601/61	48,50	0,53	14,00	5,70	6,47	0,16	5,68	8,20	4,70	0,10	0,08	5,18	99,45	303	44
5	4601/89	50,00	1,60	16,60	9,10	2,90	0,06	5,54	7,80	4,00	0,80	0,17	1,60	101,17	478	89
6	4601/133,2	48,40	0,54	15,00	3,70	6,47	0,14	5,11	10,00	4,60	0,25	0,04	5,21	99,40	265	49
7	4579/112,5	51,00	1,07	16,00	5,87	7,18	0,16	5,39	2,40	4,40	1,00	0,12	3,76	99,24	363	61
8	4579/66,5	44,00	1,07	15,10	4,40	5,75	0,17	7,80	9,00	4,40	0,30	0,16	7,47	99,62	261	61
9	4601/53	52,60	0,64	16,60	2,30	3,60	0,06	7,10	7,60	4,20	1,24	0,01	4,32	100,27	160	53
10	4601/137	48,40	1,71	15,00	5,40	8,99	0,20	5,11	7,40	4,60	0,25	0,25	3,65	99,99	190	46
11	4601/185	49,30	0,57	16,00	4,71	6,47	0,17	5,68	8,00	4,05	1,25	0,06	3,44	99,67	248	43
12	4601/210	47,00	0,57	16,00	4,00	4,31	0,12	9,04	9,00	4,70	1,00	0,02	3,75	100,41	174	54
13	4601/231,5	48,00	0,60	16,00	6,49	4,20	0,12	8,52	6,00	4,00	0,27	0,10	6,46	100,76	282	61
14	4601/75,5	53,00	1,10	17,00	3,70	4,31	0,13	5,18	4,40	4,55	0,35	0,13	5,48	100,00	339	61
15	4601/107	51,00	0,54	14,80	4,30	5,52	0,16	4,76	9,00	4,75	0,10	0,08	4,53	99,54	256	46
16	4601/33	53,60	0,94	17,60	3,40	4,60	0,15	5,11	6,20	4,75	0,45	0,13	4,30	100,43	300	51
17	4601/79,5	54,00	1,10	17,68	2,69	6,10	0,17	4,40	5,80	5,00	0,26	0,27	3,12	100,49	174	92

Примечания: петрогенные окислы определены силикатным анализом, V и Zr — рентгено-флуоресцентным методом в ИГ УНЦ РАН. 1–3 — плагиоклазовые базальты, 4–6 — пироксен-плагиоклазовые базальты, 7 — трахибазальт, 8–13 — пироксен-плагиоклазовые габбро, 14–15 — долерит-порфириды, 16–17 — габбро-диорит-порфириды

Плагийкозавые и пироксен-плагийкозавые базальты ($\text{SiO}_2 = 48,40\text{--}51,00\%$) по сумме Na_2O и K_2O принадлежат к породам нормального ряда с несколько повышенной щелочностью (граница нормальных и субщелочных составов) (рис. 3). Исключение составляет плагийфировый базальт с трахитоидной текстурой (образец № 4579/112,5), проба которого была отобрана из нижней части второй эффузивно-пирокластической толщи. Он имеет субщелочной состав и соответствует трахи-

базальту. По значениям коэффициента Миаширо ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{MgO}$) базальты относятся к толеитовой петрогенетической серии (рис. 4). Все типы эффузивных пород характеризуются повышенными содержаниями железа ($\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ до 14,57%). Содержания TiO_2 варьируют в широком диапазоне от 0,53 до 1,60% и закономерно уменьшаются в базальтах вверх по разрезу. На дискриминационной диаграмме V–Ti/100 фигуративные точки составов ложатся в поле островодужных базальтов (рис. 5).

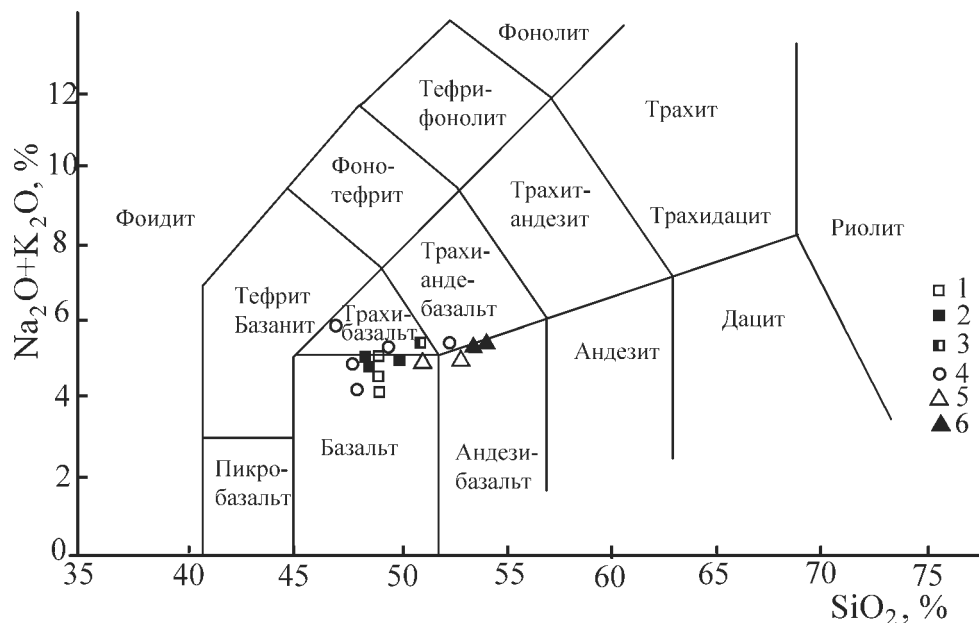


Рис. 3. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения

Условные обозначения: 1 — плагийкозавые базальты; 2 — пироксен-плагийкозавые базальты; 3 — трахибазальты; 4 — пироксен-плагийкозавые габбро; 5 — плагийфировые долерит-порфириты; 6 — плагийфировые габбро-диорит-порфириты

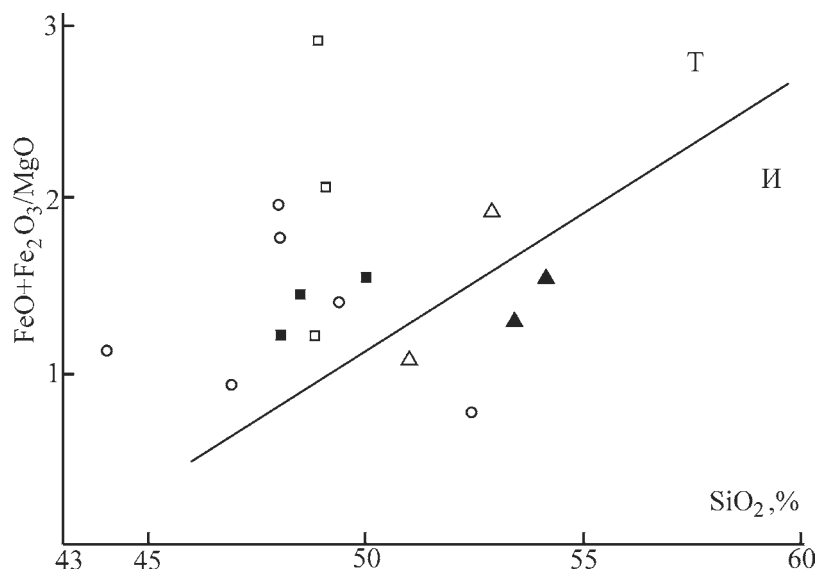


Рис. 4. Диаграмма Миаширо для эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 3

Рис. 5. Диаграмма V—Ti/100 для базальтов и габброидов Николаевского месторождения

Поля составов: I — островодужных базальтов, II — базальтов MORB и задуговых бассейнов, III — внутриплитных базальтов [Rollinson, 1993]

Один анализ пироксен-плагиоклазового порфирита (образец 4601/89) с высоким содержанием TiO_2 (1,60%) располагается вблизи области внутриплитных базальтов.

Интрузивные породы по сумме Na_2O и K_2O также относятся к породам нормальной щелочности (рис. 3). Повышенные содержания щелочных окислов, главным образом K_2O (>1%), в некоторых анализах пироксен-плагиоклазовых габбро связаны с их вторичной серицитизацией. На диаграмме Миаширо интрузивные породы с содержанием SiO_2 менее 51,00% располагаются в области толеитовых составов (рис. 4). Дифференциаты с более высокими концентрациями кремнезема имеют известково-щелочной состав. По основным петрохимическим параметрам, соотношениям V, Ti и Zr габброиды месторождения идентичны вмещающим базальтам (таблица). На индикаторных диаграммах V—Ti/100 и Ti—Zr интрузивные и эффузивные породы основного состава образуют единое поле (рис. 5, 6), что позволяет рассматривать их в качестве комагматов. Среди вулканогенных комплексов, распространенных в зоне ГУР на северном замыкании Магнитогорской мегазоны, по петрохимическим и геохимическим особенностям породы Николаевского месторождения наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1), что наглядно демонстрирует диаграмма Ti—Zr (рис. 6).

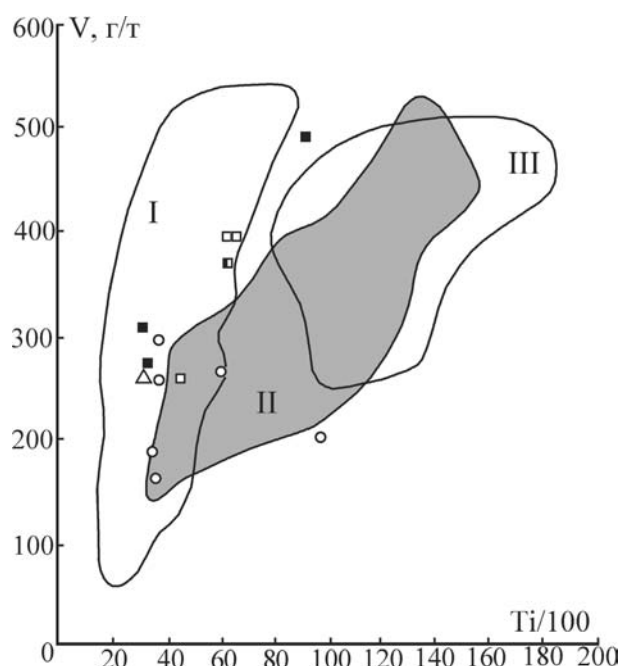
Результаты выполненных исследований дают основание полагать, что золотое оруденение Николаевского месторождения связано с комплексом порфировых даек, комагматичных вулканитам нижнедевонской баймак-бурибаевской свиты.

Литература:

Знаменский С.Е. Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. — Уфа: БФАН СССР, 1992. — 80 с.

Рис. 6. Диаграмма Ti—Zr для габброидов и базальтов Николаевского месторождения

Поля составов базальтов: I — поляковской, II — баймак-бурибаевской, III — ирендыкской, IV — карамалыташской (IV₁ — колчеданосные районы, IV₂ — безрудные районы) свит [Знаменский, 1992; Знаменский, Мичурин, 2013; Косарев и др., 2003, 2005, 2006; Spadea et al., 2002]. **Условные обозначения** см. на рис. 3.

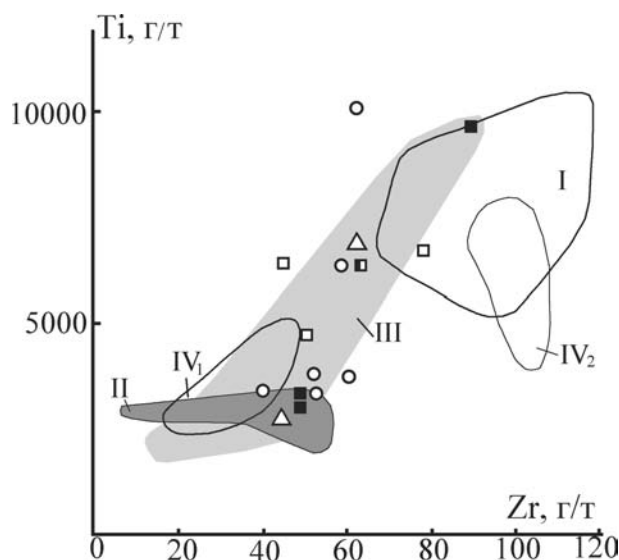


Знаменский С.Е., Мичурин С.В. Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты // Литосфера. — 2013. — № 4. — С. 121–135.

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 аспекте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 22–41.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов



нитов Магнитогоской зоны в геодинамическом аспекте // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 3–21.

Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. — L.: Longman Scientific and Technical, 1993. — 352 p.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. Arccontinent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. — Geophysical Monograph. — 2002. — V. 132. — P. 101–134.

Сведения об авторах:

Знаменский Сергей Евгеньевич, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Знаменская Нина Михайловна, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

**PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL PERCULIARITIES OF ORE-BEARING ROCKS
OF THE NIKOLAEVKA GOLD DEPOSIT (the Southern Urals)**

S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya

Znamensky Sergei Evgenievich, Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Znamenskaya Nina Michailovna, Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Abstract. Petrochemical and geochemical peculiarities of effusive and intrusive rocks of the Nikolaevka gold deposit are considered. It is shown, that the location of gold mineralization is controlled by dolerite-porphyrity and gabbro-diorite-porphyrity dykes, which have chemical composition similar to volcanites of the Baimak-Buribai formation.

Key words: the Southern Urals, gold deposit, petrochemistry, dolerite-porphyrity, gabbro-diorite-porphyrity.

УДК 550:552.3

С. С. Ковалев, С. Г. Ковалев, Е. А. Тимофеева

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ СУРАНСКОГО И ИНТУРАТОВСКОГО РАЗРЕЗОВ (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

Аннотация. В работе приводятся новые данные по геологии, геохимии и минералогии Суранского и Интуратовского разрезов, представляющих собой локальные участки суранской свиты (RF₁), интродуцированные магматическими телами и подвергшиеся динамотермальному метаморфизму. Впервые дано детальное описание редкометалльно-редкоземельной минерализации в осадочных породах суранской свиты. Приводятся новые данные по содержанию в отложениях благородных металлов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au). Предлагается обобщенная модель формирования редкометалльно-редкоземельной минерализации и благороднометалльной геохимической специализации пород разрезов.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, суранская свита, редкометалльно-редкоземельная минерализация, рудные минералы, благороднометалльная специализация.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Башкирского мегантиклинория углеродсодержащие отложения широко распространены. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (RF₁) и юрматинской (RF₂) сериях — в составе большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Но особый интерес, как с практической, так и с точки зрения изучения рудообразующих процессов, представляют углеродсодержащие породы, приуроченные к тектоническим зонам и пронизанные магматическими телами основного состава. В этих отложениях присутствуют разнообразные минеральные ассоциации и парагенезисы, которые позволяют с большой степенью надежности реконструировать процессы изменения осадочных толщ и условия формирования рудных тел.

Находки редкоземельных фосфатов в тяжелой фракции протолок песчаников айской, зигальгинской, зильмердакской и такатинской свит отмечались еще в 60-х годах XX века [Орлова, 1960; Беккер, 1960]. Позднее данный тип минерализации с различной степенью детальности был описан А.А. Алексеевым с соавторами [Алексеев, Тимофеева, 2008;

Алексеев и др., 2009] и нами [Ковалев и др., 2009, 2013а, б].

В данной работе приводятся материалы, полученные нами в период 2015–2016 гг., в которых дана детальная характеристика геологии, геохимии и минералогии Суранского и Интуратовского разрезов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определения благородных металлов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au) были выполнены также методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) (пределы обнаружения — 0,002 г/т) в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудрявцев). Составы минералов определены на растровом электронном микроскопе РЭММ-202М в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс, аналитик В.А. Котляров).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Суранский разрез расположен вдоль дороги, соединяющей пос. Ишля с суранским месторождением флюорита. Изученная часть разреза (около

© С. С. Ковалев, 2017
© С. Г. Ковалев, 2017
© Е. А. Тимофеева, 2017

2 км) представлена углеродсодержащими сланцами, алевросланцами и карбонатными породами бердагуловской и ангастакской(?) подсуит суранской свиты нижнего рифея (рис. 1). Разрез расположен в тектонически активной зоне, окаймляясь с востока и запада ветвями Караташского и Зюраткульского региональных разломов.

Сланцы и алевросланцы состоят из мелких ($0,001 \times n - 0,0001 \times n$ мм) обломков кварца от неокатанной, остроугольной до слабоокатанной формы, многочисленных удлиненных чешуек серицита, табличек полевого шпата близкой размерности и гнездообразно-прожилковидных выделений хлорита. Породы рассланцованы с образованием директивных текстур, обусловленных расположением чешуек серицита. Наблюдаются тонкие нитевидные прожилки, сложенные серицитом, кварц-хлоритовым и биотит-кварцевым материалом. Углеродистое вещество встречается относительно редко в виде очень тонких прожилков либо сгустков неправильной формы, рассеянных по породе. Иногда фикси-

руется наложенная карбонатизация в виде небольшого количества очень мелких выделений карбоната (кальцита). Слоистость выражается в наличии темно- и светлоокрашенных слоев переменной мощности (от долей мм до 1–1,5 см), различия между которыми заключаются в большей размерности зерен кварца в светлых прослоях и более мелкозернистом матриксе со значительным количеством бурых выделений углерода — в темных (рис. 2, а).

Магматические породы разреза представлены крупнозернистыми метаморфизованными габбро, первичные минералы которых — плагиоклаз и клинопироксен — сохранились в редких реликтах. Клинопироксен амфиболизирован и хлоритизирован, а плагиоклаз деанортитизирован и альбитизирован (см. рис. 2, д). Тела габбро имеют субсогласные контакты с вмещающими породами, что позволяет предполагать их залегание в виде многоярусных пластовых (силловых) интрузий (см. рис. 1).

Экзоконтактовые породы представляют собой мелкозернистый эпидот-полевошпат-серицит-

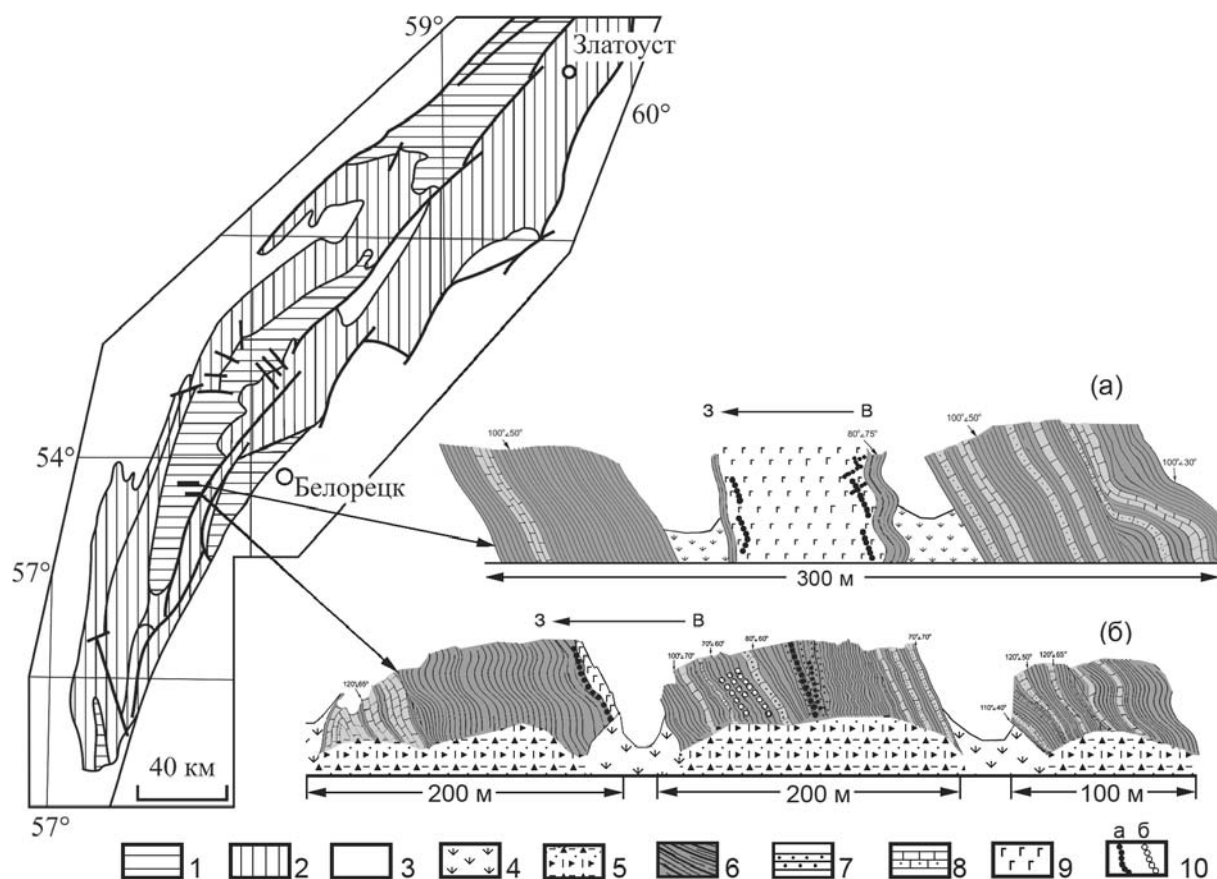


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и строение Суранского (а) и Интуратовского (б) разрезов

Условные обозначения: 1 — нижнерифейские отложения нерасчлененные; 2 — среднерифейские отложения нерасчлененные; 3 — верхнерифейско-палеозойские отложения нерасчлененные; 4 — задернованные участки; 5 — осыпи; 6 — сланцы; 7 — алевросланцы, алевролиты, песчаники; 8 — карбонатные породы с переменным количеством терригенной составляющей; 9 — габбро, габбро-долериты; 10 — жилы и прожилки: а — кварцевые, б — кварц-карбонатные.

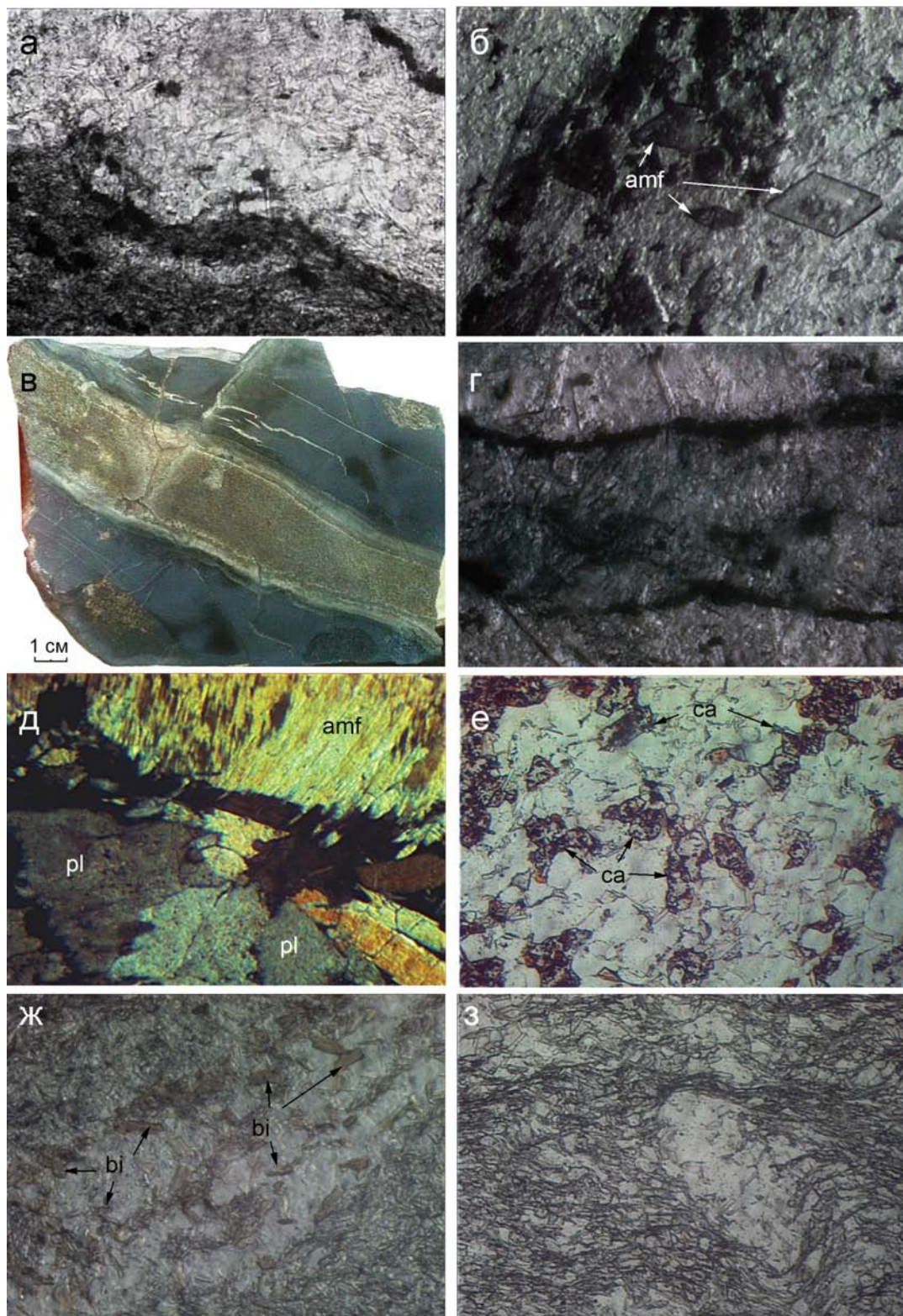


Рис. 2. Разновидности пород Суранского и Интуратовского разрезов

а — темно- и светлоокрашенные слои в сланцах Суранского разреза (обр. С1/16, ×60, при 1 никеле); б — экзоконтактовая порода (Суранский разрез, обр. С3/16, ×60, при 1 никеле); в-г — макро- (в) и микро- (г) апофизы магматических пород (Суранский разрез, г — обр. С3/16, ×60, при 1 никеле); д — амфиболитизированное габбро (Суранский разрез, обр. С6/16, ×60, николи скрещены); е — алевропесчаник (Интуратовский разрез, обр. С24/16, ×60, при 1 никеле); ж — биотит-кварцевые прожилки (Интуратовский разрез, обр. С13/16, ×60, при 1 никеле); з — сланец (Интуратовский разрез, обр. С24/16, ×60, при 1 никеле).

кварцевый агрегат с гнездообразными выделениями хлорита, по которому развиваются таблитчато-призматические субидiomорфные и идиоморфные кристаллы амфибола, образующие скопления неправильной формы (см. рис. 2, б). Во вмещающих породах наблюдаются мелкие (от долей см до 8–10 см) апофизы габбро-долеритов (см. рис. 2, в, г). Карбонатизация развивается локально, по прожилкам, формируя разномасштабные участки брекчированных пород. Карбонат представлен относительно крупнозернистым кальцитом либо его разномасштабными агрегатами и срастаниями.

Кварцевожильная минерализация наиболее широко распространена висячем боку наиболее мощного (~60–80 м) интрузивного тела габброидов. Она представлена жилами, прожилками и микропрожилками переменной мощности (от 40 см до долей мм), ориентированными как субсогласно с простираем магматического тела, так и под различными углами к нему. Выделяется как минимум две разновидности жильного кварца, первая из которых представлена молочно-белым слабоожеженным кварцем «сливного» облика, образующим субсогласные жилы в экзо- и эндоконтактовой зоне. Вторая разновидность, секущая прожилки первого типа и располагающаяся под разнообразными углами к простираю магматического тела, представлена более поздним сильно кавернозным и ожеженным кварцем.

Разрез по руч. Интурат расположен в 3,5 км южнее пос. Ишла в правом борту руч. Интурат, в полосе развития отложений ангастакской подсвиты суранской свиты нижнего рифея. Он представлен переслаиванием тонко- и неяснополосчатых темно-серых углеродсодержащих сланцев с толстоплитчатыми серыми и светло-серыми алевросланцами и алевропесчаниками.

Углеродсодержащие сланцы и алевросланцы, как правило, состоят из чередования светлых и темных слоев мощностью 1–1,5 мм и менее. Значительно реже встречаются прослои мощностью первые см, сложенные однородным темно-серым (до черного) материалом пелитовой размерности. Очень часто они смяты в микроскладки, гофрированы и сильно раскливажированы (см. рис. 2, з).

Средне-мелкозернистые алевролиты и алевропесчаники массивной текстуры характеризуются наличием неравномернослоистых разновидностей. Размеры слоев колеблются в пределах от первых мм до первых см. Очень часто в отдельных слоях в качестве цемента фиксируется свежий прозрачный, иногда бурый и ожеженный карбонат (доломит) (см. рис. 2, е). Кроме того, встречаются биотит-кварцевые прожилки (см. рис. 2, ж).

В породах разреза довольно широко распространены карбонатные и кварц-карбонатные прожилки. Первые чаще всего имеют резко секущий характер по отношению к слоистости и сланцеватости вмещающих пород и мощность от первых мм до 3–5 см. Сложены они мелко-среднезернистым кальцитом белой и желтовато-бурой окраски. В отдельных зонах разреза их насыщенность такова, что формируются брекчиевые текстуры. Кварц-карбонатные прожилки имеют зональное строение (рис. 3), которое характеризуется наличием кальцитовых (часто с волокнистым строением) оторочки и центральных частей, выполненных мелко-среднезернистым белым и серым полупрозрачным кварцем.

Наблюдаются прожилки с «пятнистым» распределением кварца и карбоната (см. рис. 3), что, вероятнее всего, является результатом дальнейшего развития процесса окварцевания. В них фиксируется тонкочешуйчатый серицит, который чаще всего приурочен к эндоконтактовым частям жил.

В зоне распространения алевропесчаников, алевролитов жилы имеют серицит-кварцевый и кварцевый состав и сложены голубовато-серым ожеженным и кавернозным кварцем.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Сульфиды — наиболее распространенная группа рудных минералов. В сланцах и алевросланцах Интуратовского разреза по плоскостям рассланцевания фиксируются крупные (до 3 см в диаметре) изометричные и ксеноморфные выделения частично выщелоченного осадочно-диагенетического *пирита*. Кроме того, сульфидная минерализация представлена единичными субидiomорфными кристаллами слабоизмененного и «свежего» пирита-II

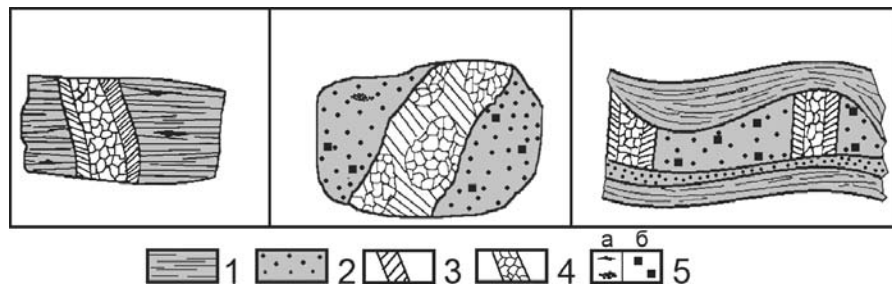


Рис. 3. Формы и строение кварц-карбонатных прожилков. По [Ковалев и др., 1999]

1 — углеродсодержащие сланцы; 2 — алевролиты и алевропесчаники; 3 — кварцевые зоны; 4 — карбонатные зоны; 5 — сульфидные шилы и обособления (а) и отдельные кристаллы сульфидов (б).

с размерами отдельных индивидов до 5 мм (рис. 4, д), а также агрегатами его еще более мелких кристаллов, которые сгруппированы в обособления изометричной и неправильной формы с максимальными размерами до 5–6 мм. Ранее нами в составе этих пиритов установлены такие микропримесные компоненты, как *Bi*, *Co*, *V* и *Te* [Ковалев и др., 2013а]. Пирит, изученный в этой работе, содержит примесь кобальта (табл. 1).

Пирротин встречается в породах как Суранского, так и Интуратовского разрезов (см. рис. 4, д, е) в виде мелких единичных выделений округло-вы-

тянутой и изометричной формы. Характерной его особенностью является присутствие в химическом составе примесей никеля и кобальта (табл. 1) приблизительно в равных количествах.

Арсенопирит встречается в одном случае в алевропесчаниках Интуратовского разреза. Он представлен относительно крупным выделением слабоограненной формы (см. рис. 4, г), разбитым многочисленными трещинами. В его химическом составе установлена примесь кобальта (табл. 2).

Минералы титана представлены *ильменитом*, *рутилом* и *титанитом* (см. рис. 4, а), встречающи-

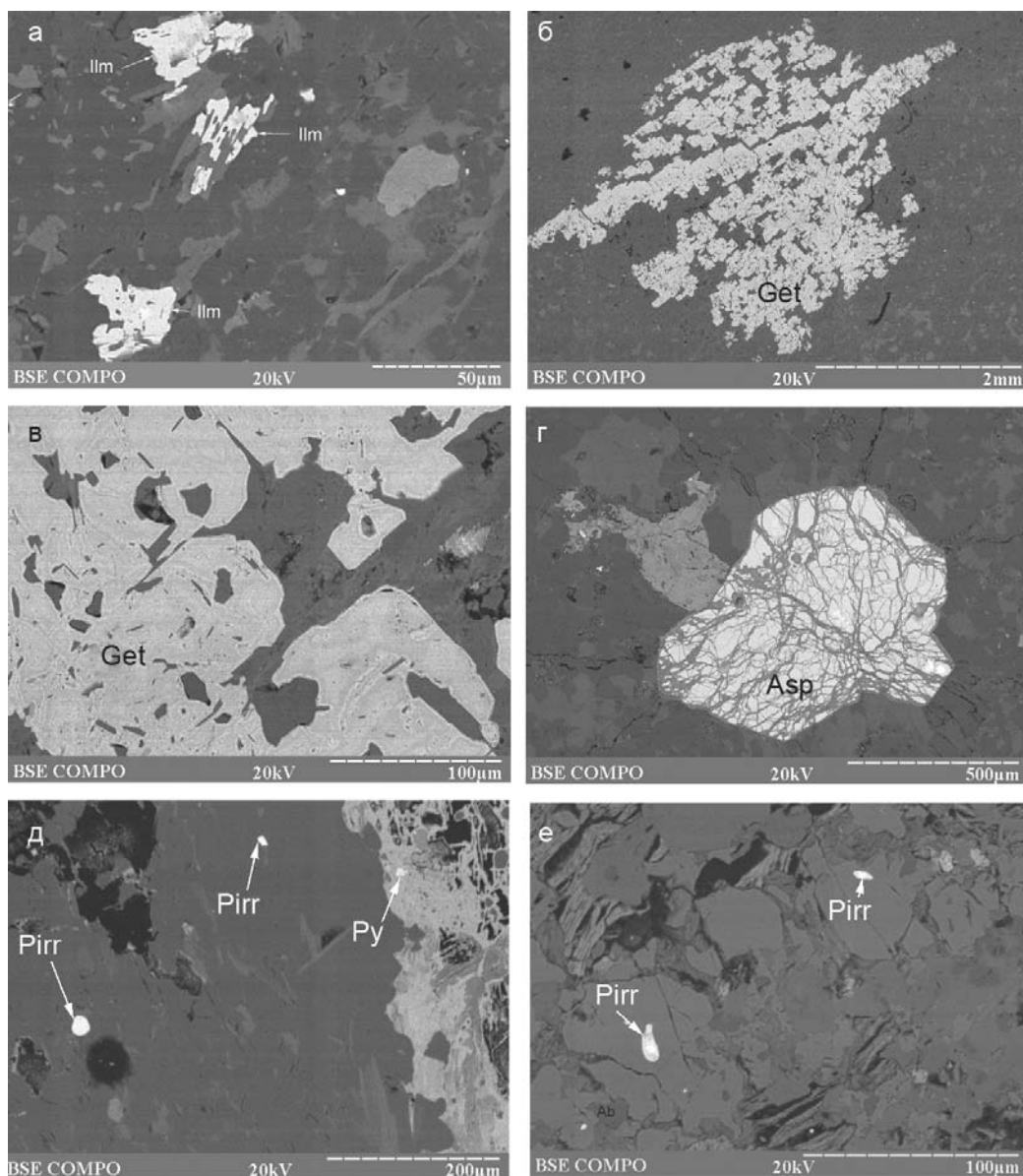


Рис. 4. Микрофотографии рудных минералов из пород Суранского и Интуратовского разрезов

а — ильменит, Суранский разрез, экзоконтактовая порода (обр. С33/16); б, в — гетит, Интуратовский разрез, сланец (обр. С26/16); г — арсенопирит, Интуратовский разрез, алевропесчаник (обр. С23/16); д — пирит, пирротин, Интуратовский разрез, сланец (обр. С27/16); е — пирротин, Суранский разрез, экзоконтактовая порода (обр. С17/16).

Таблица 1

Химические составы пирротина и пирита из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

№ п/п	№ обр.	S	Fe	Co	Ni	Σ
1	C17/16	39,34	59,84	0,29	0,30	99,77
2	C17/16	38,94	59,94	0,28	0,23	99,38
3	C27/16	39,36	60,40			99,76
4	C27/16	52,61	41,81	5,05		99,48
Формулы: 1. $(\text{Fe}_{0,930}, \text{Co}_{0,004}, \text{Ni}_{0,004/0,94}) \text{S}_{1,06}$; 2. $(\text{Fe}_{0,935}, \text{Co}_{0,004}, \text{Ni}_{0,003/0,94}) \text{S}_{1,06}$; 3. $\text{Fe}_{0,94} \text{S}_{1,06}$; 4. $(\text{Fe}_{0,91}, \text{Co}_{0,10})_{1,01} \text{S}_{1,99}$.						

Примечания: 1–2 — пирротин, экзоконтактовая порода Суранский разрез; 3 — пирротин, сланец, Интуратовский разрез; 4 — пирит, сланец, Интуратовский разрез.

Таблица 2

Химические составы арсенопирита из алевропесчаников Интуратовского разреза (мас. %)

№ п/п	№ обр.	S	Fe	Co	As	Σ
1	C23/16	19,09	33,78	0,88	46,12	99,86
2		18,75	32,52	1,68	46,71	99,66
3		18,72	33,38	0,93	46,54	99,58
Формулы: 1. (Fe _{0,99} , Co _{0,02}) _{1,01} As _{1,01} S _{0,98} ; 2. (Fe _{0,96} , Co _{0,05}) _{1,01} As _{1,03} S _{0,96} ; 3. (Fe _{0,99} , Co _{0,03}) _{1,02} As _{1,02} S _{0,96} .						

мися в породах как Суранского, так и Интуратовского разрезов. *Ильменит* представлен слабоограниченными кристаллами и их сростками, присутствующими в экзоконтактовых породах Суранского разреза. К характерным особенностям его химического состава относится примесь марганца (табл. 3), что может свидетельствовать о его принадлежности к изоморфному ряду ильменит — пирофанит. *Рутил*

присутствует как в экзоконтактовых породах Суранского разреза, так и в сланцах Интуратовского разреза. Все обнаруженные минералы относятся к железосодержащим разновидностям с примесями алюминия и ниобия (см. табл. 3). *Титанит* установлен в экзоконтактовых породах Суранского разреза, что свидетельствует о его контактово-метасоматическом генезисе. К характерным особенностям

Таблица 3

Химические составы минералов титана из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

№ п/п	№ обр.	TiO ₂	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	SiO ₂	Nb ₂ O ₅	Σ
1	C33/16	50,61	2,20	46,88					99,69
2		50,93	1,85	47,13					99,90
3		50,98	2,47	46,38					99,82
4		45,56	2,67	51,48					99,71
5		52,71	2,10	44,53					99,35
6		99,01		0,90					99,91
7	C26/16	97,68		1,15	0,49				99,33
8		98,72		0,27				0,70	99,69
9	C17/16	35,92		0,57	4,36	28,47	30,28		99,60
10		35,48		1,38	4,69	27,39	30,73		99,67
Формулы: 1. (Fe _{0,99} , Mn _{0,05}) _{1,04} Ti _{0,96} O _{3,00} ; 2. (Fe _{0,98} , Mn _{0,05}) _{1,03} Ti _{0,97} O _{3,00} ; 3. (Fe _{0,98} , Mn _{0,05}) _{1,03} Ti _{0,97} O _{3,00} ; 4. (Fe _{0,96} , Mn _{0,06}) _{1,02} Ti _{0,98} O _{3,00} ; 5. (Fe _{0,95} , Mn _{0,04}) _{0,99} Ti _{1,01} O _{3,00} ; 6. (Ti _{0,99} , Fe _{0,01}) _{1,00} O _{2,00} ; 7. (Ti _{0,99} , Fe _{0,01} , Al _{0,01}) ₁ O ₂ ; 8. (Ti _{0,993} , Nb _{0,004} , Fe _{0,003}) ₁ O ₂ ; 9. Ca _{0,98} (Ti _{0,87} , Fe _{0,01} , Al _{0,17}) _{1,05} Si _{0,97} O _{5,00} ; 10. Ca _{0,94} (Ti _{0,86} , Fe _{0,03} , Al _{0,18}) _{1,07} Si _{0,99} O _{5,00} .									

Примечания: 1–5 — ильменит, экзоконтактовая порода, Суранский разрез; 6 — рутил, экзоконтактовая порода, Суранский разрез; 7, 8 — рутил, Интуратовский разрез, сланец; 9, 10 — титанит, Суранский разрез, экзоконтактовая порода.

его химического состава относится постоянная примесь железа и алюминия (см. табл. 3).

Гидроокислы железа представлены *гетитом*, образующим ажурно-зернистые выделения либо относительно крупные скопления кристаллов (см. рис. 4, б, в), которые встречаются в породах и Су-

ранского и Интуратовского разрезов. Присутствие в минерале в качестве примесей таких элементов, как никель, мышьяк и кобальт (табл. 4), позволяет предполагать, что этот минерал является продуктом изменения сульфидов, а возможно и более редких минералов.

Таблица 4

Химические составы гетита из пород Интуратовского разреза мас. %)

№ п/п	№ обр.	Al ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	CaO	FeO	NiO	As ₂ O ₅	CoO	Σ
1	C22/16	0,57		3,64	0,70	65,72	0,49			71,13
2	C22/16			5,18	0,44	69,51				75,13
3	C23/16	2,19	0,57	5,81	0,84	68,07	0,21			
4	C23/16			2,69	1,41	64,19		7,47		75,76
5	C27/16	0,72	0,43	6,05	0,74	65,87			2,18	75,99
6	C26/16		0,52	2,89		78,05				81,46

Формулы: 1. (Fe_{0,91}, Si_{0,06}, Al_{0,01}, Ca_{0,01}, Ni_{0,01})₁ O₁ (ОН); 2. (Fe_{0,91}, Si_{0,08}, Ca_{0,01})₁ O₁ (ОН); 3. (Fe_{0,85}, Si_{0,09}, Al_{0,03}, Ca_{0,01}, Mg_{0,01}, Ni_{0,01})₁ O₁ (ОН); 4. (Fe_{0,87}, Si_{0,04}, As_{0,06}, Ca_{0,03})₁ O₁ (ОН); 5. (Fe_{0,85}, Si_{0,09}, Al_{0,01}, Ca_{0,01}, Mg_{0,01}, Co_{0,03})₁ O₁ (ОН); 6. (Fe_{0,95}, Si_{0,04}, Mg_{0,01})₁ O₁ (ОН).

Примечания: 1–4 — алевропесчаники, Интуратовский разрез; 5, 6 — сланцы, Интуратовский разрез.

РЕДКОМЕТАЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Редкометально-редкоземельная минерализация обнаружена в породах как Суранского (обр. C33/16), так и Интуратовского разрезов (обр. C22/16, C23/16, C26/16, C27/16). Представлена она монацитом, ксенотимом, кальциоанкилитом, алланитом (ортитом), иттрийсодержащим эпидотом и цирконом.

Монацит — самый распространенный минерал среди обнаруженных. Как видно из микрофотографий (рис. 5), хорошо ограненные кристаллы отсутствуют. Минерал встречается в виде ксеноморфных выделений, часто образующих скопления неправильной формы (см. рис. 5, в, з). Кроме того, в двух случаях (см. рис. 5, а, б) он представлен удлиненно-шестоватыми выделениями, что, вероятнее всего, является результатом воздействия давления и свидетельствует о его формировании на додинамической стадии. Здесь же наблюдаются парагенетические сростания монацита и ксенотима (см. рис. 5, г, д).

По химическому составу все монациты относятся к цериевым разновидностям ($Se_{\text{сред}} \geq \Sigma PЗЭ_{\text{сред}}$) (табл. 5). В составе отдельных выделений присутствуют железо, уран и гадолиний. Специфика монацитов из пород Суранского и Интуратовского разрезов выявляется на диаграмме Th — Ca (рис. 6, а), из которой видно, что для них характерно два направления изменения содержаний тория и кальция, первое из которых подобно шатакскому и «аллювиальному» трендам (прямая зависимость между Ca и Th),

а второе резко отлично от них (увеличение содержания CaO при ThO₂ ~ constant). Вероятнее всего, данные тенденции свидетельствуют о наличии двух генераций монацитов, генезис которых обусловлен различными причинами.

Ксенотим часто встречается в виде парагенетических сростаний с монацитом (см. рис. 5, г, д), а также в виде самостоятельных ксеноморфных выделений (см. рис. 5, ж). С одной стороны, ксеноморфные сростания монацита и ксенотима свидетельствуют об отсутствии дифференциации РЗЭ в процессе минералообразования, с другой — наличие отдельных выделений этих минералов (см. рис. 5, а, е, ж) позволяет предполагать разделение цериевой и иттриевой групп элементов. Возможно, здесь присутствуют две генерации минералов, генезис которых обусловлен различными причинами. По химизму (табл. 6) ксенотимы Суранского и Интуратовского разрезов отличаются от минералов, обнаруженных в аллювии рек западного склона Южного Урала значительно большим количеством иттербия при сопоставимых вариациях содержаний иттрия (см. рис. 6, б).

Кальциоанкилит впервые обнаружен в терригенных породах России. Минерал присутствует в экзоконтактовых зонах даек габбро-долеритов Суранского разреза в ассоциации с монацитом, мусковитом, хлоритом, альбитом и титанитом (см. рис. 5, б). Он представлен сростаниями слабоограниченных удлиненных призм либо ксеноморфными выделениями. По химизму минерал относится к практически чистому кальциоанкиту (0,98—

0,99 ф.е. Са), к его цериевой разновидности ($(La+Pr)/(Ce+Nd)=0,36$ (табл. 7).

Алланит (ортит) встречается в виде сростков таблитчатых кристаллов (см. рис. 5, е), либо образует кристаллическизернистые агрегаты размерами до 200 мкм (см. рис. 5, и), часто в ассоциации с эпидотом. По химическому составу алланит относится

к цериевой разновидности (табл. 8). К специфическим особенностям обнаруженного минерала относится присутствие разновидностей с примесями MnO , Y_2O_3 и Sm_2O_3 .

Эпидот встречается в виде призматических кристаллов, их срастаний и ксеноморфных выделений в ассоциации с алланитом, образуя шпиро-

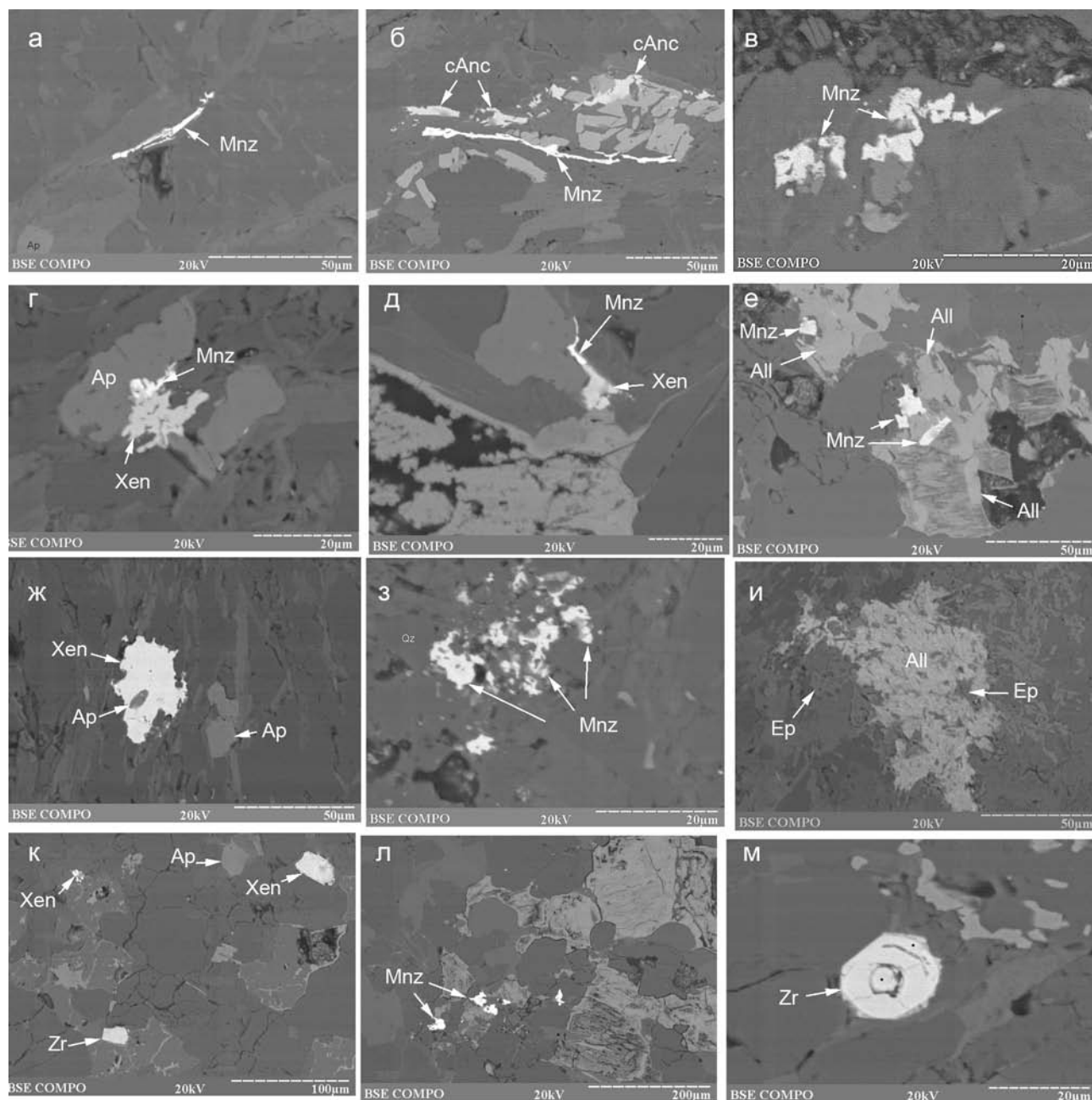


Рис. 5. Микрофотографии редкометально-редкоземельных минералов из пород Суранского и Интуратовского разрезов

а — монацит (обр. С33/16); б — монацит, кальциоанкилит (обр. С33/16); в — монацит (обр. С33/16); г — монацит, ксенотим (обр. С26/16); д — монацит, ксенотим (обр. С22/16); е — монацит, алланит (ортит) (обр. С22/16); ж — ксенотим, апатит (обр. С27/16); з — монацит (обр. С27/16); и — алланит (ортит), эпидот (обр. С27/16); к — ксенотим, циркон (обр. С22/16); л — монацит (обр. С23/16); м — циркон (обр. С26/16). Mnz — монацит; cAnc — кальциоанкилит; Xen — ксенотим; All — алланит (ортит); Ep — эпидот; Zr — циркон; Ap — апатит.

Таблица 5

Химические составы монацита из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

	FeO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	ThO ₂	Σ
1	0,81	0,43	0,26	31,31	12,21	32,73	4,38	14,69	3,20		99,59
2	1,03		0,06	29,82	13,00	32,14	4,99	15,29	2,65		99,43
3		1,24	0,64	30,38	13,84	33,29	4,23	13,09	3,13		99,84
4		0,63	1,05	29,56	9,58	33,31	5,65	14,78	2,65	2,50	99,70
5		0,22	0,79	29,30	11,00	35,14	5,53	14,63	2,21	1,01	99,84
6			0,16	29,49	10,80	32,73	5,33	17,19	3,79	0,37	99,85
7	1,16	0,27	0,08	30,32	12,38	34,25	5,41	14,31	1,60		99,79
8	0,91		0,56	29,56	13,08	34,65	5,53	12,30	2,06	0,94	99,61
9	1,24		0,18	29,98	13,50	33,14	5,24	14,17	2,19		99,63
10			2,53	30,23	11,12	30,79	5,41	10,19	1,45	8,29	100,0
11		1,43	0,08	30,65	13,12	33,11	4,64	12,66	2,37	0,61	99,16
12			1,50	31,35	13,75	31,25	4,45	12,80	2,49	0,73	99,70
13		1,19	2,69	31,30	12,99	33,90	4,62	11,14	1,23	0,78	99,84

Формулы: 1. (Ce_{0,46}, La_{0,18}, Nd_{0,20}, Er_{0,06}, Ca_{0,01}, Sm_{0,04}, Fe_{0,03})_{1,98} P_{1,02} O₄; 2. (Ce_{0,46}, La_{0,19}, Nd_{0,21}, Pr_{0,07}, Sm_{0,04}, Fe_{0,03})₁ (P_{0,98}, Si_{0,02})₁ O₄; 3. (Ce_{0,47}, La_{0,20}, Nd_{0,18}, Pr_{0,06}, Sm_{0,04}, Ca_{0,03})_{0,98} (P_{0,98}, Si_{0,04})_{1,02} O₄; 4. (Ce_{0,44}, La_{0,19}, Nd_{0,18}, Pr_{0,06}, Sm_{0,03}, Ca_{0,06}, Gd_{0,02}, Th_{0,01})_{0,99} P_{1,01} O₄; 5. (Ce_{0,47}, La_{0,14}, Nd_{0,21}, Pr_{0,08}, Sm_{0,04}, Ca_{0,04}, Th_{0,02})₁ (P_{0,98}, Si_{0,02})₁ O₄; 6. (Ce_{0,50}, La_{0,16}, Nd_{0,21}, Pr_{0,08}, Sm_{0,03}, Ca_{0,03}, Th_{0,01})_{1,02} (P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98} O₄; 7. (Ce_{0,47}, La_{0,16}, Nd_{0,24}, Pr_{0,08}, Sm_{0,05}, Ca_{0,01})_{1,01} P_{0,99} O₄; 8. (Ce_{0,48}, La_{0,18}, Nd_{0,20}, Pr_{0,08}, Sm_{0,02}, Fe_{0,04})₁ (P_{0,99}, Si_{0,01})₁ O₄; 9. (Ce_{0,49}, La_{0,19}, Nd_{0,17}, Pr_{0,08}, Sm_{0,03}, Fe_{0,03}, Ca_{0,02}, Th_{0,01})_{1,02} P_{0,98} O_{4,00}; 10. (Ce_{0,48}, La_{0,19}, Nd_{0,20}, Pr_{0,07}, Sm_{0,03}, Fe_{0,04}, Ca_{0,01})_{1,01} P_{0,99} O_{4,00}; 11. (Ce_{0,44}, La_{0,16}, Nd_{0,14}, Pr_{0,08}, Sm_{0,02}, Ca_{0,10}, Th_{0,07})_{1,01} P_{0,99} O_{4,00}; 12. (Ce_{0,46}, La_{0,18}, Nd_{0,15}, Pr_{0,06}, Sm_{0,02}, Ca_{0,11}, Th_{0,01})_{0,99} P_{1,01} O₄; 13. (Ce_{0,47}, La_{0,19}, Nd_{0,17}, Pr_{0,07}, Sm_{0,03}, Th_{0,01})_{0,94} (P_{1,00}, Si_{0,06})_{1,06} O_{4,00}.

Примечания: 1–3 — обр. С33/16; 4–6 — обр. С22/16; 7–10 — обр. С23/16; 11–12 — обр. С26/16; 13 — обр. С27/16. В № 11 установлено 0,49 мас. % UO₂; в № 12 установлено 1,39 мас. % Gd₂O₃.

образные скопления размером 300–400 мкм (см. рис. 5, и). Он, как и охарактеризованный выше алланит, установлен в алевропесчаниках Интуратовского разреза. Наличие в его химическом составе иттрия (табл. 9) позволяет говорить о том, что минерал входит в состав изоморфного ряда эпидот — алланит, что, в свою очередь, свидетельствует о значительном количестве редкоземельных элементов в породах разрезов.

Циркон присутствует в породах в виде слабоокатанных ограненных кристаллов (см. рис. 5, к, м). Все обнаруженные зерна относятся к гафний-содержащим разновидностям (табл. 10). В зональных кристаллах минерала (см. рис. 5, м) наблюдается отчетливо выраженное обогащение краевых частей гафнием (0,82% — центр, 1,49% — край) и железом (0,37% — центр, 1,24% — край). Кроме того, в отдельных кристаллах в качестве примеси установлен иттрий (см. табл. 10).

Рис. 6. Диаграммы CaO–ThO₂ и Yb₂O₃–Y₂O₃ для монацита (а) и ксенотима (б)

Условные обозначения: 1 — минералы Суранского и Интуратовского разрезов; 2 — минералы Шатакского комплекса; 3 — минералы, обнаруженные в аллювии западного склона южного Урала. 2, 3 — по [Ковалев и др., 2013а] прерывистой линией объединены анализы по 1 зерну.

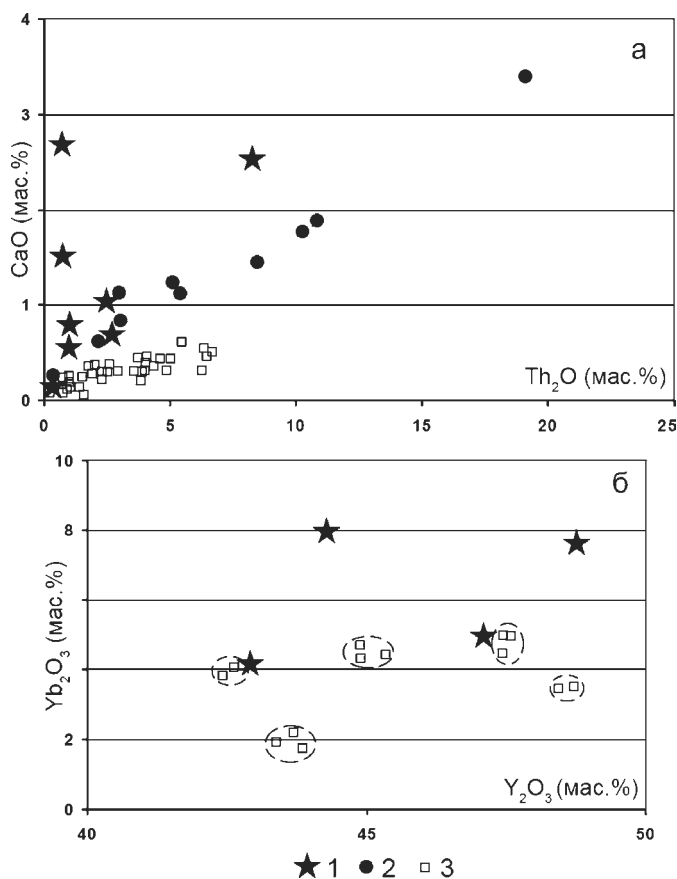


Таблица 6

Химические составы ксенотима из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

	SiO ₂	FeO	P ₂ O ₅	Gd ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Σ
1		1,41	40,40	1,11	42,89	4,31	5,15	4,18			99,45
2	0,82		33,29	0,32	48,77	2,50	5,40	7,65		0,26	99,01
3			36,58	0,75	47,10	4,01	5,29	4,98	0,55		99,26
4		0,32	37,07	0,32	44,30	2,22	6,97	7,95			99,15

Формулы: 1. (Y_{0,82}, Yb_{0,05}, Er_{0,06}, Dy_{0,04}, Gd_{0,01})_{0,98} P_{1,02} O₄; 2. (Y_{0,73}, Yb_{0,04}, Er_{0,05}, Dy_{0,04}, Gd_{0,01}, Fe_{0,04})_{0,91} P_{1,09} O₄; 3. (Y_{0,86}, Yb_{0,08}, Er_{0,06}, Dy_{0,03})_{1,03} (P_{0,94}, Si_{0,03})_{0,97} O₄; 4. (Y_{0,78}, Yb_{0,08}, Er_{0,07}, Dy_{0,03}, Fe_{0,01})_{0,97} P_{1,03} O_{4,00}.

Примечания: 1, 2 — обр. C22/16; 3 — обр. C26/16; 4 — обр. C27/16.

Таблица 7

Химические составы кальциоанкилита из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

№ п/п	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	SrO	Y ₂ O ₃	Σ
1	16,24	9,19	22,65	2,78	10,48	0,77	0,61	1,22	63,94
2	15,98	8,46	21,92	3,08	10,43	0,69	0,58	1,69	62,82
3	15,91	8,30	22,04	3,64	11,00	0,69	0,54	1,43	63,57

Формулы: 1. (Ca_{0,99}, Sr_{0,02})_{1,01} (Ce_{0,47}, La_{0,19}, Pr_{0,06}, Sm_{0,02}, Nd_{0,21}, Y_{0,04})_{0,99} (CO₃)₂ (OH)×H₂O; 2. (Ca_{0,99}, Sr_{0,02})_{1,01} (Ce_{0,46}, La_{0,18}, Pr_{0,07}, Sm_{0,01}, Nd_{0,22}, Y_{0,05})_{0,99} (CO₃)₂ (OH)×H₂O; 3. (Ca_{0,98}, Sr_{0,02})₁ (Ce_{0,46}, La_{0,18}, Pr_{0,08}, Sm_{0,01}, Nd_{0,23}, Y_{0,04})₁ (CO₃)₂ (OH)×H₂O.

Примечание: 1–3 — обр. C33/16.

Таблица 8

Химические составы алланита (ортита) из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	FeO	MnO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Σ
1	33,95	0,18	19,50	10,82	10,04		4,12	12,21	2,58	5,17			98,57
2	33,19	0,17	18,99	10,74	11,02		4,59	11,51	2,25	4,88			97,33
3	33,61	0,51	18,98	10,47	11,26		4,55	11,89	1,80	5,31			98,37
4	33,42	0,27	18,89	10,05	11,04		4,74	11,47	2,26	5,00			97,12
5	34,17	0,25	19,00	11,10	10,82		4,99	11,47	1,85	4,32			97,97
6	35,83	0,65	21,15	13,00	8,51	0,03	3,70	9,12	0,95	3,31	0,24	1,00	97,51
7	34,85	0,40	21,60	12,54	8,68	0,10	4,17	9,69	1,10	3,73	0,33	1,03	98,23
8	36,37	0,46	23,36	15,09	7,66	0,03	3,05	7,07	1,37	2,97		1,39	98,82
9	36,02	0,41	21,55	12,67	9,02		4,04	9,51	2,14	3,43			98,80

Формулы: 1. (Ca_{1,08}, Ce_{0,42}, La_{0,14}, Nd_{0,17}, Pr_{0,09})_{1,90} (Al_{1,30}, Fe_{0,78}, Mg_{0,02})_{2,10} (Si_{3,16}, Al_{0,84})₄ O₁₂ OH; 2. (Ca_{1,08}, Ce_{0,40}, La_{0,16}, Nd_{0,16}, Pr_{0,08})_{1,88} (Al_{1,23}, Fe_{0,87}, Mg_{0,02})_{2,12} (Si_{3,12}, Al_{0,88})₄ O₁₂ OH; 3. (Ca_{1,04}, Ce_{0,41}, La_{0,16}, Nd_{0,18}, Pr_{0,06})_{1,85} (Al_{1,20}, Fe_{0,88}, Mg_{0,07})_{2,15} (Si_{3,13}, Al_{0,87})₄ O₁₂ OH; 4. (Ca_{1,02}, Ce_{0,40}, La_{0,17}, Nd_{0,17}, Pr_{0,08})_{1,84} (Al_{1,25}, Fe_{0,87}, Mg_{0,04})_{2,16} (Si_{3,16}, Al_{0,84})₄ O₁₂ OH; 5. (Ca_{1,11}, Ce_{0,39}, La_{0,17}, Nd_{0,14}, Pr_{0,06})_{1,87} (Al_{1,25}, Fe_{0,84}, Mg_{0,04})_{2,13} (Si_{3,17}, Al_{0,83})₄ O₁₂ OH; 6. (Ca_{1,24}, Ce_{0,30}, La_{0,12}, Nd_{0,11}, Pr_{0,03}, Y_{0,05}, Sm_{0,01})_{1,86} (Al_{1,41}, Fe_{0,64}, Mg_{0,09})_{2,14} (Si_{3,20}, Al_{0,80})₄ O₁₂ OH; 7. (Ca_{1,21}, Ce_{0,32}, La_{0,14}, Nd_{0,12}, Pr_{0,04}, Y_{0,05}, Sm_{0,01})_{1,89} (Al_{1,40}, Fe_{0,65}, Mg_{0,05}, Mn_{0,01})_{2,11} (Si_{3,13}, Al_{0,87})₄ O₁₂ OH; 8. (Ca_{1,39}, Ce_{0,22}, La_{0,10}, Nd_{0,09}, Pr_{0,04}, Y_{0,06})_{1,90} (Al_{1,49}, Fe_{0,55}, Mg_{0,06})_{2,10} (Si_{3,12}, Al_{0,88})₄ O₁₂ OH; 9. (Ca_{1,20}, Ce_{0,31}, La_{0,13}, Nd_{0,11}, Pr_{0,07})_{1,82} (Al_{1,46}, Fe_{0,67}, Mg_{0,05})_{2,18} (Si_{3,20}, Al_{0,80})₄ O₁₂ OH.

Примечания: 1–3 — обр. C22/16; 4, 5 — обр. C23/16; 6–9 — обр. C27/16.

Таблица 9

Химические составы эпидота из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	Y ₂ O ₃	Σ
1	0,42	26,82	39,83	23,25	6,77	0,76	97,85
2	0,52	27,28	40,34	22,94	6,57	0,81	98,47

Формулы: 1. (Ca_{1,93}, Y_{0,03})_{1,96} (Al_{2,46}, Fe_{0,44}, Mg_{0,05})_{2,95} Si_{3,09} O₁₂ OH; 2. (Ca_{1,90}, Y_{0,03})_{1,93} (Al_{2,48}, Fe_{0,42}, Mg_{0,06})_{2,96} Si_{3,11} O₁₂ OH.

Примечание: 1, 2 — обр. C27/16.

Таблица 10

Химические составы циркона из пород Суранского и Интуратовского разрезов (мас. %)

№ п/п	SiO ₂	ZrO ₂	FeO	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Σ
1	32,62	64,45	0,51	0,54	1,22	99,33
2	32,71	65,08	0,24	0,54	1,35	99,92
3	33,16	65,47			1,01	99,65
4	33,12	64,73			1,61	99,46
5	32,57	65,14	0,37	0,20	0,82	99,10
6	32,80	64,12	1,24		1,49	99,65
7	32,40	65,49	0,53		1,16	99,58
8	32,58	64,87	0,60		1,27	99,32
9	32,94	66,07			0,92	99,93

Формулы: 1. (Zr_{0,98}, Hf_{0,01}, Fe_{0,01})₁ Si₁ O₄; 2. (Zr_{0,96}, Hf_{0,01}, Fe_{0,03})₁ Si₁ O₄; 3. (Zr_{0,98}, Hf_{0,01})_{0,99} Si_{1,01} O_{4,00}; 4. (Zr_{0,97}, Hf_{0,01}, Fe_{0,02})₁ Si₁ O₄; 5. (Zr_{0,97}, Hf_{0,01}, Y_{0,01}, Fe_{0,01})₁ Si₁ O₄; 6. (Zr_{0,97}, Hf_{0,01}, Y_{0,01}, Fe_{0,01})₁ Si₁ O₄; 7. (Zr_{0,98}, Hf_{0,01})_{0,99} Si_{1,01} O_{4,00}; 8. (Zr_{0,97}, Hf_{0,01})_{0,98} Si_{1,02} O_{4,00}; 9. (Zr_{0,98}, Hf_{0,01})_{0,99} Si_{1,01} O_{4,00}.

Примечания: 1, 2 — обр. С22/16; 3, 4 — обр. С23/16; 5–8 — обр. С26/16; 9 — обр. С27/16.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Для пород Суранского и Интуратовского разрезов характерна своеобразная геохимическая специализация (рис. 7, табл. 11). По сравнению со средними содержаниями в сланцах суранской свиты [Маслов и др., 2008] они обогащены «рудогенными» (Ti в 2 раза, Cr в 1,3 раза, Mn в 8–9 раз, Co 2–2,5 раза, Ni 1,5 раз, Cu в 0,5 раз и Zn более чем в 2 раза) элементами и всей группой РЗЭ, за исключением Tm и Lu. Также в них наблюдаются повышенные содержания Rb (2 раза), Sr (до 3,5 раз), Y (в 2–2,5 раза), Zr (2–2,5 раза) и Nb (в 0,5 раза). При этом необходимо подчеркнуть, что содержания типоморфных для черносланцевых отложений V и Mo в отложениях Суранского и Интуратовского разрезов несколько понижены, по сравнению со средними концентрациями этих элементов в породах

суранской свиты (V — 84,2–63,8–86,3 ppm; Mo — 1,0–1,42–3,6 ppm, соответственно).

Отмеченные выше закономерности (обогащенность редкоземельными элементами) четко выявляются на графиках нормализованных содержаний РЗЭ и поликомпонентной диаграмме (рис. 8). Значительный разброс точек, характерный для крупноионных литофильных элементов — Rb и Cs, а также стронция, вероятнее всего, свидетельствует об их значительной подвижности при метаморфизме пород.

Определенный интерес представляет сравнительный анализ содержаний и распределения благородных металлов в породах суранской свиты, отобранных из стратотипического разреза и отложений Интуратовского и Суранского разрезов (табл. 12). Как видно из приведенных диаграмм (рис. 9), для низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев Интуратовского разреза характерна

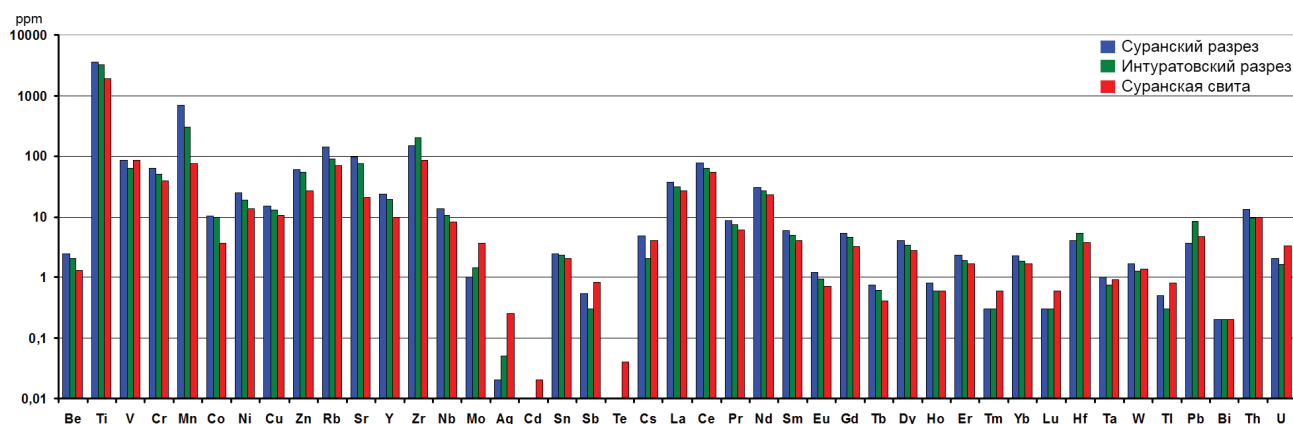


Рис. 7. Гистограммы содержаний элементов в породах Суранского и Интуратовского разрезов и отложениях суранской свиты

Таблица 11

Содержания элементов в породах Суранского и Интуратовского разрезов (ppm)

элемент	C1/16	C2/16	C4/16	C10/16	C13/16	C15/16	C16/16	C17/16	C21/16	C22/16	C23/16	C24/16	C25/16	C26/16	C27/16	C29/16
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ti	3173,6	3952,1	2335,3	3473,1	4191,6	4730,5	3173,6	4670,7	4071,9	1736,5	1556,9	3173,6	4670,7	3532,9	4670,7	22156
V	66,6	83,6	49,4	78,1	103	98	63	127	112	25,9	26,4	56,2	110	64,4	99,6	50,4
Cr	54,8	66,8	45,2	72,4	73,3	80,2	52,5	82,3	71,8	30,4	26	48,3	73,9	54,2	69,1	40,6
Mn	930,2	589,1	1317,8	612,4	263,6	263,6	1627,9	480,6	403,1	317,8	232,6	325,6	604,7	170,5	131,8	635,7
Co	13,3	4,49	12,3	9,53	11,9	10,1	11,7	11,2	13	4,44	6,41	15,6	3,2	15,1	13,4	4,24
Ni	30,7	20,8	33,9	31,2	28,8	22,1	24,2	23,8	31,3	13,1	11,1	22,9	8,29	27,7	29,8	9,55
Cu	11,3	7,52	11,4	10,3	13,7	60,8	10,9	8,8	6,25	12,4	17,5	14,4	3,1	15,9	14	13,4
Zn	56,7	52,2	78	73,4	53,2	36,1	70,2	88,1	58,4	19,3	24,6	53,4	57	85,4	89,2	28,9
Rb	132	208	4,5	69,2	205	179	132	221	239	42,5	48,1	73,4	177	70,8	138	37,5
Sr	27,3	29,7	278	54,1	31,9	61,4	89,3	41,3	58,6	78,5	71,9	57,1	148	48,7	50,7	333
Y	25,2	22,5	24,7	23,1	23,1	24,9	27,4	23,8	25,5	17,6	16,7	16	15,5	19,9	30,3	19,9
Zr	180	184	115	153	128	201	164	144	127	250	226	192	140	184	224	90,8
Nb	13,7	16,2	9,98	13,4	14,8	17,8	11,5	16,2	14,7	5,57	4,96	10,1	14,3	11,7	16	7,25
Mo	1,29	0,95	0,72	0,96	0,85	0,69	0,99	0,82	0,89	1,3	0,92	0,77	0,88	2,86	1,79	1,7
Ag	<0,01	0,017	<0,01	0,016	0,011	0,069	0,015	0,015	0,024	0,054	0,07	0,043	0,016	0,051	0,044	<0,01
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,17
Sn	2,51	2,98	2,17	2,2	2,9	3,56	2,04	3,09	2,6	1,56	1,55	2,41	2,87	3,15	2,24	1,72
Sb	0,86	0,49	1,39	0,3	0,34	0,35	0,5	0,38	0,24	0,15	0,12	0,34	0,35	0,28	0,55	0,47
Te	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cs	3,99	9,55	0,12	2,16	6,55	6,78	2,81	6,81	9,47	1,03	1,19	1,83	3,44	1,37	3,11	0,8
La	24,9	23,8	26,9	32,2	44,6	56,8	35,5	48,8	52	20,4	16,7	23,6	36,1	23,6	67,8	24,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ce	74,4	59,3	52,4	66,4	90,4	111	62,9	98,4	103	44,7	34,4	46	73,5	46,8	138	50,7
Pr	6,69	5,8	7,19	7,03	10	12,4	7,86	11,1	11,9	5,33	4,29	5,33	8,36	5,54	15,3	5,84
Nd	24,2	20,8	25,4	26,2	34,9	43	27,9	38,3	40,7	20	16,1	19,3	29,1	20,9	52,6	21,9
Sm	5,25	4,46	5,95	4,7	6,23	7,96	5,86	7,5	7,43	4,03	3,18	3,69	5,5	4,22	9,45	4,19
Eu	1,07	0,79	1,31	1,03	1,04	1,57	1,29	1,28	1,62	0,67	0,6	0,7	1,21	0,86	1,66	1,02
Gd	5,17	4,03	5,29	4,9	5,68	6,74	5,35	6,08	6,76	4,13	3,25	3,6	4,36	3,74	8,59	4,14
Tb	0,75	0,57	0,81	0,71	0,78	0,86	0,9	0,79	0,9	0,58	0,41	0,51	0,65	0,56	1,01	0,55
Dy	4,49	3,57	4,49	4,08	4,03	4,19	4,63	4,08	4,4	2,96	2,62	2,92	3,07	3,31	5,27	2,96
Ho	0,84	0,81	0,88	0,75	0,8	0,87	0,94	0,82	0,9	0,58	0,57	0,53	0,5	0,61	1,07	0,68
Er	2,58	2,32	2,41	2,31	2,38	2,65	2,41	2,41	2,4	1,8	1,65	1,61	1,48	1,88	3,15	1,79
Tm	0,38	0,35	0,36	0,31	0,37	0,35	0,34	0,34	0,34	0,29	0,23	0,28	0,2	0,28	0,44	0,29
Yb	2,3	2,41	2,5	2,04	2,14	2,48	2,44	2,39	2,41	2,04	1,79	1,67	1,27	1,6	2,67	1,76
Lu	0,28	0,34	0,37	0,26	0,35	0,37	0,36	0,32	0,31	0,27	0,25	0,22	0,21	0,25	0,4	0,23
Hf	4,77	4,83	3,05	4,09	3,72	5,52	4,48	3,9	3,39	6,72	5,75	5,28	3,24	4,99	5,9	2,63
Ta	0,97	1,23	0,73	0,99	1,2	1,35	0,77	1,22	1,1	0,39	0,37	0,75	0,98	0,83	1,24	0,54
W	2,32	2,29	1,29	1,41	1,67	2,39	1,67	2,03	1,83	0,95	0,86	1,05	1,58	1,4	1,6	0,53
Tl	0,35	0,59	<0,1	0,21	0,63	0,45	0,28	0,66	0,69	0,16	0,17	0,27	0,61	0,23	0,42	<0,1
Pb	1,75	1,12	2,66	1,95	1,59	17,9	2,18	2,85	2,9	10,9	10,8	6,14	5,94	8,18	9,14	2,37
Bi	0,14	<0,1	<0,1	0,11	<0,1	0,31	<0,1	<0,1	<0,1	0,16	0,18	<0,1	<0,1	0,21	0,15	<0,1
Th	12,6	14,2	10,2	12,5	15,5	18,2	11,5	15,6	15,1	6,34	5,85	8,79	12,4	9,54	14,3	6,47
U	1,99	1,69	1,75	1,88	2,25	2,41	1,94	1,95	1,96	1,32	1,42	1,51	1,73	1,81	1,92	1,66

Примечания: № C1/16–C21/16 — породы Суранского разреза; № C22/16–C29/16 — породы Ингураговского разреза.

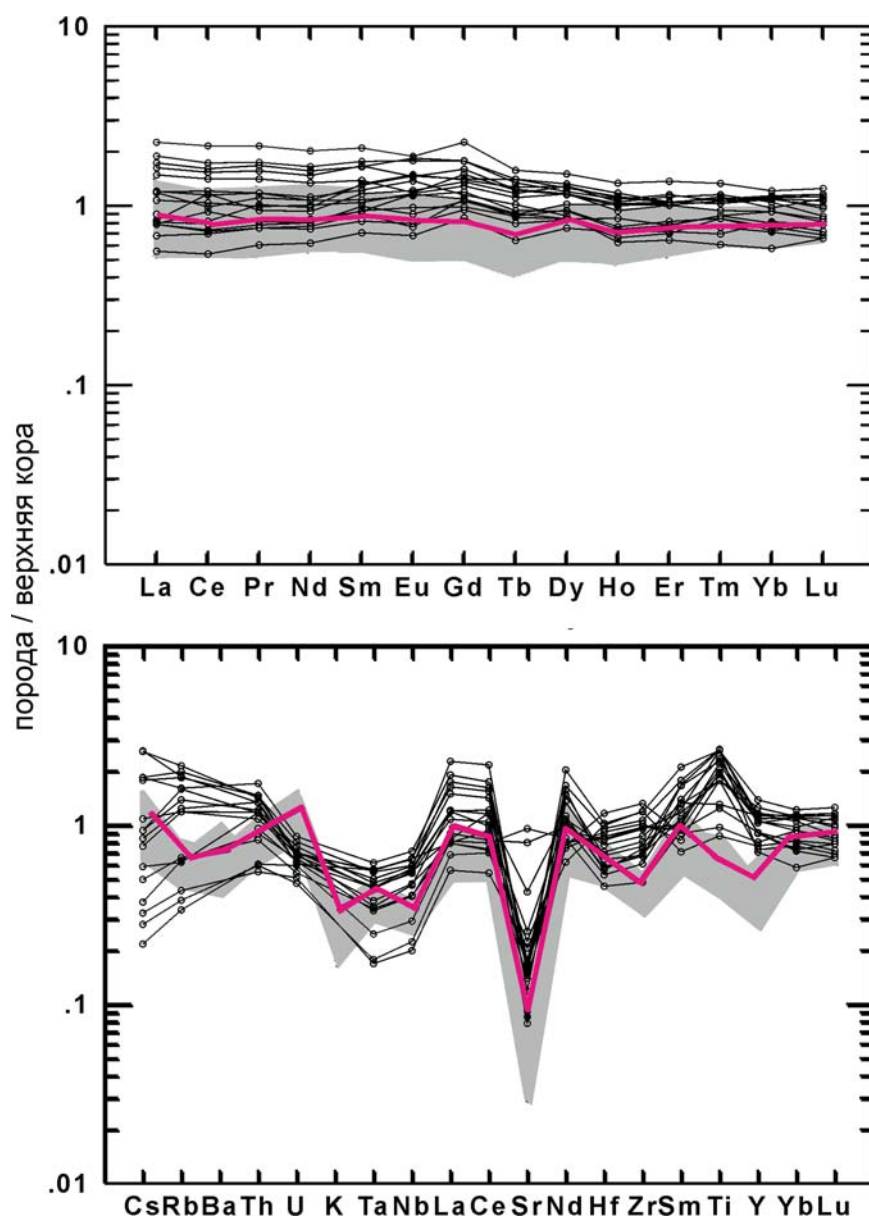


Рис. 8. Нормализованные содержания элементов в породах Суранского и Интуратовского разрезов и отложениях суранской свиты (серая заливка). Красная линия — средние содержания элементов в отложениях суранской свиты

родий-палладиевая специализация, в то время как для пород Суранского разреза и отложений суранской свиты — платино-палладиевая. При этом Pt/Pd и $\Sigma Pt/Pd$ подвержены значительным вариациям (Pt/Pd — 0,08–0,12; $\Sigma Pt/Pd$ — 0,34–23,8 для отложений суранской свиты; Pt/Pd — 0,13–1,2; $\Sigma Pt/Pd$ — 0,8–6,4 для Суранского разреза и Pt/Pd — 0,17–0,18; $\Sigma Pt/Pd$ — 1,12–10,22 для пород Интуратовского разреза). К специфическим особенностям геохимической специализации пород Интуратовского разреза по сравнению с континентальной корой относятся значительные концентрации Pd , Pt и Ir в кварцевых жилах, где их нормированные

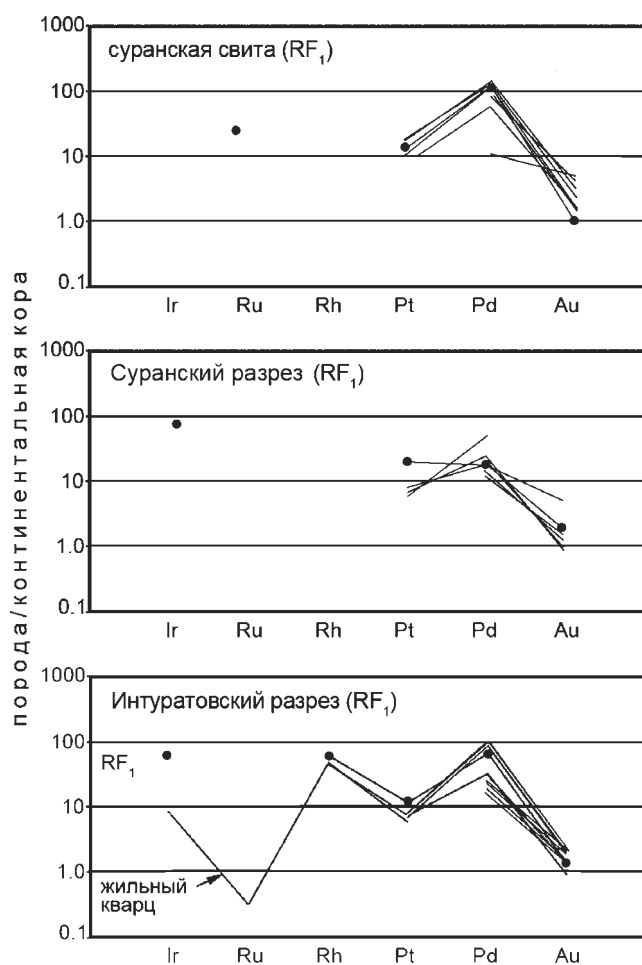
на континентальную кору содержания превышают аналогичные показатели для вмещающих пород по Pd почти в 6 раз, по Pt почти в 2,5 раза, а по Ir — более чем в 40 раз. При этом величины $Pt/Pd_{\text{среднее}}$ как в низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцах, так и в секущих их кварцевых жилах сопоставимы (соответственно 0,17 и 0,14). Наличие стабильно высоких содержаний иридия в единичных пробах Суранского и Интуратовского разрезов и смена платино-палладиевой специализации на палладий-платиновую свидетельствуют о значительной подвижности платиноидов в процессе метаморфогенного изменения пород разрезов.

Таблица 12

**Содержания благородных металлов в терригенных породах
суранской свиты, Интуратовского и Суранского разрезов (ppm)**

№п/п	№пробы	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
1	837-1	<0,002	0,0024	<0,002	0,0052	0,046	0,0038
2	837-2	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0041	0,012
3	837-3	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,055	0,0055
4	837-4	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,034	0,01
5	837-5	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,054	0,0034
6	837-6	<0,002	<0,002	<0,002	0,0041	0,048	0,0021
7	837-8	<0,002	<0,002	<0,002	0,0052	0,044	0,0034
8	837-9	<0,002	<0,002	<0,002	0,0069	0,06	0,0072
9	837-10	<0,002	<0,002	<0,002	0,0069	0,055	0,0055
10	837-12	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	0,024	0,0055
11	837-13	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,042	0,0042
12	09/11	<0,002	<0,002	0,0023	<0,002	<0,002	<0,002
13	09/13	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,011	0,0021
14	09/21	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0022	<0,002
15	09/22	0,0024	<0,002	0,0031	0,0042	0,023	0,0032
16	09/31	<0,002	<0,002	0,0024	0,0021	<0,002	0,004
17	09/32	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0046
18	09/12	0,0026	<0,002	<0,002	0,0069	0,048	<0,002
19	C1/16	<0,002	<0,002	<0,002	0,0025	0,0085	0,0021
20	C2/16	0,0034	<0,002	<0,002	0,007	0,0066	0,0045
21	C3/16	<0,002	<0,002	<0,002	0,003	0,0066	0,012
22	C4/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,016	<0,002
23	C5/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0022
24	C8/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0036
25	C9/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
26	C10/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0059	<0,002
27	C11/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0074	0,0023
28	C12/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,01	<0,002
29	C13/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0051	0,0029
30	C15/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0042	0,0035
31	C16/16	<0,002	<0,002	<0,002	0,0022	0,017	<0,002
32	C17/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0048	<0,002
33	C21/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0055	<0,002
34	C28/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0071	<0,002
35	C29/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0057	<0,002
36	C33/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0088	<0,002
37	C34/16	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,008	<0,002

Примечания: № 1–11 — породы суранской свиты; № 12–17 — породы Интуратовского разреза; № 18 — жильный кварц; № 19–37 — породы Суранского разреза. №№ 1–18 по [С.Г. Ковалев и др., 2016].



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенное выше описание Суранского и Интуратовского разрезов, для пород которых характерна своеобразная геохимическая специализация и где обнаружена редкометально-редкоземельная минерализация, свидетельствует, что они могут служить модельными объектами для понимания процессов рудообразования в углеродсодержащих толщах региона. Как показывает проведенное исследование, изученные разрезы интродуцированы магматическими телами габбро и габбро-долеритов и подверглись динамотермальному метаморфизму с гидротермальной проработкой субстрата. Опираясь на полученный материал, обобщенный процесс образования геохимической специализации пород разрезов и редкометально-редкоземельной минерализации можно представить в следующем виде.

В раннерифейское время на территории Башкирского мегантиклинория существовал интракратонный прогиб с компенсированным осадконакоплением [Маслов, 1997], в который совместно

Рис. 9. Нормализованные содержания благородных металлов в отложениях суранской свиты и породах Суранского и Интуратовского разрезов. Континентальная кора по [Wedepohl, 1995]

с обломочным материалом поступали и редкоземельные элементы в виде рабдофанита, что подтверждается находками этого минерала в неметаморфизованных глинисто-гидролюдистых сланцах и алевролитах рифея центральной части Башкирского мегантиклинория [Сердюченко, 1985].

Среднерифейский этап развития региона ознаменовался проявлением магматизма на обширной территории преимущественно в интрузивной форме [Ковалев, 2004, 2011], что позволяет предполагать его плюмовую природу [Пучков, Ковалев, 2013]. Процессы дифференциации в промежуточных очагах и контаминация в их верхних частях привели к образованию магм, различающихся как по основности (пикриты, габбро, основные породы повышенной щелочности, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность рудогенными элементами — Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr, а также Au, Pt, Pd и РЗЭ по сравнению с мантийным субстратом) (рис. 9, 10). При этом осадочные породы верхних горизонтов коры пронизывались флюидопотоками различного генезиса и состава, что привело к формированию геохимических аномалий рудогенных элементов в породах рамы, включая РЗЭ, Au и ЭПГ.

Следующий этап — метаморфогенно-гидротермальный. Согласно современным представлениям о геодинамическом развитии региона, в «поздневендское» время, территория Южного Урала развивалась в режиме сжатия [Пучков, 2000]. С нашей точки зрения в пределах Башкирского мегантиклинория физико-химические условия минералообразования в это время определялись функционированием локальных разномасштабных флюидно-гидротермальных систем, которые сформировались при смене рифтогенного магматизма процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма. Специфика минералообразующих процессов определялась не только различиями в термобарических параметрах, но и зависела от состава осадочного субстрата. В частности, отложения Суранского и Интуратовского разрезов, материалы по которым приведены выше, и описанной нами ранее Улуелгинско-Кудашмановской зоны [Ковалев и др., 2013б] различаются по масштабности карбонатизации, видовому разнообразию обнаруженных минералов, термобарогеохимическим характеристикам кварцевожильной минерализации [С.С. Ковалев и др., 2016] и др.

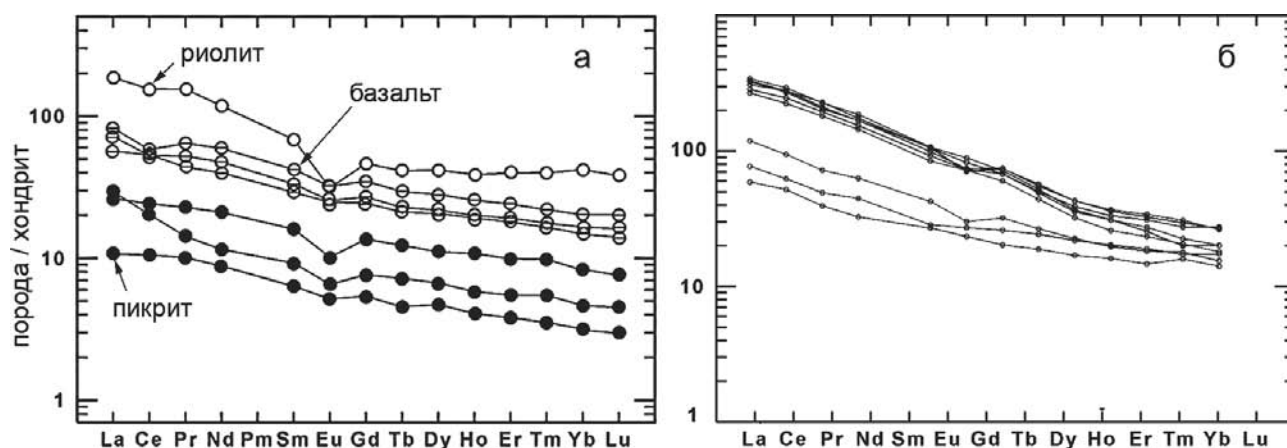


Рис. 10. Нормализованные содержания РЗЭ в магматических породах Шатакского комплекса (а) и Суранского разреза (б). Хондрит по [McDonough, Sun, 1995]

Таким образом, детальное сопоставление различных разрезов углеродсодержащих сланцев, подвергшихся динамотермальному изменению, среди которых присутствуют магматические породы, позволит разработать комплексную модель рудообразования для черносланцевых отложений региона, наиболее полно характеризующую природные процессы.

Исследования выполнены по теме № 0252-2014-0012.

Литература:

- Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельные фосфаты в горных породах и аллювиальных отложениях западного склона Южного Урала // Литосфера. — 2008. — № 1. — С. 140–145.
- Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 210 с.
- Беккер Ю.Р. Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазоносных районов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала и Тургай. — Л.: ВСЕГЕИ, 1960. — С. 73–102.
- Ковалев С.Г. Динамика формирования среднерифейской рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // Докл. АН СССР. — 2004. — Т. 396, № 2. — С. 219–222.
- 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., Тимофеева Е.А., Пиндюрин Е.О. Моначитовая минерализация западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 138–144.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПресс, 2013а. — 268 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. — Уфа: Изд-во БГУ, 1999. — 119 с.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Гареев Э.З. Благоприятно-металлическая специализация терригенных пород нижнего и среднего рифея Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2016. — № 6. — С. 530–546.
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Высоцкий И.В., Ковалев С.С. Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала) // Литосфера. — 2013б. — № 3. — С. 67–88.
- Ковалев С.С., Мичурин С.В., Канипова З.А. Термобарогеохимия жильного кварца из углеродсодержащих сланцев Башкирского мегантиклинория // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. — 2016. В печати.
- Маслов А.В. Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фаии, литолого-фаициальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. — 54 с.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. — Екатеринбург: УрО РАН, 2008. — 274 с.
- Орлова М.Т. Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1960. — С. 31–43.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.
- Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутству-

ющие процессы. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. — С. 34–38.

Сердюченко Д.П. Метаосадочные монациты на последовательных этапах метаморфических преобразований // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. — М.: Наука, 1985. — С. 187–197.

McDonough W.F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. — 1995. — 120. — P. 223–253. — DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 1995. — V. 59. — P. 1217–1239.

Сведения об авторах:

Ковалев Сергей Сергеевич, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Ковалев Сергей Григорьевич, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Тимофеева Евгения Анатольевна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

NEW DATA ON THE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY OF THE SURAN AND INTURAT SECTIONS (BASHKIRIAN MEGANTICLINORIUM)

S. S. Kovalev, S. G. Kovalev, E. A. Timofeeva

Kovalev Sergey Sergeevich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Kovalev Sergey Grigorievich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Timofeeva Evgeniya Anatol'evna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). Ufa, Karl Marx street, 16/2. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Abstract. The paper presents new data on geology, geochemistry and mineralogy of the Suran and Inturat sections, representing local areas of the Suran Formation (RF₁), intruded by igneous bodies and subjected to dynamothermal metamorphism. For the first time a detailed description of the rare-metal – rare earth mineralization in sedimentary rocks of the Suran Formation is provided. New data on the content of noble metals (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au) in the deposits are given. The generalized model of rare-metal – rare earth mineralization and precious metal geochemical specialization of the rocks is provided.

Key words: Bashkir meganticlinorium, the Suran Formation, rare metal, rare-earth mineralization, ore minerals, precious metal specialization.

УДК 549.731.15.(551.21)

А. М. Косарев, Д. Е. Савельев, С. А. Светов, С. Ю. Чаженгина

ХРОМИТЫ БУРИБАЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Аннотация. В работе приведены новые геохимические материалы по составу хромитов из вулканитов бонинитовой серии бурибайского вулканического комплекса. От шпинелидов типичных бонинитовых серий хромиты из вулканитов бурибайского комплекса отличаются более высокой магнезиальностью и повышенной хромистостью. Эти хромиты занимают промежуточное положение между высокохромистыми типами Кемпирсайских хромитовых месторождений (подформные хромиты) и высокоглиноземистыми хромитами того же рудного района.

Ключевые слова: субдукция, хромиты, бониниты, Южный Урал.

Введение

Бурибайский палеовулканический комплекс (D_1e_2br) располагается в Западно-Магнитогорской зоне Магнитогорской островодужной мегазоны на Южном Урале и составляет нижнюю часть разреза фронтальной островной палеодуги позднеэмского возраста [Вулканизм Южного Урала ..., 1992; Spadea et al., 1998, 2002; Косарев и др., 2005, 2009].

Бурибайский комплекс вмещает средние (Бурибайское) и крупные (Юбилейное) медноколчеданные месторождения уральского типа с соотношением разведанных и отработанных запасов металлов $Cu > Zn$. Стратиграфический уровень колчеданного оруденения располагается на границе спилит-вариолитовой (br_2) и риодацит-базальтовой (br_3) вулканогенных толщ. Главные рудные тела Юбилейного месторождения залегают непосредственно в кровле основных пород спилит-вариолитовой толщи, мелкие рудные тела размещаются среди кислых эффузивно-пирокласто-тефроидных пород третьей толщи (br_3) [Кривцов и др., 1973; Серавкин, Рянский, 1975; Прокин, 1977].

Бурибайский вулканический комплекс является нижней подсвитой баймак-бурибаевской свиты, которая датирована по конодонтовой фауне поздним эмсом [Маслов, Артюшкова, 2010]. Мощность комплекса превышает 1000 м. Комплекс состоит из трех толщ: нижней долерито-базальтовой (br_1),

средней спилито-вариолитовой (br_2) и верхней дацит-риодацит-базальтовой (br_3).

Нижняя долерито-базальтовая толща сложена умеренно-щелочными натриевыми низкомагнезиальными базальтами, реже андезибазальтами.

В составе второй толщи бурибайского комплекса присутствуют бониниты, бонинито-базальты, магнезиальные базальты нормальной щелочности, магнезиальные андезиты и андезитодациты, единичные пробы представлены субщелочными магнезиальными базальтами. Для всей ассоциации, перечисленной выше, характерны высокие содержания MgO и повышенные концентрации малых элементов (Cr , Ni , Co), которые положительно коррелируются с магнезиальностью.

Третья толща бурибайского комплекса сложена вулканитами дацит-риодацитового, базальтового, андезибазальтового и андезитового составов известково-щелочной серии.

Фактический материал и обсуждение

Обширный объем новых данных по составам хромшпинелидов был получен в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) на СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) при следующих параметрах: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 сек. Компьютерная обработка микрозондовых анализов минералов проводилась с помощью программ «MINAL» (автор Д.В. Доливо-Добровольский). Химический состав вариолей и матрикса

© А. М. Косарев, 2017

© Д. Е. Савельев, 2017

© С. А. Светов, 2017

© С. Ю. Чаженгина, 2017

определялся методом площадного микрозондового сканирования.

Для дополнения СЭМ исследований минералов нами изучались их рамановские спектры, которые были получены на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR (возбуждение лазером 532 нм). Для фокусировки лазерного луча на поверхности шлифа использовался 50-кратный объектив конфокального микроскопа, что позволило получить сигнал с области образца около 2 мкм². Съемка осуществлялась в спектральном диапазоне 85–4000 см⁻¹, спектральное разрешение — около 1 см⁻¹, время экспозиции составляло 30 сек.

Шпинелиды представлены идиоморфными зернами, размером от 10 до 30 мкм, реже до 150 мкм, установленными в глобулах, и в матриксе. Зерна имеют однородное строение, по составу относятся к хромитам-алюмохромитам (рис. 1а), содержания Cr₂O₃ варьируют от 54,03% до 60,28%, Al₂O₃ от 9,92–13,57%, Cr# 0,73–0,8, Mg# 0,55–0,56. Типичный рамановский спектр хромшпинелидов образца Т-42-11 (рис. 1б) соответствуют рамановскому спектру хромитов [Wang et al., 2004; Reddy, Frost, 2005], для которого характерно присутствие двух интенсивных линий с частотами 695 см⁻¹ и 566 см⁻¹. Эти линии соответствуют модам A_{1g} и F_{2g}, характеризующим колебания трехвалентных ионов в октаэдрических позициях. Линия 695 см⁻¹ имеет плечо с частотой 650 см⁻¹, которое появляется в хромитах с содержанием хрома более 30 вес. % [McCarty, Boehme, 1989]. В работе А. Вонг с соавторами [Wang et al., 2004] была описана корреляционная зави-

симость между положением этой линии и соотношением (Cr+Fe³⁺)/(Cr+Fe³⁺+Al). Исходя из этой корреляционной зависимости [Wang et al., 2004], положение линии 695 см⁻¹ в спектре хромшпинелидов из ядер соответствует содержанию алюминия около 10 вес. %, то есть алюмохромиту. Данные по составу хромитов, полученные при интерпретации их рамановских спектров, хорошо согласуются с результатами СЭМ.

По геохимическим характеристикам шпинели ее составы близки шпинелидам из бонинитов и высокомагнезиальных андезитов [Spadea et al., 1998]. В составе изученных хромшпинелидов ведущая роль принадлежит четырем элементам — хрому, железу, алюминию и магнию. Они в целом характеризуются высоким содержанием хрома, относительно низкими концентрациями алюминия и магния и варьирующей железистостью. В «глобулах» наиболее высокохромистыми являются центральные части (50–54,5% Cr₂O₃) по сравнению с краевыми (49–50% Cr₂O₃). Понижение концентрации хрома в краевых частях сопровождается симметричным повышением концентрации трехвалентного железа (от 4,5–6,5 до 7,5%) при практически неизменном содержании алюминия. Аналогичным образом, в краевых частях глобул снижается концентрация магния (8,1–8,5% MgO) по сравнению с ядрами (10,1–13,5% MgO) при увеличении содержания двухвалентного железа (до 21% FeO).

Состав хромшпинелидов из «мениска» ближе всего к таковому краевых частей глобул, хотя в единичных анализах отмечается приближение состава

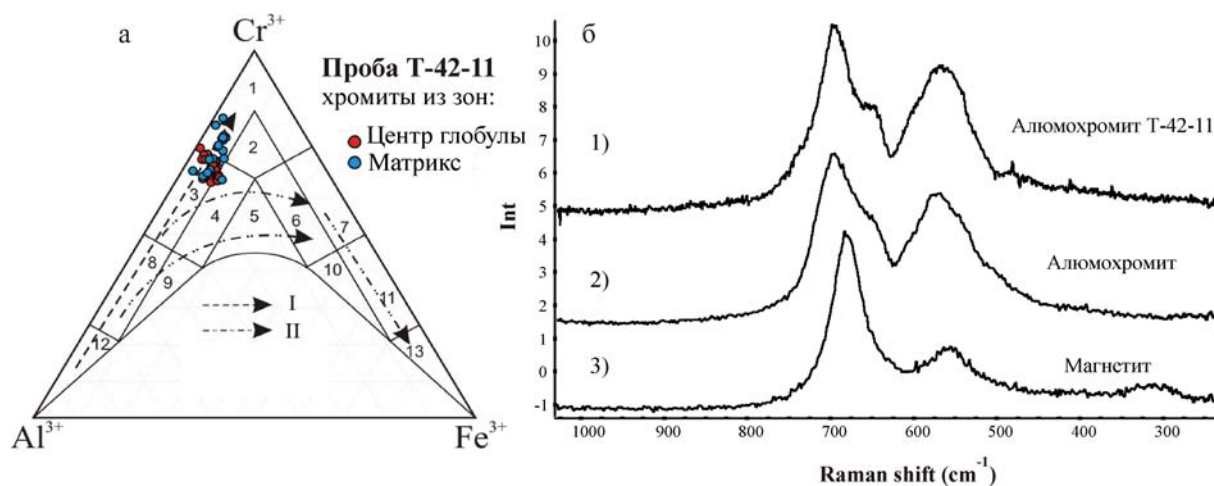


Рис. 1. а — состав хромитов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949]; б — рамановские спектры алюмохромитов Т-42-11 (1) и Совдозерской структуры (2) и магнетитов Совдозерской структуры (3)

Подсемейства хромшпинелидов: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит. Тренды эволюции состава хромшпинели из ультрабазитов [Перевозчиков и др., 2004]: I — первичный тренд дифференциации в верхней мантии, II — вторичные тренды метаморфических преобразований в коровых условиях.

к таковому центральных частей глобул. Хромшпинелиды «матрикса» отличаются наиболее высокохромистыми составами. Содержание Cr_2O_3 в них изменяется в пределах от 50,11 до 64,34%, составляя в среднем 56,7%. Зафиксированы два типа закономерности изменения состава хромшпинелидов: 1) наиболее типичным является описанный выше вариант обратной связи $\text{Cr} - \text{Fe}^{+3}$ и $\text{Mg} - \text{Fe}^{+2}$ в зернах с умеренно-высокой концентрацией Cr_2O_3 (50–58%), 2) реже в зернах с резко повышенным содержанием хрома (60–64,5% Cr_2O_3) отмечается отрицательная корреляция его с алюминием (до 6–9% при типичном 11–15% Al_2O_3); в этих же зернах резко снижается концентрация магния (до 6% MgO) при постоянном суммарном железе (19–23% ΣFeO).

В большинстве изученных зерен содержания всех других элементов-примесей, типичных для хромшпинелидов (Ti, Zn, V, Mn), находятся за пределами обнаружения. Вместе с тем в пробах 114–148 присутствие титана и марганца является типичным. Здесь отмечены выдержанные содержания оксида титана в диапазоне 0,22–0,31% и марганца в диапазоне 0,14–0,29%. В близких количествах титан содержится в офиолитовых дунитах, однако заметная концентрация марганца не типична для мантийных шпинелидов и является признаком корового происхождения.

Для сравнения химизма исследованных хромшпинелидов с составами аналогичных минералов мантийных ультрамафитов и магматических пород различных геодинамических обстановок нами была проанализирована диаграмма в координатах $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}) - \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (рис. 2). Диаграмма была построена на основе расчета отношений из формульных значений для каждого элемента (к.ф.), поля составов минералов из соответствующих формационных типов пород оконтурены с использованием данных авторов и заимствованных из литературы [Barnes, Roeder, 2001; Савельев и др., 2008].

По соотношению основных компонентов (Mg , Fe^{2+} , Cr , Al , Fe^{3+}) акцессорные хромшпинелиды из вулканитов баймак-бурибаевской свиты в значительной степени отличаются от таковых, характерных для базальтов и производных базальтовых магм, а также от шпинелидов ультраосновных ксенолитов в базальтах. Основными отличиями между ними являются высокая магнезиальность баймак-бурибаевских хромшпинелидов и отсутствие разновидностей с высоким содержанием титана и трехвалентного железа, которые весьма характерны для шпинелидов «базальтоидного ряда» [Barnes, Roeder, 2001]. Отмечается сходство изученных нами шпинелидов с наиболее высокохромистыми минералами ультрамафитовых ксенолитов из кимберлитов, но учитывая заведомо различные геодинамические

условия образования пород (платформенные — для кимберлитов, условия складчатого пояса (палеоостроводужные) — для баймак-бурибаевской свиты), в дальнейшем на их сопоставлении мы останавливаться не будем.

Наиболее близки по составам к изученным нами минералам шпинелиды современных марианит-бонинитовых ассоциаций глубоководных желобов и наиболее магнезиальных членов офиолитовых ассоциаций — гарцбургитов и дунитов. Однако, несмотря на то что наши анализы на обеих классификационных диаграммах попадают в поля офиолитовых дунитов, общая тенденция изменения химизма шпинелидов в двух рассматриваемых подборках отличается.

Для ультрамафитов офиолитовой ассоциации характерен постепенный рост содержания трехвалентного железа одновременно с увеличением хромистости. Напротив, в хромшпинелидах баймак-бурибаевской свиты увеличение $\text{Cr}\#$ сопровождается снижением содержания трехвалентного железа. Отмечаются незначительные различия в составе изученных нами хромшпинелидов и с данными, приведенными П. Спадеа с соавторами [Spadea et al., 1998] по бонинитам Южного Урала. Они практически не проявлены на треугольной диаграмме для трехвалентных элементов, но довольно отчетливо выражены на диаграмме в координатах $\text{Cr}\# - \text{Mg}\#$ (см. рис. 2).

Различие заключается в том, что фигуративные точки состава изученных нами хромшпинелидов образуют однонаправленный тренд, отражающий значительное уменьшение магнезиальности минералов при очень незначительном одновременном увеличении их хромистости. В данных [Spadea et al., 1998] такого однозначного тренда не устанавливается. Вместо этого отмечается два «сходящихся» тренда: 1) тренд «офиолитового типа», отражающий значительное повышение хромистости одновременно с понижением магнезиальности, 2) тренд, аналогичный таковому, проявленному в наших анализах — почти постоянная хромистость на фоне падения магнезиальности.

Сравнение наших данных с составом хромшпинелидов современных марианит-бонинитовых ассоциаций показывает значительное сходство их на треугольной диаграмме, где фигуративные точки шпинелидов баймак-бурибаевской свиты полностью попадают в поле состава бонинитов. Однако на диаграмме в координатах $\text{Cr}\# - \text{Mg}\#$ перекрытие полей частичное и связано это с тем, что изученные нами шпинелиды обладают более высокой магнезиальностью, а часть анализов, напротив, — весьма низкой магнезиальностью и повышенной хромистостью.

Выводы

Изученные акцессорные хромшпинелиды из вулканитов баймак-бурибаевской свиты характеризуются выдержанным высокохромистым составом и сходны с типичными хромшпинелидами из бонинитов современных задуговых обстановок и их древних аналогов, пользующихся широким рас-

пространением в разрезах офиолитовых комплексов складчатых поясов. От типичных бонинитов они отличаются несколько повышенной магниальностью, а от шпинелидов мантийных ультрамафитов их отличает отсутствие глиноземистых составов и иная направленность изменения состава, выраженная в одновременном увеличении магниальности и хромистости минералов.

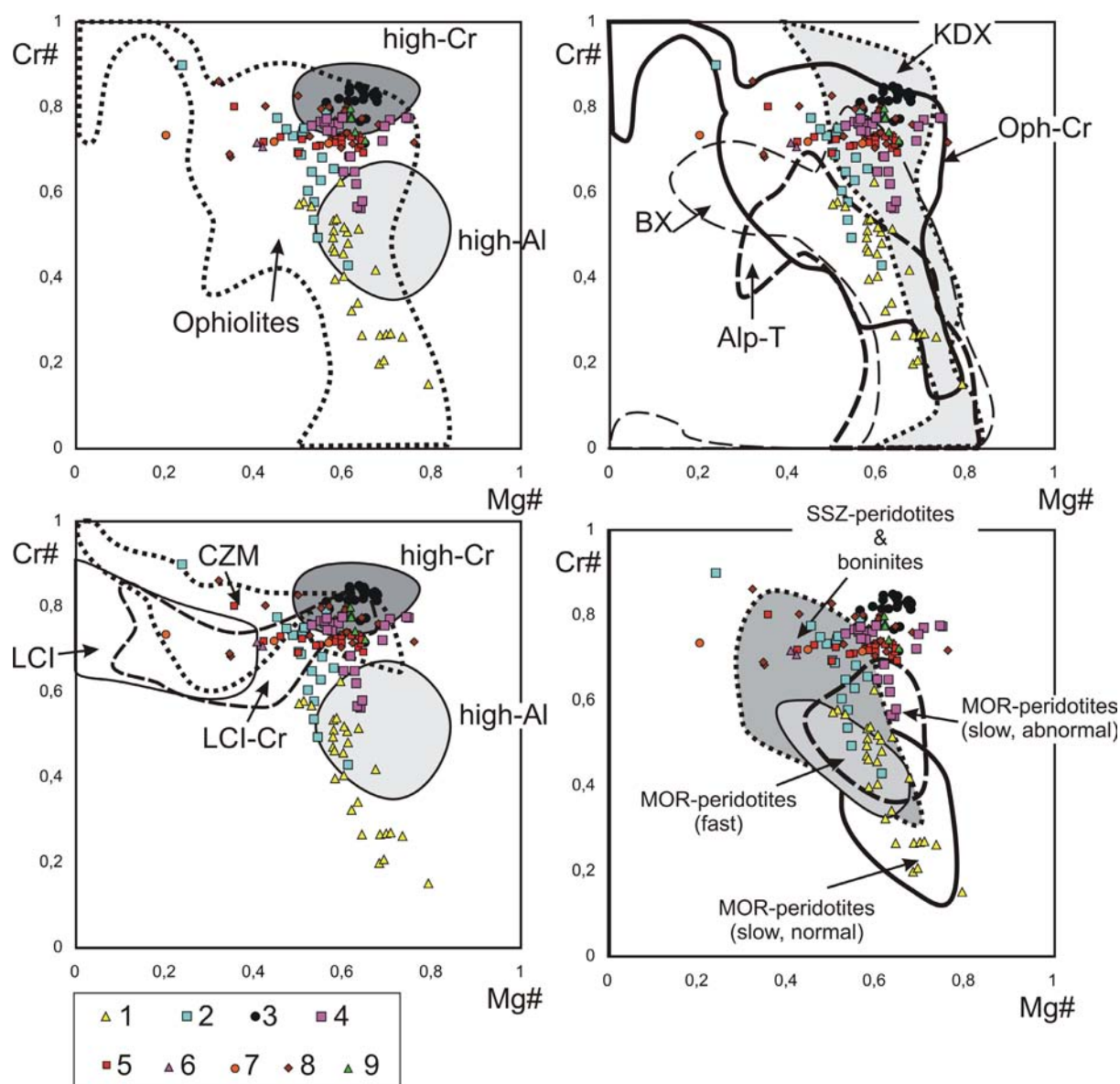


Рис. 2. Положение составов хромшпинелидов баймак-бурибаевской свиты на диаграмме $Mg/(Mg+Fe) - Cr/(Cr+Al)$ (к.ф.)

Условные обозначения. 1–4 — состав хромшпинелидов из: 1 — офиолитовых перидотитов, 2 — офиолитовых дунитов, 3 — подиформных хромититов, 4 — бонинитов Южного Урала по [Spadea et al., 1998], 5–9 — состав хромшпинелидов из бонинитов баймак-бурибаевской свиты: 5 — центр глобул (ЦГ), 6 — край глобул (КГ), 7 — мениск, 8 — матрикс, 9 — анализы проб 114–148. **Оконтурены поля составов:** high-Cr — высокохромистые рудообразующие из офиолитов, high-Al — высокоглиноземистые рудообразующие из офиолитов, BX — ультраосновные ксенолиты из базальтов, KDX — ультраосновные ксенолиты в кимберлитах, LCI — хромитовые расслоенные интрузии, LCI-Cr — то же, хромититы расслоенных интрузий, CZM — концентрически-зональные массивы, SSZ-peridotites (& boninites) — надсубдукционные перидотиты (и бониниты), MOR-peridotites — абиссальные перидотиты, в том числе «slow» — медленноспрединговых срединно-океанических хребтов (COX) («normal» — нормальные, «abnormal» — аномальные), «fast» — быстроспрединговых COX, Ophiolites — перидотитовые разрезы офиолитов, Oph-Cr — хромитовые офиолитовые массивы, Alp-T — «альпинотипные» массивы («высокобарические ультрамафиты»). Поля проведены по данным работ [Barnes, Roeder, 2001; Савельев и др., 2008].

Литература:

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.

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.

Косарев А.М., Тесалина С.Г., Минибаева К.Р. Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009 — С. 120–125

Кривцов А.И., Волчков А.Г., Минина О.В. Бурибайский рудный район // Труды ЦНИГРИ. — 1973. — Вып. 105. — С. 116–123.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. — М., 1949. — 88 с. — (Тр. Ин-та геол. наук. Сер. рудн. месторожд.; Вып. 103, № 3).

Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. — Вып. 6. — Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. — С. 170–180.

Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — М.: Недра, 1977. — 176 с.

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

Серавкин И.Б., Рянский Ф.Н. Юбилейное медноколчеданное месторождение на Южном Урале // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — С. 21–33.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. — 2001. — V. 42, № 12. — P. 2279–2302.

McCarty K.F., Boehme D.R. A Raman Study of the Systems $\text{Fe}_{3-x}\text{Cr}_x\text{O}_4$ and $\text{Fe}_{2-x}\text{Cr}_x\text{O}_3$ // J. Solid State, 1989. — Vol 79. — P. 19–27.

Reddy B.J., Frost R.L. Spectroscopic characterization of chromite from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif, Cuba // Spectrochimica Acta. — 2005. Part A, 61. — P. 1721–1728.

Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. — 1998. — Vol. 23, № 1. — P. 17–36.

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. — 132. — P. 101–134.

Wang A., Kuebler K.E., Jolliff B.L., Haskin L.A. Raman spectroscopy of Fe-Ti-Cr-oxides, case study: Martian meteorite EETA79001 // Am. Miner. — 2004. — Vol. 89. — P. 665–680.

Сведения об авторах:

Косарев Александр Михайлович, Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru.

Савельев Дмитрий Евгеньевич, Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru.

Светов Сергей Анатольевич, Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск. E-mail: geoweb@krc.karelia.ru.

Чаженина Светлана Юрьевна, Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск. E-mail: chazhengina@mail.ru.

CHROMITE OF THE BURIBAY VOLCANIC COMPLEX

A. M. Kosarev, D. E. Saveliy, S. A. Svetov, S. Yu. Chazhengina

Kosarev Alexander Michailovich, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kosarev@mail.ru.

Saveliev Dmitriy Evgenievich, Institute of Geology of the Ufimian Scientific Centre Russian Academy of Science (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: savl71@mail.ru.

Svetov Sergei Anatolevich, Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia. E-mail: geoweb@krc.karelia.ru.

Chazhengina Svetlana Yurevna, Institute of Geology, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia. E-mail: chazhengina@mail.ru.

Abstract. The paper presents new data on geochemical composition of chromite from the volcanic rocks of boninite series (Buribay volcanic complex). The chromite of volcanites of the Buribay complex differ from spinelides of typical boninite series in a higher Mg and elevated chromium. These chromites occupy an intermediate position between the high-chromium types of the Kempirsai chromite deposits (podiform chromite) and high-Al chromites of the same ore district.

Key words: subduction, chromites, boninites, Southern Urals.

УДК 553.411.071 + 553.068.54

Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин, А. В. Сначёв, П. В. Казаков

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗИЛАИРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. Описаны новые россыпные проявления самородного золота в северной части Зилаирского мегасинклинория (Сарагынское и Турыелгинское). Согласно существующей классификации оба проявления относятся к щеточному типу и сопоставимы с известными россыпями рассматриваемой структуры. Признаки золотоносности выявлены по ручьям Ашкарка-2, Черный Ключ, подтверждено наличие самородного золота в аллювии р. Узян Южный. Предполагается, что коренным источником россыпей могут служить рассредоточенные кварцевые жилы. В качестве дополнительных коренных источников рассматриваются крупнообъемные месторождения тонкого золота в углеродистых сланцах (проявления Турыелгинское и Сарагы), приконтактные гидротермально-метасоматические образования на границе краевых серпентинитов массивов Крака с вмещающими породами (руч. Ашкарка-2), породы габброидного комплекса массива Средний Крака (руч. Черный Ключ). Обнаружение неизвестных ранее россыпных проявлений золота в пределах северной части Зилаирской мегазоны указывает на необходимость расширения поисковых работ в этом районе и позволяет надеяться на выявление новых объектов подобного типа.

Ключевые слова: самородное золото, россыпное проявление, Зилаирская мегазона.

Введение

По изученности золотоносности западный склон Южного Урала в значительной степени уступает восточному. Наиболее изученным в этом отношении является Башкирский мегантиклинорий, в пределах которого расположен Авзянский золоторудный район. Значительно слабее исследована территория к востоку от него. Несмотря на то, что в опубликованной и фондовой литературе имеются многочисленные упоминания об отработывавшихся россыпях в обрамлении массивов Крака (Ашкарка, Малый Башарт, бассейн р. Узян и др.), практически не сохранились данные об их размерах, содержании металла и его составе.

Многочисленные россыпи золота сосредоточены в южной части Зилаирской мегазоны, они являлись предметом старательской отработки в начале XX в. [Шафеев, 1936 г.; Вакуров, 1937 г., 1938 г.]. Обобщение результатов работ предшественников позволило выявить золотоносную полосу, протягивающуюся вдоль восточного борта Зилаирского мегасинклинория [Казаков, 1987 г.; Казаков, Салихов, 2006].

В северной части Зилаирского мегасинклинория подобных специальных исследований не проводилось, но данные тематических и геологосъемочных работ, проведенных в разные годы [Криницкий, 1968 г.; Петров, 1999 г.; Князев и др., 2008 г. и др.], свидетельствуют о наличии в этой части структуры многочисленных шлиховых аномалий и ореолов, а также нескольких литогеохимических аномалий золота в коренных породах [Савельев и др., 2016]. Большинство аномалий на севере мегасинклинория и россыпи в его южной части сосредоточены на востоке, вблизи зоны влияния Зилаиро-Уралтауского разлома. Северная часть рассматриваемой территории изучена слабее и является перспективной на обнаружение новых россыпей и коренных источников металла. В настоящей статье мы приводим результаты по изучению россыпной золотоносности района южнее массивов Крака (рис. 1), полученные в период 2015–2016 гг.

Фактический материал и обсуждение

В течение полевых сезонов 2015–2016 гг. нами было предпринято изучение нескольких участков в северной части Зилаирской мегазоны на предмет их россыпной золотоносности. Участки были выбраны исходя из имеющихся архивных данных

© Д. Е. Савельев, 2017

© Е. А. Бажин, 2017

© А. В. Сначёв, 2017

© В. Казаков, 2017

Рис. 1. Местоположение изученных участков в северной части Зилаирской мегазоны

о наличии шлиховых ореолов либо отрабатываемых россыпей. В результате проведенных исследований было выявлено два новых россыпных проявления и в трех местах установлены признаки золотоносности.

Сарагынское россыпное проявление выявлено впервые благодаря сведениям о наличии знаков золота в аллювии ручья в фондовых отчетах [Быкова, Масгутов, 1986 г.; Князев, 2008 г.]. Оно приурочено к отложениям современной долины ручья Сарагы в районе урочища Таломак. В пойме ручья нами был пройден шурф глубиной 3,5 м, который вскрыл следующий разрез:

1. Инт. 0,0–0,3 м. Почвенно-растительный слой 0,3 м
2. Инт. 0,3–1,0 м. Суглинок темно-серый до черного ... 0,7 м
3. Инт. 1,0–1,5 м. Супесь темно-серая до черной с мелкой галькой кварца, почти неокатанными обломками алевропелитовых сланцев 0,5 м
4. Инт. 1,5–2,1 м. Аллювий буроватого, реже зеленоватого оттенка: преимущественно песок (40–50%), мелкая

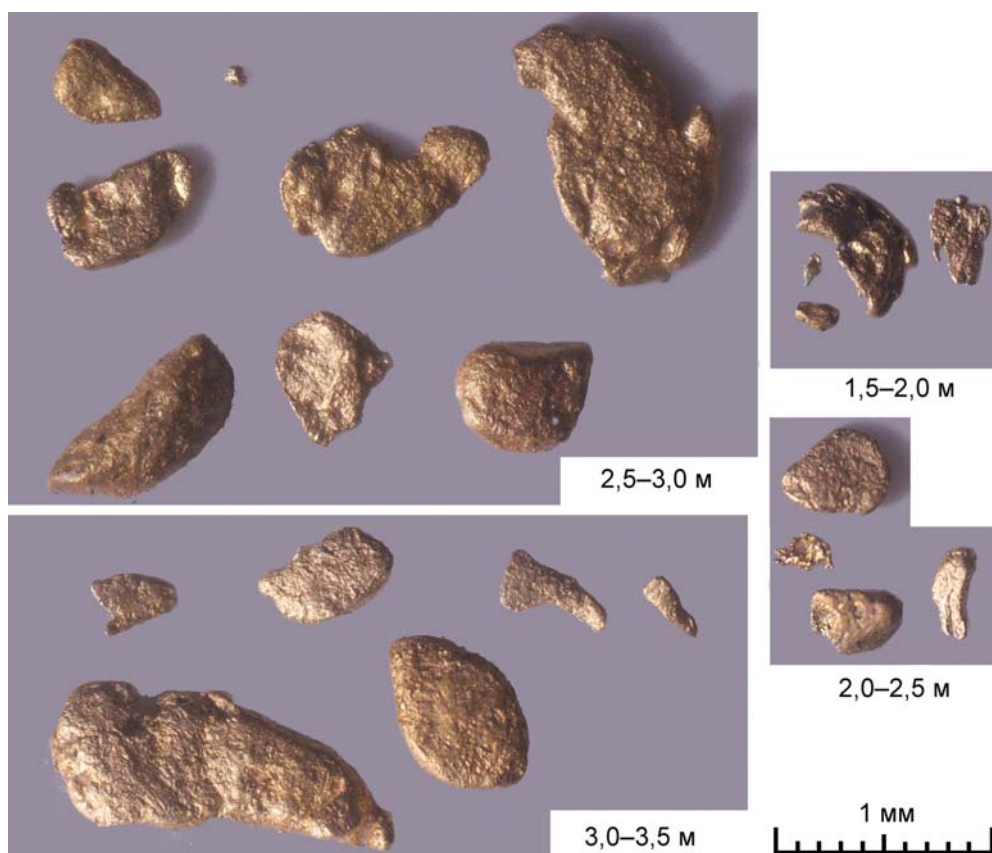
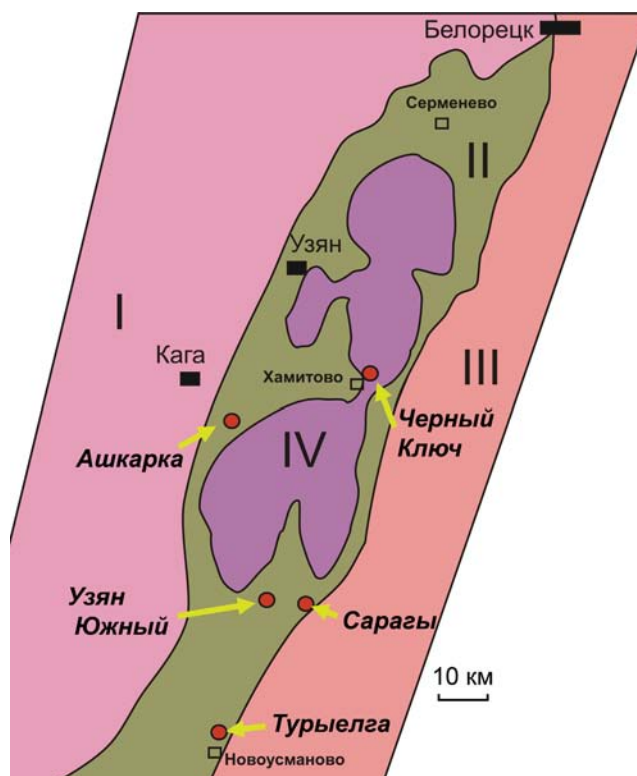


Рис. 2. Фотографии шлихового золота из шурфа SAR-01 (руч. Сарагы)

галька кварца (10–15%), алевро-пелитовых сланцев (10–15%), крупная почти не окатанная галька жильного кварца (до 20%). Глинистая составляющая до 20% 0,6 м

5. Инт. 2,1–2,3 м. Аллювий желтовато-коричневый со значительной долей глинистой составляющей (50–65%), песок (20–25%), галька (15–20%) 0,2 м

6. Инт. 2,3–2,7 м. Аллювий, аналогичный слою 4, с большей долей крупной, почти не окатанной гальки жильного кварца (30–40%) и алевро-пелитовых сланцев (до 15%) 0,4 м

7. Инт. 2,7–3,0 м. Песчано-глинисто-сланцевый материал светло-серого цвета, почти отсутствует крупная кварцевая галька. Глинистая составляющая до 50% 0,3 м

8. Инт. 3,0–3,5 м. Разрушенные сланцевые «щетки» с песчано-глинистым материалом в «карманах». Обломки сланцев составляют 40–50%. Сланцы алевро-пелитовые светло-серые с тонкими кварцевыми прожилками (мощность 0,5–5 см). Редко встречается мелкая галька кварца и серпентинитов. Глинистая составляющая до 40–50%, цвет почти белый 0,5 м

В интервале 1,5–3,5 м опробование выявило промышленно-значимые содержания золота, постепенно возрастающие с глубиной. Среднее содержание металла составляет 200 мг/м³ при мощности 2,0 м. Ниже приводятся морфометрические характеристики золотин (рис. 2).

В интервале 1,5–2,0 м отмыто 4 золотины размером от 0,05×0,15 до 0,30×0,70 мм. Одно зерно отличается серповидной формой с изрезанными краями и бороздовидной поверхностью, возможно, за счет отпечатков шестоватого кварца. Отличием другого зерна является крючковидный отросток и мелкобугристая поверхность золотины. Два мелких зерна комковидные и также не окатанные (1–2 балла).

Из интервала 2,0–2,5 м выделено две золотины размером 0,30×0,40 мм и 0,40×0,50 мм изометрично-комковидной формы слабо уплощенные, одно зерно клиновидной формы размером 0,25×0,40 мм с бороздовидным отпечатком вмещающей породы, 1 зерно размером 0,20×0,25 мм уплощенное с дендритовидными рваными краями.

В интервале 2,5–3,0 м отмыто одно зерно золота толсто-таблитчатой формы, три зерна размером от 0,4×0,7 мм до 0,8×1,2 мм удлиненно-лепешковидные с заливообразной формы краями или участками со следами обмятия, три зерна размером от 0,4×0,5 мм до 0,4×1,0 мм комковидные изометричные или удлиненно-изометричные слегка уплощенные. В приплотиковой части (3,0–3,5 м) промывкой получено три зерна золота размером от 0,10×0,25 мм до 0,7×1,7 мм, веретенообразные, слегка изогнутые, и три зерна размером от 0,25×0,40 мм до 0,5×0,9 мм удлиненно-комковидные.

В целом поверхность уплощенных золотин высокой поймы ручья Сарагы мелкобугорчатая с небольшими западинами. Поверхность комко-

видных золотин чаще более окатанная обтертая. В приплотиковых интервалах разреза заметно увеличивается крупность золота и его окатанность. В верхних интервалах разреза высокой поймы ручья Сарагы встречаются плохо окатанные (1–2 балла) золотины с рваными краями, что свидетельствует о близости коренных источников золота.

Турьелгинское россыпное проявление золота было обнаружено в 1997 г. при проведении тематических работ по проекту «Рудоносность северной части зоны Уралтау» [Сначев и др., 2001 г.; Рыкус и др., 2001 г.]. В сезоне 2015 г. в пойме ручья пройдены шурфы, которые позволили определить среднюю мощность золотоносных отложений (1,3 м) и среднее содержание в них металла (600 мг/м³). Опоисованная протяженность россыпи составляет около 250 м [Савельев и др., 2015а; 2016].

Изучение морфологических характеристик золотин Турьелгинского проявления показало, что подавляющее большинство из них сильно уплощены. В пробе ТР-02 (рис. 3) преобладают крупные золотины размером 1,0×1,8 мм удлиненно-лепешковидные, хорошо окатанные (5 баллов) и золотины размером 0,5×1,0 мм удлиненно-комковидные, иногда с крючковатыми и почковидными отростками, реже — изометричные комковатые средней окатанности (3–4 балла). Отдельные золотины несут следы отпечатков жильного шестоватого кварца трещинного типа и ромбовидных кристаллов кальцита. В пробах шурфа ТР-08 (см. рис. 3), пройденного в долине ручья Турьелга в 200 м выше устья, присутствуют золотины размером 0,8–1,2×0,5–0,8 мм, как удлиненно-лепешковидные хорошей окатанности (5 баллов) (пробы ТР-08-7 и ТР-08-6), так и зерна неправильной удлиненно-комковидной формы средней (3–4 балла) и реже — плохой (2 балла) окатанности.

Признаки золотоносности установлены в аллювии ручья **Черный Ключ**. Долина ручья и его левые притоки размывают породы габброидного комплекса массива Средний Крака, которые представлены клинопироксенитами с небольшими проявлениями железистых хромититов, верлитами, серпентинитами, разнообразными габброидами, диоритами и продуктами их метасоматического замещения («родингитами»). Шлиховая проба, из которой были выделены частицы самородного золота, была отобрана в нижнем течении ручья. В изученных русловых отложениях преобладают сильно уплощенные и удлиненные частицы тонкого золота, реже встречаются более крупные зерна размером от 0,10×0,10 мм до 0,25×0,40 мм комковидной формы с неровной угловатой поверхностью (рис. 4), отмечаются также сростки золота с кварцем и темноцветными минералами [Савельев и др., 2015б].

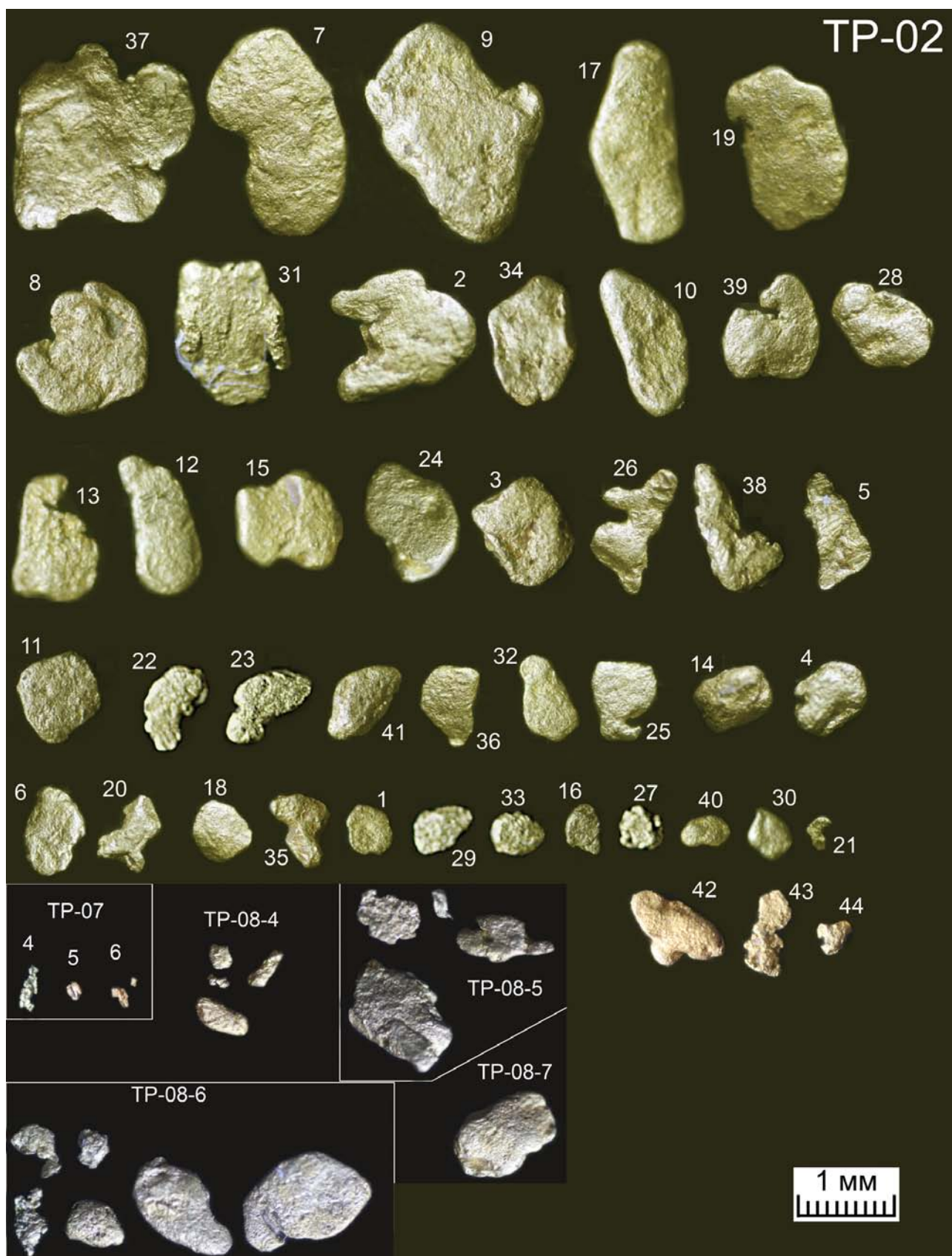


Рис. 3. Фотографии шлихового золота Турьелгинского проявления

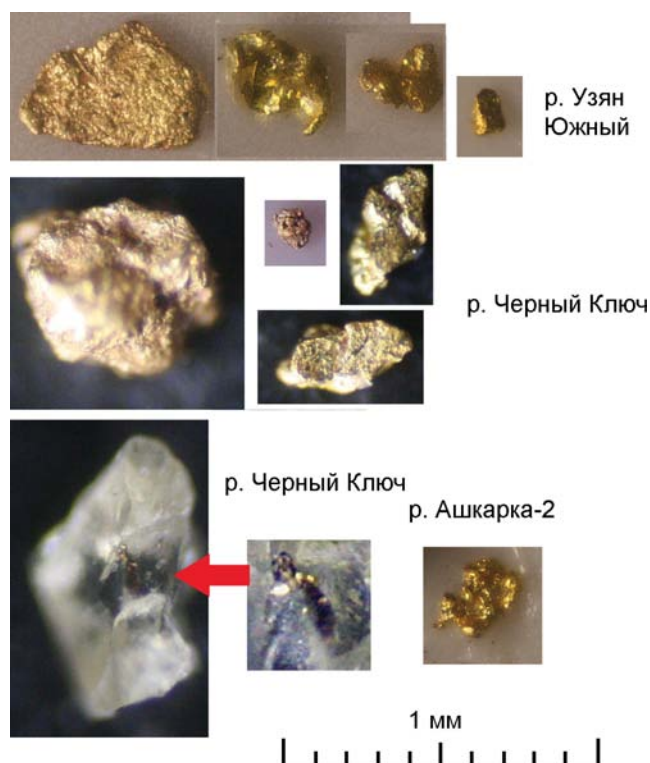


Рис. 4. Фотографии шлихового золота из аллювия ручьев Черный Ключ, Ашкарка-2 и реки Узян

В сезоне 2016 г. нами обследован шлиховой ореол, расположенный в 3 км южнее д. Абдулмамбетово. В шурфе, пройденном в пойме р. Узян до глубины 2,4 м была установлена слабая золотосодержащая средняя часть разреза (1,3–2,0 м). Всего в шлиховой пробе № UZ-01 получено четыре зерна золота размером от 0,10×0,15 мм до 0,40×0,55 мм: одно зерно изометрично-лепешковидное с мелкобугристой поверхностью с мелкими бороздовидными разноориентированными углублениями, два зерна неправильной формы крупнобугорчато-ямчатые с почковидными и крючковатыми отrostками и одно мелкое зерно клиновидной формы (см. рис. 4). В нижней части разреза признаков золотосодержащей не выявлено, однако, поскольку проходка шурфа была прекращена из-за значительного притока воды, существует вероятность повышения содержания металла в самой нижней приплотиковой части разреза.

Выводы

1. В пределах северной части Зилаирской мегазоны выявлены новые россыпные проявления золота с промышленными содержаниями металла — Турыелгинское и Сарагынское. Мощность золотосодержащих отложений на Турыелгинском проявлении составляет 1,3 м при среднем содержании металла 600 мг/м³, для Сарагынского проявления эти показатели составляют 2,0 м и 200 мг/м³ соответственно. Признаки золотосодержащей выявлены по ручьям Ашкарка-2, Черный Ключ, подтверждено наличие самородного золота в аллювии р. Узян Южный.

2. Предполагается, что коренным источником россыпей могут служить рассредоточенные кварцевые жилы. В качестве дополнительных коренных источников рассматриваются крупнообъемные месторождения тонкого золота в углеродистых сланцах (проявления Турыелгинское и Сарагы), приконтактные гидротермально-метасоматические образования на границе краевых серпентинитов массивов Крака с вмещающими породами (руч. Ашкарка-2), породы габброидного комплекса массива Средний Крака (руч. Черный Ключ). Обнаружение неизвестных ранее россыпных проявлений золота в пределах северной части Зилаирской мегазоны указывает на необходимость расширения поисковых работ в этом районе и позволяет надеяться на выявление новых объектов подобного типа.

О золотосодержащих русловых отложений ручья *Ашкарка-2* и разведочных работах старателей в прошлом упоминается в фондовых отчетах [Филонов, Быкова, 2001 г.; Шумихин, 1979 г.]. Кроме того, вдоль контакта массива Южный Крака, который пересекает данный ручей, выявлена линейная лито-геохимическая аномалия золота (до 0,13 г/т) протяженностью 1,2 км при ширине 100 м. В сезоне 2016 г. в долине ручья, в 2 км от аномалии ниже по течению, нами был пройден шурф до глубины 2,7 м. В интервале 1,2–2,7 м разрез представлен преимущественно песчаным материалом с варьирующей долей крупной гальки песчаников, ультрамафитов, габброидов и глинистых сланцев. Шурф не был пройден до плотика ввиду значительного притока воды. Единственная частица золота была установлена в интервале 2,2–2,7 м. Она имеет размер 0,25×0,25 мм, характеризуется неправильной крупнобугорчато-ямчатой формой с неровными, иногда заливообразными краями и с почковидным отростком (см. рис. 4).

В долине *р. Узян Южный* известен целый ряд шлиховых ореолов и аномалий золота и одна россыпь, отрабатывавшаяся в прошлом [Быкова, Масгутов, 1986 г.; Петров, 1999 г.; Князев, 2008 г.]. Это позволило выделить «Узянский участок» в качестве одного из наиболее перспективных объектов для изучения. Согласно карты прогноза россыпной золотосодержащей [Казаков, 1998 г.], ресурсы участка оцениваются по категории P_2 в 520 кг.

Литература:

Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). – Ч. 2. – Уфа: Гилем, 2006. – 288 с.

Савельев Д.Е., Блинов И.А., Бажин Е.А. Состав и морфология самородного золота из аллювиальных отложений Новоусмановской площади (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 / ИГ УНЦ РАН. – СПб: Свое издательство, 2015а. – С. 188–194. – URL: http://ig.ufaras.ru/?part_id=493,281,385,512 (дата обращения: 14.10.2016).

Савельев Д.Е., Илалтдинов И.Я., Бажин Е.А., Блинов И.А. Самородное золото из аллювиальных отложений и коренных пород западной части массива Средний Крак // Геологический сборник № 12 / ИГ УНЦ РАН. – СПб: Свое издательство, 2015б. – С. 195–200. – URL: http://ig.ufaras.ru/?part_id=493,281,385,512 (дата обращения: 14.10.2016).

Савельев Д.Е., Казаков П.В., Бажин Е.А. К перспективам россыпной и коренной золотоносности северной части Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) // Руды и металлы. – 2016. – № 2. – С. 44–50.

Сведения об авторах:

Савельев Дмитрий Евгеньевич, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: savl71@mail.ru.

Бажин Евгений Александрович, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Сначёв Александр Владимирович, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, E-mail: SAVant@inbox.ru.

Казаков Петр Васильевич, Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, email: pv_kazakov@list.ru.

NEW DATA ON GOLD PLACER POTENTIAL IN THE NORTHERN PART OF THE ZILAIR MEGAZONE IN THE SOUTHERN URALS

D. E. Saveliev, E. A. Bazhin, A. V. Snachev, P. V. Kazakov

Saveliev Dmitry Evgenievich, Institute of Geology of USC RAS, Ufa, E-mail: savl71@mail.ru.

Bazhin Evgeniy Alexandrovich, Institute of Geology of USC RAS, Ufa, E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Snachev Alexandr Vladimirovich, Institute of Geology of USC RAS, Ufa, E-mail: SAVant@inbox.ru.

Kazakov Petr Vasilievich, Institute of Geology of USC RAS, Ufa, email: email: pv_kazakov@list.ru.

Abstract. Some new placer occurrences of the native gold in the northern part of Zilair megazone (Saragy and Turyelga) are described. It is shown that these occurrences belong to «brush» in accordance with the existing classification and they are comparable with the known placer deposits of southern part of the structure under study. Some native gold mineralization points were found in other places too (Ashkarka-2, Cherny Klyuch creeks and Uzyan river). It is possible that main rock sources of gold are scattered quartz veins. In addition, unknown large-volume primary deposits of fine-grained gold in the black shales (Turyelga and Saragy ore shows), contact hydrothermal-metasomatic units between sedimentary and ultramafic rocks of Kraka area (Ashkarka-2), mafic-ultramafic mantle-crust transition unit of Sredny Kraka massif (Cherny Klyuch) could be also the sources for the placers. A discovery of unknown gold placer occurrences in the northern part of Zilair megazone makes a necessity of wide research works there and it is possible that new similar deposits could be discovered.

Key words: native gold, placer occurrence, Zilair megazone.

УДК 549.08

Д. Е. Савельев, И. И. Мусабилов, А. Р. Давлетшин

К МИНЕРАЛОГИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКОЙ СВИТЫ НА ГОРЕ ЯЛАНГАС (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. В обогащенных гематитом углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты в вершинной части горы Ялангас выявлено проявление редкоземельной минерализации, представленной преобладающим монацитом и более редкими выделениями флоренсита и ксенотима. В углеродистых сланцах, пронизанных кварцевыми прожилками, обнаружены мелкие дендритовые выделения самородной меди с примесью олова. Редкоземельные фосфаты образуют два вида выделений: 1) включения в кристаллах гематита в виде отдельных зерен размером 5–20 мкм, 2) комковидные агрегаты и линзовидные прожилки размером до 0,1×0,5 мм в кварцевом штокверке. Состав монацитов (Ce > La > Nd) является типичным для Башкирского антиклинория.

Ключевые слова: черные сланцы, редкоземельная минерализация, монацит, самородная медь, Ялангас.

Введение

Актуальность изучения черносланцевых отложений определяется их высокой потенциальной рудоносностью. На западном склоне Южного Урала с ними связываются перспективы обнаружения золоторудных, редкометальных и редкоземельных месторождений. Вместе с тем минералогия углеродистых отложений Башкирского антиклинория изучена недостаточно полно. На широкое распространение в пределах Башкирского антиклинория редкоземельной минерализации указывалось в работах А.А. Алексеева [Алексеев, Тимофеева, 2008 и др.], дальнейшее развитие данная проблема получила в публикациях сотрудников ИГ УНЦ РАН и ИМин УрО РАН [Ковалев и др., 2009; Паленова и др., 2016 и др.].

В настоящей статье мы сообщаем о новом коренном проявлении редкоземельной минерализации, приуроченном к углеродистым отложениям зигазино-комаровской свиты в северной части Белорецкого метаморфического комплекса. Основными методами исследования углеродистых сланцев являлись минералогический и электронно-микроскопический. Оптические исследования шлифов и аншлифов углеродистых сланцев проводились на

поляризационном микроскопе «Полам-311» в отраженном свете, а более детальное изучение рудной минерализации и определение состава минералов — методом энерго-дисперсионного анализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBH в ИПСМ РАН (г. Уфа). Количественный минералогический анализ проб углеродистых сланцев проведен на рентгеновском дифрактометре Shimadzu 6000 в БашНИПИНефть (г. Уфа).

Фактический материал и обсуждение

Район горы Ялангас сложен осадочными породами среднего и верхнего рифея (рис. 1), которые выделяются в составе машакской, аюсапканской, белетарской, зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской и зильмердакской свит. В тектоническом отношении изученная территория принадлежит к внешней части северного обрамления Белорецкого метаморфического комплекса. Наиболее широким распространением на изученной территории пользуются кварцитовидные песчаники (зигальгинская свита) и углеродистые сланцы варьированного состава — от чисто кварцевых до серицит-хлорит-кварцевых (зигазино-комаровская, машакская и нерасчлененные аюсапканская и белетарская свиты). На горе Ялангас картируется синклинальная складка, осложненная многочисленными разрывными нарушениями. Ядро складки сложено углеродистыми сланцами зигазино-комаровской

© Д. Е. Савельев, 2017

© И. И. Мусабилов, 2017

© А. Р. Давлетшин, 2017

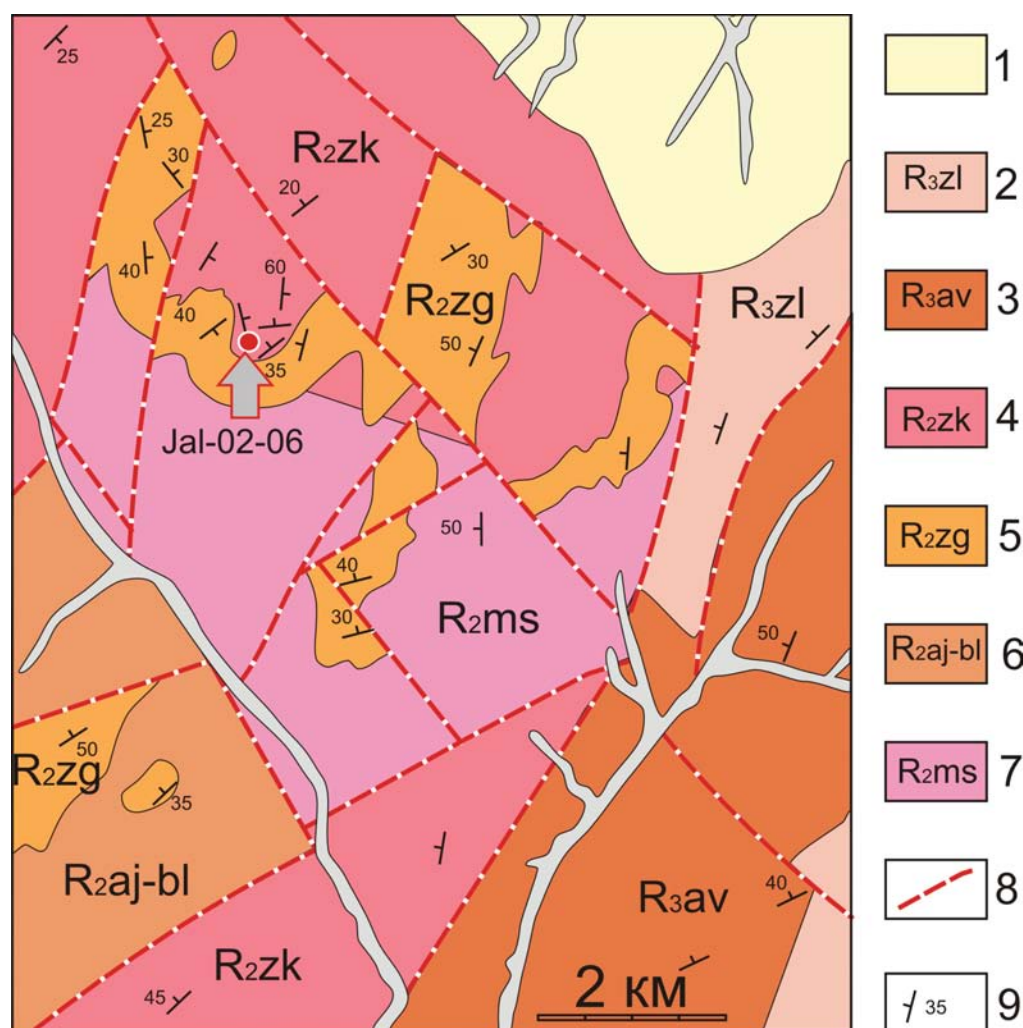


Рис. 1. Геологическое строение района горы Ялангас. По П.Н. Швецову [1968 г.]

Условные обозначения: 1 — неогеновые отложения, 2 — зильмердакская свита (кварцитопесчаники аркозовые, кварциты слюдистые, сланцы кварц-серицит-хлоритовые, углеродисто-кварцевые, алевролиты); 3 — авзянская свита (доломиты, доломитизированные известняки с прослоями песчаников); 4 — зигазино-комаровская свита (алевролиты, песчаники, сланцы углеродисто-кварцевые, углеродисто-хлорит-кварцевые); 5 — зигальгинская свита (кварцитопесчаники с прослоями углеродисто-кварцевых сланцев); 6 — аюсапканская и белетарская свиты нерасчлененные (песчаники, сланцы углеродисто-хлорит-кварцевые); 7 — машакская свита (базальты амфиболитизированные, песчаники кварцевые, сланцы углеродисто-кварцевые, конгломераты); 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания.

свиты, а крылья — зигальгинскими кварцитопесчаниками.

На примыкающей с юга площади широким распространением пользуются карбонатные породы авзянской свиты — доломиты и доломитизированные известняки. В районе проявления «Отнурок» и хребта Золотые Шишки в углеродистых сланцах и песчаниках зигазино-комаровской свиты широким распространением пользуется пиритизация, а в зонах окисления сульфидизированных сланцев известен ряд небольших месторождений бурых железняков (Теплое, Моховое и др.) [Швецов, 1968 г.].

Поскольку район горы Ялангас примыкает с севера к участку золоторудного проявления, перво-

начально исследования углеродистых отложений на данной территории были направлены на поиск минерализованных зон, являющихся потенциально золотоносными. Наше внимание привлекли углеродистые отложения западной части вершинного гребня горы Ялангас, интенсивно импрегнированные кварцевыми прожилками (рис. 2).

Более детально нами были исследованы два образца, один из которых отобран из однородной части обнажения и представляет собой сланец алевро-псаммитовый, плотный, темно-серый до черного (Jal-06), а второй — из кварцевого штокверка в осветленном сланце сходного состава (Jal-02). По данным рентгено-фазового анализа,

в составе обоих образцов преобладает кварц (50–60%), среди других минералов ведущая роль принадлежит хлориту (8–10%) и хлоритоиду (8–26%) (рис. 3). Кроме того, в образце Jal-06 в значительном количестве были определены гематит (7%), магнетит (5%), мусковит (7,8%), также присутствует небольшое количество полевого шпата (2,2%). В обоих

образцах определена незначительная доля иллита (2–3%), что, скорее всего, связано с гипергенной гидратацией слоистых силикатов в приповерхностной зоне.

При изучении аншлифов из образца Jal-06 было установлено, что участки между кварцевыми прожилками обогащены гематитом, содержание ко-

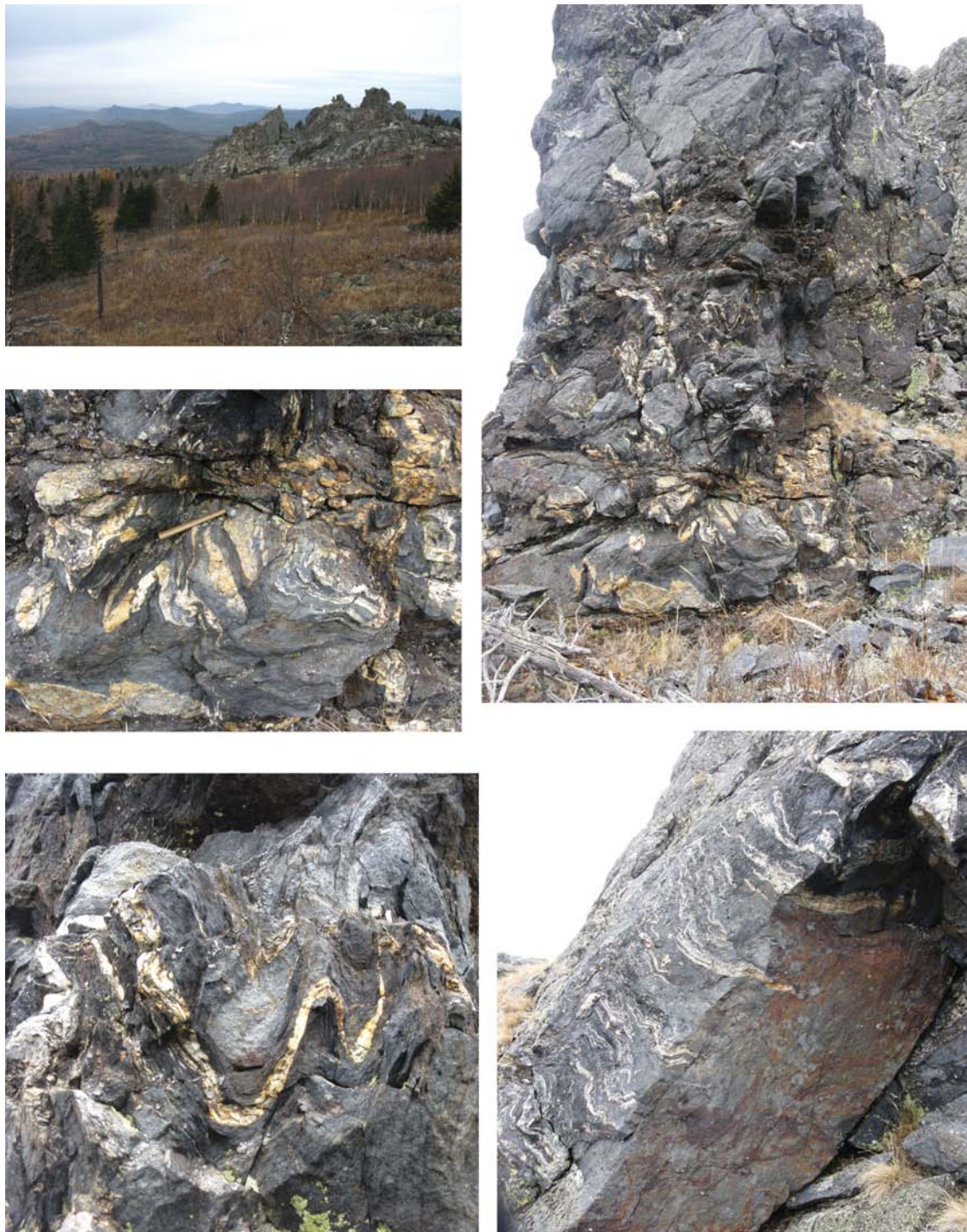


Рис. 2. Обнажения углеродистых сланцев в западной части вершинного гребня горы Ялангас

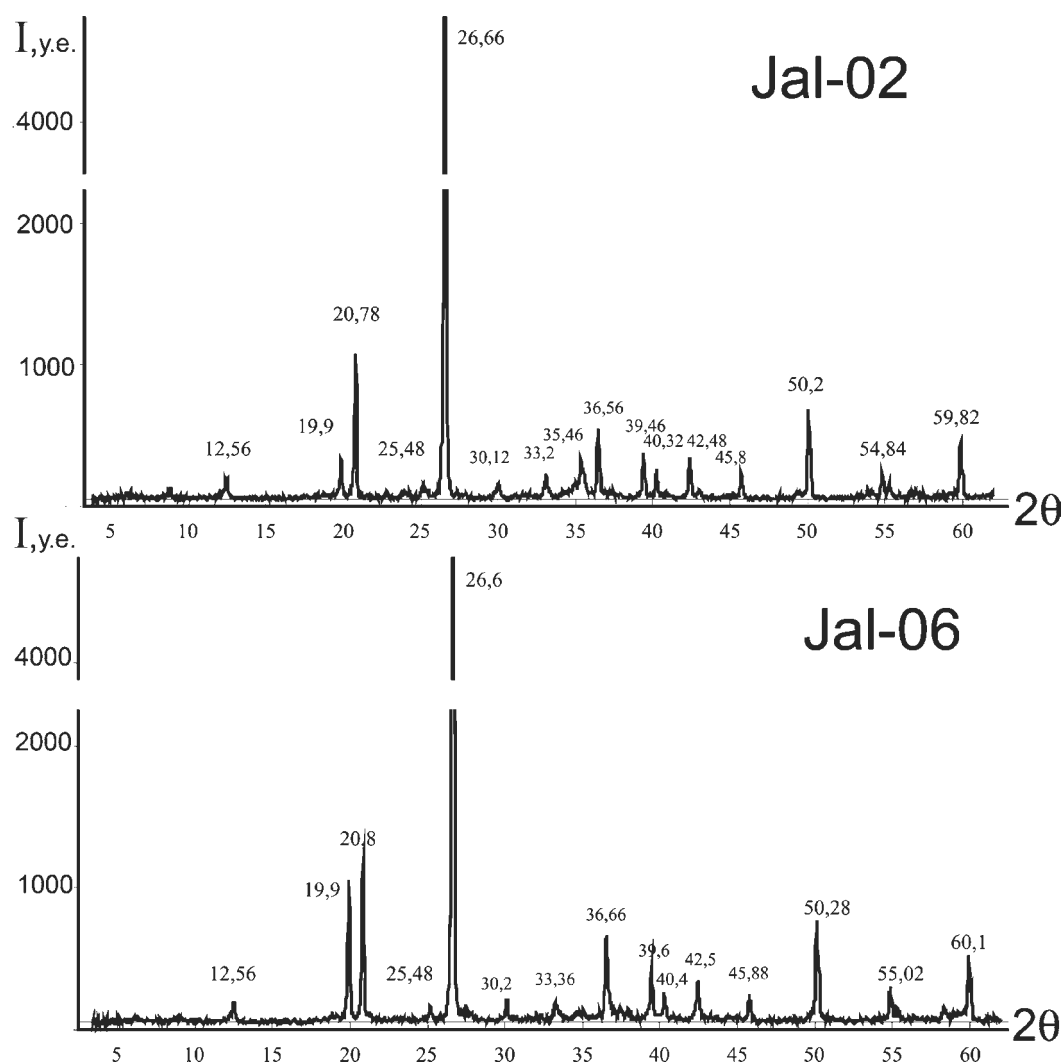


Рис. 3. Дифрактограммы углеродистых сланцев горы Ялангас

торого достигает 20–30% по объему. Гематит образует равномерную вкрапленность и представлен идиоморфными гексагональными кристаллами пластинчатой формы (рис. 4), диаметром от 0,5 до 3 мм, в поперечном сечении 0,1–0,5 мм. Повсеместно кристаллы гематита имеют неоднородное внутреннее строение, что выражается в наличии многочисленных включений, среди которых преобладают нерудные минералы. Наряду с ними, внутри кристаллов гематита встречаются включения циркона и редкоземельного фосфата — монацита. Данные минералы обычно образуют мелкие (до 30 мкм) зерна гипидиоморфного габитуса (рис. 5) и часто приурочены к местам пересечения микротрещин в минерале-хозяине.

Другой тип выделений редкоземельных фосфатов был зафиксирован в образце, отобранном непосредственно из кварцевого штокверка (Jal-02). Они присутствуют в виде комковидных агрегатов разме-

ром до 0,1×0,5 мм либо в виде почти однородных линзовидных прожилков (рис. 6) длиной до 0,5–1 мм. В ассоциации с преобладающим монацитом здесь обнаружены мелкие зерна флоренсита (рис. 6 з, и). Из аксессуарной минерализации в кварцевом штокверке следует также отметить наличие дендритовидного выделения самородной меди со значительным количеством олова (природная бронза?) (рис. 6 в, д), которое располагается вблизи микротрещины в кварц-хлоритоидном агрегате. Вблизи той же трещины обнаружены мелкие единичные зерна ксенотима размером до 10–15 мкм (рис. 6 г).

Химический состав аксессуарных минералов изученных сланцев приведен в табл. 1 и 2. Монацит (La,Ce,Nd)PO₄ представлен цериевой разновидностью со следующим порядком содержаний РЗЭ: Ce > La > Nd. Содержание церия в минерале довольно выдержанное (26,91–33,51 мас.% Ce₂O₃), а отношение лантана и неодима варьирует в значительном

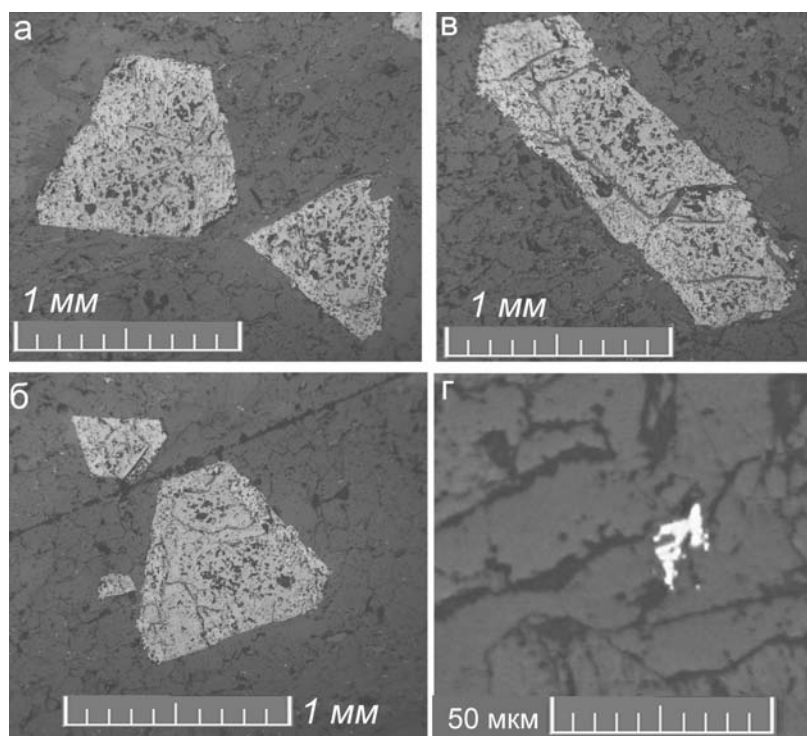


Рис. 4. Вкрапленность гематита и выделение самородной меди в углеродистых сланцах

Примечание: снимки в отраженном свете

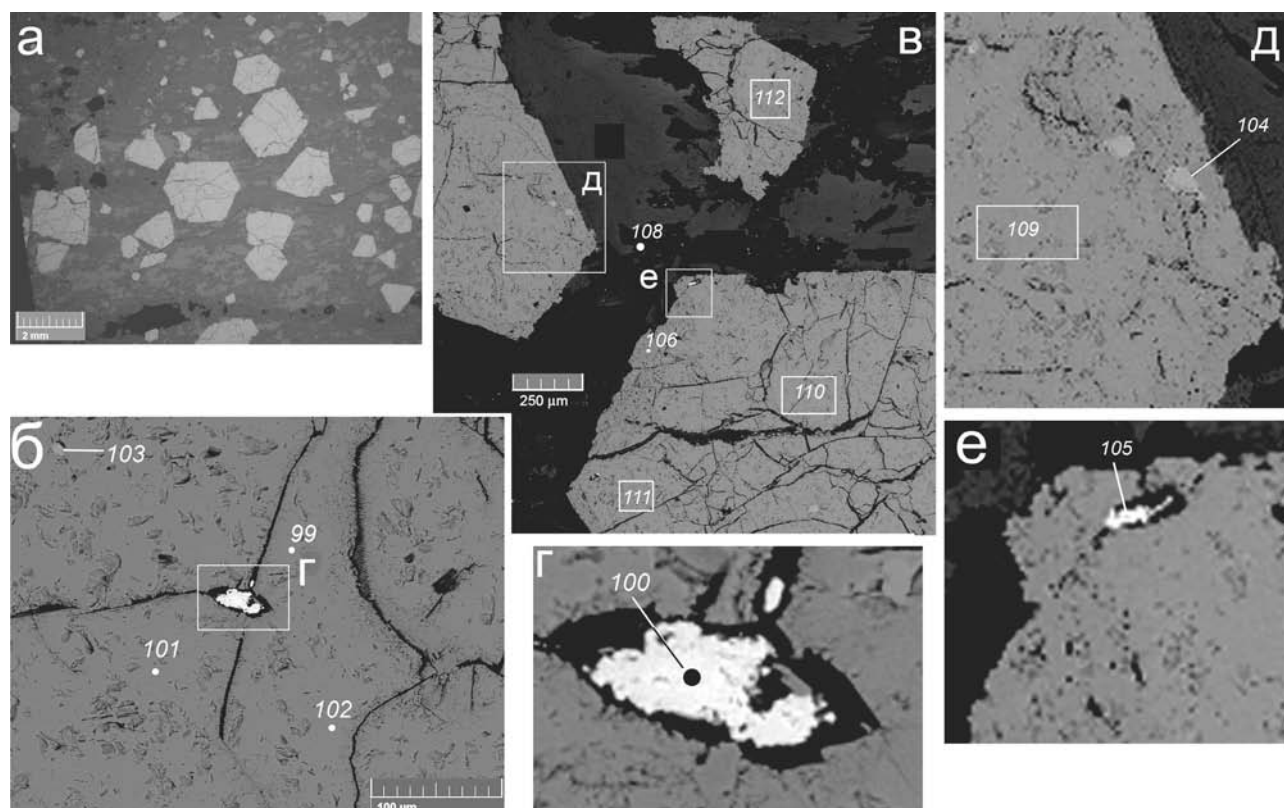


Рис. 5. Включения редкоземельных фосфатов в гематите (образец Jal-06)

Примечание: снимки в обратно-рассеянных электронах

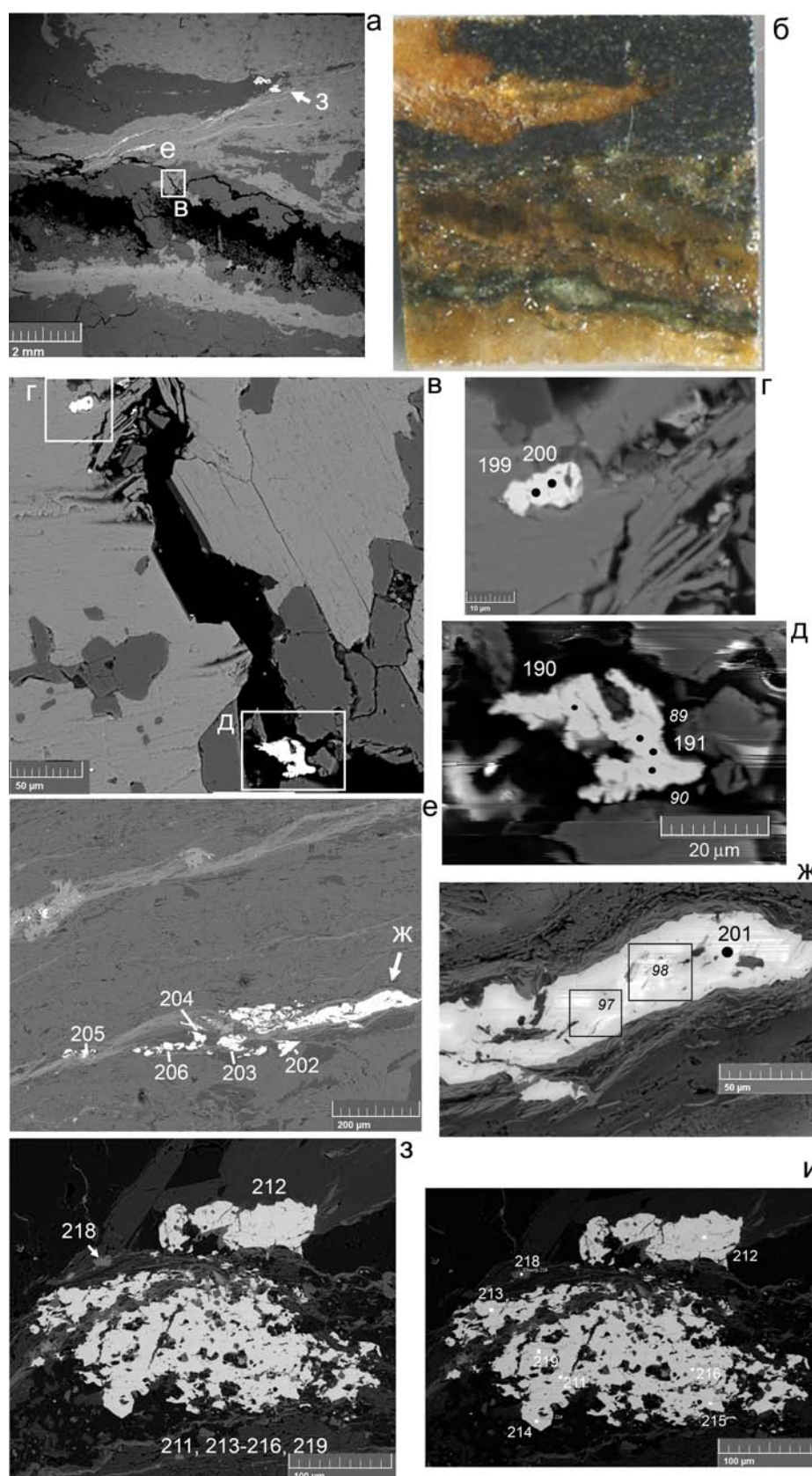


Рис. 6. Акцессорная минерализация в углеродистом сланце (образец Jal-02)

Примечание: снимки в обратно-рассеянных электронах

Таблица 1

Химический состав редкоземельных фосфатов и циркона из углеродистых сланцев
зигазино-комаровской свиты на горе Ялангас (мас.%)

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
№ ан.	97	98	100	105	201	202	203	204	205	206	211	212	213	214	215	216	219	218	199	200	104
SiO ₂	0,99	2,31	—	2,63	—	—	—	—	1,85	—	—	—	0,60	0,51	—	—	—	—	—	0,78	34,72
Al ₂ O ₃	0,49	1,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34,00	—	—	—
CaO	0,57	0,58	2,06	1,72	—	—	0,54	0,56	0,67	0,32	0,29	—	—	0,30	0,51	0,32	—	—	—	—	—
FeO	1,43	3,82	1,80	2,14	—	—	—	—	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—	0,79	2,37	2,49	1,93
P ₂ O ₅	33,24	32,03	32,07	30,90	29,91	31,25	30,35	31,32	29,70	32,11	31,21	30,95	30,84	30,89	32,57	31,12	30,70	31,92	41,69	41,29	—
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52,05	51,24	—
ZrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	63,35
La ₂ O ₃	14,44	14,10	14,62	14,29	15,84	25,29	17,09	15,48	17,02	19,95	18,31	14,82	14,05	25,14	21,40	14,86	16,51	10,64	—	—	—
Ce ₂ O ₃	29,04	26,91	28,77	28,30	31,73	29,94	33,51	31,00	28,95	32,60	31,81	31,00	30,40	29,56	32,48	31,57	32,36	16,30	—	—	—
Pr ₂ O ₃	3,45	3,17	3,36	3,05	3,85	2,89	3,17	3,37	3,23	2,84	3,55	4,00	4,22	2,65	2,98	3,58	3,83	1,71	—	—	—
Nd ₂ O ₃	11,77	10,81	13,73	12,11	12,50	8,63	12,04	11,86	11,04	9,95	11,24	13,03	12,61	8,01	10,07	12,69	11,56	4,63	—	—	—
Sm ₂ O ₃	1,83	1,68	2,35	1,83	1,77	—	—	1,96	1,60	—	1,61	2,23	2,29	—	—	2,39	1,79	—	—	—	—
Gd ₂ O ₃	—	—	—	1,42	—	—	—	1,44	—	—	—	1,37	1,10	—	—	1,34	1,27	—	3,89	4,21	—
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	1,52	—
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,04	7,67	—
Ho ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,54	1,54	—
Er ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,73	4,52	—
Yb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,77	4,35	—
ThO ₂	2,75	2,75	1,24	1,61	4,41	2,00	3,30	3,01	4,56	2,22	1,98	2,59	3,90	2,93	—	2,13	1,98	—	—	—	—

Примечание: 1–17 — монацит, 18 — фторенсит, 19, 20 — ксенотим; прочерк означает, что содержание данного оксида не превышает предел обнаружения; элементный состав минералов определен И.И. Мусабиновым методом энерго-дисперсионного анализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 СВН в ИПСМ РАН (г. Уфа)

диапазоне (14,05–25,09 мас.% La_2O_3 и 8,01–13,73 мас.% Nd_2O_3). В качестве постоянных примесей в минерале отмечается присутствие тория (1,24–4,56 мас.% ThO_2), празеодима (2,84–4,22 мас.% Pr_2O_3), самария (до 2,35 мас.% Sm_2O_3), в единичных анализах установлен гадолиний (до 1,44 мас.% Gd_2O_3). В большинстве анализов устанавливается примесь CaO в количестве от 0,32 до 2,56 мас.%, при этом четкой положительной корреляции между концентрациями кальция и тория не установлено. В отдельных анализах выявлены примеси алюминия, кремния и железа, которые, скорее всего, связаны с захватом материала матрицы.

Таблица 2

Химический состав самородной меди из углеродистых сланцев зигаино-комаровской свиты на горе Ялангас (мас.%)

№ п/п	1	2	3	4
№ ан.	88	89	190	191
Fe	0,98	1,07	1,02	0,86
Cu	79,25	78,10	81,93	82,83
Sn	19,36	20,83	17,04	16,31
S	0,41	—	—	—

Примечание: элементный состав минералов определен И.И. Музабировым методом энерго-дисперсионного анализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBH в ИПСМ РАН (г. Уфа)

Флоренсит $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Sm})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$ охарактеризован единственным анализом (точка 218), хотя его присутствие в образце может быть значительно шире. Он также представлен цериевой разновидностью с распределением РЗЭ: $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd}$, зафиксированы примеси Pr_2O_3 (1,71 мас.%), FeO (0,79 мас.%). Ксенотим $(\text{Y}, \text{Yb})\text{PO}_4$ охарактеризован двумя анализами (точки 199, 200). Распределение РЗЭ в минерале носит следующий характер: $\text{Dy} > \text{Er} > \text{Yb} \geq \text{Gd} > \text{Ho} > \text{Tb}$. Отмечается присутствие примесей SiO_2 (до 0,78 мас.%) и FeO (2,37–2,49 мас.%).

Валовый химический состав углеродистых сланцев приведен в табл. 3. По содержанию петрогенных оксидов породы могут быть отнесены к терригенно-углеродистой формации [Геология ..., 2012], их отличает невысокое содержание кремнезема (56–58 мас.%) и повышенная концентрация железа (до 23,31 мас.% в образце Jal-06). Последняя особенность связана с высокой концентрацией в породах гематита. В образце Jal-06 также выявлена повышенная концентрация фосфора (0,48 мас.%), что обусловлено присутствием фосфатов.

Таблица 3

Химический состав углеродистых сланцев зигаино-комаровской свиты на горе Ялангас

№ обр.	Jal-02		Jal-06	
SiO ₂	58,0		56,0	
TiO ₂	0,61		0,61	
Al ₂ O ₃	14,7		8,36	
Fe ₂ O ₃	8,1		16,0	
FeO	5,75		5,31	
MnO	0,08		0,09	
MgO	1,6		4,0	
CaO	6,25		3,1	
Na ₂ O	0,2		0,1	
K ₂ O	0,5		1,0м	
P ₂ O ₅	0,15		0,48	
ппп	3,34		6,2	
сумма	99,28		101,25	
Cr	109,8	113,9	161,7	65,5
V	128,0	118,0	129,8	125,6
Sc	23,8	24,5	16,6	14,6
Ni	69,9	68,4	99,3	73,5
Co	28,1	25,9	21,9	18,5
Cu	47,0	47,5	3,3	5,1
Zn	179,2	187,4	63,9	61,2
Pb	16,7	17,8	1,0	—
As	6,1	42,9	36,0	36,0
Ba	80,3	76,8	185,6	185,1
Sr	39,3	3,8	10,3	—
Zr	95,0	101,3	90,5	77,0
Sn	—	—	4,0	—
Nb	2,7	0,1		—
Ta	0,8	1,7	2,0	4,7
Mo	1,6	1,0	2,2	0,4
W	—	3,1	—	58,1
La	28,5	26,3	13,4	11,8
Ce	39,2	38,7	—	—
Pr	10,1	9,1	8,7	7,9
Sm	5,0	5,7	8,0	11,4
Eu	0,03	—	—	—
Tb	—	0,9	0,4	2,3
Dy	3,2	3,3	2,0	2,3
Er	1,6	—	—	—
Lu	0,3	0,1	0,5	0,2
Y	13,2	9,9	11,2	8,2
Th	51,8	50,7	104,5	107,5

Примечание: петрогенные оксиды в мас.%, элементы-примеси в г/т; анализ петрогенных оксидов выполнен С.А. Ягудиной силикатным методом, элементы-примеси определены на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ICPE-9000 (SHIMADZU) (аналитик А.М. Мусина), анализы 1, 3 — с микроволновым разложением, анализы 2, 4 — разложение открытым способом

Из элементов-примесей обращает на себя внимание повышенное содержание тория (50–100 г/т) и одновременно невысокие концентрации редкоземельных элементов. Одним из возможных объяснений наблюдаемого соотношения может быть присутствие не изученных нами собственных минералов тория. В образце Jal-02 суммарное содержание РЗЭ примерно соответствует таковому, определенному в Шатакском проявлении редкоземельной минерализации [Алексеев, Тимофеева, 2008], где оно в среднем составляет около 100 г/т.

Изученные редкоземельные фосфаты Ялангасского проявления по составу сходны с описанными ранее аналогичными минералами западного склона Южного Урала [Алексеев, Тимофеева, 2008; Ковалев и др., 2009]. По соотношению монацитового, чералитового и хаттонитового минералов изученные минералы являются почти чистыми монацитами с содержанием чералитового компонента до 2,1%. Присутствие хаттонитового минерала возможно лишь в единичных анализах, где одновременно определены кремний и торий, содержание его не превышает 2,7%. По соотношению основных минералообразующих оксидов исследованные монациты образуют довольно компактный рой точек, который почти полностью попадает в поле типичных составов монацитов из черносланцевых отложений Башкирского мегантиклинория (рис. 7). Следует отметить, что вариации состава монацитов из аллювиальных отложений БМА значительно шире. Этот факт может указывать на то, что монациты из различных литотипов и свит могут иметь значимые отличия и типоморфизм данного минерала может быть использован в дальнейшем, после накопления доста-

точного банка данных, для задач расчленения и корреляции докембрийских отложений.

О генезисе редкоземельной минерализации в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты пока можно сделать лишь предварительные замечания. Известно, что в неметаморфизованных осадочных породах концентрация редкоземельных и радиоактивных элементов выше в глинистой составляющей. Поэтому логично предположить, что укрупнение структуры при катагенезе и начальных стадиях метаморфизма могло привести к образованию из рассеянного вещества собственных минеральных фаз РЗЭ в существенно слюдистых прослоях.

Следует отметить, что приведенная интерпретация подкрепляется фактами, которые приведены по аналогичным монацитовым образованиям заонежской свиты Карелии [Ромашкин и др., 2011]. В цитируемой работе приведены факты, свидетельствующие в пользу последовательного аутигенного формирования монацитовых агрегатов в углеродистых сланцах, начиная от микроглобул субмикронного размера через скелетные кристаллы к агрегатам величиной в первые сотни микрон, полностью аналогичным показанному на рис. 6 з, и.

Таким образом, образование комковатых агрегатов и прожилков, сложенных монацитом и флюоренситом и приуроченных к обогащенным углеродистым и слюдистым материалом прослоям между кварцевыми жилками, скорее всего, можно объяснить перегруппировкой вещества в результате дислокационного метаморфизма при активном участии флюидной фазы.

Значительно труднее понять происхождение включений редкоземельных фосфатов и циркона внутри корродированных идиоморфных кристаллов гематита. Ассоциация монацита с гематитом и магнетитом описана в железистых кварцитах и щелочных метасоматитах Курской магнитной аномалии [Грановская, Попов, 2015]. Появление минеральной ассоциации монацита с оксидами железа приурочено к тектоническим зонам и интерпретируется как результат метаморфо-метасоматических преобразований первично осадочного субстрата. В изученных нами сланцах зигазино-комаровской свиты также проявлен интенсивный дислокационный

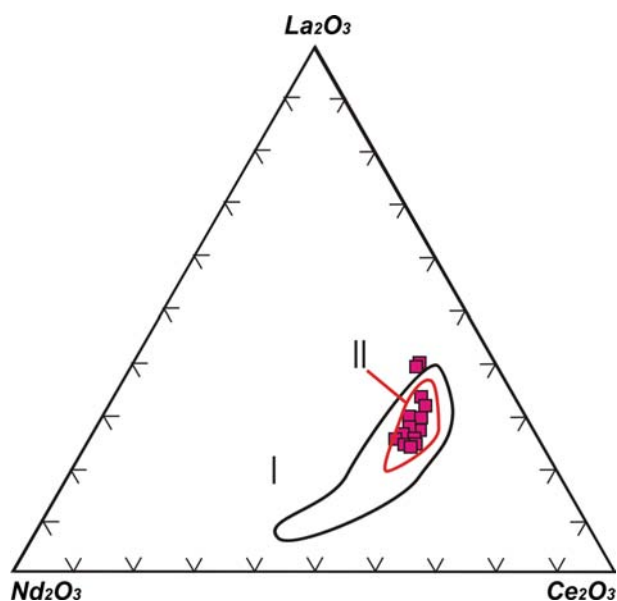


Рис. 7. Диаграмма La_2O_3 – Ce_2O_3 – Nd_2O_3 для монацитов из углеродистых сланцев зигазино-комаровской свиты горы Ялангас

На диаграмме показаны границы полей составов: 1 — монациты из аллювиальных отложений Башкирского мегантиклинория (БМА), в том числе р. Большой Авзян; 2 — монациты из углеродистых отложений БМА, по данным работы [Ковалев и др., 2009].

метаморфизм с участием флюидов, что выразилось в образовании сложной складчатой структуры на различных масштабных уровнях (см. рис. 1, 2) и формировании кварцево-жильного штокверка. На данном этапе исследований можно предложить два варианта возникновения монацитовых включений в гематите: 1) проградный — метаморфическая кристаллизация гематита с захватом окружающего материала, 2) ретроградный — распад первично высокотемпературного железистого минерала с превращением его в гематит и выделением примесей в виде собственных минеральных фаз.

Выводы

1. В обогащенных гематитом углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты в вершинной части горы Ялангас выявлено проявление редкоземельной минерализации, представленной преобладающим монацитом и более редкими выделениями флоренсита и ксенотима. Наряду с гематитом и редкоземельными фосфатами, в углеродистых сланцах, пронизанных кварцевыми прожилками, обнаружены мелкие дендритовые выделения самородной меди с примесью олова.

2. Редкоземельные фосфаты образуют два основных вида выделений: 1) включения в кристаллах гематита в виде отдельных зерен размером 5–20 мкм, 2) комковидные агрегаты и линзовидные прожилки размером до 0,1×0,5 мм в кварцевом штокверке, на участках, обогащенных слюдястым материалом. По соотношению основных минерало-

образующих оксидов исследованные монациты образуют довольно компактный рой точек, который почти полностью попадает в поле типичных составов монацитов из черносланцевых отложений Башкирского мегантиклинория.

Литература:

Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельные фосфаты в горных породах и аллювиальных отложениях западного склона Южного Урала // Литосфера. — 2008. — № 1. — С. 140–145.

Геология, петрохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала / *А.В. Сначёв, В.И. Сначёв, М.В. Рыкус, Д.Е. Савельев, Е.А. Бажин, Ф.Р. Ардисламов.* — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — 208 с.

Грановская Н.В., Попов Ю.В. Редкоземельная минерализация в эгириновых метасоматитах Михайловского железорудного месторождения, Курская магнитная аномалия // Руды и металлы. — 2015. — № 3. — С. 11–17.

Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. Монацитовая минерализация западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 138–144.

Паленова Е.Е., Котляров В.А., Белогуб Е.В., Ковалев С.Г. Типоморфизм редкоземельных фосфатов аллювиальных отложений западного склона Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. — Уфа, 2016. — С. 108–111.

Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В., Голубев А.И. Геохимия редкоземельных элементов углеродсодержащих пород заонежской свиты Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. — Вып. 14. — Петрозаводск, 2011. — С. 163–176.

Сведения об авторах:

Савельев Дмитрий Евгеньевич, Институт геологии УНЦ РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru.

Мусабинов Ирек Ильфирович, Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа. E-mail: irekmusabirov@mail.ru.

Давлетшин Артур Раилевич, ООО БашНИПИнефть, г. Уфа. E-mail: DavletshinAR@bashneft.ru.

ON THE BLACK SHALES MINERALOGY FROM ZIGAZINO-KOMAROVSKAYA FORMATION ON THE JALANGAS MOUNTAIN (THE SOUTHERN URALS)

D. E. Saveliev, I. I. Musabirov, A. R. Davletshin

Saveliev Dmitry Evgenievich, Institute of Geology of USC RAS, Ufa. E-mail: savl71@mail.ru.

Musabirov Irek Ilfirovich, Institute for Metals Superplasticity Problems of RAS, Ufa. E-mail: irekmusabirov@mail.ru.

Davletshin Artur Railevich, BashNIPIneft, Ufa. E-mail: DavletshinAR@bashneft.ru.

Abstract. A new occurrence of the REE-mineralization is found in the black shales enriched by hematite grains from Zigazino-Komarovskaya Formation on the Jalangas mountain, that is represented mostly by monazite and rarely by xenotime and florensite. A fine dendritic native copper precipitation with Sn-impurity was found in the black shale sample impregnated by quartz veinlets. REE-minerals form two kinds of precipitations: 1) inclusions of fine grains in hematite crystals (5–20 μm), 2) aggregates and lens-like veinlets (up to 0.5 mm) in the quartz stockwerk. Monazite chemistry (Ce > La > Nd) is typical for the Bashkirian meganticlinorium.

Key words: black shales, REE-mineralization, monazite, native copper, Jalangas.

УДК 553.446.1

М. В. Сначёв, А. В. Сначёв

УТОЧНЕННЫЙ ВАРИАНТ ПЕРСПЕКТИВ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЦИНК

Аннотация. В работе рассмотрено геологическое строение Амурского стратиформного цинкового месторождения. Описаны параметры рудного тела, его состав, типы руд, приводятся содержания полезных компонентов, формы их нахождения. Особое внимание в статье уделено углеродистым отложениям, широко представленным во флишоидной толще. Показано, что черные сланцы относятся к низкоуглеродистому типу, а также к терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формациям. Пирит-сфалеритовое оруденение отлагалось в пределах локальной депрессии, удаленной от области вулканической деятельности. Перспективы территории геологического отвода связаны с участками, расположенными северо-восточнее и южнее месторождения, где подсчитаны прогнозные ресурсы цинка по категории P_1 .

Ключевые слова: Амурское месторождение, углеродистые сланцы, сфалерит, сульфидные руды, стратиформное оруденение, цинк, прогнозные ресурсы.

Амурское месторождение находится в крайней восточной части Магнитогорского мегасинклиналя, на западном крыле антиклинальной складки, осложняющей восточный фланг одноименной синклинали. Простираение складки субмеридиональное, в северном направлении она полого погружается под нижнекаменноугольные отложения и раскрывается в южном (рис. 1).

В геологическом разрезе месторождения выделяются три толщи (снизу вверх): молассоидная (D_1-D_2), терригенно-карбонатная — флишоидная (D_2-D_3) и вулканогенная (C_1). Названия первых двух толщ представляются нам достаточно условными: по характерным признакам они далеки и от молассы, и от флиша.

Отложения **молассоидной толщи** на поверхность не выходят. Они вскрыты лишь двумя глубокими скважинами, первая из которых (скв. 168) (см. рис. 1) пробурена в конце 50-х годов [Дериглазова и др., 1960ф], а вторая (скв. 294) — в 1979 г. [Смирнова, Юшков, 1979ф]. Результаты бурения сводятся к следующим основным выводам: 1) верхний контакт молассоидной толщи постепенный без видимого несогласия; 2) падение слоистости пород, отчетливо выраженной в керне, западное под углом 15–22°; 3) сложена толща кварцитами и кварц-полевошпатовыми породами, образование

которых обусловлено процессами регионального и контактового метаморфизма аркозовых песчаников и катаклазированных инъекций гранитов.

Флишоидная (терригенно-карбонатная) толща, являющаяся рудовмещающей для стратиформного цинкового оруденения, широко развита в центральной и восточной частях геологического отвода. Ее мощность составляет порядка 800–850 м. В составе толщи выделяются две крупные пачки:

1) нижняя сложена полевошпат-кварц-биотитовыми, биотитовыми, биотит-хлоритовыми, хлоритовыми, известково-глинистыми и глинистыми сланцами, мраморизованными и доломитизированными известняками; к ней приурочен нижний рудоносный горизонт;

2) верхняя, содержащая рудные тела верхнего основного рудоносного горизонта, представлена в основном глинисто-углеродистыми сланцами с прослоями карбонатных пород и очень редко базальтов, андезибазальтов.

По находке конодонта плохой сохранности в карбонатных породах этой толщи (*Hindeodella* sp., определение К.С. Иванова) возраст может быть определен не древнее силура [Широбокова, 1992]. Криноидеи плохой сохранности, обнаруженные в рудовмещающей углеродисто-терригенной толще [Артюшкова и др., 2007], позволили отнести ее к силуру — среднему девону. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается средне-позднедевонским.

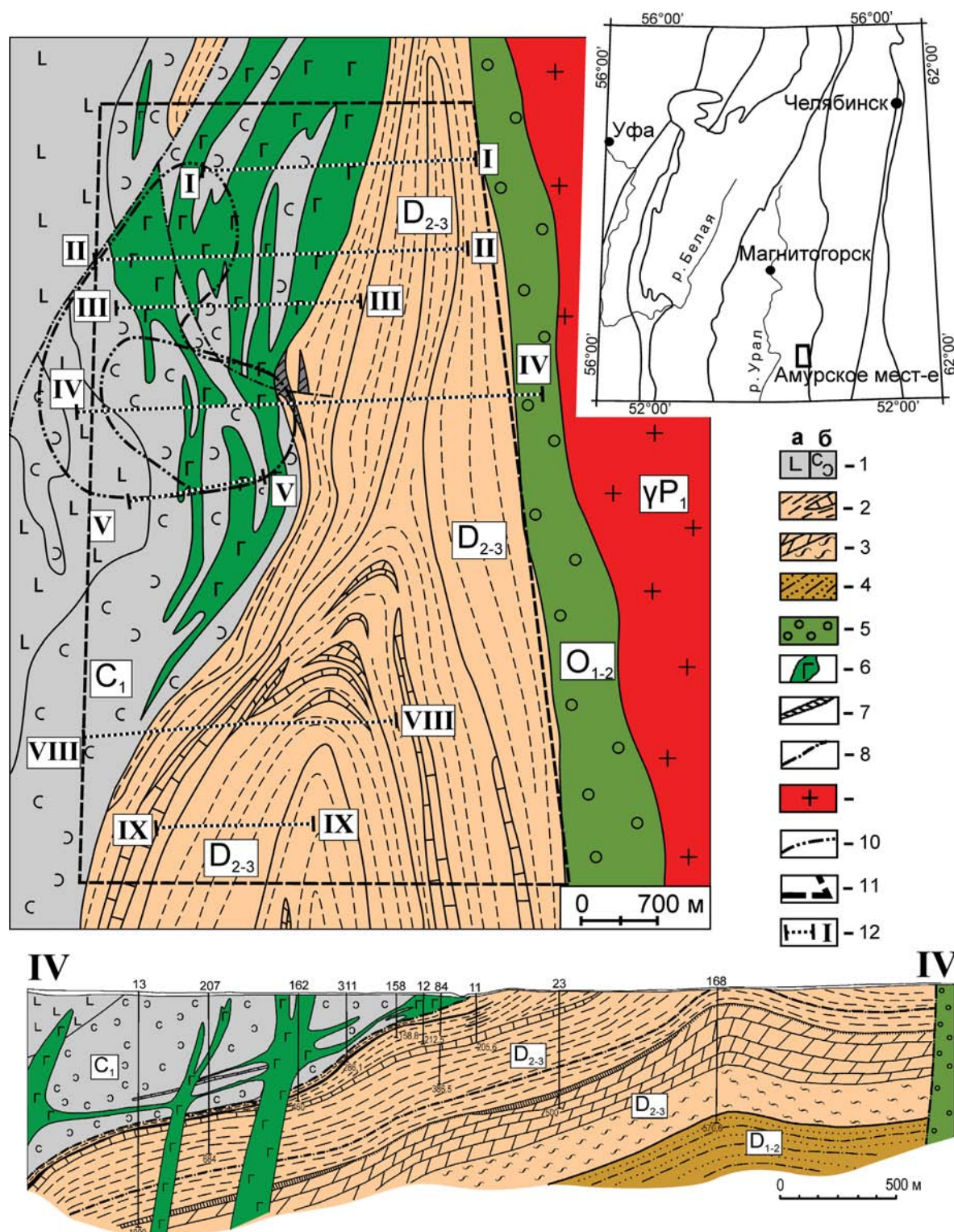


Рис. 1. Геологическая карта Амурского месторождения (составлена А.Д. Штейнбергом и др. [1976ф])

Условные обозначения: 1 — вулканогенная толща (C₁): базальты и андезибазальты (а), туфы и туффиты основного состава (б); 2–3 — флишеидная толща (D₂₋₃): 2 — верхняя пачка: углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-известковистые сланцы, мраморизованные известняки, 3 — нижняя пачка: метаморфические сланцы и мраморизованные известняки; 4 — молассоидная толща (D₁₋₂): гранитизированные аркозовые песчаники; 5 — полимиктовые песчаники рымникской свиты (O₁₋₂); 6 — габбро, габбро-долериты; 7 — рудные тела; 8 — разломы и зоны рассланцевания; 9 — граниты (γP₁); 10 — проекция рудного тела на поверхность; 11 — контур геологического отвода; 12 — поисковые профили 2007–2008 гг.

Образования **вулканогенной толщи** представлены преимущественно туфами основного состава, туффитами, реже базальтами и прослоями осадочных пород, среди которых преобладают алевролиты, глинистые сланцы и известняки. Прослой осадочных пород отмечены исключительно в нижней части разреза среди тонкообломочных туфов. От подошвы толщи к ее кровле размерность обломочного материала постепенно растет, тонкообломочные туфы сменяются грубообломочными.

В пределах Амурского месторождения отмечены многочисленные дайки и тела субщелочных высокотитанистых габбро, габбро-долеритов и долеритов, часть из которых рвет образования вулканогенной и флишоидной толщ, а другая располагается согласно во вмещающих их породах (см. рис. 1).

Породы флишоидной и вулканогенной толщ метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. В дальнейшем в период становления Суундукского гранитного массива отложения терригенно-карбонатной толщи подверглись контактовому метаморфизму. В крайней восточной части геологического отвода, наиболее приближенной к интрузии, они испытали преобразование, соответствующее амфибол-роговиковой фации, в западном направлении сменяющейся менее высокотемпературной альбит-эпидот-роговиковой фацией [Добрецов и др., 1972].

На месторождении выявлено и с различной степенью детальности изучено два рудоносных горизонта [Широбокова, Штейнберг, 1985]. Наиболее мощные и лучше изученные рудные залежи относятся к **верхнему (основному) рудоносному горизонту**, в котором сосредоточены все тела цинковых руд, включенных в подсчет запасов и прогнозных ресурсов. Основное рудное тело прослежено на поверхности по обнажениям бурых железняков «железной шляпы», а на глубине — по падению большим количеством поисковых и оценочных скважин. Оно залегает согласно с общим напластованием пород, имеет субмеридиональное простирание, пластообразную форму и пологое (15–30°) западное падение. Минимальная глубина его залегания 40 м, максимальная — 500 м. Длина рудного тела по простиранию 700 м, по падению — 1300 м. Минимальная мощность рудного тела 1,0 м, максимальная — 22,5 м, средняя — 7,8 м.

В центральной части месторождения оруденение локализовано в верхней части углеродистоглинисто-карбонатных сланцев на расстоянии 3–10 м от контакта с вышележащими отложениями вулканогенной толщи. В крайней западной части месторождения рудное тело залегает в прослое мраморизованных и доломитизированных известняков.

Детальное изучение оценочных скважин, проведенное в последние годы, позволило [Новоселов, Белогуб, 2008; Белогуб и др., 2011] разделить руды Амурского месторождения по преобладающей форме нахождения цинка на сульфидные (скальные и рыхлые) и несulfидные (окисленные). Скальные сульфидные руды развиты в западной наиболее глубокой части залежи (400–600 м). В восточном направлении, что равноценно уменьшению глубины залегания руд, скальная их разновидность постепенно сменяется рыхлой. Фазовый химический анализ руд показал, что несulfидные руды до 90% цинка содержат в «упорной» форме цинкистого смектита или смектитизированного хлорита [Белогуб и др., 2011].

В составе сульфидных руд исследователями выделялись рудообразующие минералы — пирит и сфалерит и второстепенные — пирротин, галенит, халькопирит. Редко наблюдаются арсенопирит, иорданит, буланжерит, серебросодержащий теннантит, свинецсодержащая блеклая руда, сульфоарсениды кобальта, гринокит, ульманнит, золотисто-ртутистое серебро, миаргирит, ксантоконит, штромейерит, дигенит, гематит, магнетит, рутил.

Основными минералами окисленных руд являются смектиты с различным содержанием цинка (вплоть до соконита), гидратированный хлорит, кварц, в некоторых случаях слюда (гидратированные биотит, возможно мусковит и каолинит как продукт разложения мусковита) [Белогуб и др., 2011].

По минеральному составу и содержанию главных компонентов руды разделяются на цинковистые и медно-полиметаллические. Вторые крайне редки и встречены только в одной скважине (№ 280). Преобладают на месторождении цинковистые руды, среди которых по текстурным особенностям выделяются сплошные и прожилково-вкрапленные.

По данным Т.И. Широбоковой, А.Д. Штейнберга [1985], сплошные руды составляют около 20% руд месторождения. Они имеют массивную текстуру и состоят главным образом из пирита и сфалерита. Среднее содержание цинка в них — 4,88%.

Прожилково-вкрапленные руды имеют более широкое (около 80%) распространение на месторождении. Они представлены редкими ветвящимися сульфидными прожилками в нерудной массе или вкрапленностью мелких зерен сульфидных минералов (пирит, сфалерит). Среднее содержание цинка в прожилково-вкрапленных рудах — 2,64%.

Основным полезным компонентом руд является цинк, содержание которого в рудном теле меняется по отдельным пробам от 0,7% до 26,7%, средние содержания по скважинам варьируют от 1,39 до 4,91%, составляя в среднем по месторождению 2,76% [Штейнберг и др., 1976ф]. Содержание серы

в руде — от 2,03% до 45,14%. Руды характеризуются низким содержанием свинца (0,01–0,46%) и меди (до 0,1%). В небольших количествах (от следов до 50 г/т) присутствует серебро, золото (от следов до 0,1 г/т), мышьяк (0,01–0,08%), барий (0,05–4,4%). Из элементов примесей присутствуют: кадмий (0,005–0,052%), селен (0,0003–0,0014%), теллур (0,0001%), германий (2,0–2,3 г/т), галлий (2,5–33,0 г/т), таллий (3,8–39,2 г/т), индий (2,0 г/т).

В средней части разреза рудовмещающей толщи выделен **второй**, близрасположенный и субпараллельный верхнему, **рудоносный горизонт** [Смирнова, Юшков, 1979ф]. С этим горизонтом сопоставлялись прослои бурых железняков, вскрытые скважинами №№ 166, 165, 168, 220, 221, и маломощные рудные тела, подсеченные скважинами №№ 293, 296, в которых содержание цинка колебалось от 0,33% до 1,96%, а содержание меди достигало 1,2%. С этим горизонтом связываются перспективы обнаружения новых рудных тел как в восточном, так и в западном крыльях антиклинальной складки.

Примечательно, что оруденение отмечено и в вулканогенной толще, к которой приурочены прослои алевролитов. Так, в скв. № 3 на северном фланге месторождения в этой толще в инт. 147,2–148,6 м встречены сульфидные цинковые руды.

По геологическим условиям, залеганию и составу руд Амурское месторождение ранее относилось к филизчайскому типу [Широбокова, Штейнберг, 1985; Широбокова, 1992]. По мнению других исследователей [Серавкин, Сначёв, 2012], образование Амурского стратиформного цинкового месторождения скорее всего происходило в конце среднего девона в связи с завершением среднедевонского вулканического цикла на соседней с запада территории, но в удаленной от вулканизма зоне. Современными гомологами Амурского месторождения, по-видимому, являются сульфидные проявления в осадочных породах хребта Хуан-де-Фука и Калифорнийского залива Тихого океана [Бортников, Викентьев, 2005]. Подобные стратиформные месторождения, включая Филизчайское, приуроченные к терригенным и терригенно-карбонатным породам и имеющие возраст вмещающих их пород, в последнее время принято относить к типу SEDEX [Новоселов, Белогуб, 2008], что несет генетическую нагрузку, тогда как термин филизчайский содержит лишь аналогию.

Известно, что углеродистые отложения весьма перспективны на благородно- и редкометальное оруденение [В.И. Сначёв и др., 1994, 2008; А.В. Сначёв и др., 2003], а также представляют собой весьма информативные породы для реконструкции палеогеографических и физико-химических условий их накопления, выяснения источников и направления

сноса терригенного материала. Основой для получения перечисленной информации является изучение петрохимических и геохимических особенностей черных сланцев, и в первую очередь химического состава, простым и очень эффективным силикатным анализом. Всего проанализирована 51 проба в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина) (табл. 1, 2). Кроме того, заимствованы данные по 43 пробам, опубликованные ранее в монографии А.В. Сначёва и др. [2012].

Учитывая содержания органического углерода ($C_{орг}$) в отложениях терригенно-карбонатной толщи Амурского месторождения (0,56–3,84% $C_{орг}$), приведенные в работах А.В. Сначёва и др. [2012] и М.В. Сначёва [2012], их можно отнести, согласно классификации, предложенной Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988] (1–3% $C_{орг}$ — низкоуглеродистые черные сланцы; 3–10% — углеродистые; >10% — высокоуглеродистые), к низкоуглеродистому типу.

Общая выборка углеродистых сланцев восточного фланга Магнитогорского мегасинклинория составила 175 проб. Результаты их анализа вынесены на известную диаграмму А–S–C О.В. Горбачева и Н.А. Созинова [1985], позволяющую отнести черносланцевые образования к одной из трех формаций: кремнисто-углеродистой, терригенно-углеродистой или карбонатно-углеродистой (рис. 2). Параметры $A = [Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)] \times 1000$ и $S = [SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)] \times 1000$ выражены в молекулярных количествах, а параметр $C = (CaO + MgO)$ — в массовых долях оксидов.

Углеродистые сланцы Амурского месторождения образуют непрерывный ряд от 200 ед. параметра S до 1200 ед. и относятся преимущественно либо к карбонатно-углеродистой, либо терригенно-углеродистой формациям. Лишь порядка 10% проб укладываются в левую часть поля кремнисто-углеродистой формации.

Наиболее информативным из трех перечисленных выше является параметр S, который связан обратно пропорциональной зависимостью с долей терригенной примеси в осадках, которая в свою очередь служит основным индикатором удаленности участка седиментации от береговой линии водного бассейна. Углеродистые отложения Амурского месторождения занимают левую и центральную области диаграммы, что указывает на значительную долю терригенной примеси в их составе. Особенно отчетливо это видно на примере пород, принадлежащих кремнисто-углеродистой формации (см. рис. 2). Так, черные сланцы рассматриваемого месторождения расположены в левой части данного поля, куда попадают породы с максимальным содержанием терригенной примеси, которые образовались

Таблица 1

Химический состав углеродистых пород Амурского месторождения

№ п/п	№ Образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	AM-1/5025	57,31	0,65	15,15	1,32	6,44	0,44	5,03	4,20	3,37	2,50	0,35	3,44	100,20
2	AM-1/652,0	57,20	0,68	15,20	1,35	6,40	0,40	5,00	4,26	3,30	2,50	0,38	3,32	99,99
3	AM-2/392,8	70,07	0,37	10,37	1,73	3,58	0,50	2,05	1,15	0,40	3,28	0,30	6,50	100,30
4	AM-2/542	70,00	0,40	10,40	1,76	3,59	0,58	2,00	1,12	0,35	3,33	0,30	6,40	100,23
5	AM-3/142	67,00	0,35	7,60	3,64		0,41	4,00	7,10	0,30	2,50	0,19	7,66	100,75
6	AM-5/608	63,80	0,88	15,06	2,22	4,60	0,09	2,00	1,84	5,00	2,50	0,30	2,00	100,29
7	AM-6/514	53,00	0,57	12,04	1,45	5,00	0,24	6,60	9,00	0,25	3,75	0,23	8,08	100,21
9	AM-8a/152	57,00	0,57	13,60	1,35	5,00	0,11	4,00	7,10	0,54	5,00	0,12	5,44	99,83
10	AM-11/488	56,40	0,40	13,06	2,34	3,08	0,23	4,25	8,47	0,24	3,81	0,19	8,20	100,67
11	AM-12/565	56,50	0,44	13,00	2,30	3,00	0,21	4,20	8,52	0,27	3,75	0,22	8,10	100,51
12	AM-13/632	57,10	0,68	15,50	0,80	6,46	0,45	4,80	4,26	3,30	2,50	0,39	3,40	99,64
13	AM-14/347	63,40	0,88	15,50	3,00	3,59	0,08	2,00	2,12	5,12	1,88	0,30	2,08	99,95
14	AM-17/257	74,10	0,26	9,00	3,36			0,80	0,50	0,25	2,70	0,07	8,50	99,54
15	AM-20/270	73,30	0,26	8,70	1,96		0,06	5,40	0,88	0,25	1,56	0,19	8,00	100,56
16	AM-20/250	73,18	0,29	8,76	1,99		0,07	5,20	0,85	0,23	1,58	0,18	8,01	100,34
17	AM-21/71	64,00	0,12	3,70	1,40		0,38	0,20	15,62	0,54	1,20	0,12	13,50	100,78
18	AM-22/259	60,50	0,40	8,80	2,74	2,15	0,42	2,20	11,92	0,30	2,50	0,21	7,62	99,76
19	AM-23/186	57,00	0,57	13,60	2,00	4,76	0,10	2,60	8,52	0,50	5,00	0,21	5,00	99,86
20	AM-26/299	70,00	0,40	9,80	1,12	1,93	0,18	0,80	7,00	0,30	3,75	0,21	5,00	100,49
21	AM-26/404	70,15	0,37	9,74	1,10	1,90	0,16	1,00	6,96	0,34	3,74	0,20	5,10	100,76
22	AM-27/251	72,00	0,40	9,80	1,68		0,06	5,00	1,00	0,50	2,00	0,23	7,90	100,57
23	AM-27/288	71,89	0,37	9,86	1,72		0,05	5,04	1,00	0,48	1,81	0,25	7,80	100,27
24	AM-29/354	60,00	0,38	4,80	18,70		0,32	0,69	1,00	0,25	1,25	0,23	12,80	100,42
25	AM-30/285	72,30	0,23	9,12	1,96		0,05	5,00	1,00	0,25	2,18	0,29	7,99	100,37
26	AM-30/50	72,10	0,29	9,10	1,96		0,05	5,00	1,00	0,27	2,10	0,23	8,00	100,10
27	AM-31/660	61,10	0,43	9,10	2,03	2,47	0,39	2,60	11,45	0,50	2,10	0,20	7,70	100,07
28	AM-31/723	61,20	0,39	8,98	2,06	2,50	0,41	2,50	11,40	0,45	2,30	0,19	7,90	100,28

№ п/п	№ Образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
29	AM-32/292	52,00	0,57	13,60	2,02	5,00	0,16	6,00	8,51	0,54	3,75	0,14	8,10	100,39
30	AM-33/421	63,40	0,26	8,70	1,26	2,15	0,41	4,00	8,52	0,30	2,50	0,14	7,60	99,24
31	AM-34/180,5	63,00	0,30	4,56	14,78		0,32	1,44	1,00	0,30	1,00	0,38	12,60	99,68
32	AM-35/239	57,10	0,57	9,66	1,40	5,74	0,23	3,00	9,24	0,30	3,75	0,14	8,21	99,34
33	AM-36/151	53,96	0,68	14,66	2,20	6,10	0,32	4,40	7,10	0,30	3,75	0,14	3,30	99,91
34	AM-37/202	60,10	0,99	14,06	4,98	3,59	0,09	3,17	2,20	6,07	2,50	0,23	1,64	99,62
35	AM-38/149	61,90	0,40	8,30	3,17	2,73	0,40	2,00	11,36	0,35	2,10	0,14	7,68	100,53
36	AM-39/172	84,88	0,21	5,35	2,84		0,02	0,57	1,04	0,33	1,25	0,30	3,64	100,43
37	AM-39/200	85,00	0,23	5,32	2,80		0,02	0,60	1,00	0,30	1,25	0,30	3,78	100,60
38	AM-40/146	82,00	0,30	4,56	5,00		0,01	0,20	1,00	0,12	1,25	0,30	6,00	100,74
39	AM-41/57	70,00	0,30	8,70	5,00		0,13	1,00	7,10	0,35	2,50	0,61	4,92	100,61
40	AM-42/459	68,00	0,30	8,70	5,60		0,15	1,40	7,00	0,50	3,10	0,61	5,14	100,50
41	AM-43/51	76,00	0,13	8,00	5,60		0,01	0,40	1,00	0,25	1,15	0,48	7,00	100,02
42	AM-44/86	57,00	0,47	11,00	4,66	2,87	0,21	3,00	9,30	0,25	3,10	0,19	8,16	100,21
43	AM-45/247	58,79	0,62	10,00	2,54	7,18	0,20	4,60	7,38	2,30	5,00	0,95	1,30	100,86
44	AM-46/157	58,00	0,62	14,30	2,78	6,96	0,19	4,00	5,68	2,30	3,10	0,21	1,98	100,12
45	AM-47/191	57,00	0,70	9,88	4,30	4,09	0,26	14,40	2,01	0,30	0,80	0,48	6,26	100,48
46	AM-48/60	81,00	0,23	4,56	4,76		0,01	1,00	0,80	0,20	1,25	0,38	6,10	100,29
47	AM-49/188	75,00	0,30	7,84	4,36		0,11	1,00	1,00	0,54	3,00	0,17	6,96	100,28
48	AM-54/552	75,00	0,26	7,84	3,92		0,02	0,60	0,80	0,25	3,00	0,08	8,14	99,91
49	AM-64/299	73,00	0,26	7,84	5,32		0,02	0,80	0,80	0,25	3,00	0,17	8,22	99,68
50	AM-86/300	71,00	0,26	8,70	1,96		0,06	6,20	0,80	0,54	2,10	0,23	8,18	100,03
51	AM-87/270	73,00	0,38	8,70	3,64		0,03	1,40	0,80	0,85	3,00	0,21	8,98	100,99

Таблица 2
Значения петрохимических параметров и модулей для углеродистых отложений Амурского месторождения

№ п/п	№ Образца	A	S	C	A*	C*	FM*	ГМ	AM	ТМ	Fe/Mn	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	ЗМ
1	AM-1/5025	-7,41	525,18	9,23	47,14	13,07	39,79	0,41	0,26	0,04	15,76	3,78	4,88
2	AM-1/652,0	-6,85	523,31	9,26	47,19	13,23	39,58	0,41	0,27	0,04	17,27	3,76	4,74
3	AM-2/392,8	42,59	994,66	3,20	54,93	6,09	38,98	0,23	0,15	0,04	8,60	6,76	2,07
4	AM-2/542	43,75	994,33	3,12	55,11	5,94	38,95	0,23	0,15	0,04	7,45	6,73	2,04
5	AM-3/142	-89,62	851,21	11,10	34,02	31,78	34,20	0,17	0,11	0,05	3,94	8,82	
6	AM-5/608	7,87	767,40	3,84	58,55	7,15	34,29	0,36	0,24	0,06	61,35	4,24	2,07
7	AM-6/514	-93,58	392,47	15,60	35,32	26,40	38,28	0,36	0,23	0,05	23,22	4,40	3,45
9	AM-8a/152	-58,25	542,29	11,10	43,80	22,87	33,33	0,36	0,24	0,04	50,27	4,19	3,70
10	AM-11/488	-72,71	537,51	12,72	41,86	27,15	30,99	0,33	0,23	0,03	17,72	4,32	1,32
11	AM-12/565	-74,19	542,15	12,72	41,91	27,47	30,63	0,33	0,23	0,03	18,95	4,35	1,30
12	AM-13/632	-3,82	528,73	9,06	48,71	13,39	37,90	0,41	0,27	0,04	14,94	3,68	8,08
13	AM-14/347	11,96	763,73	4,12	59,14	8,09	32,77	0,36	0,24	0,06	60,90	4,09	1,20
14	AM-17/257	51,27	1203,51	1,30	65,89	3,66	30,45	0,17	0,12	0,03		8,23	
15	AM-20/270	53,00	1051,43	6,28	51,36	5,19	43,45	0,15	0,12	0,03	14,51	8,43	
16	AM-20/250	54,47	1057,00	6,05	52,14	5,06	42,80	0,15	0,12	0,03	12,63	8,35	
17	AM-21/71	-302,11	844,46	15,82	17,69	74,67	7,65	0,08	0,06	0,03	1,64	17,30	
18	AM-22/259	-171,05	658,60	14,12	31,64	42,86	25,49	0,23	0,15	0,05	7,95	6,88	0,78
19	AM-23/186	-83,97	548,74	11,12	43,20	27,06	29,73	0,37	0,24	0,04	55,82	4,19	2,38
20	AM-26/299	-76,80	932,94	7,80	47,46	33,90	18,64	0,19	0,14	0,04	13,34	7,14	1,72
21	AM-26/404	-77,09	930,63	7,96	47,05	33,62	19,32	0,19	0,14	0,04	14,76	7,20	1,73
22	AM-27/251	52,88	1025,47	6,00	56,06	5,72	38,22	0,17	0,14	0,04	12,44	7,35	
23	AM-27/288	56,16	1023,73	6,04	55,96	5,68	38,37	0,17	0,14	0,04	15,28	7,29	
24	AM-29/354	13,64	912,87	1,69	19,06	3,97	76,97	0,40	0,08	0,08	25,96	12,50	
25	AM-30/285	48,13	1039,42	6,00	53,40	5,85	40,75	0,16	0,13	0,03	17,41	7,93	
26	AM-30/50	48,63	1039,18	6,00	53,34	5,86	40,80	0,16	0,13	0,03	17,41	7,92	
27	AM-31/660	-157,26	662,93	14,05	32,91	41,41	25,68	0,23	0,15	0,05	8,56	6,71	1,22
28	AM-31/723	-158,98	668,93	13,90	32,73	41,55	25,73	0,23	0,15	0,04	8,24	6,82	1,21

№ п/п	№ Образца	A	S	C	A*	C*	FM*	ГМ	AM	ТМ	Fe/Mn	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3M
29	AM-32/292	-72,44	378,89	14,51	38,71	24,22	37,06	0,41	0,26	0,04	36,42	3,82	2,48
30	AM-33/421	-106,90	743,52	12,52	35,32	34,59	30,09	0,20	0,14	0,03	6,54	7,29	1,71
31	AM-34/180,5	13,14	985,43	2,44	20,94	4,59	74,47	0,31	0,07	0,07	20,52	13,82	
32	AM-35/239	-125,81	579,64	12,24	33,26	31,82	34,92	0,30	0,17	0,06	27,31	5,91	4,10
33	AM-36/151	-78,49	435,07	11,50	42,54	20,60	36,85	0,44	0,27	0,05	21,85	3,68	2,77
34	AM-37/202	-26,28	677,49	5,37	50,21	7,86	41,93	0,39	0,23	0,07	63,91	4,27	0,72
35	AM-38/149	-160,57	688,47	13,36	30,12	41,22	28,66	0,24	0,13	0,05	10,25	7,46	0,86
36	AM-39/172	15,85	1353,76	1,61	54,59	10,61	34,80	0,10	0,06	0,04	63,08	15,87	
37	AM-39/200	16,78	1355,93	1,60	54,73	10,29	34,98	0,10	0,06	0,04	62,19	15,98	
38	AM-40/146	12,34	1336,78	1,20	42,38	9,29	48,33	0,12	0,06	0,07	222,10	17,98	
39	AM-41/57	-76,75	937,86	8,10	39,91	32,57	27,52	0,20	0,12	0,03	17,08	8,05	
40	AM-42/459	-84,37	893,71	8,40	38,33	30,84	30,84	0,21	0,13	0,03	16,58	7,82	
41	AM-43/51	47,74	1208,45	1,40	53,33	6,67	40,00	0,18	0,11	0,02	248,75	9,50	
42	AM-44/86	-103,06	577,76	12,30	35,68	30,17	34,16	0,33	0,19	0,04	23,33	5,18	0,62
43	AM-45/247	-124,22	521,66	11,98	31,55	23,28	45,17	0,35	0,17	0,06	41,04	5,88	2,83
44	AM-46/157	-31,60	520,46	9,68	42,41	16,84	40,75	0,43	0,25	0,04	42,62	4,06	2,50
45	AM-47/191	50,68	398,39	16,41	28,49	5,80	65,72	0,33	0,17	0,07	22,86	5,77	0,95
46	AM-48/60	14,83	1311,22	1,80	41,01	7,19	51,80	0,12	0,06	0,05	211,44	17,76	
47	AM-49/188	19,85	1180,78	2,00	55,21	7,04	37,75	0,17	0,10	0,04	17,61	9,57	
48	AM-54/552	29,16	1218,42	1,40	59,57	6,08	34,35	0,16	0,10	0,03	87,06	9,57	
49	AM-64/299	29,26	1171,13	1,60	53,12	5,42	41,46	0,18	0,11	0,03	118,16	9,31	
50	AM-86/300	43,63	997,82	7,00	49,26	4,53	46,21	0,15	0,12	0,03	14,51	8,16	
51	AM-87/270	27,74	1150,23	2,20	59,83	5,50	34,66	0,17	0,12	0,04	53,90	8,39	

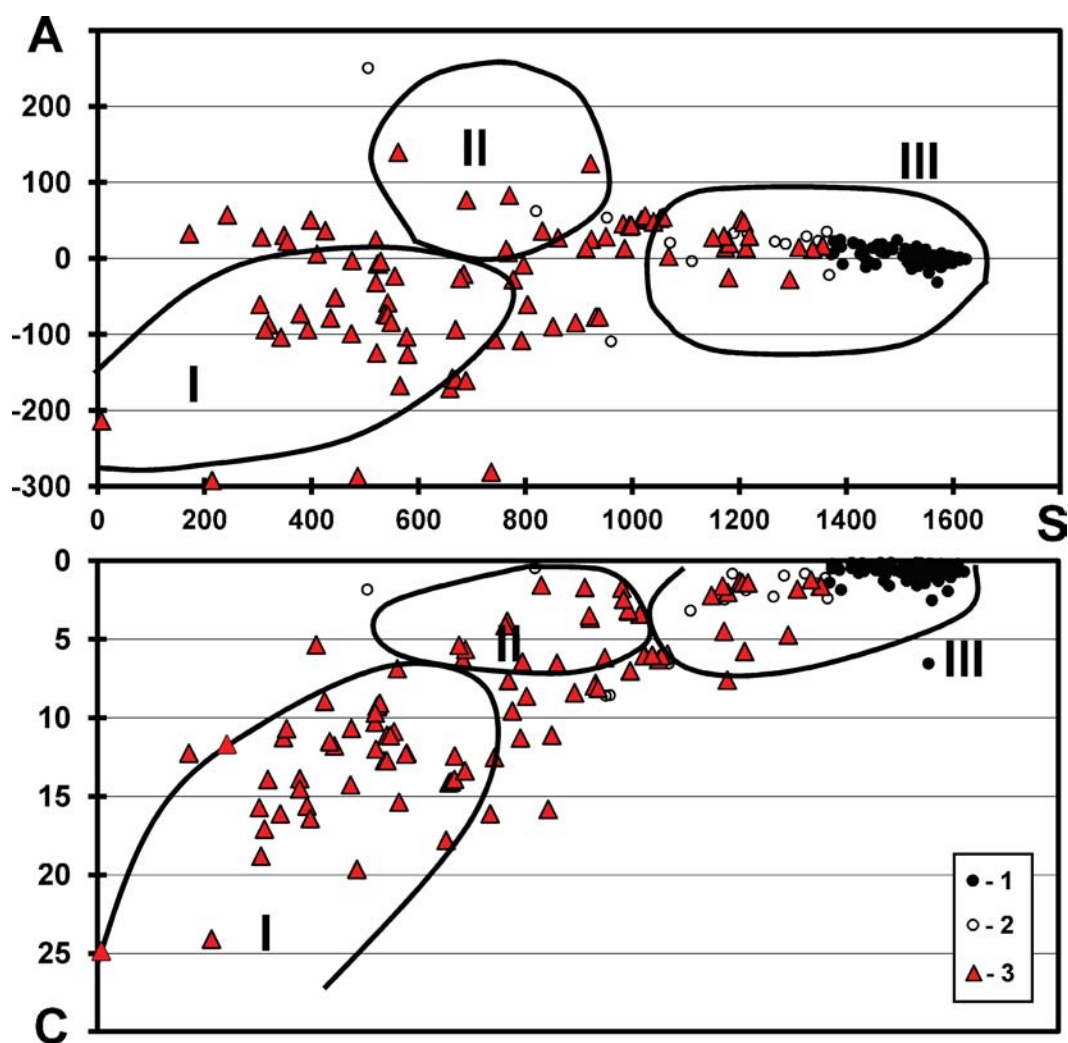


Рис. 2. Типизация углеродистых отложений Амурского месторождения с помощью диаграммы О.В. Горбачева, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 — кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи, 2 — терригенно-углеродистые сланцы булатовской толщи, 3 — углеродистые сланцы Амурского месторождения. Поля формаций: I — карбонатно-углеродистая, II — терригенно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая.

в мелководных условиях, в отличие от глубоководных кремнисто-углеродистых сланцев булатовской толщи Арамилско-Сухтелинской зоны [Сначёв и др., 2006].

Для реконструкции палеогеографических условий накопления углеродистых отложений особый интерес представляет рассмотрение параметра S на всей площади геологического отвода (рис. 1, 3), что позволяет не только восстановить рельеф дна палеобассейна, но и предположить область, откуда поступал тонкодисперсный сульфидный материал, из которого было сформировано рудное тело Амурского месторождения. Так, из рисунка 3 хорошо видно, что:

1. В пределах геологического отвода Амурского месторождения в период образования отложений

флишеидной толщи в целом господствовали мелководные условия, что подтверждается также повышенными значениями CO_2 и параметра $\text{C} = \text{CaO} + \text{MgO}$ (табл. 2) в углеродистых сланцах, наличием известняков и криноидей в ее разрезе.

2. Непосредственно на участке Амурского месторождения, где отмечен резкий рост параметра S, существовала локальная депрессия, куда с северо-западного направления (со стороны Магнитогорской островной дуги) поступали обогащенные рудным веществом (цинком и золотом) [Сначёв и др., 2010, 2013] растворы и взвеси, генерируемые «черными курильщиками» в отдаленной области с активным вулканизмом.

3. К северо-востоку от месторождения фиксируется другая локальная депрессия, узкой протокой

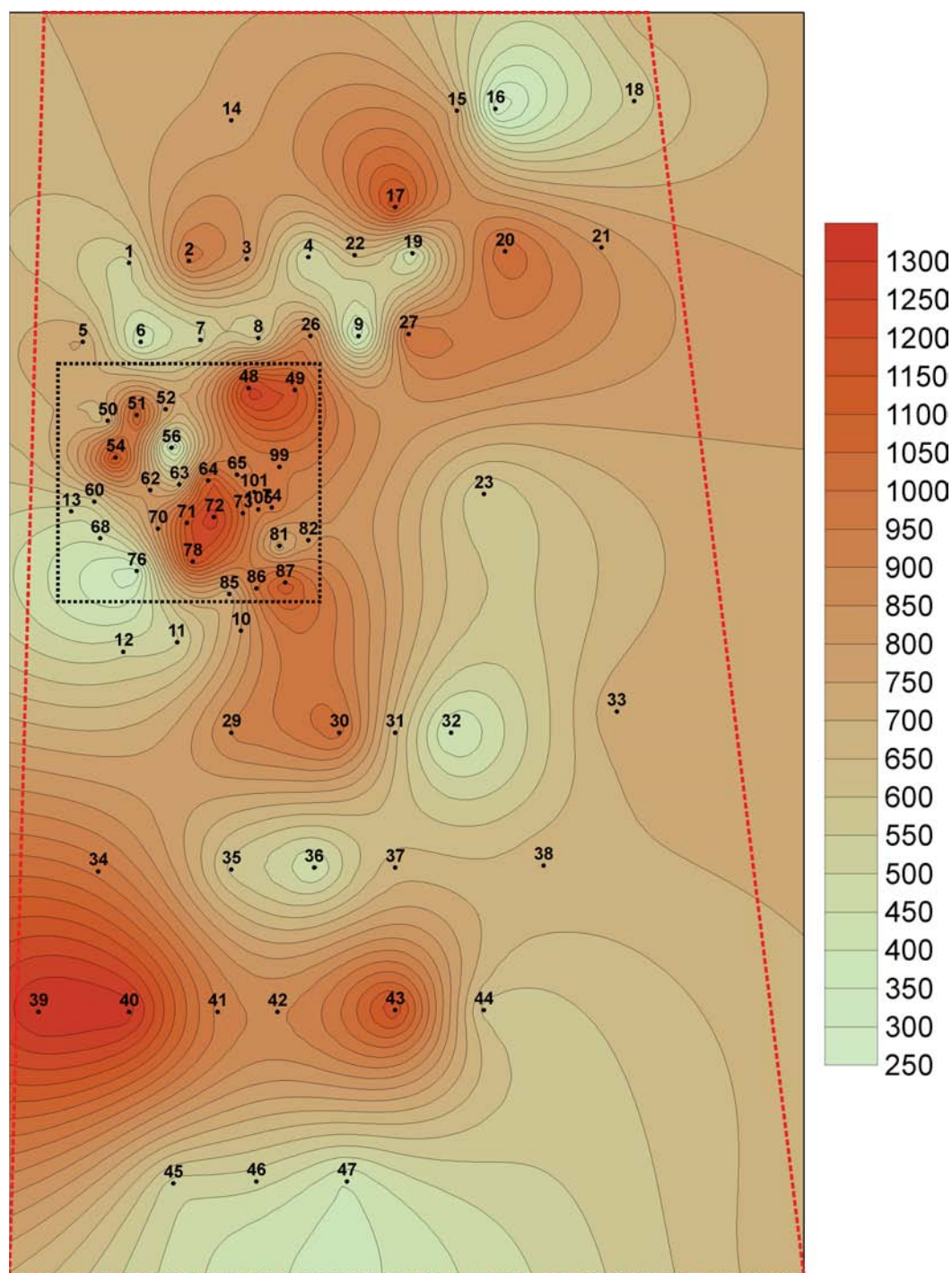


Рис. 3. Распределение параметра $S = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO}) \times 1000$ (выражен в молекулярных количествах) в углеродистых отложениях в пределах геологического отвода (положение участка см. на рис. 1)

Черная пунктирная линия — Амурское месторождение, красная пунктирная линия — контур геологического отвода, точки с номерами — поисковые и разведочные скважины.

связанная с «амурской», но менее отчетливо проявленная и по площади уступающая ей. Этот участок был нами рекомендован для дальнейшего изучения на предмет поиска здесь цинкового и золотого

оруденения. Здесь были пробурены вначале 2 поисковые скважины, которые на глубинах 266–281 м (скв. № 26) и 103–119 м (скв. № 27) вскрыли рудные тела мощностью соответственно 15 и 16 м, а затем

дополнительно еще 6 оконтуривающих скважин небольшой глубины (суммарно 1260 м) южнее (в 150 м), севернее (в 150 м) и восточнее (в 150 м) скв. №№ 26 и 27. Три из шести дополнительных скважин подсекли довольно мощное сплошное рудное тело (инт. 123–129 м, скв. № 27а) или рудные зоны с бедным сфалеритовым оруденением (инт. 227–246 м, скв. № 26а и инт. 79–81 м, скв. № 27с), что позволило, с учетом двух скважин более южного профиля (скв. №№ 48, 49), выделить новый участок, подсчитать в его пределах прогнозные ресурсы цинка по категории P_1 в количестве 400 тыс. т [Баль, Пужаков, 2008ф].

4. В южной части геологического отвода проявлена более значительная депрессия, как по площади, так и по интенсивности превышающая «амурскую». Подтверждается она и геофизическими методами. Широтный профиль глубоких скважин, пробуренных в ее центральной части (см. рис. 3), показал наличие в разрезе углеродистых отложений большой мощности с обильной пирит-пирротиновой минерализацией, что указывает на резко восстановительные условия их накопления и сероводородное заражение придонной части локальной палеодепрессии.

5. Этим перспективы Амурского месторождения на цинковые руды не ограничиваются. Интерес представляет довольно крупная по площади ($0,6 \times 1,0$ км) и интенсивности аномалия, расположенная южнее и ограниченная контуром скважин №№ 87, 30, 29, 10. Именно с этой аномалией связаны надежды на выявление новых рудных тел. Подтверждается это и результатами опробования керна перечисленных оконтуривающих скважин. Так, в скв. 10 в интервале 266–270 м среднее содержание цинка составляет 0,5%; в скв. 30 — инт. 21–30 м и 114–125 м — соответственно 0,85 и 0,53% Zn; в скв. 87 — инт. 240–249 м — 0,95% Zn, что позволяет предполагать на данном участке наличие рудного тела с прогнозными ресурсами цинка по категории P_1 около 350 тыс. т.

Литература:

Артюшкова О.В., Куриленко А.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Зианбердин Р.И. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 38–39.

Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Блинов И.А. Минералогия несulfидных цинковых руд на Амурском месторождении (Челябинская обл.) // Минералогия Урала: Матер. Всерос. совещ. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. — С. 122–125.

Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Ми-

ровом океане // Геология рудных месторождений. — 2005. — № 1. — С. 16–50.

Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1985. — Вып. 10. — С. 46–57.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. — М.: Недра, 1972. — 288 с.

Новоселов К.А., Белогуб Е.В. Стратиформные свинцово-цинковые руды Южного Урала // Рудогенез. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. — С. 206–209.

Серавкин И.Б., Сначёв В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. — 2012. — № 3. — С. 20–27.

Сначёв А.В., Рыкус М.В., Сначёв В.И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамилско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — С. 180–185.

Сначёв А.В., Рыкус М.В., Сначёв М.В., Романовская М.А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала // Вестник МГУ. — 2013. — № 2. — С. 49–57.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В. Перспективы рудоносности углеродистых отложений западного обрамления Суундукского гранитного массива // Нефтегазовое дело. — 2010. — Т. 8, № 2. — С. 11–20.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — 208 с.

Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Рачев П.И., Ковалев С.Г. Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1994. — 34 с.

Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Мосейчук В.М., Сначёв А.В., Шиянова А.А., Рыкус М.В. Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника. — Уфа, 2008. — Вып. 1. — С. 198–209.

Сначёв М.В. Геология Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал) / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. — Пермь, 2012. — С. 285–289.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1992. — 141 с.

Широбокова Т.И., Штейнберг А.Д. Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — С. 194–195.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. — Л.: Наука, 1988. — 271 с.

Сведения об авторах:

Сначёв Михаил Владимирович, ООО «ГАЗПРОМНЕФТЬ НТЦ», г. Санкт-Петербург. E-mail: Snachev.MV@gazpromneft-ntc.ru

Сначёв Александр Владимирович, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@rambler.ru

A REVISED VERSION OF PERSPECTIVES OF CARBONACEOUS ROCKS OF THE AMUR DEPOSIT FOR ZINC

M. V. Snachev, A. V. Snachev

Snachev Mikhail Vladimirovich, ООО «Gazpromneft NTC», St. Petersburg, the Russian Federation. E-mail: Snachev.MV@gazpromneft-ntc.ru

Snachev Aleksandr Vladimirovich, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences. E-mail: SAVant@rambler.ru

Abstract. This paper reviews the geological structure of the Amur stratiform zinc deposit. We describe the parameters of the ore body, its composition; the types of ores are given according to the content of useful components and the shape of their location. A special attention is given to carbonaceous deposits, widely developed in a flyschoid unit. It is shown that the black shales belong to a low-carbon type, as well as clastic-carbonaceous and carbonate-carbonaceous formations. Pyrite-sphalerite mineralization was deposited within the local depression remote from the area of volcanic activity. Prospects for the territory of geological allotment associated with sites located north-east and south of the deposit, where prognostic zinc resources are calculated on the P_1 category.

Key words: Amur deposit, carbonaceous shales, sphalerite, sulphide ores, stratiform mineralization, zinc, prognostic resources.

УДК 553.042

В. И. Сначёв, А. В. Сначёв

ПЕРСПЕКТИВЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ УРАЛТАУ НА РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Аннотация. В статье сделан обзор собственных и опубликованных данных по рудоносности магматических (гранитоидов, ультраосновных, основных) и осадочных пород северной части зоны Уралтау. Показано, что к числу наиболее перспективных на постановку дальнейших поисковых и оценочных работ относятся: южная и юго-восточная части Барангуловского габбро-гранит-лейкогранитного массива (тантал, ниобий), Новоусмановская площадь, сложенная сульфидизированными и окварцованными углеродистыми сланцами, прорванными кислыми и ультраосновными породами (вольфрам, молибден, золото, палладий), а также Майгаштинско-Узянбашский отрезок развития утальской свиты (марганцевое оруденение).

Ключевые слова: зона Уралтау, редкие металлы, благородные металлы, марганцевое оруденение, Кирябинский район, Барангуловский массив.

Зона Уралтау, расположенная между Главным Уральским разломом на востоке, Зилаирским мегасинклинорием и Башкирским мегантиклинорием на западе, прослеживается в меридиональном направлении от широты с. Кирябинское до Мугоджар (рис. 1). В настоящее время в пределах северной части зоны Уралтау промышленные месторождения полезных ископаемых не известны. В дореволюционный период здесь разрабатывался единственный объект — Кирябинское месторождение медных руд. В зоне богатых окисленных руд попутно извлекалось и золото.

Дальнейшие интенсивные поиски рудной минерализации не привели к новым открытиям. При проведении геолого-съёмочных и тематических работ В.И. Козловым и др. [1964ф, 1969ф]; Д.Д. Криницким и др. [1968ф]; А.А. Алексеевым [1976]; В.В. Радченко [1997], сопровождавшихся детальным металлометрическим опробованием, были выявлены положительные аномалии меди, свинца, цинка, золота, бария и других элементов, а также обнаружены шлиховые ореолы золота и гидрохимические аномалии молибдена.

По результатам этих работ целый ряд участков получил положительную оценку с рекомендацией к дальнейшему изучению, а в пределах северной части зоны Уралтау были выделены перспективные в металлогеническом отношении рудные узлы (с се-

вера на юг): Кирябинский (район Кирябинского габбрового массива), Мазаринский (район Мазаринского и Барангуловского гранитных массивов), Южномайгаштинский (широта массива Крака к югу от д. Майгашты), Тупаргасский (бассейн рр. Тупаргасс и Суваняк).

В процессе проведения на данной территории исследований было установлено, что наибольшие перспективы рассматриваемой территории связаны с палладий-редкометальным (Новоусмановская площадь), марганцевым (Майгаштинская площадь) и редкоземельным (Барангуловская площадь) оруденением, россыпным золотом. Определенный интерес представляют углеродистые отложения и сульфидизированные гипербазиты на благородные металлы [Рыкус и др., 2002].

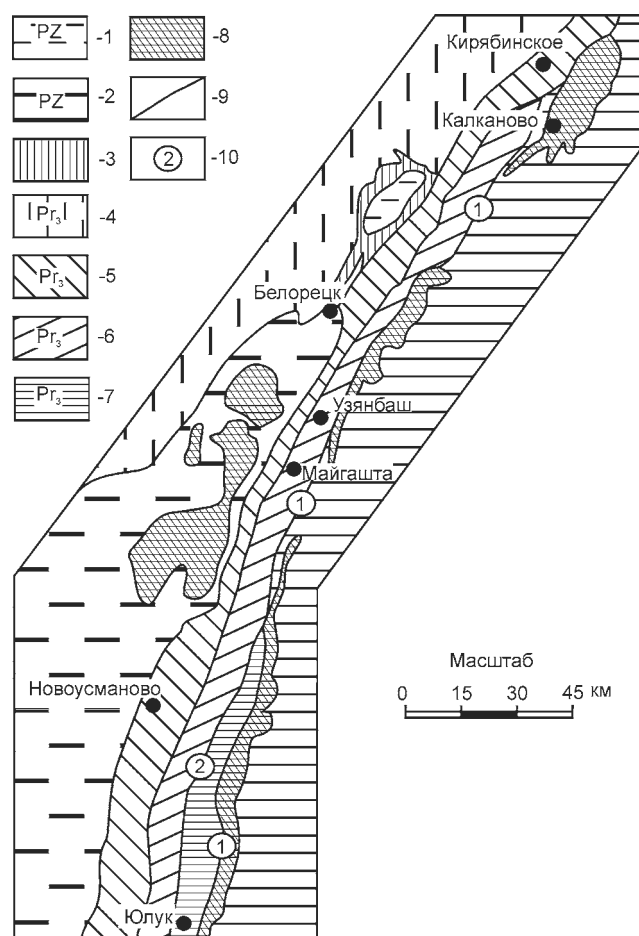
Ниже приводится краткая характеристика минерализации, представляющей наибольший интерес.

Палладий-редкометальное оруденение. Вольфрам-молибденовое оруденение является нетрадиционным не только для зоны Уралтау, но и для западного склона Южного Урала в целом. Вместе с тем в результате геолого-съёмочных и тематических работ, проведенных Д.Д. Криницким и др. [1968ф] и В.В. Радченко [1997], в районе д. Новоусманово получены прямые находки, поисковые признаки и геологические предпосылки, указывающие на возможность обнаружения здесь проявлений вольфрама и молибдена.

Рассматриваемая территория, ранее известная как Новоусмановская площадь, расположена в бас-

Рис. 1. Обзорная геологическая схема Уралтауского мегантиклинория (по А.А. Алексееву [1976], с изменениями авторов)

Условные обозначения: 1 — палеозойские отложения Зилаирского мегасинклинория и Тирлянской синклинали, 2 — палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинория, 3 — аршинская свита Тирлянской синклинали, 4 — рифей Башкирского мегантиклинория, 5 — белекейская, акбиикская, укшук-арвякская и мазаринская свиты суванянского комплекса, 6 — миндякская, курташская и уткальская свиты суванянского комплекса, 7 — максютовский комплекс, 8 — палеозойские ультрабазиты, 9 — геологические границы, 10 — цифры в кружках: 1 — Главный Уральский разлом, 2 — Янтышевско-Юлукский разлом.



сейне рек Бетеря и Тупаргасс (рис. 2). В тектоническом отношении она приурочена к зоне сочленения субмеридионального Западно-Уралтауского и широтного Бурзянского разломов и сложена преимущественно вендскими филлитовидными сланцами, кварцито-песчаниками (белекейская, акбиикская свиты) и ордовикско-девонскими (уразинская и бетринская свиты) кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками [Рыкус и др., 2002]. Породы интенсивно проработаны гидротермально-метасоматическими процессами и пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и прожилками, в которых отмечена рассеянная сульфидная минерализация. В пределах некоторых поисковых участков, например Новоусмановского и Тупаргасского, сульфиды, представленные преимущественно пиритом, халькопиритом, халькозином, пирротинном и сфалеритом, образуют довольно мощные (до 10–25 м) минерализованные зоны.

Интерес к данной территории возник после проведения здесь в конце 60-х годов геологосъемочных работ под руководством Д.Д. Криницкого. Было установлено, что в шлихах ряда притоков р. Бетеря (рр. Каркабар, Саптарульган, Бзаубаш, Турыелга, Уна, Язимбет, Тупаргасс) содержатся многочисленные знаки молибденита, а спектральный анализ штучных проб из кварцевых прожилков показал присутствие молибдена в довольно значительном количестве — до 0,04–0,07% (рядовые пробы в пределах 0,001%, фоновые значения — 0,0001%). В этих же пробах отмечен и вольфрам — до 0,1–0,5% (рядовые пробы — 0,01–0,001%, фоновые значения — 0,0001%). Кроме того, гидрохимические пробы, отобранные из левых притоков р. Тупаргасс, показали высокое содержание в них молибдена — до 0,1 мг/л при фоне 0,0004 мг/л. Последующими работами В.В. Радченко [1997] в правых бортах рр. Бетеря и Салажи в кварцевых прожилках обнаружен молибденит в виде налетов, примазок, нитевидных прожилков и чешуек.

Эту вольфрам-молибденовую рудную минерализацию в пределах Новоусмановской площади авторы справедливо связывают с крупным не вскрытым эрозией интрузивным телом кислого состава, отдельные части которого в виде штокообразных выходов обнажены на г. Артлыш к западу от д. Новоусманово, а также отмечены Б.М. Келлером и др. [1949ф] южнее рассматриваемой территории. В целом вольфрам-молибденовая минерализация представляется как часть медно-молибден-порфировой рудной системы.

Наши исследования позволили уточнить ранее высказанные представления и на основе собственного аналитического материала, полученного количественными методами, конкретизировать и расширить перспективы площади на редкие и благородные металлы.

Установлено, что аномально высокие содержания перечисленных металлов приурочены к магматически активизированной части Западно-Уралтауского разлома с характерными зонами повышенной сколовой трещиноватости, участками резких осложнений залегания осадочных толщ и широким развитием гидротермальной кварцево-жильной минерализации.

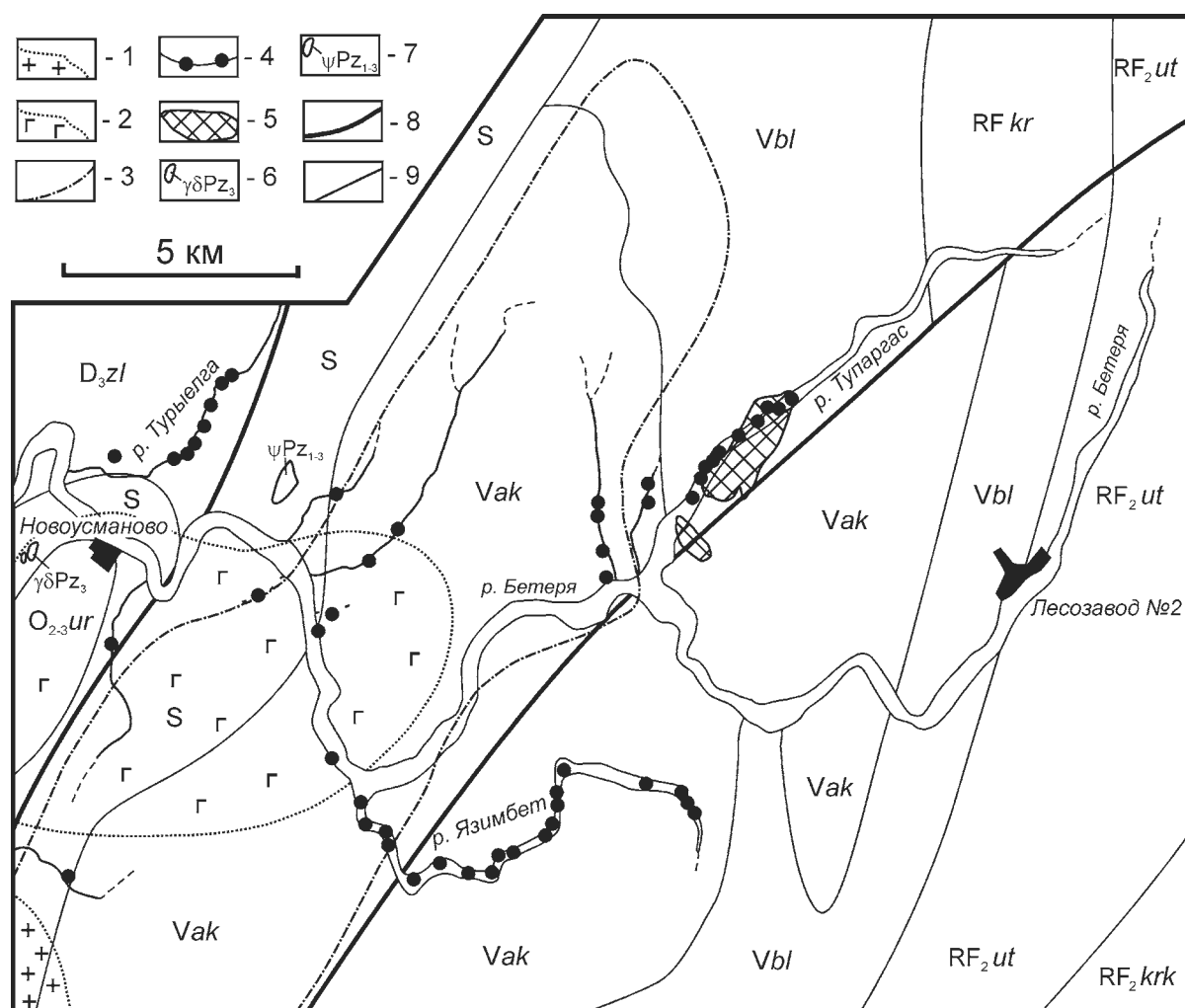


Рис. 2. Геологическое строение Новоусмановской площади (с использованием материалов В.В. Радченко [1997])

Условные обозначения: 1 — контур предполагаемого на глубине гранитоидного интрузива, 2 — контур предполагаемой на глубине магматической интрузии основного состава, 3 — зона локального повышения метаморфизма пород зеленосланцевой фации, 4 — шлихи с молибденитом и молибденсодержащими зернами, 5 — металлометрические аномалии с содержанием молибдена $(3-7) \times 10^{-4}\%$, 6 — гранодиориты (гранит-порфиры) Артлышского массива, 7 — ультрабазиты, 8 — разломы, 9 — геологические границы. RF₂krk — кайраклинская свита: сланцы графит-кварцевые, графитистые кварциты; RF₂ut — утальская свита: сланцы слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевые; RFkr — куртинская свита: сланцы графит-слюдяно-кварцевые, графитовые и слюдяные кварциты, амфиболиты; Vbl — белекейская свита: сланцы филлитовидные, редкие прослои кварцито-песчаников; Vak — акбийская свита: кварцито-песчаники, кварциты, филлитизированные алевролиты; O₂₋₃ur — уразинская свита: кварцевые песчаники, глинистые алевролиты, конгломераты; S — нерасчлененные отложения: сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, песчаники, базальты, туфы; D₃zl — зилайская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты.

лизации. Вмещающие алевропесчаники и черные сланцы имеют крутое субвертикальное падение и прорваны штоком гранодиоритов.

Наиболее перспективными представляются кварцевые и полевошпат-кварцевые прожилки и жилы, образующие в терригенных породах меридионально ориентированные зоны шириной сотни метров и протяженностью первые километры, následующие, очевидно, разломные структуры глубокого заложения. По минеральному составу выделяются следующие прожилки: 1) белого сливного кварца; 2) кварц-альбитовые; 3) серого сливного

кварца (с хлоритом); 4) гематит (лимонит)-кварцевые; 5) пирит-серицит(?) -кварцевые. По набору минеральных ассоциаций они могут быть отнесены к кварц-полевошпатовым метасоматитам, пропититам и березитам, образовавшимся при кислотном выщелачивании на постмагматическом этапе. Широкое развитие продуктивных образований стадий пропититизации и березитизации, определяющее промышленное качество руд на многих молибденовых и вольфрамовых месторождениях мира, вселяет надежду на выявление промышленно значимого оруденения на Новоусмановской площади.

Было проанализировано 95 проб на W и Mo, из них 77 проб спектрографическим методом в ВИМС (г. Москва) (табл. 1) и 18 проб методом JCP-MS в ИГЕМ (г. Москва) (табл. 2). Результаты анализа проб на W и Mo гематитизированного жильного кварца, кварцевых алевролитов с гидроокислами железа, гематитизированных черных сланцев показали следующее. При фоновых значениях для обоих рассматриваемых элементов в 0,0001% в 8 пробах получены содержания W выше 0,01% и в 3 пробах — содержания Mo выше 0,005%. Максимальное значение для W составило 0,019%, а для Mo — 0,010%, что соответственно в 190 и 100 раз выше фоновых.

Учитывая тот факт, что конечные продукты окисления молибденита в большинстве случаев легко вымываются и формируют на уровне грунтовых вод зоны вторичного обогащения, а также наличие многочисленных индикаторных розетковидных и листовато-ящичных пустот выщелачивания в лимонитизированных терригенных породах рассматриваемой площади, следует ожидать резкого повышения содержаний молибдена и вольфрама с глубиной.

Предварительно данная W-Mo рудная минерализация может быть отнесена к жильному типу

и генетически связана с залегающей на глубине интрузией кислого состава, апофизы которой отмечены в непосредственной близости от вершины г. Артлыш и южнее.

Кроме W-Mo минерализации в гематитизированном жильном кварце, кварцевых алевролитах с гидроокислами железа отмечены содержания платиноидов до 2 г/т, среди которых основное место занимает Pd (до 1,8 г/т). Из 18 анализов на ЭПГ (ИГЕМ, ICP-MS) (табл. 2) 6 имеют результаты более 1 г/т Pd, среднее его содержание — 0,65 г/т. Наиболее высокое содержание Pt составляет 0,36 г/т, а в среднем — 0,08 г/т. Концентрации остальных элементов платиновой группы не поднимаются выше 0,08 г/т. Объяснение пространственному совмещению столь разнотипной минерализации на Новоусмановской площади возможно лишь с привлечением механизма ремобилизации Pd и его перетолжения из более ранних габбро-гипербазитовых тел, скрытых на глубине. В качестве последних может служить Бзаубашский гипербазитовый массив, обнаженный в правом борту одноименного ручья, Pt-Pd специализация которого нами показана ранее [Рыкус и др., 2002]. Подобное пространственное совмещение платиноидной и редкометаль-

Таблица 1

Наиболее значимые содержания W и Mo (% масс.) в породах Новоусмановской площади

№№ п/п	№ обр.	W	Mo	№№ п/п	№ обр.	W	Mo
1	T-97-01	0,007	<0,002	21	НУ-97-131	<0,004	0,004
2	T-97-1	0,004	0,0048	22	НУ-97-139	0,007	<0,002
3	T-97-2	0,005	<0,002	23	НУ-97-140	<0,004	0,004
4	T-97-9	0,005	<0,002	24	НУ-97-170	<0,004	0,002
5	НУ-97-2	0,004	<0,002	25	НУ-97-173	0,004	<0,002
6	НУ-97-4	0,016	<0,002	26	НУ-97-174	0,005	<0,002
7	НУ-97-5	0,013	0,002	27	НУ-97-175	0,012	<0,002
8	НУ-97-6/1	0,007	<0,002	28	НУ-97-179	0,007	<0,002
9	НУ-97-8	0,007	<0,002	29	НУ-97-186	<0,004	0,004
10	НУ-97-10	0,019	<0,002	30	НУ-97-213	<0,004	0,0032
11	НУ-97-13	0,007	<0,002	31	НУ-97-216/6	0,005	<0,002
12	НУ-97-25	0,009	<0,002	32	НУ-97-218	<0,004	0,002
13	НУ-97-26	<0,004	0,002	33	НУ-99-2/1	<0,004	0,0015
14	НУ-97-27	0,004	0,0056	34	НУ-99-2/2	<0,004	0,0005
15	НУ-97-31	0,004	<0,002	35	НУ-99-2/3	<0,004	0,0028
16	НУ-97-35	0,019	<0,002	36	НУ-99-2/4	<0,004	0,0005
17	НУ-97-36	0,007	<0,002	37	НУ-99-2/5	<0,004	0,0006
18	НУ-97-113	0,004	0,010	38	НУ-99-2/6	<0,004	0,0010
19	НУ-97-119	0,013	0,004	39	НУ-99-2/7	<0,004	0,0003
20	НУ-97-125/2	0,012	<0,002	40	НУ-99-2/8	<0,004	0,0010

Примечания: место отбора образцов — НУ-99-2/1 ÷ НУ-99-3 — р. Тупаргасс; НУ-99-9 ÷ НУ-99-14 — р. Бетеря (у д. Новоусманово); НУ-99-28 ÷ НУ-99-36 — р. Уна; Т-97-01 ÷ Т-97-9, НУ-97-35, НУ-97-36, НУ-97-170 ÷ НУ-97-174 — р. Турыелга; НУ-97-1/1 ÷ НУ-97-13 — карьер, устье р. Турыелга; НУ-97-20, НУ-97-21, НУ-97-119 ÷ НУ-97-135, НУ-97-175 ÷ НУ-97-177, НУ-97-184, НУ-97-186 — р. Саптарульган; НУ-97-25 ÷ НУ-97-31 — р. Бзяубаш, НУ-97-112 ÷ НУ-97-113/1, НУ-97-179, НУ-97-180, НУ-97-185 — р. Каркабар; НУ-97-139 ÷ НУ-97-142 — р. Салажи; НУ-97-211 ÷ НУ-97-219/2 — р. Бетеря.

Таблица 2

Содержания элементов группы платины (г/т) в породах Новоусмановской площади по данным метода JCP-MS (ИГЕМ)

№№ п/п	№ обр.	Pt	Pd	Rh	Ru	Os	Ir
1	НУ-98-112	0,23	0,08	0,01	0,02	—	0,02
2	НУ-98-114	0,05	1,40	—	0,04	—	0,01
3	НУ-98-115	0,01	0,71	0,01	0,04	0,03	0,01
4	НУ-98-117	0,01	0,12	0,01	0,05	—	—
5	НУ-98-118	0,10	1,80	—	0,06	0,03	—
6	НУ-98-126	—	0,11	0,02	0,08	—	0,01
7	НУ-98-132	0,36	—	—	—	—	—
8	НУ-98-135/1	0,15	0,47	—	0,01	0,06	0,01
9	НУ-98-353	—	0,31	—	0,01	—	—
10	НУ-98-355	0,08	0,63	0,01	0,01	—	—
11	НУ-98-356	0,02	0,25	—	0,01	—	—
12	НУ-98-357/1	0,07	1,30	0,01	—	—	—
13	НУ-98-357/2	—	—	—	—	0,04	—
14	НУ-98-359/1	—	1,80	0,03	0,02	—	—
15	НУ-98-360	—	0,95	0,01	—	0,04	—
16	НУ-98-362	—	0,57	—	0,02	—	—
17	НУ-98-363	—	0,07	0,08	0,05	0,04	—
18	НУ-98-364	—	0,68	0,01	—	—	0,02

Примечания: место отбора образцов — НУ-98-112 — р. Бетеря; НУ-98-114 ÷ НУ-98-135/1, НУ-98-359 ÷ НУ-98-364 — р. Тупаргасс; НУ-98-353 ÷ НУ-98-357/2 — р. Карасьелга. Каждая проба анализировалась дважды.

ной минерализации не является специфической особенностью только Новоусмановской площади. Аналогичная ситуация отмечена на ряде редкометальных проявлений Оемкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) [Молчанов и др., 2000], на Полярном Урале [Тарбаев и др., 1996].

Таким образом, Новоусмановская площадь обладает высокими перспективами на поиски редкометальной и благороднометальной минерализации и в ее пределах должны быть проведены дальнейшие поисково-разведочные работы.

Марганец. Рудопоявление марганца расположено в бассейне верхнего течения р. Бол. Майгашта в 1 км северо-восточнее (аз. 55°) д. Майгашта (рис. 1). Оно было обнаружено при картировании разреза суваянского комплекса, вскрытого строящейся автодорогой Серменево — Аскарково. В 400 м восточнее автомобильного моста через р. Бол. Майгашта и далее на юго-восток вдоль автодороги на протяжении почти 7 км в обоих бортах дороги фрагментами обнажены отложения средней и верхней подсвиты утальской свиты.

Марганцевое проявление, названное Майгаштинским, приурочено к метаосадочным образованиям верхней подсвиты утальской свиты (рис. 3), которые по особенностям строения и литологическому составу пород могут быть разделены на

три пачки — подрудную, рудовмещающую и надрудную.

Подрудная пачка сложена преимущественно слюдистыми, слюдисто-кварцевыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми сланцами с редкими прослоями кварцевых алевролитов.

В отличие от подрудной части разреза в рудовмещающей преобладающим типом отложений являются кварцевые алевролиты с подчиненными им прослоями хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев. Именно к «сахаровидным» кварцевым алевролитам приурочены как сплошные, так и прожилково-вкрапленные марганцевые руды [Рыкус и др., 2002]. Общая мощность рудной зоны, включая сплошные и прожилково-вкрапленные марганцевые руды, а также разделяющие их прослои кварцевых алевролитов, составляет не менее 20–30 м. По простиранию марганцевая минерализация прослежена в северном направлении почти на 20–25 м, где в противоположном борту дороги среди сыпучих рыхлых отложений также обнаружены обломки сплошной марганцевой руды. Генеральное простирание рудной зоны 20–30°, падение западное с углами от 30 до 60°.

Для надрудной пачки характерно более грубое переслаивание разнообразных терригенных пород, среди которых доминируют филлитовидные слан-

бедных прожилково-вкрапленных (брекчиевидных) руд или просто в марганецсодержащие кварцевые алевролиты.

Главным минералом массивных марганцевых руд является пиролюзит. Типичными формами его выделения служат тонкозернистые или сажистые агрегаты. В некоторых типах руд сажистые разности составляют 20–25% от объема рудной массы. Массивным рудам часто свойственно колломорфное (фестончатое, линейно-колломорфное) строение, нередко хорошо заметное в почковидных агрегатах и на макроуровне.

Богатые окисленные руды являются типично марганцевыми с высокими содержаниями полезного компонента MnO (45–73,5%) при весьма небольшом количестве примесей SiO_2 (0,2–5,1%), P_2O_5 (0,03–0,44%), S (<0,1%) и переменной, но в большинстве случаев низкой концентрации железа ($Fe_{\text{общ}}$ — 0,5–29,0%) (табл. 3). По этим показателям массивные руды вполне отвечают промышленным рудам марганца, обладающим хорошей обогащаемостью.

Прожилково-вкрапленные руды относятся к железо-марганцевому типу. При содержании оксида марганца в них от 5 до 13% концентрации железа

составляют от 6,7 до 35,6%, что в отличие от массивных руд приводит к резкому снижению параметра Mn/Fe . Эти руды также бессернисты и бедны фосфором, но резко обогащены кремнеземом в количестве от 40 до 77%.

Кроме главных компонентов, определяющих качество марганцевой минерализации, в сплошных рудах выявлен широкий спектр элементов-примесей, в том числе кобальт (0,028–0,05%), содержания которого почти в 25 раз выше нормативных показателей для глинисто-сланцевых пород.

С генетической точки зрения описанные выше марганцевые руды могут быть отнесены к первично-осадочным морским образованиям. В пользу этого свидетельствуют следующие данные: 1) рудные тела всегда залегают согласно с вмещающими породами; 2) марганцевая минерализация приурочена к единому стратиграфическому горизонту и контролируется одним и тем же литологическим типом пород, представленным кварцевыми алевролитами; 3) рудам свойственны типично осадочные текстуры и структуры, в них не обнаружено никаких признаков гидротермального замещения.

Из сказанного следует, что марганцевые руды несут все черты нормальных осадочных образований

Таблица 3

Химический состав марганцевых руд рудопроявления Майгашта (масс. %)

№ п/п	№ обр.	MnO	SiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	S _{общ}
1	МГ-2000-1	49,6	1,10	0,064	3,08	<0,1
2	МГ-2000-2	72,0	1,41	0,071	2,38	<0,1
3	МГ-2000-3	5,02	76,6	0,044	6,69	<0,1
4	МГ-2000-4	45,4	1,28	0,44	29,1	<0,1
5	МГ-2000-5	72,6	0,26	0,079	0,52	<0,1
6	МГ-2000-6	6,49	84,7	0,032	8,31	<0,1
7	МГ-2000-7	73,5	0,71	0,095	0,97	<0,1
8	МГ-2000-8	67,3	0,80	0,17	8,26	<0,1
9	МГ-2000-9	13,3	39,9	0,19	35,6	<0,1
10	МГ-2000-10	56,4	0,80	0,29	18,0	<0,1
11	МГ-2000-11	65,8	5,35	0,057	0,83	<0,1
12	МГ-2000-12	72,0	0,20	0,050	1,44	<0,1
13	МГ-2000-13	69,3	3,01	0,11	1,33	<0,1
14	МГ-2000-14	72,1	3,00	0,099	1,02	<0,1
15	МГ-2000-15	12,1	46,7	0,35	28,4	<0,1
16	М-106/1	7,67	84,4	0,035	1,60	<0,1
17	М-106/2	0,52	96,5	0,036	0,89	<0,1
18	М-106/3	3,54	53,3	1,15	35,3	<0,1
19	М-107/1	46,3	40,1	0,15	2,88	<0,1
20	М-100	21,5	63,9	0,17	1,69	<0,1
21	М-100/2	0,41	98,4	0,018	0,90	<0,1

Примечания: 1–15 — марганцевые руды Майгаштинского рудопроявления, 16–18 — марганцевые руды из обнажения М-106 у пос. Узянбаш; 19 — марганцевая руда из обнажения М-107 в 3,0 км юго-восточнее пос. Узянбаш; 20–21 — омарганцованные кварцевые алевролиты из обнажения М-100 в 2,5 км южнее пос. Майгашта. Анализы выполнены фотометрическим методом в Аналитическом сертифицированном центре ВИМС (г. Москва).

и, по-видимому, первоначально представляли собой химические осадки, отлагавшиеся синхронно с накоплением алевролитовой кластики. Вся серия осадков, включая их мелкообломочные и глинистые разновидности, накапливалась в сравнительно мелководном море, возможно в небольших понижениях морского дна, в какой-то мере защищенных от размывающего действия волн и течений и благоприятных для аккумуляции песчано-глинистого материала, многократно чередующегося в разрезе утальской свиты.

Что касается источника главных компонентов марганцевых руд, то по аналогии с подобными объектами других регионов можно предположить, что соединения железа, марганца и отчасти кремнезема поступали в морской бассейн в связи с подводной вулканической деятельностью. Это предположение вполне согласуется с наличием в составе утальской свиты продуктов вулканизма, а также с высокими содержаниями в марганцевых рудах таких типично «вулканогенных» элементов, как Ba, Co и Zn.

Редкоземельное и редкометальное оруденение.

Первые сведения о содержаниях иттрия, тория, ниобия, лантана, церия в породах зоны Уралтау приведены в работе Л.С. Иванова [1965ф].

В 1964 г. Белорецким отрядом Центрально-Уральской партии в пределах Барангуловского гранитного массива было выявлено Вишневое проявление уран-ториевой минерализации. При его детализации Л.С. Иванов [1965ф] выделил первичные ореолы концентрации радиоактивных элементов, связанные с коренными выходами грейзенизированных гранитов, и вторичные ореолы рассеяния этих элементов, приуроченные к современным глинистым образованиям. В пробах грейзенизированных гранитов химическим анализом определены содержания Th до 0,011%, U до 0,014%, а спектральным анализом установлены концентрации Nb — 0,01–0,04%, Ce — 0,6%, La — 0,3–0,6%, Y — 0,1–0,3%, Yb — 0,01%. Как показали исследования, повышенная радиоактивность грейзенизированных гранитов вызвана присутствием в них таких торий-содержащих минералов, как ортит и циркон. Кроме того, минералогическим анализом в пробах был обнаружен минерал желто-бурого цвета, предположительно из группы ниобатов. По результатам этих работ выделен Барангуловский поисковый участок, расположенный в верховьях ручьев Вишневый Дол, Городской Дол и р. Рясток (рис. 4).

В дальнейшем детальные работы на этом участке проводились В.И. Козловым и др. [1969ф]. Они включали в себя радиометрическое изучение пород с применением горных, буровых и геофизических работ и сопровождалось отбором большого коли-

чества штучных, литохимических и металлометрических проб. Проведенные работы во многом подтвердили ранее полученные результаты. Они хотя и не выявили участков с промышленными содержаниями редкометального оруденения, но показали возможность концентрации редких металлов в эндо- и экзоконтактной зоне гранитной интрузии на сравнительно небольшой глубине (100–150 м). В итоге была выделена в качестве наиболее перспективной площади на проведение дальнейших поисковых и буровых работ южная часть Барангуловского массива, расположенная в верховьях р. Рясток.

При изучении гранитоидов Барангуловского и Мазаринского массивов нами [Рыкус и др., 2011] также производилось опробование грейзенизированных их разностей, содержащих типовой для редкометальных гранитов набор акцессорных минералов, включая апатит, сфен, циркон, ильменит, ортит, монацит, благоприятных для концентрации редких и редкоземельных элементов.

Барангуловские грейзенизированные граниты бедны такими элементами, как Li и Y, содержания которых не достигают даже кларковых величин. Однако концентрации в них бериллия существенно повышены и в отдельных пробах в 6 раз превышают обычную норму; фтор и ниобий также накапливаются в некоторых разностях гранитов выше кларка, соответственно в 5 и 4 раза, а олово, при высокой дисперсии содержаний, устойчиво обогащает граниты в количестве 3–7 кларков. Таким образом, грейзенизированные граниты Барангуловского массива характеризуются отчетливо выраженной комплексной геохимической специализацией на бериллий, фтор, ниобий и олово. Подобная ассоциация элементов-примесей обычно свойственна редкометальным гранитам микроклин-кварц-альбит-мусковитового состава, испытывавшим глубокую дифференциацию обычного гранитного расплава.

На двух наиболее грейзенизированных участках в пределах южного окончания Барангуловского массива проведены дополнительные работы по изучению Ta-Nb минерализации. Рентгенорадиометрическим методом в ГЕОХИ (г. Москва) было выполнено 60 анализов штучных проб [Рыкус и др., 2002]. В результате получены весьма обнадеживающие данные. Так, в 20 пробах установлены содержания Ta₂O₅ выше 0,008%, что соответствует нижнему пределу бедных руд на редкоземельных месторождениях. Наибольшие содержания Ta₂O₅ в пробах достигают 0,021%, Nb₂O₅ — 0,046%. Как видим, уже первые предварительные исследования грейзенизированных пород Барангуловского массива позволяют говорить о необходимости продолжения поисковых работ, результатом которых должно стать оконтуривание рудных тел в пределах выделенных

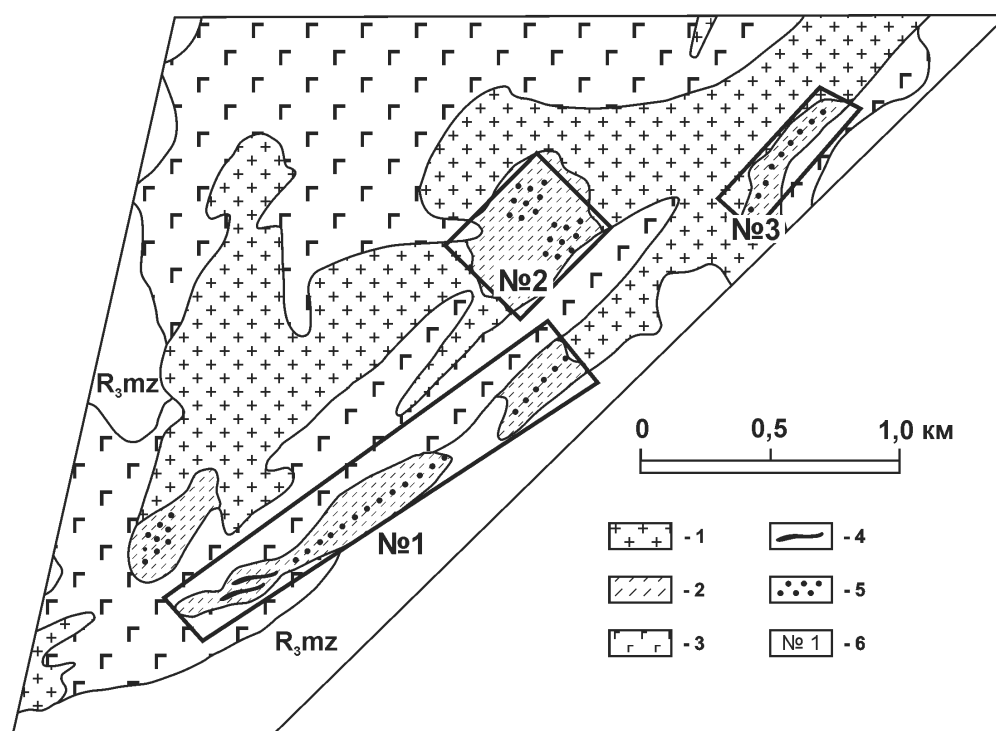


Рис. 4. Геологическое строение Барангуловской площади с выделенными перспективными участками на поиски тантала и ниобия

Условные обозначения: 1 — граниты, 2 — лейкограниты грейзенизированные катаклазированные, слюдизированные, 3 — габбро-диабазы, 4 — альбититы, 5 — зоны рассланцевания, 6 — перспективные участки на Ta и Nb.

перспективных участков. Полученные данные вполне обоснованно позволяют отнести хотя бы часть кислых пород Барангуловского массива к аналогам редкометальных гранитов, что указывает на большие перспективы на поиски связанного с подобными породами оруденения.

По аналогии с известными рудномагматическими системами редкометальных гранитов [Бескин и др., 1999] можно предположить, что дальнейшие поисковые работы в пределах Барангуловского массива должны быть направлены на выявление исключительно малых интрузий, силлов или даек, пространственно расположенных между телами обычных гранитов и вмещающими толщами. В первую очередь должно быть опоисковано южное окончание массива, где установлены промышленные содержания ниобия.

В процессе проведения исследований в пределах северной части зоны Уралтау также были проанализированы на благородные металлы ультраосновные и основные породы, сульфидизированные метасоматиты и углеродистые сланцы, в ряде случаев образующие офиолитовую ассоциацию [Сначёв и др., 2011], дальнейшее изучение которых может не только привести к обнаружению промышленно значимых объектов, но и способствовать выяснению

закономерностей распределения шлиховых ореолов металла в различных структурах зоны Уралтау.

Сульфидные руды Кириябинского медного месторождения представляют определенный интерес в качестве концентраторов золота (табл. 4). В бедных вкрапленных пирит-халькопиритовых рудах Кириябинского месторождения золото почти не содержится (0,0005–0,001 г/т), тогда как в окисленных пирит-халькопирит-ковеллиновых с борнитом, халькозинном и медной зеленью рудах, приуроченных к апогаббровым эпидот-хлорит-актинолитовым сланцам, его содержания значительно выше и варьируют от 0,011–0,014 г/т до 0,1–0,28 г/т при концентрации серебра до 6,9 г/т. Как указывалось выше, в этих рудах было обнаружено свободное золото очень мелких размеров. Неслучайно, поэтому, в окрестностях Кириябинского медного месторождения в близрасположенных водотоках встречены шлиховые знаки золота. Так, например, в шлихах, отобранных из руслового аллювия рр. Кирыба, Камышинка и Теплый Ключ, дренирующих габброидный массив, нами выявлены [Рыкус и др., 2002] 2 знака золота. Золотины обычно неправильной формы, с неровной поверхностью, слабо окатанные и полуокатанные, размером от 0,075×0,125 мм до 0,2×0,4 мм. В верховьях Теплого Ключа золото обнаружено в шлихо-

Таблица 4

Содержание золота и серебра в измененных магматических породах зоны Уралтау (г/т)

№	№ пробы	Au	Ag	№	№ пробы	Au	Ag
1	Кир-98-229	0,24	0,84	13	Кир-99-301/1	0,001	0,009
2	Кир-98-235	0,27	1,4	14	Кир-99-302/2	0,02	0,35
3	Кир-98-236/2	0,0005	0,005	15	Кир-98-37	0,001	0,1
4	Кир-98-237/1	0,001	0,008	16	Кир-98-40	0,0005	0,06
5	Кир-98-252	0,002	0,008	17	Кир-98-204	0,013	0,5
6	Кир-98-253	0,001	0,01	18	Кир-98-207	0,011	0,04
7	Кир-98-45	0,004	0,02	19	Кир-98-210	0,014	0,03
8	Кир-98-46	0,001	0,02	20	Кир-99-25	0,28	1,7
9	Кир-98-15	0,001	0,0005	21	Кир-99-27	0,11	6,9
10	Кир-98-16	0,002	0,16	22	Кир-99-29	0,18	2,4
11	Кир-98-237	0,001	0,008	23	Кир-99-30	0,18	1,3
12	Кир-98-245	0,0003	0,004	24	Кир-99-32	0,17	2,2

Примечания. 1–12 — метаматические породы Кирябинского комплекса: 1, 2, 5, 6 — метаультрабазиты; 3, 4, 7, 8, 9, 10 — апогаббровые и аподиабазовые сланцы; 11 — магнетитсодержащее габбро; 13–14 — вкрапленные хромитовые руды в серпентинитах Бурангуловского массива; 15–24 — сульфидные руды зоны окисления Кирябинского медного месторождения. Анализы выполнены методом JSP-MS в геохимической лаборатории ИГЕМ (г. Москва).

вой пробе из скважины ручного бурения, а в долине этого ключа к востоку от с. Кирябинское известны заброшенные старательские выработки, из которых когда-то добывалось золото [Козлов и др., 1964ф]. Источником россыпного золота, по-видимому, служила золотоносная зона окисления Кирябинского медносульфидного месторождения.

Дунит-гарцбургитовая (альпинотипная) формация в пределах Уралтауского антиклинория имеет довольно широкое развитие, однако в северной его половине она представлена заметно слабее. К ней относятся Бирсинский, Абдулкасимовский, Бзяубашский гипербазитовые и Кирябинский габброидный массивы.

Бирсинский массив сложен преимущественно гарцбургитами в той или иной степени серпентинизированными. Характерной чертой гарцбургитов является высокое содержание магнетита (до 15%). Известно в них и небольшое проявление магнетита. Изучение благородных металлов в породах и рудах Бирсинского массива не выявило сколь-нибудь значимых содержаний. В слабоизмененных и серпентинизированных гарцбургитах отмечено: Pt — 0,2–1,8; Os — 0,4–4,7; Ir — 0,6–3,9; Ru — 1,3–36,0 мг/т, что соответствует другим гипербазитовым массивам Южного Урала [Знаменский и др., 1994; Ковалев, Сначёв, 1998]. В магнетитовой руде значащие цифры получены только для Pt и Pd — по 8 мг/т (табл. 3; обр. Кир-98-229, 235, 252, 253).

В Абдулкасимовском дунит-гарцбургитовом массиве анализировались хромитовые руды одноименного проявления. Генезис хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации детально рассмотрен в работе Д.Е. Савельева и др.

[2006]. Значащие цифры получены лишь для Pt — 20 мг/т и Pd — 10–40 мг/т. Примечательно, что платина обнаружена во вмещающих дунитах, а палладий — преимущественно в хромитовых рудах (табл. 4). Близкие к указанным выше значениям содержания Pt и Pd установлены в хромитовых рудах Бурангуловского гипербазитового массива (зона Главного уральского разлома), соответственно 15 и 20 мг/т (табл. 3, № 14 и 15). Таким образом, хромитовые руды Абдулкасимовского и Бурангуловского массивов имеют Pt-Pd легкоплавкую специализацию.

Высокие содержания золота отмечены в сульфидизированных углеродистых сланцах уткульской свиты, обнажающихся в 8 км к юго-западу от пос. Абдулкасимова, расположенного в 8 км к северо-западу от пос. Калканово. Здесь кроме золота — 100–660 мг/т (в среднем 320 мг/т) отмечены платина — 8–15 мг/т и палладий — 6–8 мг/т. Ранее нами в черносланцевой формации, известной практически во всех структурно-формационных зонах Южного Урала, были установлены промышленные содержания золота и редких металлов [Сначёв и др., 2008, 2013].

Таким образом, магматические и осадочные породы северной части зоны Уралтау являются весьма перспективными на целый ряд рудных полезных ископаемых. В частности, в углеродистых сланцах Новоусмановской толщи, пространственно ассоциирующих с гранитоидами и ультраосновными породами, отмечена сульфидно-кварцевожильная минерализация с высокими содержаниями золота, палладия, вольфрама и молибдена. В грейзенезированных разновидностях гранитоидов Баран-

гуловского массива, а также дайках аплитов установлены промышленные концентрации тантала и ниобия. Благоприятным для локализации марганцевого оруденения следует считать весь осадочный горизонт кварцевых алевролитов утальской свиты, и в первую очередь, ту его часть, которая пространственно расположена между пос. Майгашта и Узьянбаш в полосе почти 17 км, где уже выявлены участки с марганцевой минерализацией. Перечисленные площади являются наиболее перспективными для постановки дальнейших поисковых и оценочных работ.

Литература:

Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. — М.: Наука, 1976. — 170 с.

Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В. Так что же такое «редкометальный гранит»? // Записки ВМО. — 1999. — Ч. СХХVIII, № 6. — С. 28–40.

Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Даниленко С.А., Знаменская Н.М., Рачев П.И. Платиноносность гипербазитовых массивов Башкирской части зоны Главного Уральского разлома. — Уфа, 1994. — 57 с. — (Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан).

Ковалев С.Г., Сначёв В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). — Уфа: УНЦ РАН, 1998. — 104 с.

Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Хомич В.Г. Палладий-золото-редкоземельная минерализация Оёмкинского рудного узла (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. — 2000. — Т. 375, № 4. — С. 518–520.

Радченко В.В. Перспективы молибденового оруденения в бассейне рек Бетеря и Тупаргасс // Проблемы

региональной геологии, нефтегазоносности, металлогении и гидрогеологии РБ. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1997. — С. 183–185.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Бажин Е.А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // Электронный научный журнал Нефтегазовое дело. — 2011. — № 5. — С. 282–301. — URL: http://ogbus.ru/authors/Rykus/Rykus_2.pdf (дата обращения: 13.10.2016).

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части Уралтау. — Уфа: РИЦ БГУ, 2002. — 268 с.

Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. — 2006. — № 6. — С. 3–8.

Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И. Черноозерское проявление золота — первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Докл. РАН. — 2011. — Т. 439, № 1. — С. 83–85.

Сначёв А.В., Рыкус М.В., Сначёв М.В., Романовская М.А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала. // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. — 2013. — № 2. — С. 49–57.

Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Мосейчук В.М., Сначёв А.В., Шиянова А.А., Рыкус М.В. Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника. — 2008. — Вып. 1. — С. 198–209.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралёв В.Г. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. — 1996. — Т. 38, № 1. — С. 15–30.

Сведения об авторах:

Сначёв Владимир Иванович, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). E-mail: SAVant@rambler.ru.

Сначёв Александр Владимирович, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). E-mail: SAVant@rambler.ru.

PROSPECTS FOR NORTHERN ZONE URALTAU ORE MINERALS

V. I. Snachev, A. V. Snachev

Snachev Vladimir Ivanovich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). E-mail: SAVant@rambler.ru.

Snachev Alexandr Vladimirovich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). E-mail: SAVant@rambler.ru.

Abstract. The article provides an overview of author's own and published data on ore-bearing magmatic (granitoids, ultrabasic, basic) and sedimentary rocks of the northern part of Uraltau zone. It is shown that one of the most promising areas of future exploration and assessment work are: the southern and south-eastern parts of the Barangulovo gabbro-granite-leucogranite massif (tantalum, niobium), Novousmanovo area, folded sulfidized and silicified carbonaceous shales intruded by acidic and ultrabasic rocks (tungsten, molybdenum, gold, palladium) and Maygashtinsko-Uzyanbashsky segment of the Utkal Formation development (manganese mineralization).

Key words: Uraltau zone, rare metals, precious metals, manganese mineralization, Kiryabinsk area, Barangulovo massif.

IV. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

УДК 551

Т. Т. Казанцева

К ПЕРСПЕКТИВАМ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРЕДГОРНОЙ ЗОНЫ БЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬЯ

Аннотация. Выполнен сравнительный анализ структурной геологии и нефтегазоносности предгорных зон передовых прогибов Ю. Урала и С. Кавказа. В результате показано, что в отличие от предгорной зоны Предкавказья, где месторождения углеводородов значительны как по количеству, так и по наполнению нефтегазоносных горизонтов, восточная зона Предуралья характеризуется их сравнительной бедностью. А потому Бельская впадина Предуральского передового прогиба нуждается в переоценке перспектив ее нефтегазоносности.

Ключевые слова: Районирование, передовые прогибы, формационные зоны, структурная геология, нефтегазоносность.

Тектоническое районирование передовых прогибов осуществлено на основании закономерной смены от платформы к складчатой области слагающих их разновозрастных вещественных комплексов. Они составляют латеральный ряд из рифовой, депрессионной и флишевой формаций, соответствующих структурно-формационным зонам: краевой, центральной и предгорной [Казанцев и др., 1999].

В данной статье в оценке перспектив нефтегазоносности Башкирии использованы результаты сравнительного анализа структурной геологии и нефтегазоносности предгорных зон передовых прогибов Ю. Урала и С. Кавказа. В результате показано, что особенности структурной геологии предгорной части Бельской впадины Предуральского передового прогиба и Терско-Сунженской зоны предгорной зоны Предкавказского передового прогиба вполне сопоставимы.

Достаточно полные сведения об особенностях структурной геологии передовых прогибов содержатся в опубликованных работах Ю.В. Казанцева [1981, 1984, 2005], Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [1990].

В общем виде структурная геология сравниваемых объектов характеризуется пластинчато-надвиговым строением (рис. 1 и 2). Надвижение, как правило, происходило со стороны складчатой области к платформе. Фронтальные зоны надвигов

осложнены приразломными линейными антиклиналями. В предгорной зоне особенно большим развитием пользуются сдвиги — поперечные к направлению дислокации. Характерным является и усложнение дислоцированности пород от платформы к складчатой области.

Общий вид структур предгорий Бельской впадины показан на рис. 3, 4 и 5.

Такая сложная архитектура предгорных зон передовых прогибов является типичной особенностью большинства из них. Но именно эту особенность в Предуралье считали отрицательным фактором в оценке перспектив нефтегазоносности (рис. 6).

На примере Кавказских предгорных зон показано, что этот тезис не правомочен. Предгорная зона Предкавказского передового прогиба, по сравнению с таковой Предуралья, несравненно богаче месторождениями нефти и газа, что нацеливает на пересмотр представлений о современной перспективности Бельской впадины [Казанцева, 2014, 2015].

В пределах **Бельской части Предуральского прогиба** наибольшей выявленной продуктивностью характеризуются отложения нижнепермского комплекса, на долю которого приходится две трети открытых месторождений нефти и газа. Они приурочены к краевой зоне прогиба, где связаны с рифогенными образованиями. В центральной части прогиба залежи находятся в карбонатном комплексе среднего и верхнего карбона. Сравнительно неболь-

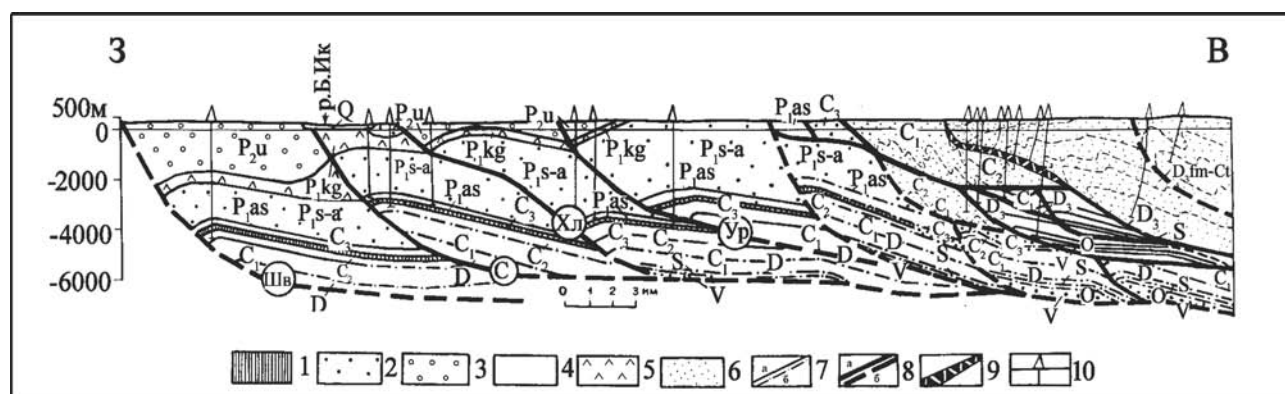


Рис. 1. Геологический разрез через южную часть Бельской впадины (по Ю.В. Казанцеву)

Фации: 1 — депрессионная, 2 — флишевая перми, 3 — молассовая, 4 — карбонатная, 5 — сульфатная, 6 — флишевая карбона и девона; 7 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); ШВ — Шиханско-Волостновский, С — Саратовский, Хл — Хлебодаровский, Ур — Уразбаевский; 9 — зона тектонических брекчий; 10 — скважины

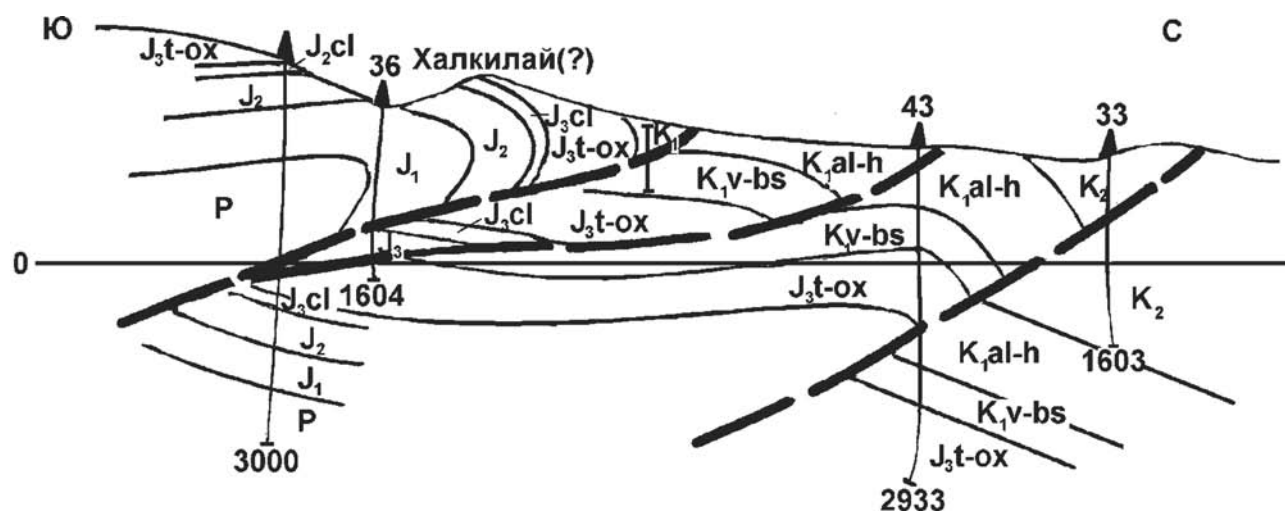


Рис. 2. Геологический разрез Элислан-Исинской площади (Чечено-Ингушетия) по р. Харачай

По данным А.Ф. Щербаковой и Т.Р. Федоровой [1973 ф]

шие скопления углеводородов присущи девонским толщам. Допермские образования изучены недостаточно. Перспективными на территории предгорной зоны Бельской впадины Предуралья передового прогиба должны оказаться верхне- и среднедевонские образования, в том числе доманикиты, значительное развитие которых здесь бесспорно (рис. 7).

Доманикиты афонинских слоев среднего девона известны и севернее, в пределах Юрюзано-Сылвинской впадины Предуралья, что показано в ряде публикаций [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1981; Живкович, Чехович, 1985; Казанцев и др., 1999].

Примером обнаружения залежи нефти в предгорной зоне Бельской впадины может служить Та-

бынская площадь. Здесь в девонских осадочных породах обнаружена массивная залежь нефти промышленного значения, которая связана с трещиноватыми и пористо-кавернозными тонкослоистыми известняками эйфельского, живетского и франского ярусов девона. Она приурочена к пересечению разломов (см. рис. 5).

Предкавказский передовой прогиб, согласно тектоническому районированию Кавказского региона располагающийся между Скифской эпигерцинской плитой на севере и горно-складчатым сооружением Северного Кавказа на юге, состоит из трех частей с запада на восток: Западно-Кубанской, Восточно-Кубанской и Терско-Каспийской депрессий. Терско-Сунженская зона входит в состав



Рис. 3. Красноусольская антиклиналь. Фото Т.Т. Казанцевой

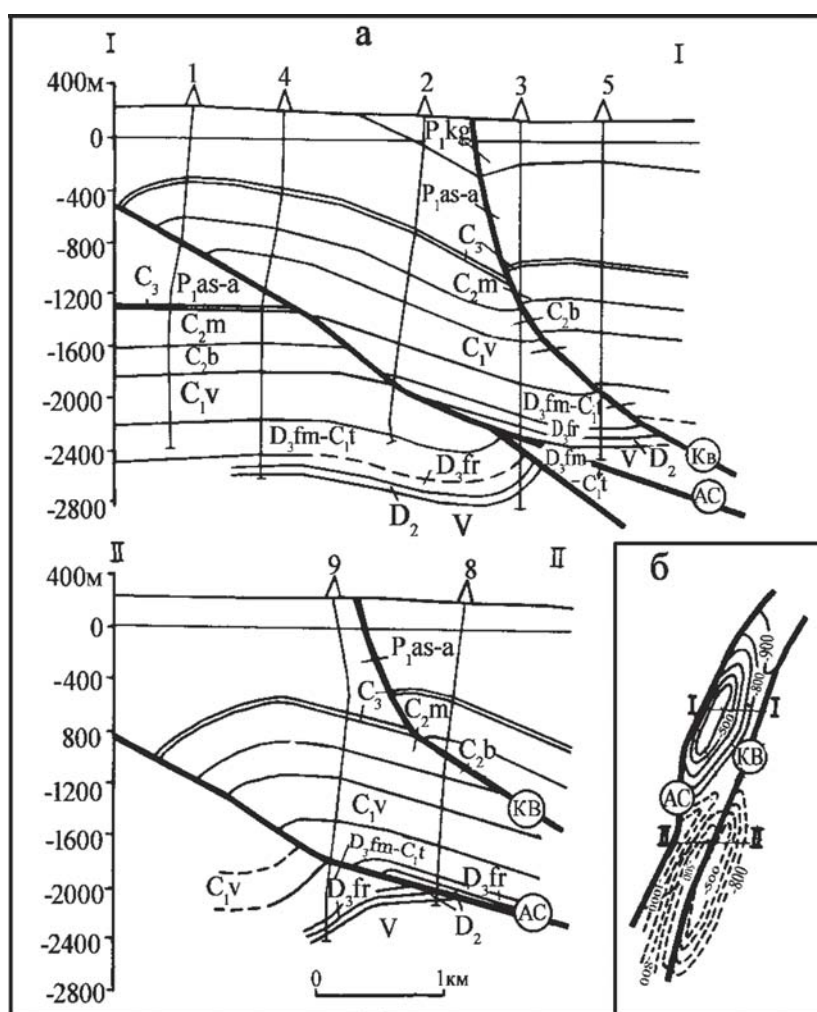


Рис. 4. Геологические разрезы (а) и план (б) Архлатышско-Сайтбабинской и Ковардинской чешуй в районе с. Архлатыш Надвиги: АС — Архлатышско-Сайтбабинский, Кв — Ковардинский.

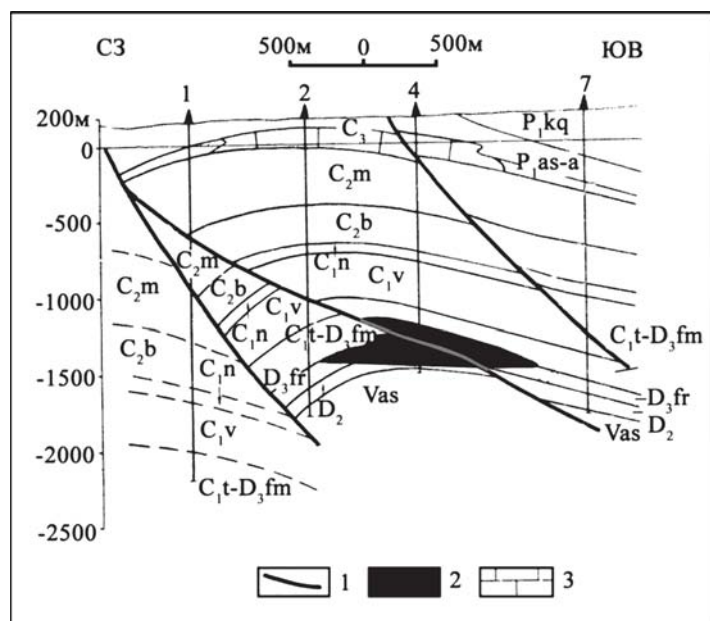


Рис. 5. Табынская структура (по Ю.В. Казанцеву)

Условные обозначения к рис. 5: 1 — линии надвигов; 2 — залежь нефти; 3 — рифогенные известняки

последней. Она является аналогом предгорной зоны Бельского Предуралья.

Терско-Сунженская структурная зона характеризуется асимметричным строением, когда северный борт является пологим, а южный — крутым. В средней части ее протягиваются две субширотно направленные антиклинальные зоны, выраженные в рельефе Терским и Сунженским хребтами. К ним приурочены многие нефтяные и нефтегазовые месторождения, сосредоточенные в породах палеогена, миоцена, плиоцена и мезозоя. Южная часть депрессии значительно прогнута. Общая мощность мезозойско-кайнозойских образований здесь достигает 7–8 км. Всего в Терско-Сунженской зоне известно несколько десятков месторождений (рис. 8), из которых большая часть в пределах Терского, остальные на Сунженском хребте [Бурштар и др., 1966]. Примером для Терско-Сунженской зоны является *Ойсунгурское нефтяное месторождение*, которое расположено в Гудермесском районе, в 40 км к востоку от Грозного.

В тектоническом отношении оно представляет собой восточную погруженную часть Гудермесской антиклинали, отсеченную от наиболее приподнятой западной части двумя поперечными разрывами. Залежи нефти на этом месторождении приурочены как к надвинутой части поднятия, так и к поднадвиговой зоне (рис. 9).

Малгобек-Вознесенское нефтяное месторождение расположено в западной части Терской зоны (см. рис. 8). Оно приурочено к одноименной антиклинальной складке, имеющей широтное простирание. Протяженность ее более 40 км, при ширине 3,5 км

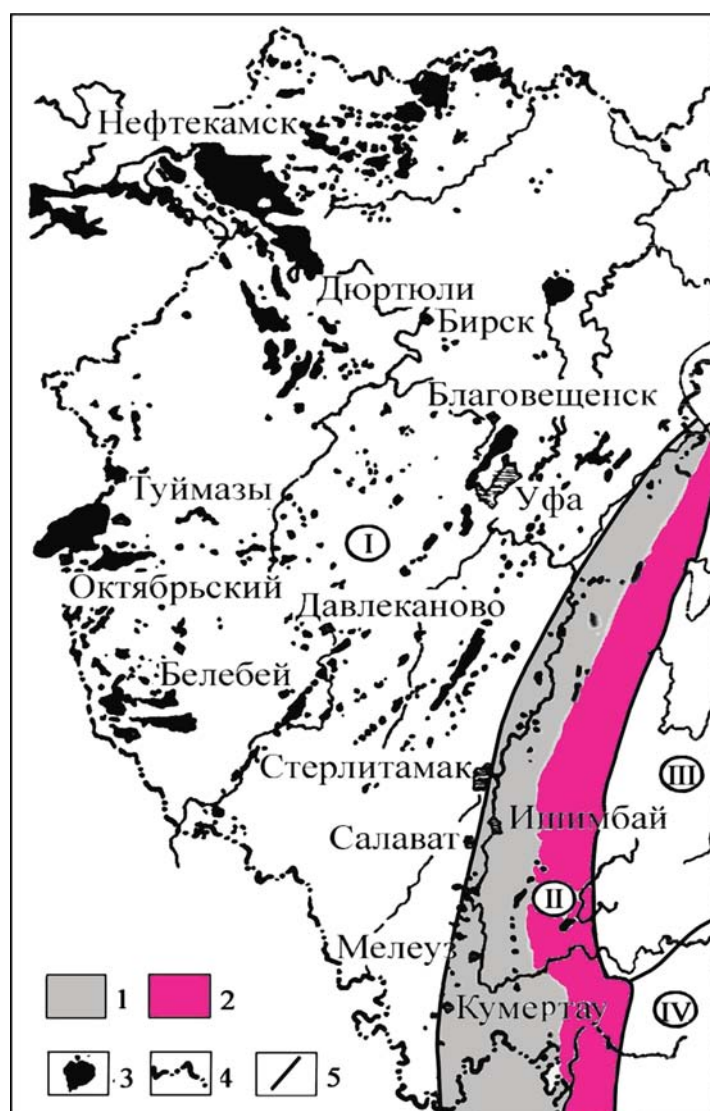


Рис. 6. Схема размещения месторождений углеводородов Башкирии

Условные обозначения: 1 — краевая и центральная зоны Предуралья, 2 — предгорная зона Предуралья, 3 — месторождения углеводородов, 4, 5 — административная и структурная границы. Цифры в кружках: I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский передовой прогиб, III — Башкирский антиклинорий, IV — Зилаирский синклиний.

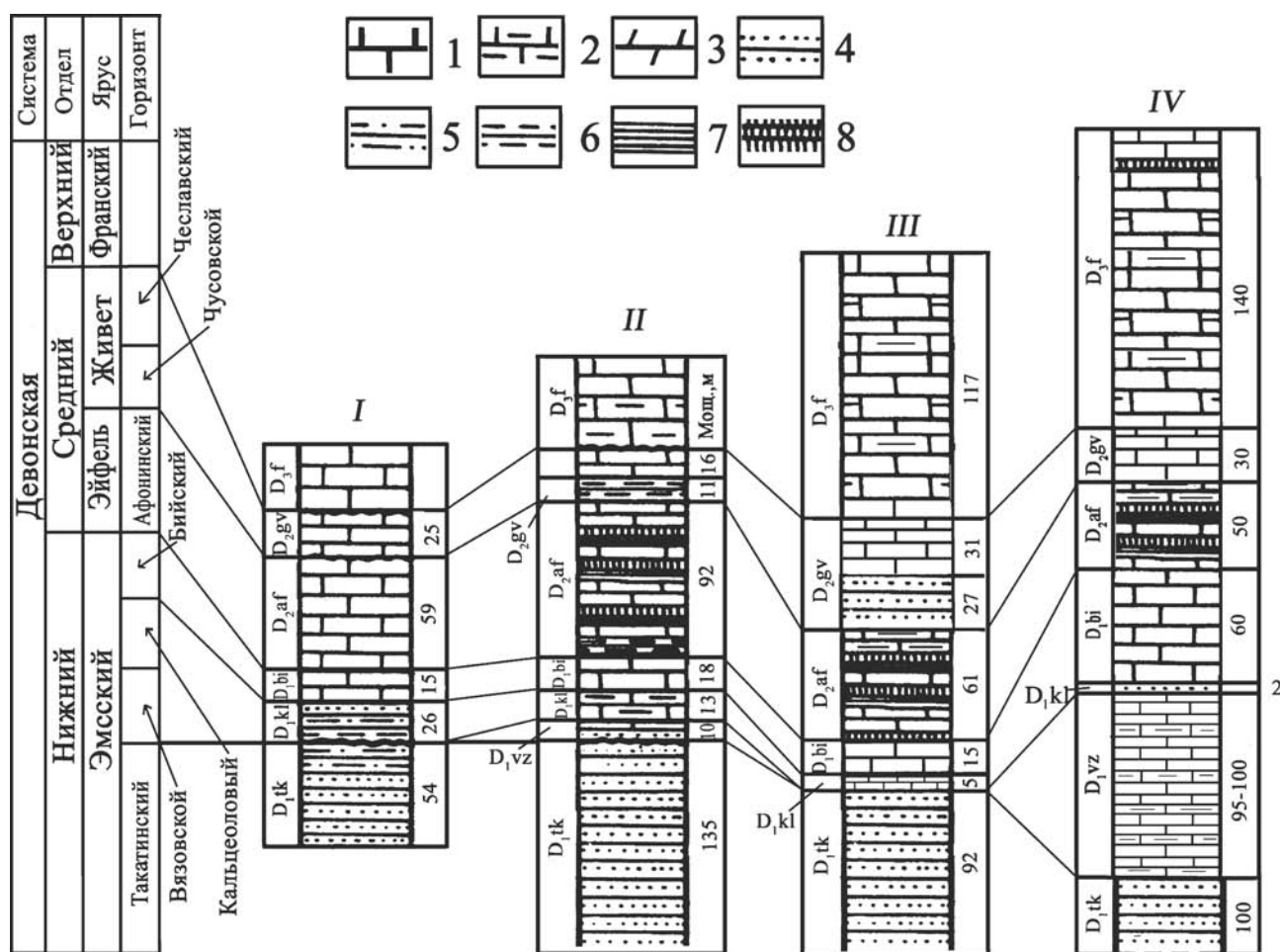


Рис. 7. Стратиграфические колонки среднего – верхнего девона Предуралья

I — р. Нугуш, скв. 1–3 Иштугановской площади; II — р. Белая, д. Акбута; III — скв. № 1 Таушской площади; IV — д. Степановка, р. Мал. Ик. 1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — песчаники; 5 — аргиллиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — кремни; 8 — афонинские слои (доманикит)



Рис. 8. Фрагмент из схемы размещения месторождений и перспективных площадей Терско-Сунженского нефтегазоносного района. По Б.Х. Хамидову [2007]

Условные обозначения: 1 — Терско-Сунженская зона; 2 — месторождения; 3 — цифра в кружочке — месторождения, на которые есть ссылки в тексте: 10 — Малгобек-Вознесенское, 11 — Ойсунгурское, 12 — Карабулак-Ачалукское, 13 — Старо-Грозненское. Буквы: С — Сунженская и Т — Терская подзоны

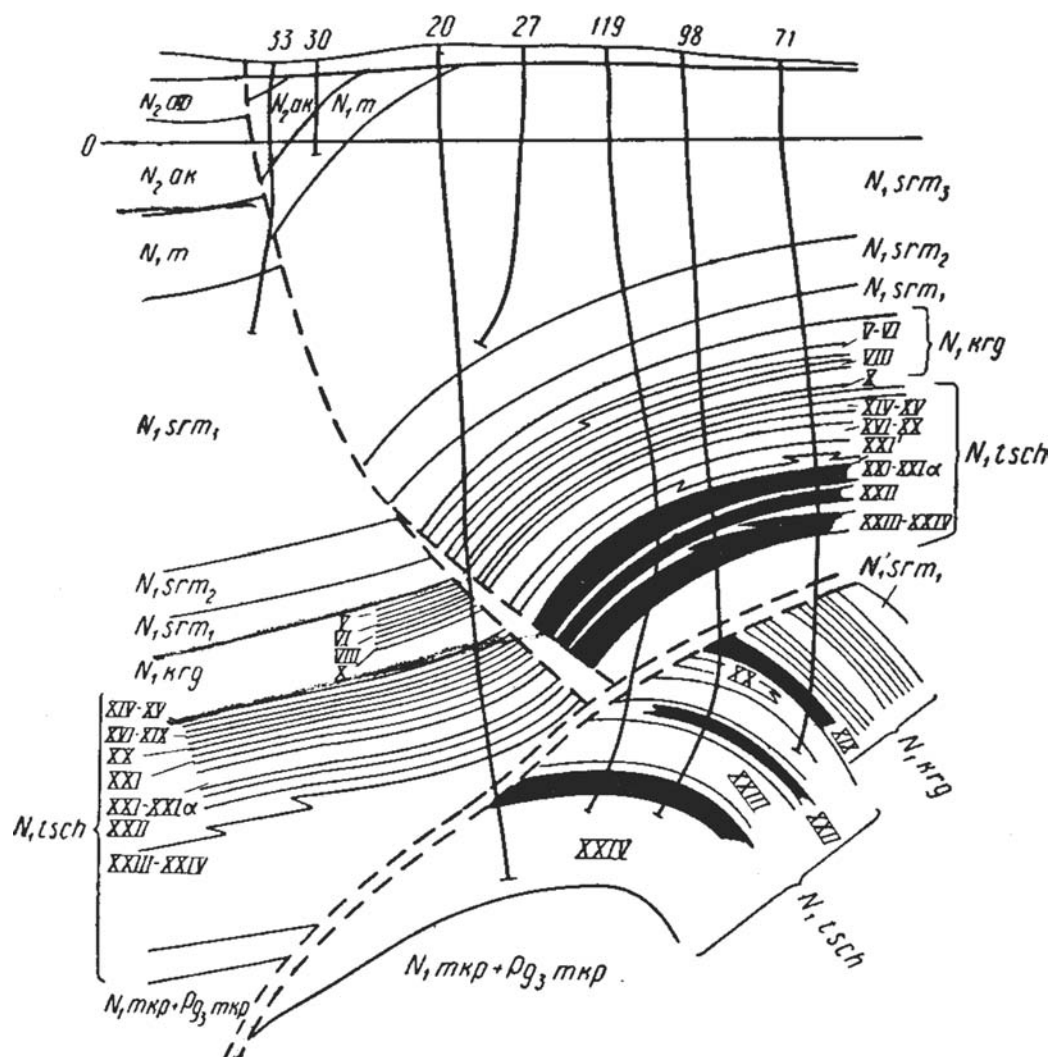


Рис. 9. Ойсунгурское месторождение

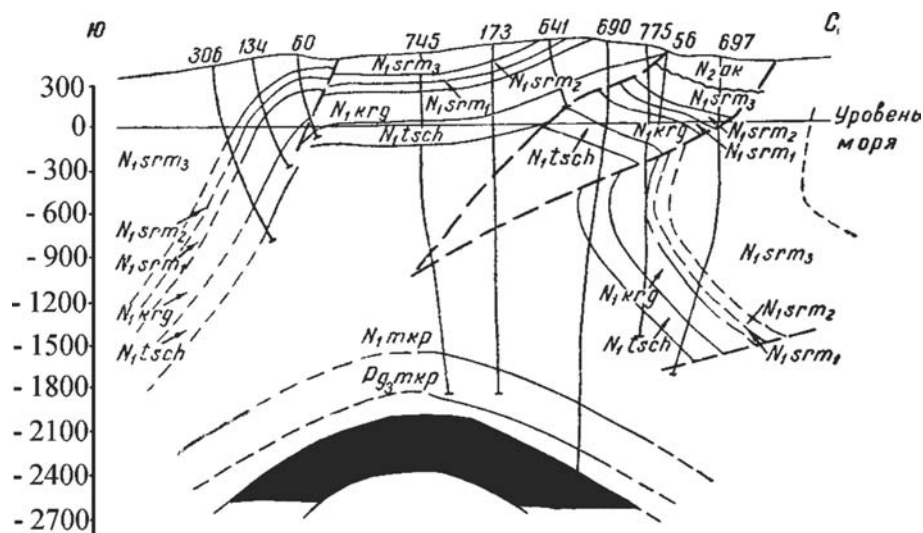


Рис. 10. Малгобек-Вознесенское месторождение

и высоте 700 м. Залежь пластовая, сводового типа. На рисунке 10 отражен характер структурной геологии, когда сложная чешуйчато-надвиговая структура в верхней части разреза книзу сменяется довольно крупной сводовой антиклиналью в верхнемеловых отложениях с залежью нефти. Дебит более 300 т/сут.

Характер структурной геологии Сунженского хребта отражается в структурных особенностях Карабулак-Ачалукского и Старо-Грозненского месторождений.

Карабулак-Ачалукское нефтяное месторождение (рис. 11) представлено хорошо выраженной антиклиналью почти широтного простирания, перекрытой сверху серией нарушений надвигового и сдвигового характера. В более глубоких горизонтах строение структуры упрощается. Промышленная нефтеносность связана с отложениями от нижнего майкопа до верхнего мела.

Старо-Грозненское нефтяное месторождение в верхней части разреза приурочено к сложнопостроенной принадвиговой антиклинальной структуре, осложненной тектоническими нарушениями. Месторождение многопластовое, залежи нефти располагаются не только в надвинутым крыле складки, но и ниже, в поднадвиговой антиклинали, что отражено на рис. 12.

Обнадеживают приведенные автором описанных месторождений истории поэтапного открытия, например, Старо-Грозненского и Карабулак-Ачалукского нефтяных месторождений. Так, в первом из названных в 1893 г. выявлена залежь в принадвиговой антиклинали неогеновых отложений. В 1932 г. обнаружена поднадвиговая нефть тоже в неогеновых толщах. В 1963 г. на этом месторождении вскрыта залежь нефти с высоким дебитом в верхнемеловых породах. Дальнейшие открытия связаны с юрскими

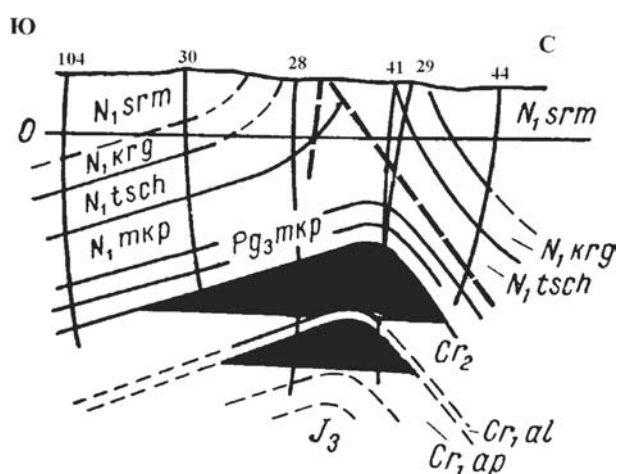


Рис. 11. Карабулак-Ачалукское месторождение

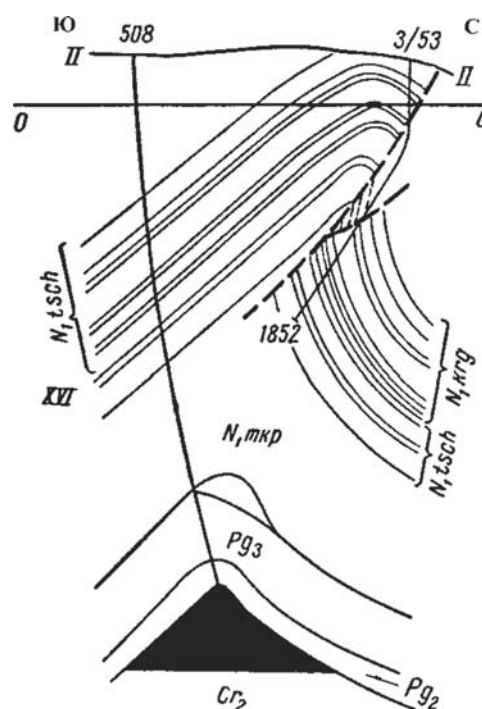


Рис. 12. Старо-Грозненское месторождение

отложениями. Во втором случае глубокое поисковое бурение на верхнемеловые отложения начато в 1955 г. Промышленные притоки легкой нефти получены из песчано-глинистой пачки нижнего майкопа в 1956 г. В 1958 г. начато бурение на нижнемеловые отложения, и в 1961 г. из аптских отложений получен фонтан нефти.

Выводы. 1. Структурная геология предгорной зоны Предуралья хорошо сопоставима с таковой Предкавказья. 2. В сравниваемых объектах наглядна множественность периодов проявления разрывных дислокаций. 3. В отличие от предгорной зоны Предкавказья, где месторождения углеводородов значительны как по количеству, так и по наполнению нефтегазоносных горизонтов, восточная зона Предуралья характеризуется их сравнительной бедностью. 4. Бельская впадина Предуральского передового прогиба нуждается в переоценке перспектив ее нефтегазоносности.

Литература:

Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1966. — 418 с.

Живкович А.Е., Чехович П.А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. — М.: Наука, 1985. — 184 с.

Казанцев Ю.В. Сдвиги в Южном Предуралье // ДАН СССР. — 1981. — Т. 257, № 1. — С. 957–961.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. — М.: Наука, 1984. — 184 с.

Казанцев Ю.В. Сдвиговые дислокации и их роль в формировании структуры земной коры. — Уфа, 2005. — 33 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. — 1990. — № 1. — С. 113–121.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Загребина А.И., Газизова С.А. Структурная геология северо-востока Башкортостана. — Уфа, 1999. — 129 с.

Казанцева Т.Т. К перспективам нефтегазоносности Предуральского прогиба. // Геология. Известия отд. наук о Земле и природных ресурсов. — 2014. — № 20. — С. 7–20.

Казанцева Т.Т. Сравнительный структурный анализ нефтегазоносности передовых прогибов // Георесурсы. — 2015. — Т. 2, № 3 (62). — С. 17–23.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Особенности строения шарьяжей Уфимского амфитеатра // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1981. — Т. 56, № 3. — С. 34–44.

Сведения об авторе:

Казанцева Тамара Тимофеевна, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: ktt@ufaras.ru

**BY THE PETROLEUM POTENTIAL OF A FOOTHILL ZONE
OF BIELSKO DEPRESSION PREDURALIE**

T. T. Kazantseva

Kazantseva Tamara Timofeevna, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: ktt@ufaras.ru

Abstract. A comparative analysis of structural geology and oil and gas potential in the foothill areas of the foredeeps of the Southern Urals and Northern Caucasus. The result shows that unlike Ciscaucasus foothill area where significant hydrocarbon deposits are filling oil and gas horizons, the eastern Urals area is characterized by relative poverty. And because of this, Bel'skaya depression of the Urals foredeep needs reassessing of the prospects of its oil and gas potential.

Key words: Zoning, advanced deflections, formational zone, structural geology, oil and gas.

V. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, КАРСТОВЕДЕНИЕ

УДК 551.491(470.57)

Р. Ф. Абдрахманов, А. В. Комиссаров

РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. БЕЛОЙ В РАЙОНЕ Г. УФЫ

Аннотация. В статье анализируется состояние пресных подземных вод, пригодных для питьевого водоснабжения в окрестностях г. Уфы, приводятся собственные многолетние гидрогеологические наблюдения авторов за уровнем и химическим составом грунтовых вод неоген-четвертичных отложений. Результаты исследований свидетельствуют об общем снижении уровня грунтовых вод, а также об антропогенном влиянии на эти воды, являющиеся основным источником водоснабжения малых хозяйственных объектов.

Ключевые слова: пресные подземные воды, уровень грунтовых вод, химический состав грунтовых вод.

Введение. Водоснабжение качественной питьевой водой развивающихся коттеджных городков, небольших населенных пунктов и садоводческих товариществ, расположенных в окрестностях г. Уфы становится серьезной проблемой. Эта проблема возникла не из-за нехватки водных ресурсов в регионе, а часто из-за отсутствия пресных подземных вод, пригодных для питьевого водоснабжения. Она определяется геолого-гидрогеологическими условиями района г. Уфы (рис. 1) и антропогенным влиянием на состояние водных ресурсов, особенно грунтовых вод — основного источника водоснабжения малых хозяйственных объектов. В статье приводятся собственные многолетние гидрогеологические наблюдения авторов за уровнем и химическим составом грунтовых вод неоген-четвертичных отложений, выполненные на участке садового кооператива «Весна» Уфимского района, расположенном в 20 км западнее Уфы, и на водно-балансовой станции (ВБС) Управления «Башмелиоводхоз», расположенной в 18 км северо-западнее города (рис. 2). ВБС является научно-исследовательской базой кафедры природообустройства Башгосагроуниверситета и лаборатории почвоведения Института биологии УНЦ РАН. Химические анализы выполнены в аккредитованных аналитических лабораториях ОАО ПИИ «Башгипроводхоз» и Уфимского Управления по эксплуатации мелиоративных и водохозяйственных систем ФГБУ Управление Башмелиоводхоз.

Геолого-гидрогеологические условия. Район наблюдений расположен в центральной части Прибельской равнины, в пределах левобережья нижнего течения р. Уза (режимная скважина 1, «Весна») на абсолютных отметках 195–200 м и правобережье р. Сикияз (реж. скв. 2, ВБС) на абсолютных отметках 173–175 м. С поверхности он сложен сульфатно-терригенными и карбонатными уфимскими образованиями пермской системы (P_{1u})¹, представленными песчаниками, известняками и глинами. Песчаники и глины часто загипсованы. На уфимских отложениях здесь с глубоким размывом залегают неогеновые (N) отложения, представленные глинами, суглинками с прослоями песков и гравийных отложений, мощностью от первых до 40–60 м, в палеодолине р. Белой мощность отложений достигает 80–100 м. На междуречьях указанных малых рек участками сохранились отложения общего сырта ($N_2^3-Q_1$) — суглинки с прослоями песка, мощностью 10–15 м. Четвертичные аллювиальные образования (aQ) слагают долины рек Белой и Демы. Сверху они представлены глинами и суглинками (8–10 м), подстилаются гравийно-галечными осадками мощностью до 30–35 м [Гидрогеология СССР, 1972].

Обводненность уфимских отложений пестрая. Наиболее водообильны песчаники и известняки. Дебиты родников составляют 0,2–1,5 л/с, редко до 5–10 л/с. Выше уровня рек, в зоне активного

¹ По актуальной версии Общей стратиграфической шкалы России эти отложения принадлежат биармийскому отделу средней перми (Прим. ред.).

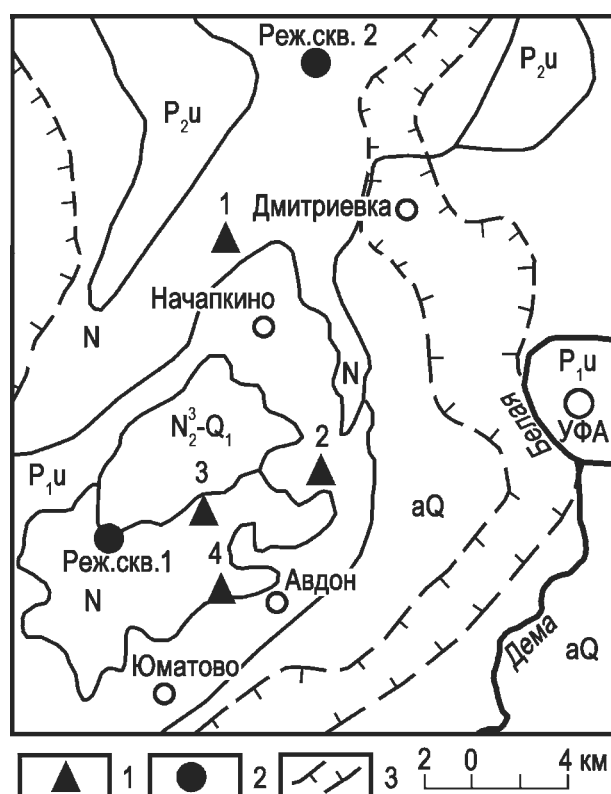


Рис. 1. Гидрогеологическая схема левобережья р. Белой в районе г. Уфы

Условные обозначения: 1 — родник, 2 — скважина, 3 — контуры палеодолины

водообмена, эти отложения содержат обычно пресные воды гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава с минерализацией (М) 0,4–0,6 г/л (см. рис. 1, родник 2, 4), жесткостью (содержание солей кальция и магния) 6–9 ммоль/л, pH 8,2–8,3, в целом хорошего питьевого качества [Абдрахманов, 2014]. Ниже уровня речных долин (зона затрудненного водообмена) вследствие загипсованности пород пресные воды отсутствуют. Минерализация повышается до 2,5–3 г/л, а жесткость достигает 20–30 ммоль/л (при ПДК для питьевых вод 7 ммоль/л).

Неогеновые и четвертичные песчано-глинистые отложения характеризуются в этом районе малой водообильностью: дебиты родников обычно 0,1–1,0 л/с, чаще они имеют 0,4–0,6 л/с. Скважины при вскрытии песчаных прослоев имеют дебиты до 2–5 л/с при максимальном (до 5–10 м) понижении уровня. Вода в них в целом имеет хорошие химичес-

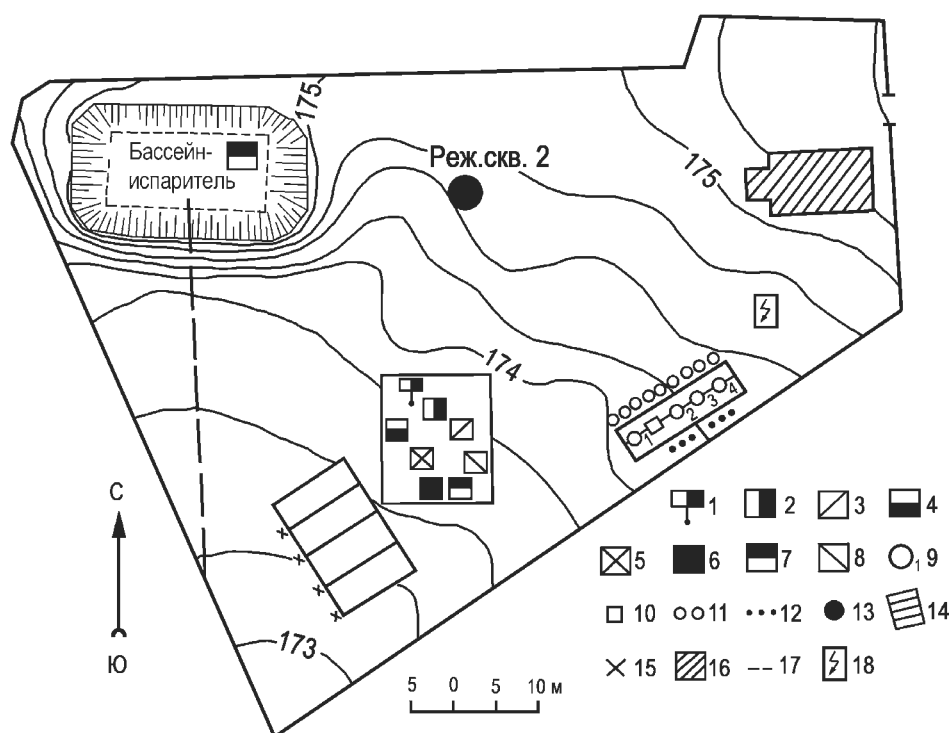
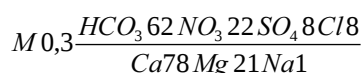


Рис. 2. План водно-балансовой станции [Абдрахманов и др., 2002]

Метеорологическая площадка: 1 — ветромер; 2 — будка Селянинова; 3 — плювиограф, 4 — осадкомер Третьякова; 5 — метеобудка с самописцами температуры и давления; 6 — дождемер ГГИ-3000; 7 — испаритель ГГИ-3000; 8 — гололедный станок. **Лизиметрическая площадка:** 9 — лизиметр; 10 — весы; 11 — почвенные испарители ГГИ-500; 12 — тензиометры; 13 — режимная скважина; 14 — стоковая площадка; 15 — труба для сброса воды со стоковой площадки; 16 — лаборатория; 17 — труба для сброса воды из бассейна-испарителя; 18 — трансформаторная подстанция

кие показатели: состав гидрокарбонатный, иногда нитратно-гидрокарбонатный (родник 1) магниевый-кальциевый, кальциево-магниевый, минерализация 0,3–0,4 г/л. Показатель загрязненности воды — наличие нитрат-ионов за пределами населенных пунктов (родник 3), благоприятный: содержание NO_3^- не превышает 2–3 мг/л (ПДК 45 мг/л). В пределах освоенных территорий (участки утилизации с/х стоков и др.) содержание NO_3^- достигает 15–50 мг/л (родник 1) и более. Химический состав родника 1 характеризуется следующей формулой:



Объекты исследований. Режимная скважина 1 с открытым дном, глубиной 10 м, оборудована дырчатым фильтром в интервале 5–10 м. Пробурена она диаметром 0,8 м, обсажена специальной пластиковой трубой 300 мм. Затрубное пространство до глубины 5,0 м заполнено песчано-гравийной смесью, выше утрамбовано глиной. Сверху скважина оборудована защитной крышкой. Вода подается с глубины 5–9,5 м электропогружным насосом с дебитом 0,5 л/с. Поступление воды стабильное, при указанном дебите.

Режимная скважина 2 на ВБС, глубиной 15 м диаметром 0,3 м, обсажена полиэтиленовой трубой диаметром 160 мм. Нижний конец обсадной трубы заглушен. Дырчатый фильтр устроен в интервале 7–13 м. Затрубное пространство заполнено гравием в интервале 3–15 м. Для предотвращения затекания поверхностных вод устьевая часть скважины затампонируется глиной и забетонирована.

Изменения уровня подземных вод. Многолетние наблюдения за колебанием уровня подземных вод на участке «Весна» с 2003 г. (123 измерения) и водно-балансовой станции с 2001 г. (570 измерений) показали (рис. 3) значительные колебания уровня как в течение года, так и в многолетнем плане. На участке «Весна» колебания уровня в течение года составляли от 0,84 (9,09–8,25 м) (2012 г.) до 3,27 м (7,60–4,33 м) (2007 г.). Максимально низкие уровни отмечены в 2012 (9,09 м) — 2013 (9,45 м) годах, а высокие в 2003 г. (4,14 м), 2007 г. (4,33 м). В многолетнем плане наблюдается общее снижение уровня грунтовых вод (см. рис. 3, линия 1). Линия тренда на графике очень наглядно показывает, что за период наблюдений уровень грунтовых вод неуклонно снижается.

На ВБС за 16 лет наблюдений максимально высокий уровень (2,97 м) был в 2001 г., минимальный (10,32 м) — в 2016 г. Максимальные колебания уровня УГВ, как видно из графика, были выявлены в 2001–2007 гг. (1,43–2,59 м). В 2008–2015 гг. колеба-

ния уровня не такие резкие (0,25–0,99 м), а в 2016 г. замечен скачок 1,2 м. Наблюдения показывают, что здесь, как и на участке «Весна», проявляется общая тенденция к снижению уровня грунтовых вод, но линия тренда здесь более плавная (линия 2).

Наблюдается тесная связь изменений уровня грунтовых вод с количеством выпадающих атмосферных осадков. Особенно четко тенденция выражена в меженно-летние периоды, когда количество осадков резко уменьшается (до засухи 2010–2012 гг.).

Химический состав грунтовых вод неоген-четвертичных образований на участках развития палеодолин рек Белой и Демы (см. рис. 1) характеризуется гидрокарбонатным кальциевым и магниевый-кальциевым составом (табл.). Анализы 2016 г. показывают некоторое изменение химического состава. В катионном составе увеличилось содержание иона натрия и воды стали гидрокарбонатными натриево-кальциевыми. Тип воды, по [Алекин, 1970], изменился со второго в первый, несколько повысился рН от 7,19–7,60 до 8,14–8,44, минерализация возросла до 0,68–0,77 г/л. Жесткость воды составляет 5,0–6,3 ммоль/л, не превышая норму (7,0 ммоль/л). В последние годы негативно изменилась концентрация NO_3^- в режимной скважине 1. В результате применения органо-минеральных удобрений она в 2016 г. достигла критического для питьевых вод содержания — 41,2 мг/л (см. табл.). На участке (реж. скв. 2), где отсутствует хозяйственная деятельность, содержание этого иона сохранилось на фоновом уровне (1–2 мг/л). Таким образом, применение удобрений на садовом участке, при неизменном химическом составе вод, повысило концентрацию NO_3^- практически до ПДК (45 мг/л) для нецентрализованного водоснабжения (Сан ПиН 2.1.4.1175-02)¹.

Выводы. Режимные наблюдения за уровнем подземных вод неоген-четвертичных отложений четко свидетельствуют о тесной взаимосвязи количества атмосферных осадков и уровня грунтовых вод.

Грунтовые воды слабо защищены от загрязнений сверху [Абдрахманов, 2005]. Хозяйственная деятельность на этих участках с активным применением органо-минеральных удобрений, на ряде садовых участков — птичьего органического вещества, приводит к поступлению в воду биогенных элементов, особенно соединений азота (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+). Наши многолетние наблюдения за химическим составом воды на участке показывают значительное увеличение содержания NO_3^- (нитрат-иона) в воде.

¹ Известно, что при постоянном употреблении воды с повышенным содержанием нитратов (свыше 150 мг/л) нарушается обмен веществ, усиливается мутагенез, вызывающий тяжелую болезнь токсический цианоз (метгемоглобинемия); особенно страдают от этой болезни дети.

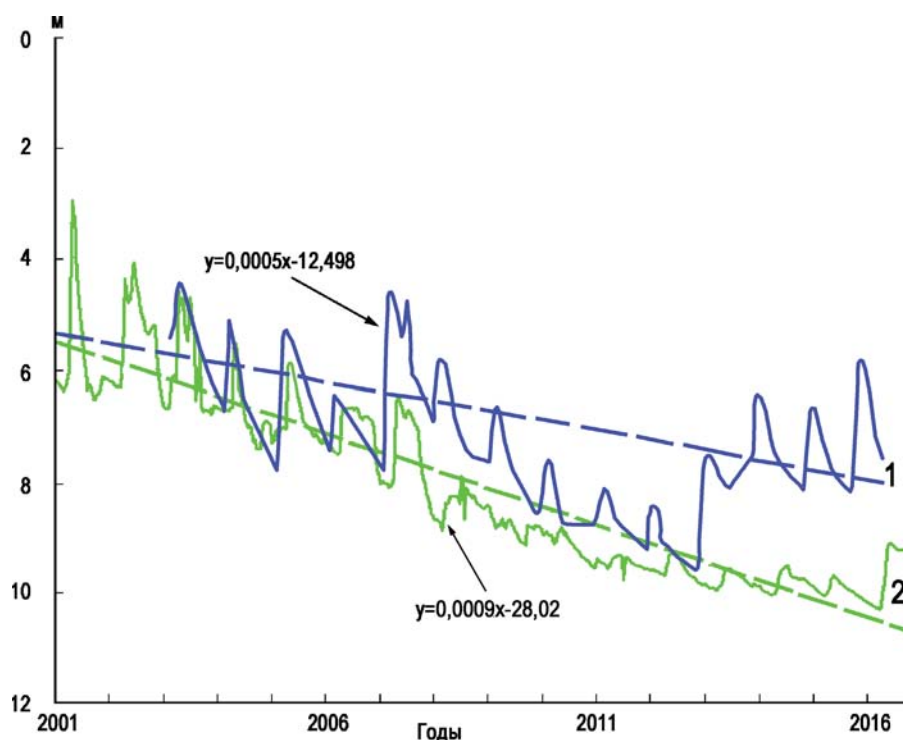


Рис. 3. График изменения уровня грунтовых вод

Таблица

Химический состав грунтовых вод неоген-четвертичных отложений

Дата отбора	М, г/л	Ионы, мг/л, ммоль/л, %-моль								Жест- кость, ммоль/л	pH	Индекс состава воды
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Fe ²⁺ +Fe ³⁺			
Режимная скважина 1												
18.07. 2004	0,51	317,2 5,20 77,6	33,7 0,70 10,5	20,8 0,59 8,8	13,3 0,21 3,1	72,0 3,59 53,6	24,3 2,00 29,9	25,5 1,11 16,6	0,16	5,60	7,60	C _{II} ^{MgCa}
26.08. 2008	0,52	317,2 5,20 76,1	33,3 0,69 10,1	28,1 0,79 11,6	9,1 0,15 2,2	100,0 4,99 73,1	8,5 0,70 10,3	26,2 1,14 16,7	0,02	5,70	7,39	C _{II} ^{Ca}
08.11. 2010	—	—	—	—	21,7	—	—	—	—	—	—	
24.04. 2011	0,58	378,2 6,20 83,9	14,4 0,30 4,1	21,3 0,60 8,1	18,0 0,29 3,9	104,2 5,20 70,4	12,2 1,00 13,5	27,4 1,19 16,1	—	6,2	8,32	C _{II} ^{Ca}
12.05. 2013	0,54	341,6 5,60 80,1	32,5 0,68 9,7	11,4 0,32 4,6	24,2 0,39 5,6	96,0 4,79 68,5	18,2 1,50 21,5	16,1 0,70 10,0	0,06	6,3	7,19	C _{II} ^{MgCa}
25.09. 2016	0,68	414,2 6,79 78,1	28,8 0,60 6,9	22,7 0,64 7,4	41,2 0,66 7,6	76,1 3,80 43,7	14,6 1,20 13,8	84,9 3,69 42,5	—	5,0	8,44	C _I ^{NaCa}
Режимная скважина 2												
16.11. 2016	0,77	438,0 7,18 70,3	96,0 2,00 19,6	35,5 1,00 9,8	2,2 0,04 0,4	102,2 5,10 49,9	21,9 1,80 17,6	76,4 3,32 32,5	—	6,9	8,14	C _I ^{NaCa}
ПДК	1,0	—	500	350	45	—	—	200	0,3	7,0	6,0— 9,0	

Литература:

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. — Уфа: Информреклама, 2005. — 344 с.

Абдрахманов Р.Ф. Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана. — Уфа: Гилем, 2014. — 416 с.

Абдрахманов Р.Ф., Батанов Б.Н., Габбасова И.М., Комиссаров А.В., Маслов В.В., Юнусов С.А. Водно-балансовая станция. — Уфа: Изд-во БГАУ, 2002. — 81 с.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 442 с.

Гидрогеология СССР / Под. ред. Б.А. Зубровой. — М.: Недра, 1972. — Т. 15. — 344 с.

Сведения об авторах:

Абдрахманов Рафил Фазылович, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Комиссаров Александр Владимирович, Башкирский государственный аграрный университет (БГАУ), г. Уфа. E-mail: alek-komissaro@yandex.ru.

GROUND WATER REGIME OF THE NEOGENE-QUATERNARY DEPOSITS ON THE LEFT BANK OF BELAYA RIVER NEAR UFA CITY

R. F. Abdrakhmanov, A. V. Comissarov

Abdrakhmanov Rafil Fazylovich, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Komissarov Aleksandr Vladimirovich, Bashkirian State Agrarian University (BSAU), Ufa. E-mail: alek-komissaro@yandex.ru.

Abstract. The condition of fresh groundwater, used as drinking water in the vicinity of Ufa city, is analysed. The authors conducted hydrogeological observations for many years. Levels of groundwater and water chemistry in Neogene-Quaternary sediments were measured, and a general drop of the groundwater level is registered. Groundwater is the main source of water supply for small commercial facilities, and they suffer from the anthropogenic influence.

Key words: fresh groundwater, the groundwater level, the chemical composition of groundwater.

УДК 551.435.8

В. М. Горожанин, С. В. Мичурин, З. А. Канипова, З. Р. Биктимерова

ПАЛЕОКАРСТ В ТОЛПАРОВСКОМ РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Аннотация. В западной части Башкирского мегантиклинория на границе рифейских и вендских отложений в верхах карбонатов миньярской свиты установлен слой брекчий, который, по литологическим данным, имеет карстовое происхождение. Первичные карстовые черты в течение длительной геологической истории были затухиваны вторичными процессами доломитизации, перекристаллизации и стилолитизации. Присутствие палеокарста свидетельствует о длительности и субаэральном характере стратиграфического перерыва между отложениями верхнего рифея и под-ашинского комплекса пород, что должно учитываться при реконструкции геологической истории Южного Урала и корреляции отложений этого уровня с другими регионами.

Ключевые слова: карст, брекчия, миньярская свита, верхний докембрий.

Введение

На Южном Урале и в Приуралье широко распространены карстующиеся породы — карбонаты и сульфаты. Эта территория представляет собой зону интенсивного развития молодых миоценовых и современных карстовых процессов, хорошо выраженных в рельефе современного Урала в виде многочисленных пещер [Карст Башкортостана, 2002], горизонтов брекчий в сульфатах [Галимов и др., 2014] и т. п.

В то же время в осадочном разрезе региона зафиксировано несколько уровней проявления более древних (палеокарстовых) процессов, которые имели место не только к мезокайнозой, но и ранее, в палеозое.

Считается, что карстовые процессы были интенсивно проявлены в девоне (конец франа), карбоне (серпуховский и башкирский века), а также в перми (артинский век), мощность закарстованных пород в карбоне достигала 250–300 м [Лерман, 1972].

В докембрийской истории Южного Урала закарстованные поверхности и сопутствующие им отложения карстовых брекчий пока нигде не были

описаны. Исключение составляет лишь стратиграфический уровень между верхним рифеем и вендом, на котором в бортовой зоне Толпаровской эрозионной палеодолины, находящейся в западном крыле Башкирского мегантиклинория, нами были найдены карстовые брекчии и закарстованные поверхности доломитов миньярской свиты верхнего рифея (рис. 1).

В этом месте в небольшом по размерам обнажении (0,5×1,0 м) были установлены прямые признаки эрозионной поверхности в виде карманов заполнения терригенным материалом карстовых пустот. В настоящее время это обнажение (точка 1 на рис. 1 с координатами 54°01'02,8"N, 57°07'25,9"E), находящееся в сильно залесенной труднодоступной местности, разрушено и представляет собой элювиальные развалы [Горожанин и др., 2015].

Во время полевых работ в 2016 г. недалеко от контакта карбонатов миньярской свиты и залегающих на них терригенных толпаровско-суировских отложений под-ашинского стратиграфического уровня нами было обнаружено еще одно коренное обнажение карбонатных брекчий, которые, как мы полагаем, имеют палеокарстовое происхождение. Эти брекчии формировались перед заполнением Толпаровской эрозионной впадины терригенными осадками и являются, с нашей точки зрения, доказательством наличия стратиграфического перерыва между отложениями каратавия и комплекса пород, залегающего под ашинской серией.

© В. М. Горожанин, 2017

© С. В. Мичурин, 2017

© З. А. Канипова, 2017

© З. Р. Биктимерова, 2017

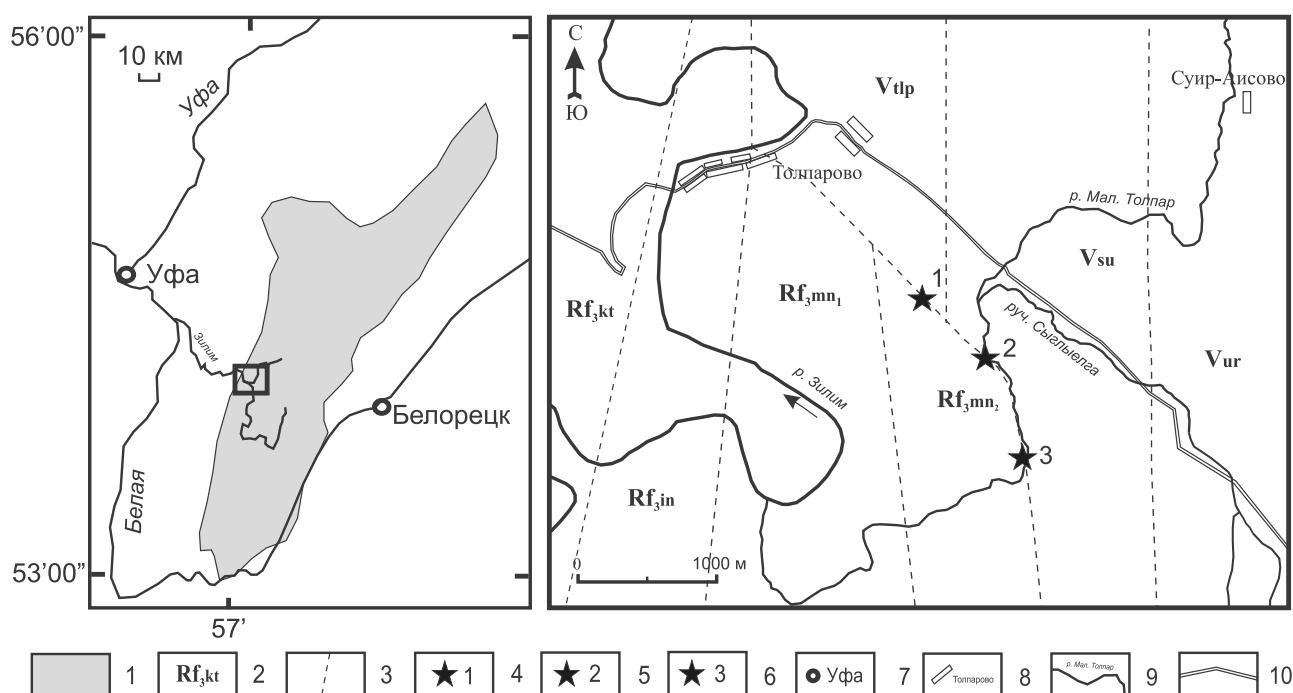


Рис. 1. Географическое положение участка с выходом палеокарстовой брекчии

Условные обозначения: 1 — выходы верхнедокембрийских отложений в пределах Башкирского мегантиклинория; 2 — стратиграфические подразделения; 3 — их границы; 4–6 — точки контакта миньярских доломитов и нижневендских песчано-глинистых отложений; 4 — элювиальный развал закарстованных доломитов на водоразделе, 5 — сближенный контакт в урзе воды на р. Мал. Толпар [Келлер и др., 1984], 6 — коренной выход карстовой брекчии в русле р. Мал. Толпар; 7–8 — населенные пункты; 9 — реки; 10 — строящаяся а/дорога.

Стратиграфическое положение этого комплекса пород дискуссионно, поскольку стратиграфический перерыв предполагался только в основании урюкской свиты ашинской серии венда. Под-ашинский комплекс пород коррелируется с бакеевским уровнем доурюкских отложений и относится к самой нижней части венда [Горожанин, 1988; Пучков и др., 2014], а согласно действующей в настоящее время стратиграфической шкале, венд ограничен узким временным интервалом, соответствующим типовому разрезу ашинской серии, начинающейся с урюкской свиты.

Очевидно одно — этот комплекс пород залегает между отложениями верхнего рифея и венда, а чему он более соответствует — решат дополнительные исследования.

Геологическое строение участка, положение разреза

Выход карбонатных брекчий находится в 0,6 км к югу от контакта (точка 2 с координатами 54°00'19,9" N и 57°07'46,5" E), описанного в работе [Келлер и др., 1984], где наблюдаются сближенные выходы миньярских доломитов и залегающих на них суировских песчано-глинистых отложений.

Сам контакт в точке 2 скрыт от наблюдения небольшим (3–5 м) задернованным участком.

Обнаруженный нами выход палеокарстовой брекчии можно наблюдать в точке с координатами 54°00'25,4" N и 57°07'58,2" E (точка 3 на рис. 1) в обнажении 16/13, которое находится практически в русле реки (рис. 2). В наиболее полном виде его можно наблюдать только в межень, в условиях низкого стояния воды в реке. Брекчия карбонатов вытягивается в виде прерывистого пласта видимой мощностью около 1,5–2,0 м, пласт прослежен по руслу р. Мал. Толпар на расстояние около 50–100 м.

В отличие от точек 1 и 2, в данном обнажении остается неясным, перекрывается ли этот слой брекчий суировскими терригенными отложениями, поскольку вышележащие отложения перекрыты слоями надпойменной террасы р. Мал. Толпар, или они являются «внутрислойными». Элементы залегания слоя — азимут падения 50° и угол 30–35° — совпадают с общим моноклинальным залеганием миньярских и вышележащих под-ашинских и ашинских отложений в этом районе.

Слой брекчий представляет собой толщу хаотического бесструктурного нагромождения карбонатных обломков (рис. 2б, рис. 3), хотя определенные

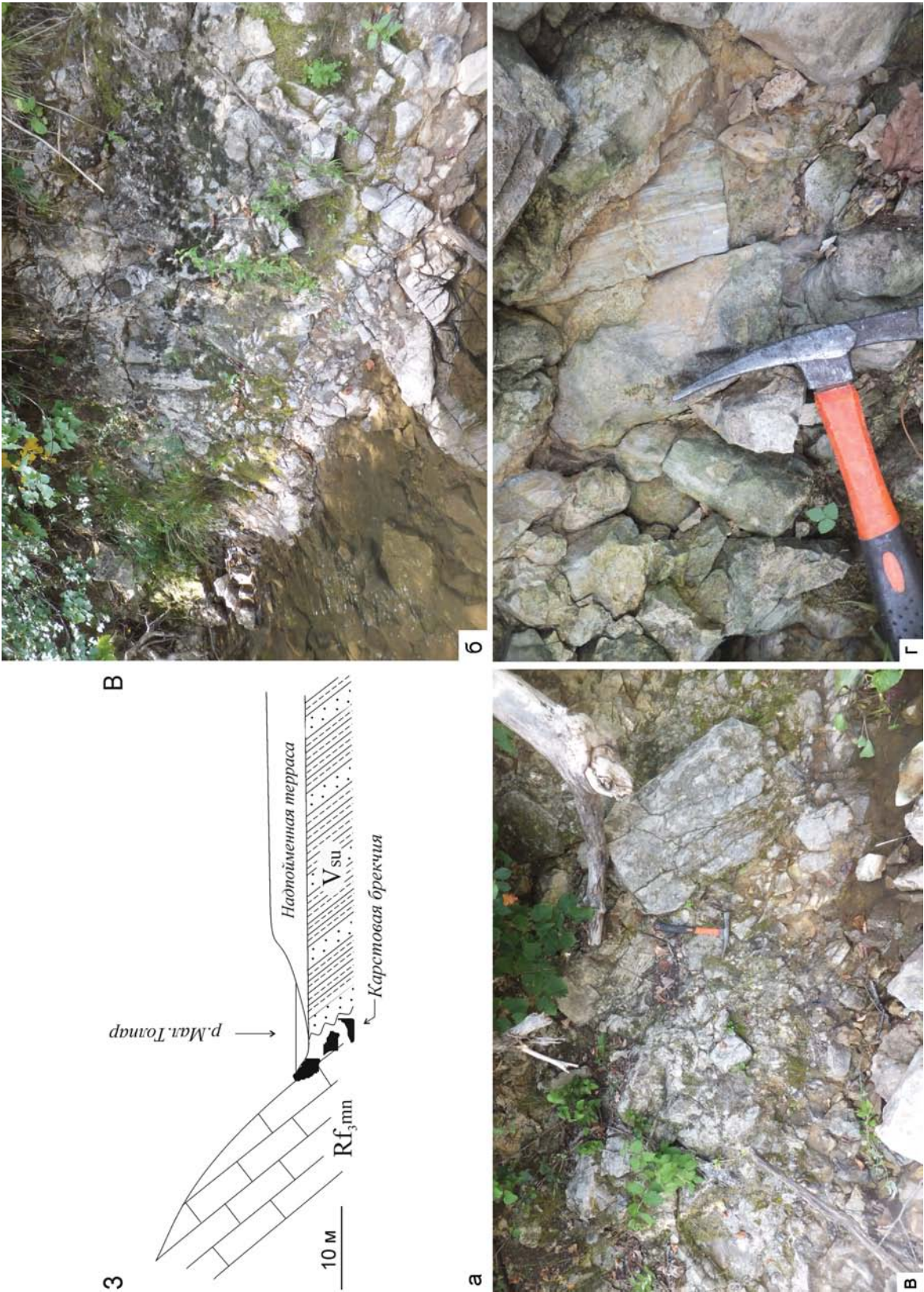


Рис. 2. Местоположение и вид коренного выхода палеокарстовой брекчии в районе д. Толпарово

а — геологическая схема строения долины р. Мал. Толпар и положение пласта с палеокарстовой брекчией; Rf_{3mn} — миньярская свита; V_{su} — суировская свита; б — положение и вид обнажения 16/10 карбонатных пород миньярской свиты с горизонтом палеокарстовой брекчии. Русло р. Мал. Толпар в 1,5 км выше устья; в, г — палеокарстовая брекчия, там же.

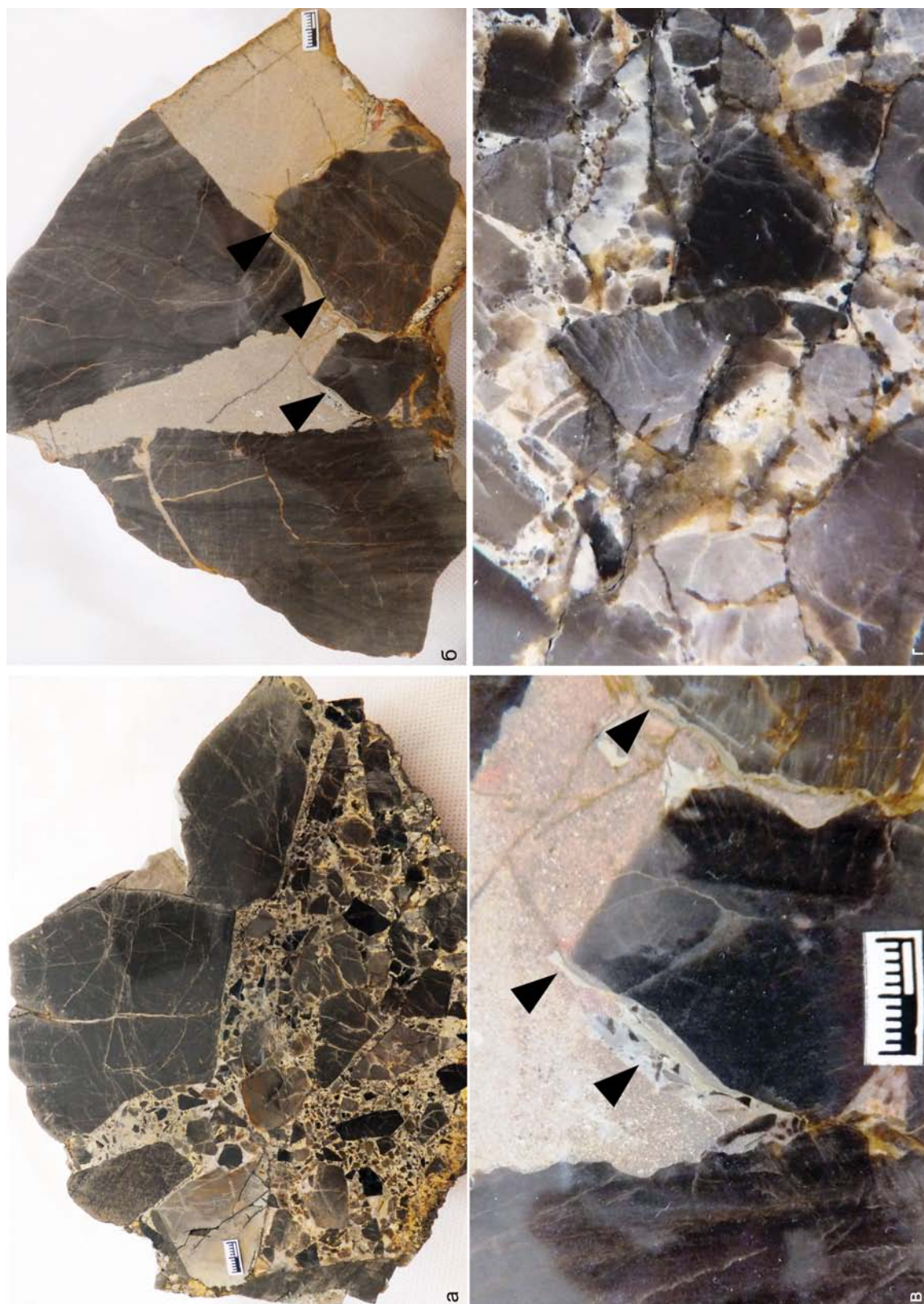


Рис. 3. Брекчии обрушения карстового происхождения в доломитах миньярской свиты. Обн. 16/10 по р. Мал. Толпар (прилифовки, масштабная линейка — 1 см)
а, б — общий вид: а — с мелкощебнистым матриксом из остроугольных карбонатных обломков, б — с цементом из перекристаллизованного доломита и тонкими глинистыми пленками на поверхности карбонатных глыб (отмечены черными стрелками); в — увеличенный фрагмент фото «б» с глинистыми пленками; г — перекристаллизованные реликты крустификационного цемента в карстовой брекчии.

элементы слоистости наблюдаются. Отдельные крупные обломки находятся в перевернутом залегании, что определяется по направлению роста столбиков строматолитов. Важно отметить, что азимут и угол падения нижележащих карбонатов и выше лежащих терригенных отложений полностью совпадают, что указывает на большую вероятность того, что характер этого контакта является не тектоническим, а эрозионным по типу стратиграфического прилегания.

Состав обломков. Брекчия сложена обломками преимущественно карбонатного состава, которые представлены исключительно доломитами миньярской свиты со строматолитами, а также небольшой терригенной примесью в виде окатанных кварцевых песчинок размерностью 1–2 мм. Небольшую часть обломков составляют кремни. Поскольку подстилающими породами являются отложения миньярской свиты, представленные строматолитовыми доломитами с кремнями, можно с уверенностью сказать, что весь материал брекчий глыбовой и галечной размерности исключительно местный, а окатанные зерна кварца песчаной размерности, вероятно, имеют привнесенный характер.

Размер обломков варьирует от первых сантиметров до 0,5 м.

Степень окатанности обломков. Обломки представлены глыбами угловатой формы, а также галькой и дресвой различной степени окатанности; карбонатные глыбы имеют немного сглаженные очертания, обломки кремней — все остроугольные.

Цемент брекчий представляет собой сложный матрикс, состоящий преимущественно из двух компонентов: 1) терригенных песчинок обломочного кварца и кремня, заполняющих пространство между крупными обломками строматолитовых доломитов, иногда между ними развит регенерационный кварцевый цемент, внутри которого хорошо просматривается окатанная форма кварцевых песчинок; 2) светло-серого карбонатного материала (доломита) среднекристаллической размерности, цементирующего все оставшееся пространство между терригенным материалом и глыбами строматолитовых известняков.

По наблюдениям в шлифах (рис. 4) этот кристаллический доломит образовался в результате перекристаллизации первичного тонко- и мелкозернистого доломита, сохранившегося только

в виде реликтовых остатков (рис. 4г). Очевидно, что первичный материал заполнения карстовых полостей состоял из привнесенного терригенного материала, сцементированного карбонатным илом. Кварцевые песчинки в этих реликтовых остатках иногда имеют остроугольные очертания с ровными поверхностями. В отличие от них границы кварцевых песчинок внутри кристаллического доломита имеют неровные, сильно «изъеденные» очертания, вероятно появившиеся в результате вторичной перекристаллизации карбонатного материала.

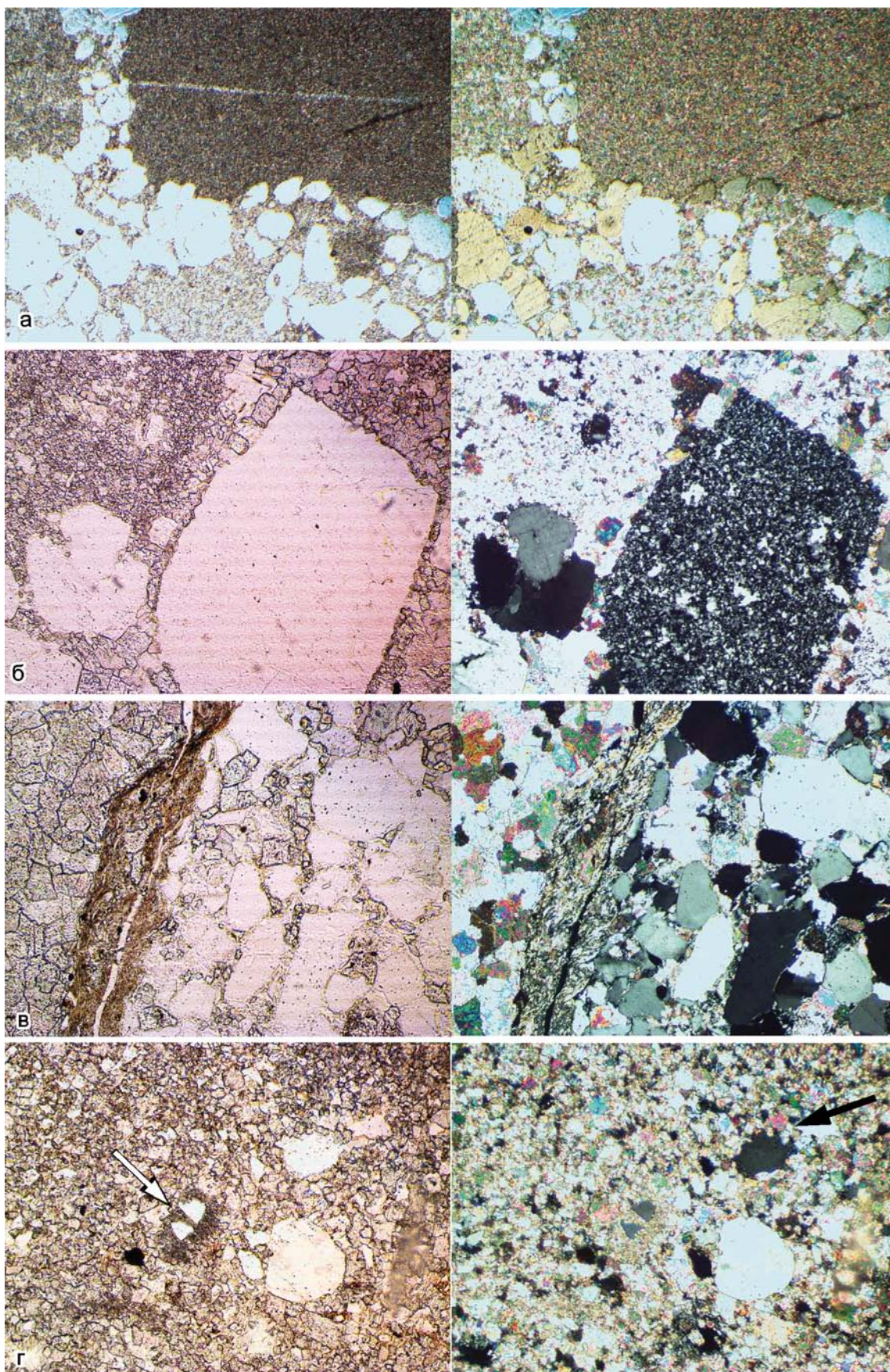
Цементирующий кристаллический доломит представляет собой довольно однородную массу. На ее фоне едва различимы реликты крустификационных корочек обрастания (рис. 4в), которые считаются наиболее характерной чертой для форм выделения карбонатных минералов спелеотем, типичных для условий карстования.

Обращает на себя внимание характер контакта цемента с поверхностью карбонатных обломков — он имеет неровные, изъеденные очертания, часто с отчетливо выраженной стилолитизацией, что указывает на их реакционные взаимоотношения. Крустификационные пленки на поверхности карбонатных обломков, которые следовало бы ожидать в случае формирования карста (они характерны для спелеотем), в данном случае практически не сохранились вследствие интенсивной перекристаллизации и доломитизации цемента. Исключение составляют сохранившиеся реликты тонких пленок карбонатно-глинистого состава на поверхности некоторых обломков (рис. 3б—в, рис. 4в).

Среди карбонатного матрикса карстовой брекчий, который представляет собой преимущественно мелко- и среднекристаллический доломит, встречаются участки, сложенные агрегатом блокового крупнокристаллического доломита. Центральная часть таких участков сложена кварцем, представленным кристалликами прозрачного горного хрусталя, иногда с правильными кристаллографическими очертаниями (рис. 5). Вероятно, для образования таких кристаллов необходимо свободное пространство, поэтому мы предполагаем, что эти участки представляли собой первичные карстовые полости, впоследствии заполненные свободно растущими кристаллами.

Рис. 4. Цементирующая масса (матрикс) палеокарстовой брекчий. Фото шлифов без анализатора (слева) и с анализатором (справа), увеличение 50

а — окатанные зерна кварца в карбонатном цементе между обломками доломита; б — обломок кремня с крустификационной карбонатной каемкой; в — реликты крустификационного обрастания и глинистых пленок на обломке доломита; г — реликт первичного карбонатного цемента тонкозернистой структуры с угловатыми зернами кварца (белая стрелка) в перекристаллизованном цементе поверхность обломка кварца имеет неровные, «реакционные» очертания (черная стрелка).



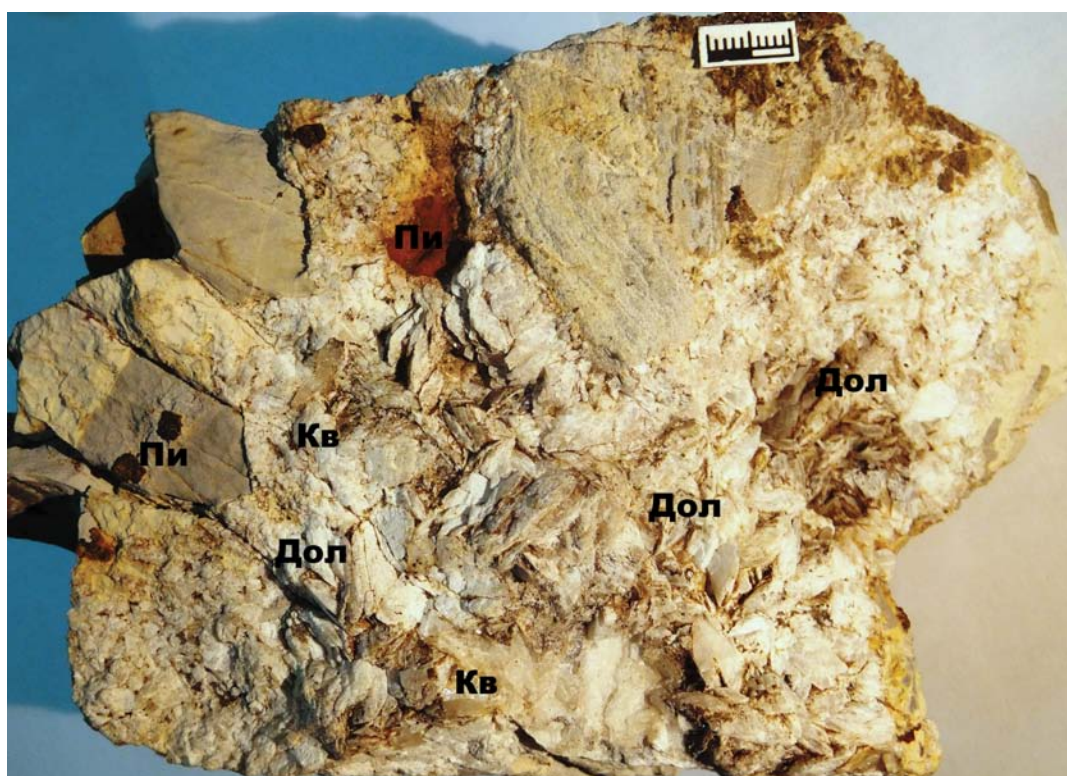


Рис. 5. Участки карбонатного матрикса, сложенные крупными кристаллами доломита и кварца, вероятно сформированные внутри карстовой полости

Масштабная линейка — 1 см. Минералы: Дол — доломит, Кв — кварц, Пи — пирит.

Генезис брекчий

Говоря о генезисе вышеописанной брекчии, по-видимому, следует остановиться на двух возможных вариантах ее образования — тектоническом («приразломная» брекчия) и карстовом (брекчия «гравитационного обрушения»).

В пользу первого варианта могут быть привлечены такие аргументы, как остроугольные формы обломков и перекристаллизация доломитового матрикса, отсутствие минералов спелеотемы. Однако ему противоречит полное отсутствие тектонических трещин, минерализованных прожилков и зеркал скольжения, которые обычно сопровождают тектонические зоны дробления.

В пользу карстового происхождения брекчии свидетельствует угловатая форма обломков, что характерно для брекчии обрушения, а также сохранившиеся реликты светло-серых глинистых слоев, вероятно, ранее, до доломитизации кальцитового матрикса, облекавших крупные карбонатные обломки (рис. 3б–в). Пространство между обломками заполнено карбонатным материалом, в котором местами наблюдается большая доля песчаных зерен (рис. 4а), который указывает на размыв и по-

ступление терригенного материала в карстовые полости после их формирования.

Приведенные выше литологические признаки брекчии свидетельствуют о том, что она, вероятно, является брекчией карстового происхождения с признаками гравитационного обрушения.

Положение слоя карстовых брекчий в долине р. Мал. Толпар, практически в ее русле, допускает неоднозначность времени ее образования. В этом вопросе следует рассмотреть несколько вариантов (версий): 1) современный или кайнозойский (миоценовый) карст; 2) древний палеозойский карст; 3) древний докембрийский карст.

Как отмечено выше, в осадочном разрезе Южного Урала и Приуралья зафиксировано несколько уровней проявления карстовых процессов, которые относятся к палеозойской и более молодым эпохам. Очевидно, что современному процессу карстования могли подвергаться как палеозойские, так и докембрийские карбонатные толщи. Поэтому вероятность того, что указанная брекчия может иметь более молодой, чем предвендский возраст формирования, теоретически существует. Подобные молодые образования — карстовые брекчии — наблюдались авторами на р. Сим в районе г. Миньяр и в долине

р. Бол. Инзер в районе ее устья. Они, однако, имеют существенное отличие от описанной выше брекчии, т.к. сцементированы типичным минералом спелеотемы — кальцитом с радиально-лучистым срастанием кристаллов. Кроме того, в составе обломков можно наблюдать не только обломки докембрийских карбонатов, но и более молодых палеозойских отложений с фаунистическими остатками, что явно указывает на наиболее позднее, вероятно олигоцен-миоценовое карстование.

В нашем случае карбонатный материал матрикса существенно доломитизирован, что является серьезным аргументом против молодого времени карстования. Напомним, повсеместно на Южном Урале материал спелеотемы миоценового карста представлен кальцитом, а не доломитом. Кроме того, матрикс заполнения контактирует с обломками доломита по стилолитовым швам, т.е. он был подвергнут стилолитизации, которая, как представляется, формировалась во время складкообразования в позднем палеозое.

Самым главным аргументом, на наш взгляд, однозначно указывающим на связанность и близость по времени процессов карстования и осадконакопления, является присутствие в матриксе брекчии окатанного терригенного материала. Последнее привело к заполнению оставшихся карстовых пустот привнесенным материалом. О былом присутствии карстовых полостей свидетельствует, по нашему мнению, участки с заполнением крупнокристаллическим доломитом и кристаллами кварца в ядерной части. Совершенная форма кристаллов указывает на возможность свободного их роста, что возможно только в условиях открытого пространства. Наличие кварца при этом является типичным для условий палеокарста.

Согласно Э. Флюгелю [Flügel, 2010], обобщившему данные многих других исследователей по палеокарсту, наличие мозаичного или эвгедрального кварца, радиально-лучистого халцедона и других проявлений кремнезема в центрах бывших карстовых пустот свидетельствует о былом присутствии силекрет — кремнистых слоев или брекчий на поверхности карстования.

Присутствовали или нет силекреты в описываемой точке проявления предвендского палеокарста на р. Мал. Толпар — вопрос дискуссионный и требует дополнительных доказательств. Их можно найти в других разрезах этого стратиграфического уровня в пределах Башкирского мегантиклинория, в которых палеокарст как процесс нигде не описан, однако, окремнение поверхности рифейских карбонатов на контакте их с вышележащими песчано-глинистыми отложениями бакеевской свиты установлено. Подобное окремнение наблюдалось авто-

рами и зафиксировано другими исследователями [Маслов и др., 2001] в разрезе на р. Зилим в устье р. Сарышки. Хотя из-за плохих условий обнаженности допускаются и иные интерпретации [Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2014] этого контакта, согласно которым кремнь присутствует в основании терригенного разреза в виде обломков базального уровня. Окременную поверхность стратиграфического несогласия можно видеть также на ручьях Алагузлы и Осила в бассейне р. Мал. Шишеняк, где она была вскрыта канавами при проведении геолого-съемочных работ и рассматривалась как проявление тонкодисперсного кварца — «маршаллита» [Богатырева и др., 1979 г.].

Таким образом, проявление силекрета в разрезе палеокарста на р. Мал. Толпар выглядит не экзотичным, а закономерным явлением. Из этого следует вывод о том, что карстование на границе рифея и венда было не локальным явлением в одной точке, а носило по крайней мере региональный характер.

Признаком, указывающим на то, что брекчии являются древним докембрийским карстом, является стратиграфическое положение брекчий на эродированной поверхности рифейских доломитов в виде самого верхнего карбонатного горизонта перед накоплением терригенных осадков.

Связь этапа карстообразования с предполагаемым ледниковым генезисом толпаровских и суировских диамиктитов не выглядит случайной. Как известно, развитие оледенения связывает воду в лед, что приводит к резкому падению уровня моря. Дальнейшее потепление и таяние льда в сочетании с пониженным базисом эрозии интенсифицировало карстовые процессы и могло быть причиной наступившей трансгрессии [Горожанин и др., 2015].

Итак, последовательность событий представляется следующей:

1. Субаэральная экспозиция карбонатов перед накоплением толпаровских и суировских песчано-глинистых отложений. Происходит процесс карстования, формирование брекчии обрушения карбонатного состава с крустификационным цементом.

2. Трансгрессия и затопление закарстованной поверхности, заполнение оставшихся карстовых полостей привнесенным песчаным материалом, последующее перекрытие их песчано-глинистой толщей осадков. Бассейн осадконакопления, как показано в работе [Горожанин и др., 2015], при этом быстро углубляется.

3. Погружение и складкообразование в палеозое вызвало эпигенетическую перекристаллизацию карбонатного цемента, обладавшего наибольшей пористостью (но не затронуло уже литифициро-

ванные более плотные обломки строматолитовых доломитов), частичное растворение под давлением с формированием стилолитовых швов, вторичную доломитизацию, а также заполнение имевшихся карстовых полостей свободно растущими кристаллами доломита и кварца.

Второй этап, вероятно, был достаточно быстрым и интенсивным, вследствие чего многие первичные черты процесса карстования были утрачены. Последующая перекристаллизация, имевшая место на третьем этапе, привела к еще большему затухиванию первичных седиментационных признаков.

Описанный комплекс явлений, который мы связываем с проявлением древнего, предвендского карста, в верхнедокембрийских отложениях Южного Урала установлен впервые, однако он не является чем-то уникальным в мире. Так, древний палеокарст описан в мезопротерозойских карбонатных отложениях на севере Канады [Glover, 2006] и многих других регионах мира.

Следует отметить, что для доказательства палеокарстовой природы карбонатов широко привлекают данные по изотопному составу углерода и кислорода в них. В некоторых случаях палеокарст удается доказать с помощью хорошо сохранившихся реликтов карбонатной спелеотемы. В нашем случае такие исследования еще предстоит провести, однако достаточно интенсивно проявленные эпигенетические явления, по всей вероятности, не позволят в полной мере использовать этот комплекс доказательств для реконструкции первичных седиментологических явлений.

Выводы

На западном крыле Башкирского мегантиклинория на границе рифейских и вендских отложений обнаружен слой брекчий, который, по всей вероятности, имеет карстовое происхождение. Доказательством его палеокарстовой природы является: 1) палеогеоморфология бассейна осадконакопления — признаки карстования встречены в карбонатных отложениях, слагающих бортовую часть палеодолины, для которой предполагался подводно-эрозионный генезис [Горожанин, 1988]; 2) наличие коллапс-брекчий (брекчий обрушения), состоящей из глыб и обломков только местного материала — строматолитовых доломитов миньярской свиты; обломки брекчий имеют различную форму и степень угловатости; 3) примесь привнесенного терригенного материала в матриксе заполнения брекчий; 4) доломитовый цемент; 5) реликты крустификационных каемок обрастания в карбонатном цементе; 6) стилолитовые швы.

Присутствие палеокарста между отложениями верхнего рифея и под-ашинского комплекса пород свидетельствует о длительности и субаэральном характере стратиграфического перерыва между этими стратиграфическими подразделениями, что должно учитываться при реконструкции геологической истории региона и корреляции отложений этого уровня с другими регионами.

Литература:

Галимов Н.Р., Кочергин А.В., Шантарев А.А., Сатаева Э.М., Попов В.А. «Ольховская карстовая брекчия» Рязано-Охлебининского вала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. X Межрег. науч.-практ. конф., 13–15 мая 2014 г. — Уфа: ДизайнПресс, 2014. — С. 9–11.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1988. — С. 41–45.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 / ИГ УНЦ РАН [Электронный ресурс]. — СПб.: Свое издательство, 2015. — С. 23–34. — URL: http://ig.ufaras.ru/File/E2015/Sbornik_12_IG_USC_RAS.pdf (дата обращения: 14.12.2016).

Лерман Б.И. Гидрогеология, закономерности распространения и практическое использование палеокарстовых коллекторов (на примере каменноугольных отложений Западной Башкирии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ВНИГНИ. — Л., 1972. — 22 с.

Карст Башкортостана / Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин. — Уфа: Информреклама, 2002. — 384 с.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 9. — С. 119–124.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. — Т. 4. — 103 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н., Ратов А.А. Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПресс, 2014. — С. 22–36.

Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application — 2 Edition. — Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. — 929 p.

Glover J.F. Speleothem deposits in a proterozoic paleo-karst, mesoproterozoic dismal lakes group, Arctic Canada [Электронный ресурс]. — University of Tennessee Honors Thesis Projects, 2006. — http://trace.tennessee.edu/utk_chanhonoproj/960 (дата обращения: 01.12.2016).

Сведения об авторах:

Горожанин Валерий Михайлович, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Мичурин Сергей Васильевич, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Канипова Залия Азатовна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

Биктимерова Зирина Ришатовна, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: zirina85@mail.ru.

**PALEOKARST IN THE TOLPAROVO SECTION
OF THE UPPER PRECAMBRIAN, SOUTHERN URALS**

V. M. Gorozhanin, S. V. Michurin, Z. R. Biktimerova, Z. A. Kanipova

Gorozhanin Valery Michailovich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Michurin Sergey Vasilievich, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Kanipova Zaliya Azatovna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

Biktimerova Zirina Rishatovna, Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS). 450077, Ufa, Karl Marx st., 16/2. E-mail: zirina85@mail.ru.

Abstract. The breccia layer which according to lithological data has karst genesis was found at the boundary of Riphean and Vendian rocks in the upper part of the Minyar Formation in the western part of the Bashkirian Meganticlinorium. Primary karst features were obliterated by secondary processes of dolomitization, recrystallization and stylolitization during the long geological history. The presence of paleokarst testifies to continuance and sub-aerial character of the stratigraphic hiatus between the Upper Riphean and Sub-Ashinian rock complexes, that has to be taken into consideration during reconstruction of geological history of the Southern Urals and correlation of deposits of this level with deposits of the other regions.

Key words: karst, breccias, Minyar Formation, Upper Precambrian.

VI. ХРОНИКА

ЛАБОРАТОРИИ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ 25 ЛЕТ

В октябре 2016 г. исполнилось 25 лет со дня создания в Институте геологии УНЦ РАН Лаборатории гидрогеологии и геоэкологии.

Начало академических гидрогеологических исследований в Башкортостане относится к концу 60-х — началу 70-х годов и связано с именем доктора геолого-минералогических наук, профессора Беляла Магтасимовича Юсупова, уроженца села Новомрясово Давлекановского района БАССР. Он был уникальным ученым исключительно широкого профиля и разнообразных научных интересов, в 30-е — 60-е годы работавшим в различных геологических организациях Татарстана. В этот период большой вклад был внесен им в разработку фундаментальных вопросов нефтегазовой геологии, тектоники, геофизики, литологии Волго-Уральской области. С середины 70-х годов и до конца своих дней (26.02.1999) он также занимался разработкой оригинальной метаносферной концепции, и ее роли в образовании нефтегазовых месторождений. Вместе с тем он был также и известным специалистом в области гидрогеологии: его кандидатская диссертация на тему «Условия формирования минеральных вод Нижнего Прикамья» была защищена в 1947 г. и легла в основу разработки Ижевского месторождения минеральных вод.

Собственно систематические гидрогеологические исследования в Институте геологии были начаты в 1969 г., со времени поступления в очную аспирантуру гидрогеолога Башкирского геологического управления В.Г. Попова.

После защиты В.Г. Поповым в 1972 г. кандидатской диссертации по гидрогеологии Северо-Западной Башкирии при Лаборатории геологии нефти и газа (зав. лабораторией А.З. Сяндюков) был создан Кабинет гидрогеологии и начаты комплексные исследования подземной гидросферы Башкирского Предуралья. В качестве первого этапа к разработке была принята тема по выяснению закономерностей формирования подземных вод восточной части Волго-Уральского артезианского бассейна в связи с проблемой охраны их от загрязнения и истощения.

В 1989 г. В.Г. Попов по семейным обстоятельствам переехал в г. Новочеркасск, где был избран

по конкурсу на должность профессора в Новочеркасский политехнический институт.

Со второй половины 70-х годов существенно вырос научный потенциал Кабинета гидрогеологии. Кандидатские диссертации защитили А.М. Шевченко, Р.Ф. Абдрахманов, Р.Х. Акманов, Н.М. Граматчикова, А.И. Смирнов. В результате этого усилились карстологический, гидромелиоративный, гидрогеоэкологический и геоморфологический аспекты исследований.

Сложная природно-техногенная ситуация в Волго-Уральском регионе, в значительной степени связанная с ограниченностью, неравномерным распределением и загрязнением водных ресурсов, потребовала не только разработки научно обоснованных мероприятий по их рациональному использованию и охране, но и углубленных исследований по формированию и размещению экологически чистых пресных и минеральных лечебных вод, которые вместе с промышленными (йодобромными, борными и др.) водами составляют свыше 95% подземной гидросферы региона.

Этой проблематике были посвящены теоретические, натурные и экспериментальные гидрогеологические исследования, выполненные в конце 70-х и последующих годах. Они охватили не только платформенную, но и горную часть Южного Урала. Было установлено, что Башкортостан обладает уникальными ресурсами разнообразных минеральных вод, которых нет во многих других регионах России и зарубежных странах. Впервые была выполнена детальная классификация минеральных вод Башкортостана, описаны закономерности распределения и формирования более 40 их типов, установлены используемые аналоги, детально освещены геохимические особенности и генезис всех известных месторождений лечебных вод, проанализированы основные геохимические процессы в системе «вода — порода — газ — ОВ», выявлены особенности миграции и аккумуляции типоморфных микроэлементов в подземных водах (брома, йода, калия, фтора, бора, стронция и др.).

В результате этих исследований была разработана комплексная программа развития санаторно-

Фото 1. С учителем.

Справа профессор Б.М. Юсупов,
слева Р.Ф. Абдрахманов



курортной сети Башкортостана на базе местных гидроминеральных ресурсов (В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов), реализация которой привела к открытию и сдаче в разработку шести месторождений для санаториев «Агидель», «Хазино», «Карагай» и «Буздякский». Выполненные работы явились основой монографии

В.Г. Попова «Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья» (1985), новизна разработок, содержащихся в которой, отмечена Всесоюзным агентством по авторским правам, его докторской диссертации «Формирование подземных минеральных вод Предуралья» (1987), а также многочисленных статей в республиканской, центральной и зарубежной печати.

В 1991 г. из двух научных групп: Кабинета гидрогеологии (научный руководитель к.г.-м.н. Р.Ф. Абдрахманов) и Кабинета геоморфологии и неотектоники (научный руководитель д.г.-м.н., проф. А.П. Рождественский) создана самостоятельная Лаборатория гидрогеологии и геоэкологии (зав. лаб. Р.Ф. Абдрахманов). Основное направление ее деятельности — изучение природно-техногенных геологических систем Предуралья и Урала. В рамках его проводится оценка и прогноз литолого-гидрогеохимических последствий деятельности человека на геологическую среду промышленно-урбанизированных и мелиорируемых территорий, гидрогеологический мониторинг районов разработки нефтяных месторождений. Анализ результатов исследований приведен в монографии и докторской диссертации в виде научного доклада Р.Ф. Абдрахманова «Техногенные процессы в подземной гидросфере Предуралья» (1993), коллективных трудах «Утилизация промышленных и бытовых отходов» (1997), «Карст Башкортостана» (2002), «Гидрогеоэкология Башкортостана» (2005), «Обращение с отходами производства и потребления» (2005), «Юмагузинское водохранилище: Формирование гидрологического и гидрохимического режимов» (2008). Новая, исключительно ценная информация содержится в коллективных монографических работах «Минеральные лечебные воды Башкортостана» (1999) и «Пресные подземные воды Башкортостана» (2007), являющихся, по существу, первыми наиболее

полными сводками по этой проблематике. Анализ проблемы формирования и генезиса рассолов Предуралья выполнен в работе «Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья» (2009).

В 2010 г. выходит фундаментальный труд, созданный профессорами Р.Ф. Абдрахмановым и В.Г. Поповым, «Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала» (под ред. чл.-корр. РАН В.Н. Пучкова). В нем в результате анализа и систематизации огромного материала по физико-географическим, геолого-тектоническим, гидрогеологическим и гидрогеохимическим условиям освещены важнейшие аспекты проблемы региональной гидрогеологии и генетической гидрогеохимии горно-складчатого Урала. Систематически освещены главные природные факторы региона. Рассмотрены гидрогеодинамические и гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза главных структур региона (Западного склона, Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория), гидрогеологические взаимоотношения горно-складчатого сооружения с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы. Особое внимание уделено анализу гидролитических и обменно-адсорбционных процессов и их роли в формировании различных геохимических типов подземных вод, в частности, вод содового типа. Изложены концепции образования глубинных вод Уральского орогена: инфильтрационных, седиментогенных и других генетических типов. Освещены проблемы водоснабжения, происхождения и использования минеральных вод, техногенеза геологической среды горнорудных районов Южного Урала.

Особый интерес представляет впервые выявленный и исследованный в зоне сопряжения Урала и Предуралья прогиба новый для региона генетический тип глубинных растворов —



Фото 2. Сотрудники лаборатории гидрогеологии и геоэкологии (2001 г.) Слева направо: А.О. Полева, И.К. Зиняхина, С.П. Носарева, нижний ряд: Р.Ф. Абдрахманов, А.П. Рождественский

конденсатогенные воды, связанные с нефтегазовыми и нефтегазоконденсатными залежами. Установлено, что сопряженные процессы генерации УВ-газов и подземной дистилляции воды протекают на глубине $>5-7$ км в недрах горно-складчатого Урала в относительно напряженных РТ-условиях. Отсюда, из зоны газообразования, по проницаемым разломам происходит восходящая субвертикальная струйная разгрузка водоуглеводородных флюидов на глубину около 2 км в зону пониженных температур и давления, в результате чего во внутренней зоне прогиба происходит образование УВ-газовых скоплений и маломинерализованных конденсатогенных вод.

Процессы дистилляции – конденсации воды и генерации УВ объясняют как наблюдающуюся ассоциацию опресненных рассолов с газоконденсатными и газонефтяными месторождениями Предуралья, так и геохимическую специфику подземных вод и нефтей. В связи с совместным образованием углеводородов и конденсатогенных вод последние являются поисковым критерием газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей. Признание факта образования единого флюида «УВ – конденсатогенные воды», а также геологически небольшого возраста вод (и УВ) позволяет считать запасы УВ в залежах с оторочкой конденсатогенных вод восполняемыми.

Еще одним фундаментальным исследованием последних лет, не имеющим прецедента в отечественной гидрогеохимической литературе, является монография В.Г. Попова и Р.Ф. Абдрахманова «Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии» (2013). В ней рассмотрены основные теоретические положения ионообменной концепции, отражающей сопряженные процессы поглощения и воспроизводства вещества в многокомпонентных гетерогенных литолого-гидрогеохимических системах. На базе комплекса многолетних (с 1972 г.) натурных и экспериментальных исследований выдвинут ряд принципиальных положений, касающихся механизма, кинетики и геохимических последствий обменно-адсорбционных и обменно-абсорбционных процессов в зонах гипергенеза и катагенеза платформенных и орогенных структур. Особое внимание уделено оценке роли ионного обмена между жидкой и твердой фазами гидростратисферы в формировании гидрокарбонатных натриевых, сульфатных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых вод. Освещена специфика обменно-адсорбционных явлений в техногенно нарушенных условиях районов разработки нефтяных и рудных месторождений, урбанизированных территорий и агропромышленных комплексов. Ключевая роль в формировании гидрохлоросферы Восточно-Европейского седиментационного бассейна отведена

Фото 3. В.Г. Попов — Соросовский профессор, ведущий научный сотрудник лаборатории

процессам плотностной конвекции из нижнепермского эвапоритового палеобассейна в подстилающие терригенно-карбонатные среды палеозоя и позднего протерозоя. Эти процессы вызвали, с одной стороны, трансформацию физико-химических свойств пород (в том числе рост их фильтрационно-емкостных параметров), а с другой — привели к образованию огромной массы металлоносных рассолов хлор-кальциевого типа, являющихся основным звеном вертикальной гидрогеохимической зональности.

В 2014 г. Р.Ф. Абдрахмановым, в качестве справочника ранее опубликованных работ, издана монография «Пресные подземные и минеральные лечебные воды Башкортостана». В ней выполнен анализ закономерностей формирования и распространения ценнейшего полезного ископаемого — пресных подземных и минеральных лечебных вод в геологических структурах Южного Урала и Предуралья. Дана оценка эксплуатационных запасов питьевых подземных вод и характеристика их месторождений по административным районам Башкортостана. Установлены используемые в России и за рубежом аналоги местных минеральных вод, приведены лечебные показания для внутреннего и наружного использования, освещена практика использования их для лечебных целей в Республике.

Гидрогеологическое направление в общем комплексе геологических наук является одним из молодых в Институте геологии УНЦ РАН. Выполненные за минувшие 40 лет исследования отражают важнейшие закономерности размещения и формирования основных геохимических и генетических типов подземных вод Республики Башкортостан. Результаты их освещены в 23 монографиях и научных статьях, значительная часть которых (более 75) опубликована в центральной печати, представлены на более 100 научных конференциях, в том числе 50 международных. Выполнено свыше 20 научно-практических работ, переданных для внедрения в производственные и проектные организации, где они используются для решения различных водохозяйственных задач (поиски и разведка хозяйственно-питьевых, минеральных и оросительных вод, гидротехническое и гидромелиоративное строительство, охрана водных ресурсов и др.).



Для решения гидрогеологических задач, связанных с формированием подземных вод, охраной подземной гидросферы и пр., под руководством Р.Ф. Абдрахманова создан (2000 г.) первый на Южном Урале полигон — стационар (водно-балансовая станция) с организацией сети наблюдений за процессами испарения, инфильтрации, а также изучения взаимодействия в системе «порода — подземная вода — газ — органическое вещество».

В последние годы еще больше вырос научный потенциал Лаборатории. Кандидатские диссертации защитили С.П. Носарева (по геохимии и формированию нефтяных рассолов Предуралья), А.О. Полева (по гидробиологии Павловского и других водохранилищ), Р.М. Ахметов (по гидрогеологии горно-рудных районов Зауралья).

Профессор Р.Ф. Абдрахманов вносит значительный вклад в подготовку кадров высшей квалификации, ведя активную преподавательскую деятельность в Башгосуниверситете, Башгосагроуниверситете. Ему присвоены звания заслуженного деятеля науки РФ и РБ, академика МАНЭБ. Под руководством Р.Ф. Абдрахманова были подготовлены специалисты в области геоэкологии, гидромелиорации для разных отраслей народного хозяйства. Защитили кандидатские диссертации Б.Н. Батанов (в 2006 г. защитил докторскую диссертацию), И.Н. Минигазимов, С.А. Юнусов, Р.Ф. Мустафин, В.А. Тюр.

*Р. Ф. Абдрахманов,
заведующий лабораторией, д.г.-м.н., проф.,
заслуженный деятель науки РФ и РБ*

Алфавитный указатель авторов

Абдрахманов Р.Ф.	171, 186
Аржавитина М.Ю.	3
Бажин Е.А.	124
Биктимерова З.Р.	176
Гимранов Д.О.	25
Горожанин В.М.	34, 176
Горожанина Е.Н.	44
Давлетшин А.Р.	130
Данукалова Г.А.	28
Знаменская Н.М.	96
Знаменский С.Е.	96
Казаков П.В.	124
Казанцева Т.Т.	163
Канипова З.А.	34, 176
Ковалев С.Г.	101
Ковалев С.С.	101
Комиссаров А.В.	171
Косарев А.М.	61, 75, 119
Краснобаев А.А.	3
Кулагина Е.И.	16
Минибаева К.Р.	75
Мичурин С.В.	85, 176
Мусабиров И.И.	130
Мусина А.М.	85
Пучков В.Н.	3
Ратов А.А.	3
Савельев Д.Е.	119, 124, 130
Светов С.А.	119
Серавкин И.Б.	75
Сергеева Н.Д.	3
Сначёв А.В.	124, 140, 152
Сначёв В.И.	152
Сначёв М.В.	140
Тимофеева Е.А.	101
Чаженгина С.Ю.	119
Шарипова А.А.	85
Шафигуллина Г.Т.	61
Яковлев А.Г.	25, 28
Яковлева Т.И.	25, 28

Содержание

I. СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	3
Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Краснобаев А. А., Аржавитина М. Ю., Ратов А. А. Стратиграфические следствия новых изотопно-геохронологических данных по Багрушинскому комплексу риодацитовых порфиров (Тараташский антиклинорий, Южный Урал).....	3
Кулагина Е. И. Фораминиферы рода <i>Neoarchaediscus</i> Miklukho-Maclay, 1956: видовой состав и значение для стратиграфии каменноугольных отложений	16
Яковлев А. Г., Яковлева Т. И., Гимранов Д. О. Мелкие позвоночные (земноводные, пресмыкающиеся и млекопитающие) из отложений пещеры Ямантау 1 (р. Нугуш, Южный Урал).....	25
Яковлев А. Г., Яковлева Т. И., Данукалова Г. А. Остатки лошади <i>Equus caballus</i> L. 1758 из верхнеэоценовых отложений местонахождения Магаш (Южное Предуралье).....	28
II. ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ.....	34
Горожанин В. М., Канипова З. А. Литологические индикаторы марино-гляциального генезиса отложений байназаровской свиты венда (Криволукский грабен Башкирского мегантиклинория, Южный Урал)	34
Горожанин Е. Н. Составы детритовых хромшпинелидов из осадочных пород Южного Урала	44
Косарев А. М., Шафигуллина Г. Т. Петрографические и петрохимические типы вулканогенных пород бурибайского вулканического комплекса Магнитогорской мегазоны.....	61
Косарев А. М., Серавкин И. Б., Минибаева К. Р. Ащевутский палеовулканический комплекс, геохимические особенности и геодинамические реконструкции	75
III. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОГЕНЕЗ	85
Мичурин С. В., Шарипова А. А., Мусина А. М. Корреляционные связи золота в отложениях рифея Башкирского мегантиклинория.....	85
Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Петрохимические и геохимические особенности рудовмещающих пород Николаевского золоторудного месторождения (Южный Урал)	96
Ковалев С. С., Ковалев С. Г., Тимофеева Е. А. Новые данные по геологии, геохимии и минералогии Суранского и Интуратовского разрезов (Башкирский мегантиклинорий)	101
Косарев А. М., Савельев Д. Е., Светов С. А., Чаженина С. Ю. Хромиты бурибайского вулканического комплекса.....	119
Савельев Д. Е., Бажин Е. А., Сначёв А. В., Казаков П. В. Новые данные о россыпной золотоносности северной части Зилаирской мегазоны (Южный Урал).....	124
Савельев Д. Е., Мусабиров И. И., Давлетшин А. Р. К минералогии углеродистых отложений зигазино-комаровской свиты на горе Ялангас (Южный Урал)	130
Сначёв М. В., Сначёв А. В. Уточненный вариант перспектив углеродистых отложений Амурского месторождения на цинк	140
Сначёв В. И., Сначёв А. В. Перспективы северной части зоны Уралтау на рудные полезные ископаемые.....	152
IV. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ	163
Казанцева Т. Т. К перспективам нефтегазоносности предгорной зоны Бельской впадины Предуралья.....	163
V. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, КАРСТОВЕДЕНИЕ	171
Абдрахманов Р. Ф., Комиссаров А. В. Режим грунтовых вод неоген-четвертичных отложений левобережья р. Белой в районе г. Уфы	171
Горожанин В. М., Мичурин С. В., Канипова З. А., Биктимерова З. Р. Палеокарст в Толпаровском разрезе верхнего докембрия, Южный Урал.....	176
V. ХРОНИКА.....	186
Абдрахманов Р. Ф. Лаборатории гидрогеологии и геоэкологии 25 лет.....	186
Алфавитный указатель авторов.....	190
	191

Научное электронное издание

Геологический сборник № 13

**Института геологии
Уфимского научного центра РАН**

Информационные материалы

*Рекомендовано к изданию Ученым Советом
Института геологии Уфимского научного центра РАН*

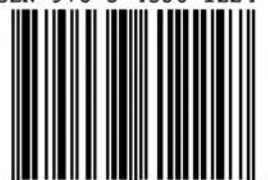
Оригинал-макет: А.П. Черников

Подписано в печать 15.11.2016.
Формат 60×84¹/₈. Гарнитура «Ньютон».
Усл. печ. л. 24,40.

Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук
450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. Тел.: (347) 272-82-56. Эл. почта: ig@ufaras.ru

Свое издательство, г. Санкт-Петербург, ул. Репина, 41. Тел.: +7 812 900-21-45. Эл. почта: editor@isvov.ru

ISBN 978-5-4386-1224-7



9 785438 612247 >