ИГ УФИЦ РАН

ISSN 2619-0087

Геологический Вестник

№ 2, 2019

ISSN 2619-0087

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВЕСТНИК

2019. № 2

Главный редактор
Пучков В.Н.

Заместитель главного редактора
Ковалев С. Г.

Редакционная коллегия:

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

Учредитель:
Институт геологии
УФИЦ РАН

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

© Институт геологии
УФИЦ РАН, 2019
© Авторы статей, 2019

Содержание

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Геохимические особенности межплитного плюм-зависимого магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем девоне, карбоне и ранней перми 3

Знаменский С.Е. Позитивная цветочная структура Ялчигуловского разлома на Южном Урале 24

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральского прогиба 32

Казанцева Т.Т. О фундаментальных проблемах эволюции земной коры. Шарьяжно-надвиговая теория 42

Высоцкий С.И., Ковалев С.Г. Геохимия редкоземельных элементов и благородных металлов в породах Шатакского комплекса (Южный Урал) 58

Фазлиахметов А.М. Стадиальные преобразования кислых вулканокластических граувакк биягодинской свиты (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) 72

Козлова О.В., Ратов А.А., Солодова С.А., Бояркин С.А. Литолого-петрографические и минералогические особенности ашинской молассы венда на Южном Урале 88

Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Данукалов К.Н., Сергеева Н.Д. О возможности применения циклостратиграфического анализа при изучении продолжительности зон магнитной полярности в отложениях катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал) 102

Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н. Типы карста и особенности его распространения на Южном Урале и в Предуралье 111

ISSN 2619-0087

Russian Academy of Sciences
Ufa Federal Research Centre
Institute of Geology

GEOLOGICHESKII VESTNIK

2019. No. 2

Editor-in-Chief
Puchkov V. N.

Deputy Editor
Kovalev S. G.

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

Constitutor:
Institute of geology
UFRC RAS

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

© Institute of geology
UFRC RAS, 2019
© Articles autors, 2019

Contents

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. Geochemical features of interplate plume-dependent magmatism of Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Devonian, Carboniferous and Permian..... 3

Znamensky S.E. The positive flower structure of the Yalchigulovsky fault in the Southern Urals 24

Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. Underwater-landslide structures in the sediments of the Yangantau Formation in the Yuryuzano-Sylvenskaya depression of the Pre-Uralian foredeep..... 32

Kazantseva T.T. On the fundamental problems of evolution of Earth the crust. Thrust theory 42

Vysotsky S.I., Kovalev S.G. Geochemistry of rare-earth elements and noble metals in rock of the Shatak complex (South Urals) 58

Fazliakhmetov A.M. Epigenetic transformations in acidic volcaniclastic greywackes from Biygoda Formation (the West-Magnitogorsk zone, the Southern Urals)..... 72

Kozlova O.V., Ratov A.A., Solodova S.A., Boyarkin S.A. Lithologic-petrographic and mineralogic features of Asha Vendian molasse in the Southern Urals 88

Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Danukalov K.N., Sergeeva N.D. On the possibility of application of cyclostratigraphic analysis in study of the duration of magnetic polarity zones in the sediments of the Katav Formation (Upper Riphean, Southern Urals)..... 102

Smirnov A.I., Abdrakhmanov R.F., Durnaeva V.N. Types of karst and features of its distribution in the Southern Urals and in the Cis-Urals 111

УДК 552.31:553.061.2:(234.853) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-1

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖПЛИТНОГО ПЛЮМ-ЗАВИСИМОГО МАГМАТИЗМА МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ, КАРБОНЕ И РАННЕЙ ПЕРМИ

© 2019 г. Д. Н. Салихов, В. В. Холоднов, В. Н. Пучков, И. Р. Рахимов

Аннотация. В работе рассмотрены продукты межплитного плюм-зависимого магматизма, сформированные в процессе причленения Магнитогорской палеодуги к краю Восточно-Европейского континента и последовавшей гиперколлизии. Установлено, что Южно-Уральский аккреционно-коллизионный пояс начал формироваться в заключительную фазу развития Магнитогорской островной дуги в позднем фране, фамене и раннем турне. Продукты вулканизма представлены порфиритовой формацией, а в восточном обрамлении дуги — субщелочной монцонит-шошонит-латитовой вулкано-интрузивной формацией — промежуточной между надсубдукционным и внутриплитным геодинамическими режимами формирования. Синхронно в граничной области, в задуговой обстановке, формировались вулканиты пикритов и меймечитов, сопровождаясь верлитами, пироксенитами и габбро — производными мантийного плюма.

В процессе смены тектоно-магматического режима в Магнитогорской палеодуге формируются значительные по объемам вулканогенные и интрузивные мантийные серии внутриплитного типа. В этот период происходит подъем горячих астеносферных диапиров-плюмов к основанию новообразованной (аккретированной) окраинно-континентальной литосферы, формируя сложную мантийно-коровую серию последовательных основных и кислых фаз магматизма. Кислые члены этих образований формировались при анатексисе окраинно-континентальной литосферы, геохимическая специфика их была обеспечена флюидами плюма. Промежуточные типы пород некоторых комплексов являются продуктами контаминации магм островодужными вулкано-осадочными ассоциациями, а также отчетливо выделяются продукты кристаллизационной дифференциации и кумулятивных процессов. На завершающем этапе плюм-зависимые магматические комплексы накладываются на межплитную структуру Уральского коллизионного орогена.

Все рассмотренные магматические образования характеризуются специфическими геохимическими признаками, соответствующими надсубдукционным и внутриплитным формациям, что связано с особенностями формирования магм в постостроводужной обстановке.

Ключевые слова: палеодуга, плюм, анатексис, контаминация, геохимия, внутриплитный и межплитный магматизм

GEOCHEMICAL FEATURES OF INTERPLATE PLUME-DEPENDENT MAGMATISM OF MAGNITOGORSK ZONE OF THE SOUTHERN URALS IN THE LATE DEVONIAN, CARBONIFEROUS AND PERMIAN

D. N. Salikhov, V. V. Kholodnov, V. N. Puchkov, I. R. Rakhimov

Abstract. The products of an interplate plume-dependent magmatism are described, that were formed in a process of an accretion of Magnitogorsk paleo-arc to the margin of the East European continent and subsequent hypercollision.The South Uralian accretionary belt began to form at the terminal stage of development of the Magnitogorsk Island Arc in the Late Frasnian, Famennian and Early Tournaisian. The products of its volcanism are represented mostly by a porphyrite complex, and in the eastern fringe of it — by a subalkaline monzonite-shoshonite-latite volcano-intrusive complex, which was intermediate

Для цитирования: Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Геохимические особенности межплитного плюм-зависимого магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала в позднем девоне, карбоне и ранней перми // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 3–23. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-1.

For citation: Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. Geochemical features of interplate plume-dependent magmatism of Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Devonian, Carboniferous and Permian // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 3–23. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-1.

between the suprasubductional and intraplate geodynamic regimes. Synchronously, in the boundary zone of a backarc situation picrite and meymechite volcanics were formed, accompanied by wehrlites, pyroxenites and gabbro-products of a mantle plume.

In the process of a changing of tectono-magmatic regime, considerable volumes of volcanogenic and intrusive mantle series of intraplate type were formed in the Magnitogorsk paleo-arc. During the same period, an ascent of hot asthenospheric diapirs (plumes) to the base of a new-formed (accreted) lithosphere of a continental margin took place, forming a complex mantle-crustal series of successive basic and acid phases of magmatism. The acid members of these complexes were formed in a process of anatexis of the lithosphere of continental margin, with geochemical specifics, provided by plume fluids. The intermediate rock types of some complexes are the products of contamination of magmas by island-arc volcanosedimentary associations; products of a crystallization differentiation and cumulative processes are also well seen. At the final stages of development the plume-dependent magmatic complexes overprint the interplate structure of the Uralian collisional orogen.

All considered magmatic formations are characterized by specific geochemical features corresponding to suprasubduction and intraplate formations that was related with the peculiarities of magma formation in a post-island-arc setting.

Keywords: paleo-arc, plume, anatexis, contamination, geochemistry, intraplate and interplate magmatism

Эволюция первичной коры Южного Урала в девонско-раннетурнейское время происходила в процессе завершающего развития Магнитогорской островодужной системы, причлененной и частично надвинутой на край Восточно-Европейского континента. Магнитогорская палеодуга, а также причлененная к ней с востока Восточно-Уральская зона в позднем девоне – раннем карбоне испытали смену геодинамического режима — от островодужного к аккреционно-коллизионному, с последующим формированием активной континентальной окраины, что привело к процессам сдвигового скольжения мегаблоков с образованием грабенов и зон рифтогенеза.

В Магнитогорской зоне благодаря коллизии возникли условия для подъема горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию литосферы. Эти диапиры вызвали не только магматизм внутриплитного типа в зонах наиболее сильных сдвиго-раздвиговых деструкций, но и прогрев, метаморфизм и анатексис вышележащих пород мантийного клина и нижней коры. В связи с этим в таких деструктивных зонах наступает качественно новый этап эволюции магматизма и рудогенеза рассматриваемой территории.

Эти диапиры-плюмы в Магнитогорской зоне, вызвав магматизм внутриплитного типа со специфическими геохимическими характеристиками, несли в своем составе флюидные компоненты и определяли неоднократное чередование различных по составу мантийных и корово-анатектических образований.

Далее приведена более детальная характеристика внутриплитных вулканогенных и интрузивных образований, формирование которых происходило последовательно в границах северной части Магнитогорской зоны с позднего девона по раннюю пермь включительно.

Ранний этап внутриплитного плюм-зависимого магматизма в Магнитогорской зоне проявился в Восточно-Магнитогорской подзоне (ВМП) и Уйско-Новооренбургской шовной зоне, отделяющей Магнитогорскую островодужную зону от более сложной по структуре Восточно-Уральской аккреционно-коллизионной зоны (рис. 1). Здесь в эпоху завершения островодужного магматизма

Условные обозначения к рис. 1: 1 — додевонские вулканогенно-осадочные образования; 2 — вулканогенно-осадочные комплексы девона; 3 — вулканогенно-осадочные комплексы карбона; 4 — осадочные комплексы пермского возраста; 5 — гипербазиты; 6 — габброиды; 7 — гранитоиды; 8 — тектонические границы (а — разделяющие зоны, б — предполагаемые, разделяющие зоны, в — разделяющие подзоны); 9 — районы геологических исследований авторов. *Римскими цифрами обозначены:* I — Магнитогорская зона, II — Уйско-Новооренбургская сутурная зона, III — Восточно-Уральская зона, IV — Копейская сутурная зона, V — Троицкая зона, VI — Джетыгаринская зона, VII — Валерьяновская зона, подзоны: А — Западно-Магнитогорская, Б — Центрально-Магнитогорская, В — Восточно-Магнитогорская.

Legendto fig. 1: 1 — pre-Devonian volcanogenic-sedimentary formations; 2 — Devonian volcanogenic-sedimentary formations; 3 — Carboniferous volcanogenic-sedimentary formations; 4 — Permian sedimentary formations; 5 — hyperbasites; 6 — gabbroids; 7 — granitoids; 8 — tectonic boundaries (a — separating the Zones, б — separating the Zones, supposed, в — separating the SubZones); 9 — areas of geological investigation by authors. *Roman numerals denote:* I — Magnitogorsk Zone, II — Ui-Novoorenburg suture Zone, III — East Uralian Zone, IV — Kopeisk sutere Zone, V — Troitsk Zone, VI — Dzhetygara Zone, VII — Valerianovka Zone, SubZones: A — West Magnitogorsk, Б — Central Magnitogorsk, B — East Magnitogorsk.

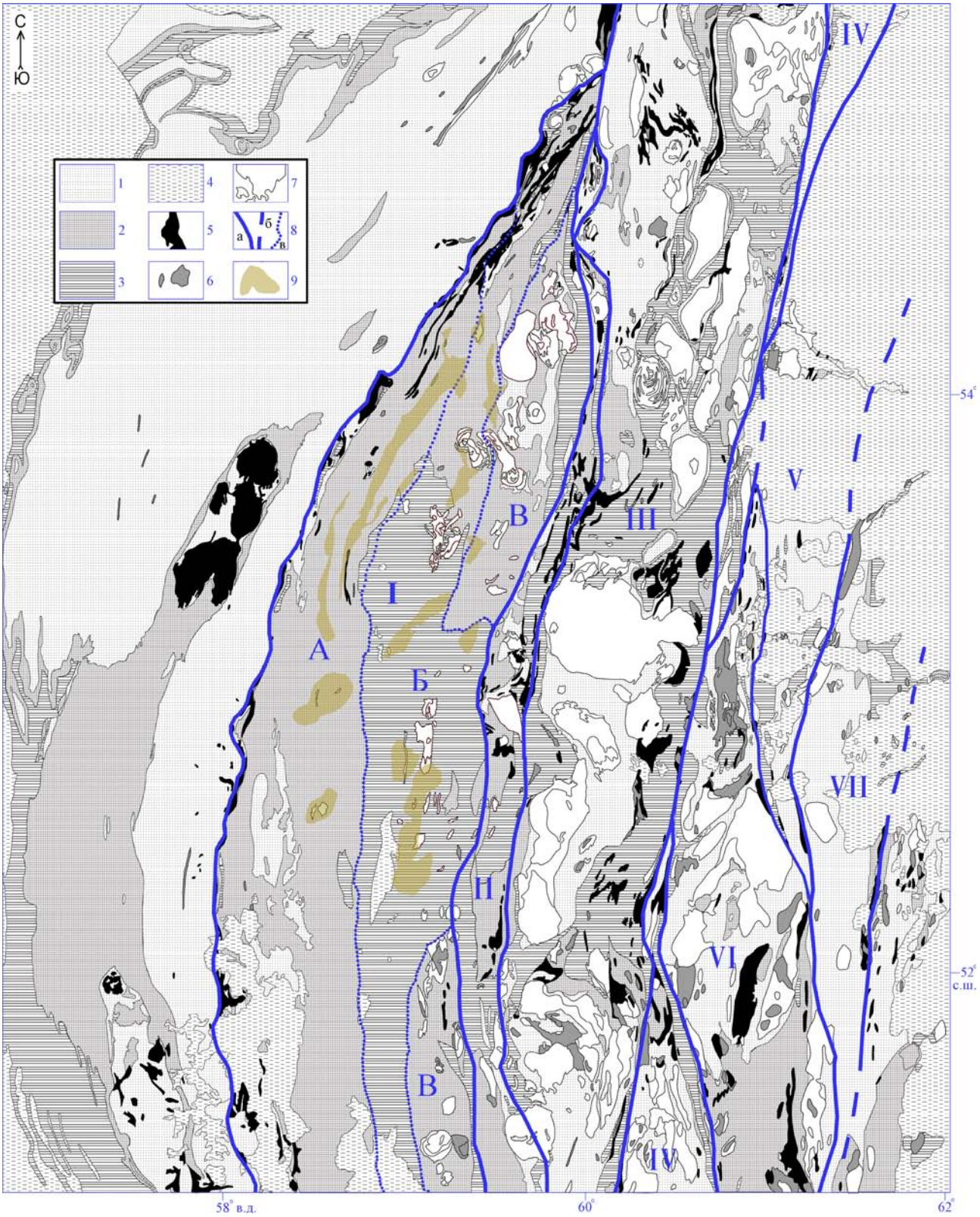


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Южного Урала, составлена по [Геологическая..., 1979]

Fig. 1. Structural-geological scheme of South Urals, made according [Geological..., 1979]

(фран-фаменское время) в тыловой части Магнитогорской палеодуги формируются вулкано-интрузивные образования субщелочного задугового ультраосновного (пикритоидного) составов — формационно самостоятельных комплексов, близких по геохимическим признакам к плюмовым ассоциациям [Мосейчук, Сурин, 1998].

Геохимические данные показывают, что от островодужных вулканитов верхнего франа и низов фамена, представленных бугодакской (D_3f–C_1t_1) и аблязовской (D_3fm) свитами, следующие синхронно формирующиеся шелудивогорская толща (D_3f), новоивановская (D_3fm) и шумилинская (D_3fm–C_1t_1) толщи трахибазальт-шошонит-латитовых серий и далее к высокомагнезиальным пикритоидам сара-тюбинской толщи (D_3fm–C_1t_1) и сахаринско-амамбайскому верлит-пироксенит-габброидному комплексу, происходит направленный рост в породах содержаний Nb и других высокозарядных элементов (ВЗЭ). По соотношениям Nb/Yb и Th/Yb породы бугодакской, аблязовской свит и новоивановской толщи характеризуются островодужными признаками (рис. 2а). Фигуративные точки пород верхнеуральского монцодиорит-габбрового комплекса ложатся на тренд добавления в магматический источник осадочного вещества. А точки вулканитов сара-тюбинской толщи локализуются вблизи точки среднего состава базальтов океанических островов.

На диаграмме Zr/Y – Nb/Y (рис. 2б) точки составов приведенных комплексов попадают на линию манйтиной последовательности и ниже ее, характеризуя близость к надсубдукционному источнику. Близкими геохимическими характеристиками обладают вулканические породы четвертичного возраста Срединного хребта Камчатки. Происхождение последних связывается с «гибридным» источником, образующимся при взаимодействии надсубдукционной и внутриплитной компонент [Волынец и др., 2018]. Например, поле кембрийских внутриплитных океанических базальтов Катунского палеоострова (Горный Алтай) располагается на данной диаграмме выше, вдоль мантийного тренда. Происхождение этих пород

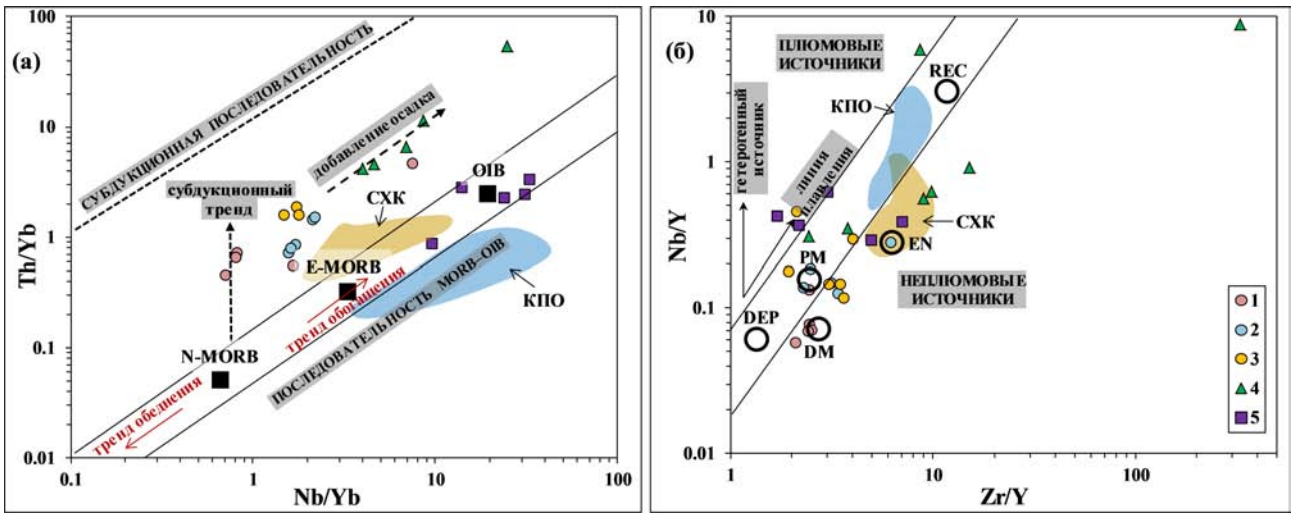


Рис. 2. Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (а) и Zr/Y – Nb/Y (б), по [Pearce, 2008], для характеристики геохимической эволюции вулканогенных и интрузивных образований франа и фамена, завершающих островодужный этап развития Магнитогорской островной дуги

Условные обозначения: 1 — бугодакская свита; 2 — аблязовская свита; 3 — новоивановская толща (шошонитовая); 4 — верхнеуральский комплекс; 5 — сара-тюбинская толща. *Примечания:* OIB — компонент базальтов океанических островов; N-MORB — компонент нормальных срединно-океанических базальтов; E-MORB, EN — обогащенный компонент срединно-океанических базальтов; REC — рециклированный мантийный компонент; PM — компонент примитивной мантии; DM — слабо деплетированный мантийный компонент; DEP — глубоко деплетированный мантийный компонент; СХК — четвертичные вулканиты Срединного хребта Камчатки [Волынец и др., 2018]; КПО — базальтоиды Катунского палеоострова [Сафонова, 2008].

Fig. 2. Geochemical evolution diagrams Nb/Yb – Th/Yb (a) и Zr/Y – Nb/Y (б) after [Pearce, 2008] of Frasnian and Famennian volcanogenic and intrusive rocks terminating the island-arc development stage of the Magnitogorsk Island Arc

Legend: 1 — Bugodak suite; 2 — Ablyazovo suite; 3 — Novoivanovo strata; 4 — Verkhneuralsk Complex 5 — Sara-Tyube strata. *Notes:* OIB — ocean island basalts; N-MORB — normal middle ocean ridge basalts; E-MORB, EN — enriched middle ocean ridge basalts; REC — recycling component; DM — depleted mantle; PM — primitive mantle; СХК — Quaternary volcanites of Middle Kamchatka ridge [Volynets et al., 2018]; КПО — basaltoids of Katun paleo-island [Safonova, 2008].

связывается с глубинным мантийным плюмом [Сафонова, 2008].

Наличие подобной геохимической эволюции южноуральских вулкано-интрузивных комплексов свидетельствует о формировании их в процессе смешения разных по источникам магм. В результате этого смешения в магмы субдукционного генезиса последовательно, с нарастанием во времени, добавлялся плюмовый компонент. Химические составы вулканитов островодужной андезито-базальтовой серии характеризуются (%): SiO_2 — 49.0–54.9; TiO_2 — 0.7–1.0; Al_2O_3 — 16.0–18.0; FeO_t — 5.9–10.7; MgO — 4.4–10.0; CaO — 5.8–9.8; Na_2O — 2.8–4.0; P_2O_5 — 0.5–1.7; ВЗЭ (г/т): Nb — 0.78–3.3; Zr — 28.1–75; Ta — 0.04–0.08; Hf — 0.95–1.09; Y — 11.7–25 и другие компоненты (г/т): Cr — 30–103; Co — 23–35.4; Ni — 20.8–57.1; Rb — 8.1–24; Sr — 280–369; Sc — 20–30; Cs — 0.06–0.5. Пикриты и меймечиты сара-тюбинского комплекса представлены составами (%): SiO_2 — 32.4–47.8; TiO_2 — 0.54–0.66; FeO_t — 8.7–11.8; MgO — 13.9–29.7; CaO — 8.6–12.8; Na_2O — 0.1–1.25; K_2O — 0.1–2.6; P_2O_5 — 0.2–0.3; ВЗЭ (г/т): Nb — 6.3–15.3; Zr — 25.5–140; другие компоненты (г/т): Y — 15–28; Sc — 15–37; Cr — 103–810; Co — 25–52; Ba — 140–2286; Rb — 20–110; Cs — 0.5–4. Смешение вышеприведенных составов пород в разных отношениях компонентов вполне трансформируются в вулканиты шошонитовой серии, характеризуясь распределением (%): SiO_2 — 48–57.9; TiO_2 — 0.67–0.96; Al_2O_3 — 14.6–16.8; FeO_t — 4.2–7.4; MgO — 3.4–11.0; CaO — 4.1–8.7; Na_2O — 2.7–6.5; K_2O — 1.6–3.8; ВЗЭ (г/т): Nb — 3.6–9.0; Zr — 32–99; Y — 18–51, другие компоненты: Cr — 104–250; Co — 21–40; Ni — 52–82; Rb — 33–223; Sr — 215–1517; Sc — 0.65–2.25.

Время воздействия этого фран-фаменского плюма на островодужный субдукционный магматизм Магнитогорской мегазоны, по нашим геологическим данным, можно датировать интервалом 375–360 млн лет.

Следующий этап рифтогенно-плюмзависимого магматизма, проявившийся в Западно-Магнитогорской подзоне (ЗМП), по нашим геологическим данным, характеризуется возрастным диапазоном 360–310 млн лет. В этот период магматизм проявился на обширной территории с миграцией его в западном направлении — к границам с Восточно-Европейским континентом и частично наложился на него с образованием ЗМП (см. рис. 1). Этот этап магматизма, как считают исследователи [Косарев и др., 2006], был связан с отрывом субдуцирующей океанической плиты, образованием «slab-window» и подъемом горячих астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккретированной) окраинно-континентальной литосферы.

Важной особенностью ЗМП является развитие в самом конце девона и раннем карбоне серии синклинальных структур — мульд, имеющих субмеридиональное простирание. Эти структуры контролируют размещенные в бортах мульд силлы, лополиты и другие согласные с вмещающими осадками конформные базитовые тела, выделенные как утлыкташский, басаевский, файзуллинский и наурузовский комплексы [Салихов и др., 2016; Рахимов, 2017].

Все комплексы габброидов конформной серии характеризуются высокой железистостью (FeO_t до 20%), повышенным содержанием титана (TiO_2 до 2.9%) и фосфора (P_2O_5 до 0.54%), а также умеренно-повышенными показателями щелочности (4.4–5.5%) при преобладании Na_2O над K_2O. Для них также характерны повышенные концентрации ВЗЭ (Nb — 2.3–10 г/т; Ta — 0.18–0.72 г/т; Y — 19.4–49.8 г/т; Zr — 91.8–270 г/т; Hf — 2.5–7.0 г/т), а также крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ), особенно Rb — 6.1–19.9 г/т; Sr — 161–516 г/т; Ba — 124–408 г/т; Th — 1.1–4.6 г/т; U — 1.0–1.4 г/т. Редкоземельные элементы (РЗЭ) в породах фракционированы относительно слабо, что отражают La/Yb отношения, варьирующие в диапазоне 2–5 и только в файзуллинском комплексе это отношение возрастает до 10.

На породы конформных комплексов заметное влияние оказывают процессы смешения различных по составу и источникам исходных магм (внутриплитных – толеитовых и надсубдукционных – известково-щелочных). Так, габброиды ***утлыкташского комплекса*** по соотношению $FeO/MgO - SiO_2$ отвечают типичной толеитовой серии со значительным накоплением железа (FeO_t 15.6–18.1%) и титана (TiO_2 2.1–2.9%), отражая феннеровский тип эволюции расплава. Этими особенностями обеспечивается обилие Fe–Ti рудных минералов (титаномагнетита и ильменита), которые составляют до 10% объема пород. Габброиды в таких сериях, при повышенном потенциале кислорода, перспективны на магматогенное титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение. Это и наблюдается в действительности. С конформным телом утлыкташского комплекса связано формирование скарново-магнетитовых руд Канакайского месторождения. ***Файзуллинский комплекс*** также

характеризуется в основном толеитовым трендом эволюции габброидов. Он более существенно обогащен КИЛЭ, тогда как содержание ВЗЭ здесь понижено. Состав РЗЭ наиболее фракционирован: La/Yb = 10.0 против 2.3–2.9 в утлыкташском. ***Басаевский комплекс*** характеризуется относительно повышенной магнезиальностью, что отличает его от пород утлыкташского комплекса. Более кислые разновидности пород в этом комплексе отвечают уже известково-щелочному составу. Вполне вероятно, что интрузивы басаевского комплекса формировались в процессе корово-мантийного взаимодействия, когда внутриплитные (плюм-зависимые) магмы контаминировались островодужным материалом. На участие различных магматических источников в его формировании указывает одновременное повышение концентраций как КИЛЭ (Rb — 6.1–19.9 г/т; Sr — 161–516 г/т; Ba — 124–408 г/т; Th — 1.1–4.6 г/т; U — 1.0–1.4 г/т), так и ВЗЭ (Nb — 2.3–10 г/т; Ta — 0.18–0.72 г/т; Y — 19.4–49.8 г/т; Zr — 91.8–270 г/т; Hf — 2.5–7.0 г/т и V — 262 г/т).

Показательными для различных по составу конформных комплексов являются различия в концентрациях сидерофильных металлов: Ni, Co, V и Cr. По содержаниям и соотношениям сидерофильных элементов все конформные комплексы можно условно разделить на две группы. Среди них басаевский и кизильский комплексы в пределах Худолазовской мульды имеют более высокие содержания Ni и, соответственно, повышенное Ni/Co отношение (1.5–2.0), а также повышенное количество Cr, при пониженном содержании V. В то же время для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов характерно низкое Ni/Co отношение (0.50–0.60), несмотря на то, что породы файзуллинского комплекса выделяются высоким содержанием оксида Mg (до 13.4%), а количество V в породах данного комплекса является высоким (431 г/т).

Изучение флюидного режима интрузивных пород басаевского комплекса показало, что для апатитов этого комплекса, наряду с повышенным количеством хлора до 0.60 мас. %, характерно и повышенное количество сульфатной серы [Холоднов и др., 2015]. В апатитах габбродолеритов ее содержание наиболее высокое, с максимумом серы (до 0.30–0.45 мас. %) и фтора (до 2 мас. % и более) в верхней части басаевской габбродолеритовой интрузии, при некотором спаде содержаний хлора. В апатитах более поздних габбродиоритов содержание хлора остается устойчиво повышенным до 0.60 мас. %, тогда как содержание серы сильно понижается (<0.05 мас. %). Для пород утлыкташского и файзуллинского комплексов наличие серы в составе апатитов не установлено, в то же время апатиты здесь более обогащены хлором. Так, апатиты в габбро и диоритах ***файзуллинского комплекса*** выделяются более высоким содержанием хлора (до 0.6–1.1 мас. %.). Во всех пробах этого комплекса содержание хлора обратно пропорционально содержаниям фтора (2.08–2.93 мас. %), характеризуя тренд кристаллизационной дифференциации: с ростом фтора содержание хлора в апатитах понижается. Таким образом, конформные комплексы ЗМП заметно различаются между собой по соотношению хлора, фтора и серы в составе апатитов.

Роль мантийно-корового взаимодействия при формировании конформных комплексов ЗМП наглядно характеризуют соотношения в породах Nb/Yb – Th/Yb и Zr/Y – Nb/Y (см. рис. 3а, б), отражая разную степень контаминации мантийных расплавов этих комплексов. Наиболее контаминированы островодужным веществом файзуллинский и наурузовский комплексы, на что указывает высокое значение Th/Yb отношения. Басаевский и утлыкташский комплексы являются менее контаминированными коровым и островодужным веществом. Точки составов утлыкташских пород практически отвечают тренду мантийной последовательности, приближаясь по значениям Nb/Yb – Th/Yb (см. рис. 2) к обогащенным плюм-зависимым веществом базальтам E-MORB типа. Подобные значения Nb/Yb и Th/Yb отношений являются характерными для габброидов, потенциально продуктивных на магматогенное титаномагнетит-ильменитовое оруденение [Холоднов и др., 2016].

Несколько отличаются результаты анализа в породах приведенных комплексов Nb/Y и Zr/Y соотношений (см. рис. 3б). Наурузовский комплекс отвечает наиболее деплетированному источнику, в отличие от других комплексов. Утлыкташский комплекс отличается ростом Nb/Y отношения при аналогичном другим Zr/Y отношении. По уровню значений это соответствует наличию некоторой доли плюмового вещества. В басаевском комплексе промежуточные значения Nb/Y отношения и немного повышенное Zr/Y отношение. Наиболее контаминированный коровым веществом файзуллинский комплекс, кроме того, характеризуется максимальной обогащенностью пород цезием, где его количество превышает уровень недифференцированной мантии в 10 раз и более. Рост содержаний Cs в породах проявляется здесь на фоне

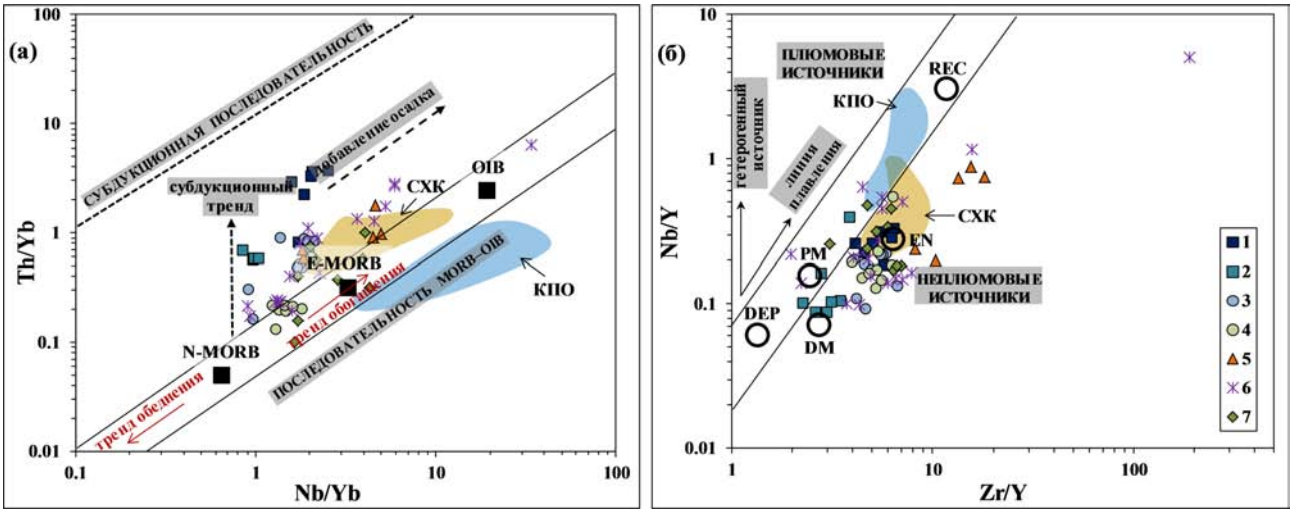


Рис. 3. Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (а) и Zr/Y – Nb/Y (б) для интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской подзоны

Условные обозначения: 1 — файзуллинский, 2 — наурузовский, 3 — басаевский, 4 — утлыкташский, 5 — кизильский, 6 — худолазовский, 7 — улугуртауский комплексы. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 3. Diagrams Zr/Y – Nb/Y (a) and Nb/Yb – Th/Yb (б) for intrusive complexes of the West Magnitogorsk Zone

Legend: 1 — Fayzullino Complex, 2 — Nauruzovo Complex, 3 — Basaevo Complex, 4 — Utlyktash Complex, 5 — Kizil Complex, 6 — Khudolaz Complex, 7 — Ulugurtau Complex. For other legend keys see Fig. 2.

спада содержаний ВЗЭ, включая Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Содержание РЗЭ в габброидах файзуллинского комплекса также относительно низкое, но степень фракционирования лантаноидов самая высокая. Басаевский комплекс имеет промежуточные значения по Cs, а наименее контаминированный утлыкташский комплекс беден Cs (0.05–0.30 г/т против 2–3 г/т в файзуллинском комплексе). Cs, как и Th, это типично коровый индикаторный элемент. Он концентрируется в верхней части континентальной коры, преимущественно в осадочных глинистых породах и продуктах их метаморфизма [Григорьев, 2009]. Взаимодействие магм с такими породами коры, а также с морскими осадками определяет возможную обогащенность первичных внутриплитных мантийных магм этим элементом. Взаимодействие мантийных магм с осадочными Cs-Th содержащими породами континентальной коры, по-видимому, определяет и особенности микроэлементного состава некоторой части базитовых даек басаевского комплекса. Такая группа даек обеднена Zr и Hf на фоне высоких содержаний Cs (до 2.5 г/т). Другая группа даек с высокими концентрациями Zr и Hf, напротив, обеднена Cs (0.3–0.6 г/т). В этой группе даек наблюдаются повышенные содержания Li, Rb, Sr, Ba, Nb, Ta и лантаноидов. Среди гранитных даек также выделяются тела, как более богатые Cs, так и с низкими его концентрациями. Эта особенность в составах — как базитовых даек, так и гранитоидных, свидетельствует о том, что при их становлении часть из них испытала существенную коровую контаминацию. Деплетированные плагиограниты кизильского комплекса, образовавшегося после басаевского комплекса, на диаграммах рис. 3 характеризуются островодужными геохимическими признаками.

В последующий этап в ЗМП формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов ***худолазовского комплекса*** [Салихов, Пшеничный, 1984]. Они по составу отвечают высокомагнезиальным, с повышенным количеством кальция и натрия, толеитовым долеритам и роговообманковым перидотитам (шрисгеймитам), а также в разной степени дифференцированным и контаминированным базитам известково-щелочного состава. Эти дискордантные интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, свидетельствуя о синхронности внедрения расплавов с тектоническими движениями. Формирование худолазовского комплекса связано с активизацией процессов рифтогенеза в области сочленения Магнитогорской островной дуги и краевой области Восточно-Европейского континента. Время формирования комплекса, оцененное U-Pb методом, отвечает диапазону 324–328 млн лет [Салихов и др., 2012], т.е. соответствует визейскому и серпуховскому векам. Важно, что имеет место специализация определенных типов

интрузий этого комплекса на сульфидное медно-никелевое оруденение, которое в основном концентрируется в донных частях интрузивных тел.

Петрографическое и минералогическое разнообразие пород худолазовского комплекса демонстрирует сложность процессов эволюции и дифференциации первоначального мантийного расплава. По соотношению в породах $FeO/MgO - SiO_2$ ультраосновные породы и габброиды ближе отвечают позиции толеитовых комплексов, чем известково-щелочных. Индикаторными геохимическими признаками никеленосных высокомагнезиальных ультрабазитов этого комплекса (шрисгеймитов и др.) являются высокие концентрации Cr (до 1522 г/т) и Ni (до 1203 г/т) при сравнительно невысоком содержании титана (TiO_2 0.7–1.0 мас. %). Рудоносные породы худолазовского комплекса характеризуются высоким Ni/Co отношением (до 10), в нерудоносных базитах оно снижается до 1–3.5, а в предшествующих конформных комплексах это отношение существенно ниже — в утлыкташском 0.3–0.6, в файзуллинском 0.47.

На фоне спада содержаний сидерофильных и халькофильных элементов от ранних фаз худолазовского комплекса к поздним, в гомодромной серии пород происходит существенный рост несовместимых ВЗЭ (Y — 8.3–70 г/т; Zr — 34.7–54.0 г/т; Hf — 0.9–7.8 г/т; Ta — 0.33–3.9 г/т; Nb — 1.45–11.8 г/т) и КИЛЭ (Ba — 37.2–249.5 г/т; Sr — 44.2–761.3 г/т; Rb — 5.8–33.0 г/т; Th — 2.24–3.96 г/т). Максимум их концентраций наблюдается в поздних тонкозернистых долеритах и низкомагнезиальных пегматоидах основного состава. Это указывает на накопление этих элементов совместно с титаном и фосфором в процессе дифференциации магм. РЗЭ в породах несколько фракционированы: La/Yb = 4–10.

Исследования флюидного режима показали, что для пород ***худолазовского комплекса***, специализированного на Cu-Ni оруденение, характерны апатиты (в шрисгеймите и оливиновом габбро) с наиболее высокими содержаниями сульфатной серы (до 0.65 мас. %) и хлора (до 1.50 мас. %). Такой характер соотношения галогенов и серы в апатитах может рассматриваться в качестве одного из эффективных индикаторных петрологических признаков специализации позднепалеозойских габбродолеритов ЗМП Южного Урала на Cu-Ni оруденение.

Проявление более сложного по составу и интенсивности процессов дифференциации магматизма худолазовского комплекса, вслед за формированием конформных интрузий базитов в синклинальных структурах (мульдах) ЗМП, отражает новый этап тектонических процессов. Как было показано выше, размещение массивов худолазовского комплекса контролируется сложной системой разнонаправленных разломов. Связь с разрывной тектоникой определяет морфологию и пространственную позицию интрузий. В целом геологоструктурные данные указывают на связь интрузий худолазовского комплекса с областью локального растяжения сдвиго-раздвиговой природы [Салихов и др., 2014], проявившегося на рубеже визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона.

Установлены и другие геохимические особенности пород худолазовского комплекса, характеризующие геодинамическую обстановку, природу магматических источников, а также роль процессов дифференциации и мантийно-корового взаимодействия. По соотношениям содержаний K_2O и TiO_2 в габброидах худолазовский комплекс сопоставим с траппоидным магматизмом. Он близок, например, к рудоносным интрузивным комплексам (плюмовой природы) Норильского района. На диаграмме Nb/Yb – Th/Yb [Pearce, 2008] фигуративные точки пород худолазовского комплекса образуют линейный тренд параллельно линии мантийной последовательности, но в области распространения островодужных полей (см. рис. 2а). На диаграмме Zr/Y – Nb/Y (см. рис. 2б) точки составов худолазовского комплекса образуют обширное поле, покрывающее составы конформных комплексов. Изотопный состав свинца в цирконе худолазовского комплекса также характеризует связь этого комплекса с обогащенным мантийным источником, тип которого близок к EM-II. На диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ худолазовский комплекс, согласно отношениям, соответствует составам плюмовых базальтов острова Вознесения, формировавшихся над горячей точкой в Южной Атлантике (рис. 4).

Таким образом, следует общий вывод, что геохимический с остав пород худолазовского дифференцированного комплекса отражает как гетерогенность исходных мантийных магматических источников, так и важную роль мантийно-корового и плюм-зависимого взаимодействия.

Магматизм в ЗМП завершается формированием дайковой серии улугуртауского комплекса лампрофир-долеритовой ассоциации. Этот этап магматизма связан с усиливающимся влиянием сдвигово-раздвиговых коллизионных процессов

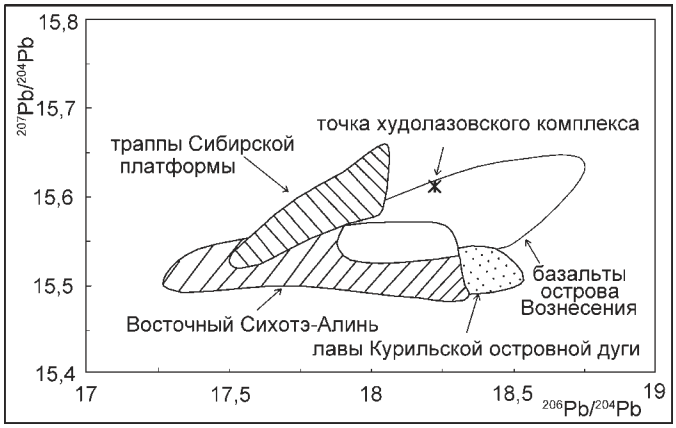


Рис. 4. Диаграмма $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ для базитов различных геодинамических обстановок с точкой изотопного состава циркона худолазовского комплекса

Составы трапповых вулканитов Сибирской платформы, по [Криволуцкая, 2013]; поле базальтов острова Вознесения, по [Пейве, Сколотнев, 2014]; состав позднемиоцен-плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня, по [Мартынов, Ханчук, 2013]; поле четвертичных лав Курильской островной дуги, по [Мартынов и др., 2010].

Fig. 4. Diagram $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ for basites of various geodynamic settings with the point of Zr isotopic composition (Khudolaz Complex)

Compositions of trap volcanites of the Siberian Platform according to [Krivolutskaya, 2013]; basalt field of Ascension Island according to [Paves, Skolotnev, 2014]; Late Miocene-Pliocene plateau basalts of the East Sikhote-Alin Ridge according to [Martynov, Khanchuk, 2013]; Quaternary lava field of the Kuril Island Arc according to [Martynov et al., 2010].

и следует за проявлением сравнительно кратковременного субплатформенного магматизма. В этот период образуются дуплексы локального растяжения и трансформные сдвиговые деформации на фоне общего аккреционно-коллизионного сжатия. Худолаз-Уртазымский дайковый ареал характеризуется наибольшим количеством даек. Выделяются три самостоятельных ассоциации даек: баишевская, имангуловская и улугуртауская. Изохронный Sm-Nd возраст этого комплекса 321 млн лет [Рахимов, Салихов, 2014]. С улугуртауским комплексом ассоциированы рудопроявления золото-кварцевого типа. Они контролируются контактовыми зонами даек, в их числе месторождение Тукан. Роль коллизионных сдвигов в региональном структурном контроле месторождений золота на этом этапе рассмотрена в работах [Серавкин и др., 2001; Знаменский и др., 2012].

По минеральному составу выделяются роговообманковые долериты, габбродолериты, лампрофиры (спессартиты и малхиты). Содержание кремнезема в них составляет 45–50 мас.%, по сумме щелочей они отвечают нормальным и умереннощелочным базитам. Содержание MgO — 6–9 мас.%, тип щелочности калий-натриевый и натриевый.

В микроэлементном составе отмечается широкий разброс содержаний КИЛЭ (Rb — 2–23 г/т; Ba — 95–371 г/т), а также Th — 0.54–2.33 г/т; U — 0.22–0.96 г/т. Характер распределения РЗЭ различных ареалов даек ЗМП демонстрирует их генетическую общность. Повышенные содержания ВЗЭ: Nb — 5–10.4 г/т; Zr — 87.5–185.6 г/т; Ta — 0.4–1.23 г/т; Hf — 1.96–5.31 г/т; Y — 19.5–30.2 г/т вполне соответствуют магматизму внутриплитного типа. Распределения РЗЭ в дайках всех трех ареалов близки. Во многих пробах выявляются небольшие положительные аномалии Eu, максимум которого установлен в улугуртауском ареале (Eu/Eu* = 1.2). Небольшие различия в особенностях распределения РЗЭ между дайками разных ареалов выражаются в отношениях La_n/Lu_n и La_n/Gd_n: 2.08–2.18 и 1.38–1.52 — Баишевский, 2.96–5.33 и 1.96–3.81 — Улугуртауский, 3.18–3.78 и 2–2.4 — Имангуловский. Все эти данные характеризуют сравнительно невысокую степень фракционирования РЗЭ в породах данной ассоциации.

Апатиты в дайке габбродолеритов улугуртауского комплекса характеризуются умеренно повышенными содержаниями хлора (0.30–0.50 мас.%) и фтора (1.50–2.10 мас.%) на фоне относительно низких содержаний сульфатной серы — до 0.10 мас.%. Апатит обнаружен и в относительно поздних сегрегациях магматического кальцита. Он здесь характеризуется повышенным содержанием фтора (1.8–2.13 мас.%) при содержании хлора — 0.30–

0.38 мас. %, серы 0.06–0.10 мас. %. Вместе с апатитом в кальците наблюдаются включения ильменита и одной из поздних магматических генераций амфибола. Ильменит в этих кальцитовых сегрегациях богат марганцем (3.10 мас. %) и титаном (52.6 мас. %), но беден железом (40.4–41.8 мас. %) и магнием (0.06 мас. %). По составу он близок другим генерациям ильменита этих пород. Наличие апатит-ильменит-кальцитовых сегрегаций, возможно, отражает проявление жидкостной несмесимости в водно-солевой карбонатно-хлоридно-сульфатной флюидной системе. По-видимому, при гетерогенизации флюида здесь формировалась золотоносная газообразная фаза вместе с концентрированными карбонатно-сульфатными и хлоридными растворами. Эксперименты свидетельствуют [Боровиков и др., 2015], что при снижении давления и гетерогенизации флюида происходит фракционирование рудных металлов с радикальным перераспределением Au, As, Sb, Bi, Te в пользу газообразной фазы. Такие газообразные флюиды, богатые золотом, могли участвовать в формировании золоторудной минерализации в зальбандах даек улугуртауского комплекса [Холоднов и др., 2015].

Состав пород рассматриваемого дайкового комплекса по геохимическим признакам отвечает как внутриплитным, так и надсубдукционным известково-щелочным образованиям. В целом фигуративные точки на диаграммах рис. 3 располагаются вблизи точки обогащенного океанического базальта. Появление магматических комплексов с подобным смешанным характером магматических источников может быть объяснено вхождением недеплетированного астеносферного вещества в области метасоматизированной мантии N-MORB [Перепелов и др., 2006].

Плюм-зависимый магматизм проявился особенно ярко и в большом объеме в границах Центрально-Магнитогорской подзоны (ЦМП) и ВМП. Здесь в раннетурнейское время в связи с заложением наиболее крупного по размерам субмеридионального Магнитогорско-Богдановского грабена (МБГ) начали формироваться субщелочные высокотитанистые калий-натриевые базальты двух типов: греховского и березовского комплексов. Греховский комплекс представлен лавовыми потоками базальтов трещинного излияния, а березовский комплекс — разнообразными фациями вулканитов центрального типа. Первый из них отвечает субщелочным базальтам, второй — промежуточному типу между субщелочными и известково-щелочными базальтами. Их сопровождали значительные по масштабам проявления кислых вулканитов, которые широко развиты в центральной, но в основном сконцентрированы в восточной части грабена и отвечают субщелочной трахидацит-риолитовой ассоциации.

Важной особенностью базальтов МБГ грабена является их высокая титанистость: в базальтах трещинного типа (греховской комплекс) содержание TiO_2 варьирует от 2.0% до 3.0%, в базальтах извержений центрального типа содержание титана понижается (от 2.0 до 1.0%). Базальты трещинного излияния в целом менее глиноземистые (Al# = 0.76–0.96), содержание оксида алюминия в них 14–16%. При этом минимальные количества глинозема свойственны низам разреза раздвиговых зон. Содержания, превышающие 17%, отмечаются в трахиандезибазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон.

Сравнительный анализ распределения содержаний микроэлементов в базальтах березовского и греховского комплексов с базальтами различных геодинамических обстановок [Наумов и др., 2010] выявил их преимущественную общность с породами «внутриконтинентальных горячих точек». Базальты МБГ по соотношению микрокомпонентов близки к продуктам внутриплитной геодинамической обстановки (см. рис. 5). При этом нельзя отрицать влияния на состав базальтоидов грабена процессов контаминации вмещающими островодужными образованиями. Это отражается в высоких содержаниях в базальтах крупноионных литофильных микроэлементов, таких как Ba — 34–1808 г/т; Sr — 75.9–372.2 г/т; Th — 0.95–5.9 г/т; Rb — 0.61–55.9 г/т, при заметных положительных аномалиях Nb (5.4–13.4 г/т) и Ta (0.38–0.77 г/т).

Изучение соотношений Zr/Y – Nb/Y (рис. 5) в базальтах МБГ показало, что от базальтов трещинного типа (греховской комплекс) к базальтам извержений центрального типа (березовский комплекс) наблюдается рост отношений этих ВЗЭ при наличии для них общего эволюционного тренда. В базальтах греховского комплекса величины Nb/Y и Zr/Y отношений соответственно составляют 0.18–0.28 и 5.1–6.1, а в базальтах березовского комплекса — 0.28–0.46 и 6.1–7.4. Эти данные подтверждают исходно единый источник расплавов для базальтов того и другого типов при возможно большей доле плюмового вещества в составе базальтов березовского типа. Предполагается влияние на состав базальтов (центральные извержения) процессов фракционирования в промежуточных

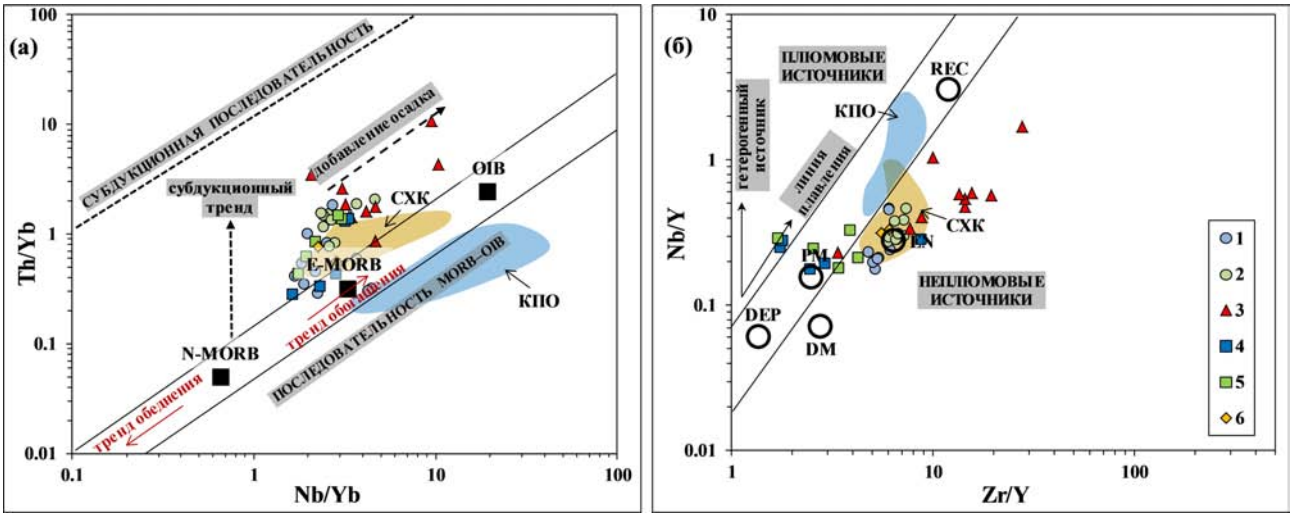


Рис. 5. Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (а) и Zr/Y – Nb/Y (б) для вулкано-интрузивных образований Магнитогорско-Богдановского грабена

Условные обозначения: 1 — греховская свита, 2 — березовская свита, 3 — кислые вулканиты МБГ, 4 — богдановский комплекс, 5 — куйбасовский комплекс, 6 — дайки долеритов. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 5. Diagrams Nb/Yb – Th/Yb (a) and Zr/Y – Nb/Y (б) for intrusive rocks of the Magnitogorsk-Bogdanovka Graben

Legend: 1 — Grekhovka Formation, 2 — Berezovka Formation, 3 — acid volcanites, 4 — Bogdanovka Complex, 5 — Kuybas Complex, 6 — dolerite dykes. For other legend keys see Fig. 2.

магматических камерах, с накоплением в остаточных более щелочных расплавах несовместимых редких элементов. К ним очень близки четвертичные гибридные вулканиты Срединного Камчатского хребта.

Согласно петрохимической классификации кислые вулканиты МБГ отвечают в основном трахириодацитам и трахириолитам. В небольшом объеме присутствуют щелочные риодациты (пантеллериты), а также трахириолиты, дациты, риолиты и низкощелочные риолиты. Составы кислых вулканитов пространственно контролируются разными частями грабена. В северной части грабена развиты породы с низкими содержаниями щелочей (5.5–6.0%), в средней и южной частях — субщелочные (6–8%) и щелочные (8–11%) разновидности. Подавляющее большинство кислых вулканитов отвечают калий-натриевой серии. Среди риодацитов, трахириодацитов и риолитов широко развиты разновидности и с повышенной калиевостью (5.5%). Общий состав микрокомпонентов в кислых вулканогенных породах грабена в целом близок спектру этих элементов в базальтах. В кислых вулканитах их содержания (Rb — 28–121.9 г/т; Ba — 155–1189 г/т; Th — 3.7–12.6 г/т; U — 2.4–4.17 г/т) относительно базальтов возрастают в незначительной мере. Сохраняются высокие значения Nb (7.88–20.1 г/т), Ta (0.76–1.71 г/т). Распределения РЗЭ в кислых вулканогенных породах грабена близки спектрам РЗЭ в базальтах. В риолитах раздвиговых зон преобладают более высокие концентрации РЗЭ (в сумме 92–150 г/т), а в областях проявления вулканитов центрального типа — пониженные (42–114 г/т). La/Yb отношения варьируют в диапазоне 3.4–6.7. Распределения РЗЭ осложнены отрицательными аномалиями Eu. Сравнительный анализ геохимических характеристик кислых вулканитов МБГ с кислыми расплавами активных континентальных окраин выявил обедненность первых (Rb — 29.1–80.2 г/т; Th — 4.8–13.4 г/т; U — 2.4–4.2 г/т) при аналогичных содержаниях для многих других микрокомпонентов, за исключением Li — 2.0–16.4 г/т; Sc — 1.6–10.9 г/т; Cr — 4.4–163.3 г/т; Cu — 5.8–77.7 г/т. Наблюдается обогащенность кислых вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена Ba (249–1189 г/т), Sr (103–180 г/т), Zr (106–535 г/т), Hf (2.9–11.5 г/т).

Формирование интрузивных образований МБГ, выделяемых в Магнитогорскую интрузивную серию, связано в основном со среднекаменноугольной стадией магматизма, отражая новую тектономагматическую активизацию региона. Внутреннее строение массивов Магнитогорской интрузивной серии дифференцированное, многофазное. Большинство интрузивных тел принадлежат габбро-гранитной ассоциации. Общей закономерностью

строения массивов этой ассоциации является уменьшение количества гранитоидов с глубиной. Объем габброидов при этом нарастает, также возрастает доля пород среднего состава. В контактовых зонах небольших тел габброидов и гранитоидов отмечается обилие интрузивных брекчий — обломков различных размеров габброидов с цементирующей массой гранитоидов. Подобно базальтам, габброидным интрузиям МБГ свойственны два различных геохимических типа пород, представленных ***куйбасовским*** и ***богдановским*** комплексами.

Габброиды богдановского типа отвечают умеренно-щелочным базитам натриевого и калий-натриевого типов щелочности. По коэффициенту глиноземистости они соответствуют породам умеренного ряда (Al# = 0.72–1.0). Для габброидов этого типа характерны высокие содержания TiO_2 (до 2 мас. % и более) и P_2O_5 (0.25–0.40 мас. % и более). В этих габброидах, как и в базальтах березовского комплекса, заметно повышены концентрации литофильных компонентов (Rb — 10.3–79.6 г/т; Ba — 197–429 г/т; Th — 0.9–2.9 г/т; U — 3.1–19.8 г/т). Повышенные содержания имеют и ВЗЭ (Nb — 6.1–7.9 г/т; Ta — 0.32–0.52 г/т; Zr — 50.8–215.9 г/т; Hf — 1.28–4.2 г/т). Спектры распределения РЗЭ в габброидах богдановского комплекса фракционированы практически так же, как и в базальтах березовского комплекса, при относительно слабом преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb составляет 3.3–5.0, при суммарном количестве РЗЭ до 90 г/т. Согласно геохимическим данным габброиды богдановского комплекса отвечают базитам внутриплитного типа (см. рис. 5).

Куйбасовский тип габброидов характеризуется наибольшим разнообразием в составе пород. Особенно широко распространены здесь мезократовые габбро с габбровой и офитовой структурой. Значительный объем приходится и на кумулятивные образования. Габбро, обогащенное титаномагнетитом, является крайним членом таких кумулятивных пород. К ним отнесены оливиновые габбро с высокими содержаниями титаномагнетита до 10–15%. Среди этих габбро присутствуют тела сплошных титаномагнетитовых руд (месторождение Малый Куйбас). По химическому составу габброиды куйбасовского типа также являются умереннощелочными породами, отвечая калий-натриевому и натриевому типам щелочности. Глиноземистость в них соответствует высоким значениям — al'# = 1.5–3.0 г/т, количество оксида Ti повышенное: TiO_2 — 1.5–3.0 г/т. Распределение редких элементов в породах в целом близко габброидам богдановского типа. Здесь также высокими концентрациями характеризуются Rb — 12.6–51.4 г/т; Ba — 125.5–409.3 г/т; Th — 1.3–5.1 г/т; U — 0.7–1.4 г/т, повышенные содержания имеют и ВЗЭ (Nb — 5.3–11.4 г/т; Ta — 0.33–0.89 г/т). Суммарное содержание РЗЭ в габброидах куйбасовского типа составляет 83–146 г/т. Оно несколько выше, чем в габброидах богдановского типа. Фракционирование РЗЭ также чуть выше, чем в габброидах богдановского комплекса, при относительно незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La/Yb — 5.4–6.5. Составы пород богдановского и куйбасовского комплекса по сравнению с базальтами березовской и греховской свит более близки к внутриплитным магматитам (см. рис. 5). Также габброиды богдановского и куйбасовского типов, при близости Nb/Y отношений (0.18–0.33) с базальтами березовского и греховского комплексов, отличаются от них более низкими значениями Zr/Y отношения: в габброидах куйбасовского комплекса это отношение несколько выше (2.5–4.2), в богдановском комплексе оно ниже (1.8–2.9). В то же время, на диаграмме Nb/Yb – Th/Yb габброиды богдановского и куйбасовского типов вместе с базальтами березовского и греховского комплексов образуют общий линейный тренд, указывающий на комагматизм вулканитов и интрузивных пород.

Среди гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии выделяется шесть комплексов (типов), варьирующих по составу от натриевых гранитов и тоналитов (узянский тип) до калий-натриевых гранитоидов нормальной щелочности (алексеевский тип) и далее к субщелочным калий-натриевым гранитам, граносиенитам, сиенитам мосовского, разборненского, борковского типов и к завершающим гранитный магматизм щелочным гранитам и граносиенитам чекинского типа. Соответственно, в породах выделенных типов нарастает суммарное содержание щелочей (K_2O+ Na_2O): от 6–7 мас. % в узянском и алексеевском типах до 8 мас. % в мосовском, борковском и разборненском типах, и далее до 9 мас. % и более — в чекинском типе. Гранитоиды магнитогорской серии по многим геохимическим признакам близки как к предшествующим им во времени габброидам куйбасовского и богдановского типов, так и к бимодальным вулканитам (базальтам и риолитам) Магнитогорско-Богдановского грабена.

Выделенные типы гранитоидов и между собой близки по общему спектру микрокомпонентов.

Они в целом характеризуются высокими содержаниями как крупноионных редких элементов (Rb — 0.66–186 г/т; Ba — 15.6–576.6 г/т; Th — 3.4–8.3 г/т; U — 1.3–3.0 г/т), так и ВЗЭ (Zr — 50.5–885 г/т; Hf — 1.95–23.4 г/т; Nb — 7.6–21.2 г/т; Ta — 0.61–2.8 г/т) и иттриевых РЗЭ. Вместе с этим для гранитоидов выделенных типов наблюдается закономерный существенный рост в содержаниях Th и U, Zr и Hf, Nb и Ta, Y и иттриевых РЗЭ, при снижении в содержаниях Sr, от менее щелочных типов гранитоидов к более щелочным. По содержанию микроэлементов щелочные гранитоиды чекинского типа характеризуются наиболее высокими в магнитогорской серии концентрациями как КИЛЭ (Rb — 36.1–84.3 г/т; Ba — 208–1012 г/т; Th — 3.4–17.8 г/т; U — 1–4.6 г/т), так и особенно ВЗЭ (Nb — 9.9–41.1 г/т; Ta — 0.7–2.8 г/т; Zr — 130–885 г/т; Hf — 5.4–23.4 г/т; Y — 25.9–168.2 г/т). По-видимому, с учетом геохимических и других особенностей гранитоиды Магнитогорской интрузивной серии, как и кислые вулканиты Магнитогорско-Богдановского грабена, могут быть отнесены к одной из наиболее вероятных на Урале плюм-зависимых гранит-риолитовых ассоциаций пород [Ernst, 2014; Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018].

Завершают интрузивный габбро-гранитный магматизм этого грабена и в целом магматизм ЦМП и ВМП дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиритов с изотопными датировками некоторых из них 330–310 млн лет [Салихов и др., 2014]. Эти дайки и малые интрузии сопровождаются золото-кварцевым оруденением. Изучение петрохимических и геохимических особенностей этих поздних дайковых образований (риолит-порфировая, долерит-лампрофировая ассоциации и др.) показало, что независимо от их возрастной последовательности, все они несут в себе и плюмовые характеристики.

Так, геохимической особенностью дайковых пород долерит-лампрофировой ассоциации являются умеренно повышенные содержания КИЛЭ: Ba — 125–223 г/т, Sr — 228–340 г/т, Rb — 13.4–44.9 г/т. ВЗЭ (Nb — 4.9–6.5 г/т, Ta — 0.3–0.5 г/т, Zr — 87–120 г/т, Hf — 2.1–8 г/т, Y — 15.6–19.7 г/т) имеют здесь сравнительно невысокие содержания. Nb/Y — 0.24, Zr/Y — 5.1–6.1 (см. рис. 5) отношения в дайках несут островодужные черты состава.

Риолит-порфировая ассоциация даек неоднородна по составу. Часть пород (родниковый комплекс, часть пород петропавловского комплекса) характеризуется более высокими концентрациями ВЗЭ (Nb — 16.11–29.71 г/т; Y — 17.4–58 г/т; Yb — 3.4–9.0 г/т; Zr — 188.9–628.1 г/т; Th — 8.1–13.1 г/т; U — 3.3–4.7 г/т), тогда как другая часть (спасский комплекс и частично петропавловский дайковый комплекс) отличается уже повышенными содержаниями КИЛЭ: Ba — 713–719 г/т; Cs — 3.1–3.7 г/т; Sr — 597–618 г/т и более глубоким минимумом: Nb — 5.8–6.0 г/т; Ta — 0.3–0.5 г/т. Первая группа близка кислым вулканитам Магнитогорско-Богдановского грабена, а также субщелочным гранитам магнитогорской серии (разборненский, мосовский типы и др.). По отношениям Nb/Y и Zr/Y дайки родникового и петропавловского комплексов, как и дайки более позднего по времени появления сиенит-диорит-порфирового балбукского комплекса, в целом близки к дифференцированным гранитным породам, имеющим генетическую связь с мантийным плюм-зависимым магматическим источником.

КИЛЭ (Rb — 5.4–109.4 г/т; Ba — 104–307 г/т; Th — 1.8–4.8 г/т; U — 0.31–1.39 г/т), как и ВЗЭ (Nb — 3.7–10.1 г/т; Ta — 0.39–0.64 г/т; Zr — 119–277 г/т; Hf — 3.2–7.2 г/т; Y — 28.2–39.6 г/т), в железнодорожненском комплексе даек также присутствуют в относительно умеренных и повышенных количествах. В дайках железнодорожненского комплекса отношения Nb/Y и Zr/Y имеют в целом минимальные значения (соответственно 0.22 и 5.7). Это свидетельствует о том, что по составу породы этого комплекса отвечают субдукционному магматическому источнику субщелочного трахибазальтового (сиенито-диоритового) состава.

Балбукский сиенит-диорит-гранит-порфировый комплекс распространен на севере ВМП в виде штокообразных тел, лакколитов и даек среди слоистых и вулканогенных образований, а также серпентинитов докаменноугольного и каменноугольного времени формирования.

Размещение интрузий и даек балбукского комплекса и связанного с ним золотого оруденения здесь контролируют зоны локального растяжения на фоне общего регионального сжатия. Формирование балбукского комплекса связано с этапом коллизионного сдвигового скольжения блоков новообразованной коры в режиме левосторонней транспрессии [Знаменский, 2009]. Этот режим на Южном Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. При этом становление малых интрузий и даек балбукского комплекса происходило после прекращения активного субширотного стресса, в период релаксации, характеризовавшейся сохранением горизонтальной

составляющей взбросо-сдвиговых смещений по тектоническим зонам.

Условия преобладающего латерального растяжения способствовали реализации внедрения из глубинных очагов на нижнекоровый уровень плюм-зависимых сиенит-диоритовых расплавов, обогащенных не только ВЗЭ (Nb — 7.2–17.4 г/т; Ta — 0.46–1.44 г/т; Zr — 31–121.8 г/т; Hf — 0.95–3.69 г/т), но также серой и хлором. Здесь в апатитах ранних диорит-порфиритов содержания Cl достигали 1.8–2.6 мас. %, а в более кремнекислых породах (сиенит-диорит-порфирах и сиенит-порфирах) содержания хлора в апатитах дискретно понижались с нарастанием количества фтора. Общее распределение Cl и F в апатитах свидетельствует, что это была единая генетическая серия пород, которая образовалась в процессе кристаллизационной дифференциации диорит-сиенитового расплава. Кроме того, наличие высоких содержаний хлора в исходном расплаве, по-видимому, подтверждает его связь с мантийно-плюмовым источником. Относительно хлора и фтора сульфатная сера в апатитах этого комплекса имеет свой особый тренд распределения. В апатитах раннего диорит-порфирита ее содержание минимально. В апатитах сиенит-диорит-порфиров содержание ее возрастает до 0.12 мас. %. В более поздних сиенит-порфирах содержание серы вновь понижается до 0.03–0.08 мас. %. Такая закономерность может означать следующее: ее распределение отражает режим кислорода, более окислительный в расплавах сиенит-диорит-порфиров, что и определяет более высокое содержание SO_3 в апатитах таких пород. Во-вторых, появление серы в породах балбукского комплекса может быть связано с флюидно-магматическим взаимодействием мантийно-плюмового расплава с вмещающими сульфидоносными островодужными породами.

Таким образом, сравнительный анализ состава пород всех ассоциаций даек Магнитогорской серии среднего карбона свидетельствует, что независимо от их относительного возраста, они обладают смешанными надсубдукционными и внутриплитными геохимическими характеристиками, но по геологическим условиям авторы относят все ассоциации даек к внутриплитному геодинамическому режиму. Диапир-плюм, контролировавший магмагенерацию базальтового, субщелочного и гранитного составов, проявился на разных гипсометрических уровнях мантийно-корового разреза, взаимодействуя с островодужными источниками.

Следующий этап рифтогенно-плюмового магматизма в Магнитогорской мегазоне датируется поздним карбоном – ранней пермью. Начинается этот позднекаменноугольный этап рифтогенно-плюмового магматизма с формирования ***калымбаевского комплекса*** лампроитов и лампрофиров с изотопным возрастом 308–305 млн лет [Прибавкин и др., 2007] и ***желтинского комплекса*** ультракалиевых габбро-порфиритов и мелкозернистых гранитов, условно датируемых C_3–P_1.

Лампроиты ***калымбаевского комплекса*** в Магнитогорской мегазоне в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас рассекают рудоносный нижнекаменноугольный магнитогорский габбро-гранитный комплекс. Дайки этого комплекса имеют распространение и в сопредельном Александринском рудном районе, и в Верхнеуральском монцодиорит-сиенитовом массиве. Наряду с Магнитогорской зоной (Куйбасовский массив) тела этого комплекса рассекают девонские карбонатные породы в Шеинском карьере вблизи г. Челябинска. К западу от г. Троицка (пос. Скалистый) дайки лампроитов и лампрофиров секут каменноугольные адамеллиты Нижне-Санарского массива. Все породы комплекса, располагаясь в разных структурных зонах Южного Урала, характеризуются близким возрастом, а также близким минеральным и химическим составом [Прибавкин, 2017].

Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей (Na_2O — 0.37–2.99%; K_2O — 0.69–5.38%) и количеству кремнезема (42.0–48.6%) отвечают субщелочным породам, а лампроиты занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами. Щелочность лампроитов — калиевая, а лампрофиров — натриевая и калий-натриевая. Лампрофиры имеют более высокую глиноземистость (al' — 0.33–0.8), чем лампроиты — 0.33–0.68, хотя те и другие низкоглиноземистые. Лампроитам свойственна также повышенная титанистость (TiO_2 — 0.89–1.11%). Общая железистость пород (FeO_t 5.85–8.15 г/т) умеренная. Это является отличительной чертой лампроитовой серии. В породах калымбаевского комплекса наблюдаются также высокие содержания редких щелочей (Li — 13.8–32.8 г/т; Rb — 20.9–111 г/т; Cs — 0.45–4.5 г/т), КИЛЭ (Ba — 253–8775 г/т; Sr — 527–1431 г/т; U — 2.2–8.0 г/т; Th — 2.4–18.7 г/т) и повышенные количества ВЗЭ (Ta — 0.32–1.2 г/т; Nb — 6.7–16.6 г/т; Hf — 2.9–6.6 г/т; Zr — 124–345 г/т; Y — 13.2–27.1 г/т) и сидерофильных элементов (Cr — 88–945 г/т; Ni — 36.7–635 г/т; Co — 22.4–55.5 г/т; V — 140–5832 г/т; Sc — 13.8–

22.8 г/т). Состав РЗЭ в породах этого комплекса дифференцирован, с существенным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. При этом La/Yb отношения для лампроитоидов и лампрофиров близки и соответственно составляют 18–33 и 13–57. В алмазоносных платформенных лампроитах, как известно, La/Yb отношение значительно выше (63–147) [Сурин, 1999].

По концентрациям скандия, ниобия и иттрия калымбаевский комплекс заметно отличается от типичных внутриплитных образований, включая и алмазоносные лампроиты Австралии, сравнительно более низкими содержаниями этих элементов. По этим показателям они близки к магматитам коллизионной области Юго-Востока Испании [Сурин, 1999]. По данным [Прибавкин, 2017], породы калымбаевского комплекса ближе соответствуют характеристикам шошонитов активных континентальных окраин и орогенным лампроитам складчатых областей, чем анорогенным лампроитам платформ. Видимо, не случайно время внедрения комплекса отвечает орогеническому развитию Урала на период «жесткой» коллизии (гиперколлизии) C_3–P [Пучков, 2010].

Вместе с тем на диаграммах Nb/Yb – Th/Yb и Zr/Y – Nb/Y (рис. 6) породы калымбаевского комплекса демонстрируют принадлежность к гетерогенному мантийно-коровому источнику. Наиболее высокая доля плюмового вещества (Nb/Y 0.73) в калымбаевском комплексе характерна для лампроитов ультраосновного состава (<44% SiO_2). Затем она последовательно снижается к лампроитам (Nb/Y 0.46) основного (44–52% SiO_2) и среднего состава (>52% SiO_2; Nb/Y 0.39), отражая рост доли корового компонента. Лампрофиры близки к лампроитам по диапазону значений Nb/Y (0.41–1.16), отличаясь от них несколько более низкими значениями Zr/Y отношения (соответственно 8.2–9.4 против 10.6–12.7).

Изотопный состав лампроитов Малого Куйбаса характеризуется величиной εNd +2.8 и εSr 24.5 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70594) [Попов и др., 2003]. Близкие значения εNd (+0.7...+3.9) получены и для других лампроитов калымбаевского комплекса [Прибавкин, 2017]. Эти изотопные данные свидетельствуют о формировании пород из источника, имеющего характеристики, сопоставимые с деплетированным мантийным (DM) резервуаром, обогащенным компонентами рециклированной океанической коры (EM2), а также веществом нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферной мантии (EM1). По этим признакам лампроиты калымбаевского комплекса подобны мафическим разностям плато Колорадо или чуйского комплекса Горного Алтая [Прибавкин и др., 2017].

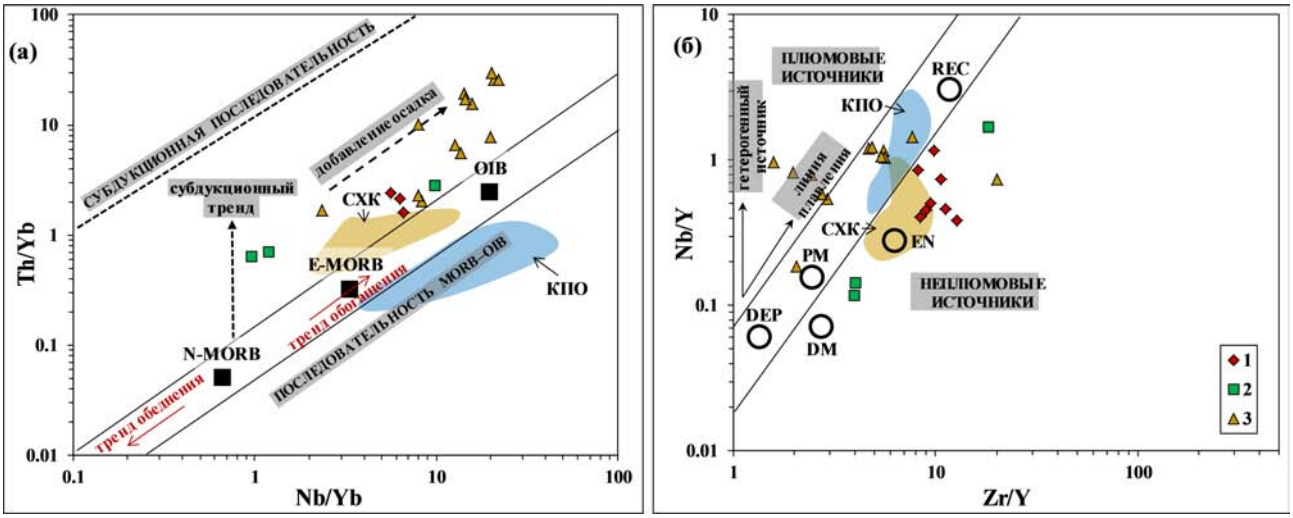


Рис. 6. Диаграммы Nb/Yb – Th/Yb (а) и Zr/Y – Nb/Y (б) для позднекаменноугольных и раннепермских магматических образований Магнитогорской зоны

Условные обозначения: 1 — калымбаевский комплекс, 2 — желтинский комплекс, 3 — гумбейский комплекс. Другие условные обозначения см. рис. 2.

Fig. 6. Diagrams Nb/Yb – Th/Yb (a) and Zr/Y – Nb/Y (б) for Late Carboniferous and Early Permian magmatic rocks of the Magnitogorsk Zone

Legend: 1 — Kalymbay Complex, 2 — Zheltinsky Complex, 3 — Gumbeyka Complex. For other legend keys see Fig. 2.

На возможную связь с процессами ассимиляции указывает состав флюида, в котором присутствовали высокие концентрации сульфатной серы. Апатит в них образует включения во вкрапленниках флогопита и широко развит в санидиновом и апостекловатом базисе. Его состав соответствует F-апатиту (с содержанием фтора 3.3–4.0%), в котором фосфор изоморфно замещается сульфатной серой и кремнием, а кальций — стронцием. Содержание серы составляет в апатитах 0.87–1.25 мас. % SO_3, при отсутствии хлора. Такие составы характерны для апатитов окраинно-континентальных мантийно-коровых и коровых магматических серий [Холоднов, Бушляков, 2002]. Кроме того, обогащенность апатита сульфатной серой, при отсутствии капель или микровключений магматических сульфидов, указывает на высокую окисленность лампроитовых расплавов Урала, так как переход серы в окисленное состояние осуществляется при летучести кислорода в магме выше значения буфера NNO+1 [Clemente et al., 2004]. Флюидные и геохимические данные свидетельствуют, что лампроиты характеризуются метками не только внутриплитных (рифтогенно-плюмовых) образований, но и метками окраинно-континентальной обстановки.

Ультракалиевая ***габбро-гранит-порфировая ассоциация даек***, на примере желтинского комплекса, условно датируется поздним карбоном и ранней пермью. Этот комплекс объединяет дайки долеритов и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью (ранняя фаза) и ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты (последующая фаза). Дайки этого комплекса рассекают все охарактеризованные выше типы гранитоидов и габброидов магнитогорской серии, включая сиенит-порфириты и гранит-порфиры железнодорожненского комплекса. Простирание даек разное, но преобладают северо-восточное и северо-западное направления. Самая крупная интрузивная залежь этого комплекса размером 800×60 м расположена на г. Железнодорожная. Северо-восточная ее часть прорывает кварцевые монцониты Мосовского массива. Одно из тел гранитоидов этого комплекса расположено в 2 км юго-западнее ст. Куйбас, а другое — в районе железорудного месторождения «Малый Куйбас». По химическому составу породы желтинского комплекса отвечают субщелочным разновидностям. При этом долериты являются калий-натриевыми и калиевыми (Na_2O — 4.0%; K_2O — 2%), а граниты ультракалиевыми (Na_2O — 4.0%; K_2O — 4.2%), с пониженным содержанием глинозема (12.9%). В породах ранней фазы отмечается высокое содержание TiO_2 (до 2.5 мас. %). Отмечается обогащенность всех пород КИЛЭ (Rb — 47.1–80.2 г/т; Sr — 47.9–367.5 г/т), а ультракалиевых гранитов — также и Ba (1026 г/т); U (1.99 г/т); Th (2.2 г/т); Nb (7.7 г/т); Ta (1.1 г/т); Zr (85.2 г/т); Hf (3.1 г/т). Отношение La/Yb в долеритах составляет 0.7, в гранитах 5.1. По соотношениям Zr/Y и Nb/Y долериты желтинского комплекса существенно отличаются от более поздних гранит-порфиров этого комплекса. Для первых Nb/Y 0.12–0.14, для гранит-порфиров 1.67, Zr/Y соответственно в первых 4.0 и во вторых 18.5. Наиболее близким аналогом по составу микроэлементов для долеритов желтинского комплекса являются сиенито-диориты и диорит-порфириты железнодорожненского комплекса. Здесь также отношения Nb/Y и Zr/Y имеют минимальные значения (соответственно 0.22 и 5.7). Пространственно дайковые образования желтинского и железнодорожненского комплексов сближены и в некоторых случаях первые из них рассекают вторые. Возможно, это свидетельствует о том, что магматические источники для этих двух разновозрастных комплексов имели близкий состав. В то же время гранит-порфиры желтинского комплекса по составу и соотношению высокозарядных редких элементов Nb, Zr, Y и других близки к гранит-порфирам балбукского и петропавловского комплексов, для которых весьма вероятна связь с исходными, обогащенными плюмовым веществом расплавами. На диаграммах рис. 6 фигуративные точки желтинского комплекса образуют тренды, характерные для островодужных образований, что связано с гетерогенностью источника расплава.

***В заключительный этап* (*290–250 млн лет*)** проявления плюмового магматизма, на фоне завершающих орогенеческих процессов в уралидах, сформировался монцонит-гранитный гумбейский комплекс. Гумбейский комплекс проявился в виде небольших штокообразных массивов и даек, среди которых наиболее крупными являются Новобуранный и Балканский массивы, вытянутые в субширотном направлении. Гумбейский комплекс двухфазный. Породы первой фазы имеют повышенную щелочность: это монцодиориты, монцониты, реже — сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты, изредка монцогаббро и шонкиниты. Породы второй фазы представлены граносиенитами и умеренно-щелочными гранитами. Возраст гумбейского комплекса 290 млн лет [Овчинников и др., 1969] получен по циркону U-Pb методом. Гумбейский комплекс рудоносен, наряду с золоторудной минерализацией он сопровождается гнез-

довыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками с молибденитом и халькопиритом.

Широкий диапазон количественных вариаций кремнезема (43–71%) и глинозема (6.9–19%) является характерной особенностью пород рассматриваемого комплекса. Общая щелочность отвечает калий-натриевому (Na_2O — 3.2–4.1%; K_2O — 2.6–4%) типу и лишь в биотит-пироксеновых пикритах (шонкинитах) — калиевому (Na_2O — 0.37–2.5%; K_2O — 3.69–3.48%). По общей щелочности в шонкинитах отсутствуют минералы фельдшпатоидов, но нормативный нефелин отмечается всегда. Магнезиальность пород имеет повышенные характеристики (MgO 18–20%). Умеренно повышенные содержания характерны также для TiO_2 (0.67–1.69%) и P_2O_5 (0.43–1.85%). В распределении микроэлементов в гумбейском комплексе отмечаются следующие закономерности. Высокими концентрациями выделяются как литофильные, так и сидерофильные микроэлементы (Rb — 22.0–114.0 г/т; Ba — 332–1558 г/т; U — 1.5–4.6 г/т; Th — 3.5–22.1 г/т; Pb — 3.8–26.6 г/т; Sr — 345–2184 г/т; V — 25.2–204.6 г/т; Cr — 42.8–337.3 г/т и Ni — 55.4–143.1 г/т). ВЗЭ (Nb — 12.2–18.8 г/т; Ta — 0.33–1.45 г/т; Zr — 31.5–108.9 г/т) также присутствуют в повышенных количествах, при этом Nb и Ta имеют широкий диапазон количественных вариаций. Согласно этим данным состав первичной пикрит-шонкинитовой магмы отвечал, по-видимому, внутриплитному плюм-зависимому источнику. Это частично подтверждают Nb/Y 0.54–0.58 и Zr/Y 2.70–2.95 (см. рис. 6б) соотношения. Точки состава пород (монцогаббро и шонкинитов) гумбейского комплекса отвечают составам, характерным для других более ранних рифтогенно-плюмовых ассоциаций Магнитогорской мегазоны. Для флюидного режима гумбейского комплекса также характерна повышенная начальная активность хлора, в апатитах монцодиоритов содержание хлора составляет 0.62%. Содержание фтора в минералах сравнительно невысокое: в апатитах монцодиоритов 2.0%. Бедны фтором также амфиболы и биотиты 0.25–0.58%. Возможно, такое соотношение галогенов в его составе и определяет специализацию гумбейского комплекса на вольфрамовое и золотое оруденение.

Заключение

Таким образом, плюм-зависимый магматизм специфического межплитного типа проявился в границах Магнитогорской островной дуги в постостроводужную эпоху с некоторым временным перекрытием продуктов порфиритового островодужного вулканизма D_3–C_1t_1 и продлился вплоть до орогенического этапа (C_3–P), где он наложился на орогеническую обстановку и по своему тектоническому положению формально не может называться внутриплитным. По сути дела, описанный магматизм является результатом и иллюстрацией тесного взаимодействия двух первично независимых процессов: плюмового и плейт-тектонического [Пучков, 2016]. Максимальный объем продуктов магматизма проявился в раннем и среднем карбоне с последовательным формированием вулканогенных, интрузивных и дайковых фаций основного и кислого состава. Конформные интрузивные тела габброидов контролируются ЗМП, которая надвинута на Восточно-Европейский континент. В позднем карбоне и перми магматизм контролируется малыми интрузивами и дайками ВМП и Уйско-Новооренбургской шовной зоны. Все они принадлежат субщелочным калий-натриевым образованиям с постепенным увеличением щелочности в них вплоть до ультракалиевых пород, проявившихся в позднюю эпоху магматизма.

Продукты магматизма сформировались в результате взаимодействия различных мантийно-коровых источников. Межплитный магматизм был связан с подъемом расплавов из зон взаимодействия плюмов с подлитосферной мантией, обогащенной субдукционными компонентами, к основанию новообразованной литосферы. Для этой геодинамической обстановки характерны также субщелочные породы монцонит-граносиенит-гранитной ассоциации, формирование которых происходило при многократном проявлении корового анатексиса на фоне потока, насыщенного плюмовым флюидом.

В процессе эволюции тектоно-магматического режима в Магнитогорской палеодуге в позднем девоне сформировались две группы комплексов. Одна из них объединяет ассоциацию пород мантийной серии, более близких по геологическим условиям и/или геохимическим характеристикам к продуктам внутриплитного магматизма. Они представлены сара-тюбинским вулканогенным комплексом пикритов и меймечитов (D_3fm) восточного обрамления ВМП, утлыкташским и басаевским комплексами конформных интрузий габбро и габбро-диоритов (C_1t_2), худолазовским комплексом (328–324 млн лет) дискордантных интрузий шрисгеймитов, габбро и габбродиоритов, в т.ч. и пегматоидными разновидностями, а также

дайками долеритов (321 млн лет), получивших распространение в ВМП и, наконец, комплексом даек лампроитов и лампрофиров (302–304 млн лет) восточного обрамления Магнитогорской палеодуги. Присутствие надсубдукционных характеристик, также возможно, является следствием контаминации расплава островодужными вулканогенно-осадочными образованиями.

Другая группа комплексов образовалась в процессе подъема астеносферных диапиров (плюмов) к основанию новообразованной (аккретированной) окраинно-океанической литосферы, формируя сложную мантийно-коровую серию последовательно внедряющихся фаз основного, среднего и кислого состава. К ним относятся базальт-риолитовые комплексы, габбро-гранитные интрузивные комплексы и долерит-сиенито-диорит-гранит-порфировые дайковые комплексы Магнитогорской серии (C_1t_2–C_2 с изотопными датировками 333–310 млн лет). Наряду с внеплитными магматическими ассоциациями подлитосферного типа и сериями пород с промежуточными характеристиками, для этой геодинамической обстановки характерны также граносиенит-гранитные ассоциации, формирование которых происходило при проявлении корового анатексиса на фоне насыщенного потока плюмовых флюидов.

Здесь, так же как и в предыдущей генетической группе, присутствуют породы с геохимическими характеристиками, свойственными контаминированным образованиям. Заметим, что здесь (куйбасовский комплекс габбрового состава) известны также породы, формирование которых обязано кристаллизационной дифференциации и кумулятивным процессам. Завершают вторую группу комплексов дайки и малые интрузии субщелочных калий-натриевых с повышенным содержанием калия пород желтинского и гумбейского комплексов. Они накладываются на активно формирующуюся структуру гиперколлизионного орогена Урала и уже не могут относиться к внутриплитным.

Список литературы:

Боровиков А.А., Бульбак Т.А., Борисенко А.С., Рагозин А.Л., Палесский С.В. Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Cu–Mo(Au)-порфировых месторождений (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – С. 557–570.

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. – 2018. – № 12. – С. 1979–1996.

Геологическая карта Урала. М 1:500 000 / *Ред. И.Д. Соболев*. – М., 1979.– 24 л.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 383 с.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.

Знаменский С.Е., Светлакова А.Н., Пучков В.Н. Особенности структуры Джетыгаринско-Троицкой зоны Южного Урала по данным профиля УРСЕЙС-95 // Докл. РАН. – 2012. – Т. 447, № 3. – С. 314–317.

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.

Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. – 306 с.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. – 2013. – Т. 21, № 1. – С. 94–108.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 5. – С. 512–535.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенез. – Уфа, 1998. – 118 с.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. – 2010. – № 12. – С. 1266–1288.

Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 2-го Уральского петрогр. совещ. – Свердловск: УФАН СССР, 1969. – Т. 1. – С. 173–204.

Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Основные закономерности вариаций состава, геохимии и изотопии вулканитов линейных тектоно-магматических поднятий Бразильской котловины // Геохимия. – 2014. – № 2. – С. 124–144.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М. Базаниты г. Хухч — первые минералого-геохимические данные по K-Na (внутриплитному) щелочному магматизму Западной Камчатки // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 6. – С. 795–799.

Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия кора – мантия // Записки ВМО. – 2003. – Т. 132, № 3. – С. 16–38.

Прибавкин С.В. Лампроиты Южного Урала: проблемы номенклатуры, возраста, геодинамической интерпретации // Литосфера. – 2017. – № 1. – С. 53–67.

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. РАН. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 1–3.

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

Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. – 2016. – № 4. – С. 88–104.

Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. – 2018. – Т. 18, № 5. – С. 692–706.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Уфа, 2017. – 183 с.

Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. – 2014. – № 1. – С. 12–20.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. – Уфа: БФАН СССР, 1984. – 112 с.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. – 2014. – № 5. – С. 33–55.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Магматизм и оруденение (карбон – пермь) в эволюции аккреционно-коллизионного складчатого пояса Южного Урала // Литосфера. – 2016. – № 5. – С. 35–57.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. – 2012. – № 6. – С. 66–72.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 527–547.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Сурин Т.Н. Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (Калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия, петрогенез. – Уфа, 1999. – 127 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 392 с.

Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм и рудоносность Урала и Горного Алтая как отражение особенностей формирования и эволюции континентальной коры // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Матер. 3-ей международной научной конференции. – Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. – С. 198–200.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. – 2017. – № 2. – С. 5–27.

Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Галогены и сера в апатитах как признак специализации позднепалеозойских аккреционно-коллизионных габбро-долеритов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала на Cu-Ni и Au оруденение // Ежегодник – 2014. – Екатеринбург, 2015. – С. 214–221. – (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 162).

Clemente B., Scailet B., Pichavant M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. Journal of Petrology. – 2004. – V. 45, No. 11. – P. 2171–2196.

Ernst R. Large Igneous Provinces. – Camdridge University Press, London. – 2014. – 653 p.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. – 2008. – V. 100. – P. 14–48.

References:

Borovikov A.A., Bul'bak T.A., Borisenko A.S., Ragozin A.L., Palesskii S.V. Povedenie rudnykh elementov v okislennykh khloridnykh i karbonatno-khloridno-sul'fatnykh geterofaznykh flyuidakh Cu–Mo(Au)-porfirovykh mestorozhdenii (po eksperimental'nym dannym) [The behavior of the ore elements in oxidized chloride and carbonate-chloride-sulphate heterophase fluids of Cu-Mo(Au)-porphyry deposits (after experimental data)] // Geologiya i geofizika. 2015. V. 56. P. 557–570 (In Russian).

Clemente B., Scailet B., Pichavant M. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts. Journal of Petrology. 2004. V. 45, No. 11. P. 2171–2196.

Ernst R. Large Igneous Provinces. London: Camdridge University Press, 2014. 653 p.

Geologicheskaya karta Urala. M 1:500 000 [Geological map of Urals by scale on 1:500 000] / *I.D. Sobolev* (*ed.*). Moscow, 1979. 24 sheets. (In Russian).

Grigor'ev N.A. Raspredelenie khimicheskikh elementov v verkhnei chasti kontinental'noi kory [Distribution of chemical elements in the upper part of continental crust]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2009. 383 p. (In Russian).

Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. Galogeny v endogennom rudoobrazovanii [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2002. 392 p. (In Russian).

Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. Rifeiskii magmatizm i rudoobrazovanie, predshestvuyushchie raskrytiyu Ural'skogo paleookeana (zapadnyi sklon Yuzhnogo Urala) [Riphean magmatism and ore formation, previous to opening of Ural Paleo-Ocean (West slope of Southern Urals)] // Litosfera. 2017. No. 2. P. 5–27 (In Russian).

Kholodnov V.V., Kruk N.N., Petrov G.A., Shagalov E.S. Granitoidnyi magmatizm i rudonosnost' Urala i Gornogo Altaya kak otrazhenie osobennostei formirovaniya i evolyutsii kontinental'noi kory [Granitoid magmatism and ore bearing of the Urals and Gorny Altai as a reflection of the features of the formation and evolution of the continental crust] // Korrelyatsiya altaid i uralid: magmatizm, metamorfizm, stratigrafiya, geokhronologiya, geodinamika i metallogeniya. Mater. 3-ei mezhdunarodnoi

nauchnoi konferentsii [Correlation of altaides and uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny: Materials of 3-th International science conference]. Novosibirsk: Institut geologii i mineralogii SO RAN, 2016. P. 198–200 (In Russian).

Kholodnov V.V., Salikhov D.N., Rakhimov I.R., Shagalov E.S., Konovalova E.V. Galogeny i sera v apatitakh kak priznak spetsializatsii pozdnepaleozoiskikh akkretsionno-kollizionnykh gabbro-doleritov Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala na Cu-Ni i Au orudenenie [Halogens and Sulfur in apatites as a sign of a specialization of Late Paleozoic accretionary — collision gabbro-dolerites of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals for Cu-Ni and Au mineralization] // Ezhegodnik – 2014. Ekaterinburg, 2015. P. 214–221. (Tr. IGG UrO RAN; Is. 162). (In Russian).

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti srednedevonsko-rannekamenno-ugol'nykh vulkanitov Magnitogorskoy zony v geodinamicheskom kotekste [Petrological-geochemical features of Middle Devonian – Early Carboniferous island – arc and collisional volcanites in the Magnitogorsk Zone in geodynamic context] // Litosfera. 2006. V. 1. P. 3–21 (In Russian).

Krivolutskaya N.A. Evolyutsiya trappovogo magmatizma i Pt-Cu-Ni rudoobrazovanie v Noril'skom raione [Evoluion of flood basalt magmatism and Pt-Cu-Ni ore formation in Norilsk region]. M.: Tovarishch. nauch. izd. KMK, 2013. 313 p. (In Russian).

Martynov Yu.A., Khanchuk A.I. Kainozoiskii vulkanizm vostochnogo Sikhote-Alinya: rezul'taty i perspektivy petrologicheskikh issledovanii [Cenozoic volcanism of the eastern Sikhote-Alin, the resuls and prospects of petrological studies] // Petrologiya. 2013. V. 21, No. 1. P. 94–108 (In Russian).

Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Kimura D.I., Rybin A.V., Martynov A.Yu. Geokhimiya i petrogenezis chetvertichnykh vulkanov Kuril'skoi ostrovnoi dugi [Geochemisry and petrogenesis of quaternary volcanoes of the Kurily island arc] // Petrologiya. 2010. V. 18, No. 5. P. 512–535 (In Russian).

Moseichuk V.M., Surin T.N. Famen-turneiskaya bazal't-pikritovaya (sara-tyubinskaya) tolshcha Vostochno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala: geologiya, geokhimiya, mineralogiya i petrogenez [Famen-Tournaisian basalt-picrite (sara-tiubinskaya) unit of the Vostochno-Magnitogorsk zone of the Southern Urals: geology, geochemistry, mineralogy and petrogenesis]. Ufa, 1998. 118 p. (In Russian).

Naumov V.B., Kovalenko V.I., Dorofeeva V.A., Girnis A.V., Yarmolyuk V.V. Srednii sostav magmaticheskikh rasplavov glavnykh geodinamicheskikh obstanovok po dannym izuchenii rasplavnykh vklyuchenii v mineralakh i zakalochnykh stekol porod [An average composition of magmatic melts of the main geodynamic situations after data of study of melt inclusions in minerals and chill glasses of rocks] // Geokhimiya. 2010. No. 12. P. 1266–1288 (In Russian).

Ovchinnikov L.N., Stepanov A.I., Krasnobaev A.A., Dunaev V.A. Obzor dannykh po absolyutnomu vozrastu geologicheskikh obrazovanii Urala [The overview of data on the isotopic age of geological complexes of the Urals] // Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala: tr. 2-go Ural'skogo petrograf. soveshch. [Magmatism, Metamorphism, Metallogeny of the Urals: Proceedings of the 2nd Ural Petrographic Conference]. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 1969. V. 1. P. 173–204 (In Russian).

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Peive A.A., Skolotnev S.G. Osnovnye zakonomernosti variatsii sostava, geokhimii i izotopii vulkanitov lineinykh tektono-magmaticheskikh podnyatii Brazil'skoi kotloviny [The main regularities of composition, geochemistry and isotope variations of volcanics of linear tectono-magmatic uplifts of the Brasilian depression] // Geokhimiya. 2014. No. 2. P. 124–144 (In Russian).

Perepelov A.B., Puzankov M.Yu., Ivanov A.V., Filosofova T.M. Bazanity g. Khukhch — pervye mineralogo-geokhimicheskie dannye po K-Na (vnutriplitnomu) shchelochnomu magmatizmu Zapadnoi Kamchatki [Bazanites of Khukhch mountain — the first mineralogo-geochemical data on the K-Na (intraplate) alkaline magmatism of the Western Kamchatka] // Dokl. RAN. 2006. V. 408, No. 6. P. 795–799 (In Russian).

Popov V.S., Tevelev Al.V., Belyatskii B.V., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Zhuravlev D.Z., Osipova T.A. Izotopnyi sostav Nd i Sr v granitakh Urala kak pokazatel' vzaimodeistviya kora – mantiya [Isotopic composition of Nd and Sr in granites of the Urals as an indicatior of a crust-mantle interaction] // Zapiski VMO. 2003. V. 132, No. 3. P. 16–38 (In Russian).

Pribavkin S.V. Lamproity Yuzhnogo Urala: problemy nomenklatury, vozrasta, geodinamicheskoi interpretatsii [Lamproites of the Southern Urals: problems of nomenclature, age geodynamic interpretation] // Litosfera. 2017. No. 1. P. 53–67 (In Russian).

Pribavkin S.V., Ronkin Yu.L., Travin A.V., Ponomarchuk V.A. Novye dannye o vozraste lamproit-lamprofirovogo magmatizma Urala [New data on the age of lamproite-lamprophyre magmatism of the Urals] // Dokl. RAN. 2007. V. 412, No. 5. P. 1–3 (In Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual topics of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 2010, 280 p. (In Russian)

Puchkov V.N. Vzaimosvyaz' plitotektonicheskikh i plumovykh processov [Interconnection of plate-nectonic and plume-tectonic processes] // Geotektonika. 2016. No. 4. P. 88–104 (In Russian).

Puchkov V.N. Plyum-zavisimyi granit-riolitovyi magmatizm [Plume-depending granite-rhyolite magmatism] // Litosfera. 2018. V. 18, No. 5. P. 692–706 (In Russian).

Rakhimov I.R. Geologiya, petrologiya i rudonosnost' pozdnedevonsko-karbonovogo intruzivnogo magmatizma Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Geology, Petrology and ore potential of her West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals]: Dis. ... kand. geol.-min. nauk. Ufa, 2017. 183 p. (In Russian).

Rakhimov I.R., Salikhov D.N. Kollizionnyi magmatizm Zapadno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala [Collisional magmatism of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals] // Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan. 2014. No. 1. P. 12–20 (In Russian).

Safonova I.Yu. Geohimicheskaya evolyuciya vnutriplitnogo okeanicheskogo magmatizma Paleoaziatskogo okeana ot pozdnego proterozoya do rannego kembriya [Geochemical evolution of intraplate magmatism in the Paleo-Asian Ocean

from the Late Neoproterozoic to the Early Cambrian] // Petrology. 2008. V. 16, No. 5. P. 492–511 (In Russian).

Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. Magmatizm i orudenenie zony rannei konsolidatsii Magnitogorskoi evgeosinklinali [Magmatizm and ore mineralization in the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline]. Ufa: BFAN SSSR, 1984. 112 p. (In Russian).

Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Osipova T.A., Rakhimov I.R. Magmatizm i orudenenie (karbon – perm') v evolyutsii akkretsionno-kollizionnogo skladchatogo poyasa Yuzhnogo Urala [Magmatizm and ore mineralization (Carboniferous – Permian) in the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline] // Litosfera. 2016. No. 5. P. 35–57 (In Russian).

Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. Kamennougol'nyi vulkano-intruzivnyi magmatizm Magnitogorsko-Bogdanovskogo grabena v svete novykh geologo-geokhimicheskikh dannykh [The Carboniferous volcano-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben in the light of new geologo-geochemical data] // Litosfera. 2014. No. 5. P. 33–55 (In Russian).

Salikhov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N., Ernst R., Sederlund U., Kamo S., Rakhimov I.R., Kholodnov V.V. Nikelenosnyi intruzivnyi kompleks na Yuzhnom Urale [Ni-bearing intrusive complex in the Southern Urals] // Litosfera. 2012. No. 6. P. 66–72 (In Russian).

Seravkin I.B., Znamenskii S.E., Kosarev A.M. Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya [Fault tectonics and ore potential of the Bashkirian Transuralia]. Ufa: Poligrafkombinat, 2001. 318 p. (In Russian).

Surin T.N. Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (Kalymbaevskii kompleks) Vostochno-Magnitogorskoi zony Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya, petrogenez [Triassic lamproitoid and lamprophyre (Kalymbayevsky complex) of the East-Magnitogorsk zone of the Southern Urals: mineralogy, geochemistry, petrogenesis]. Ufa, 1999. 127 p. (In Russian).

Volynets A.O., Pevzner M.M., Tolstykh M.L., Babansky A.D. Volcanism of the southern part of the Sredinny Range of Kamchatka in the Neogene-Quaternary // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59, No. 12. P. 1533–1732.

Znamenskii S.E. Strukturnye usloviya formirovaniya kollizionnykh mestorozhdenii zolota vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Structural condiions of formation of collisional gold deposits of the eastern slope of the Southern Urals]. Ufa: Gilem, 2009. 348 p. (In Russian).

Znamenskii S.E., Svetlakova A.N., Puchkov V.N. Osobennosti struktury Dzhetygarinsko-Troitskoi zony Yuzhnogo Urala po dannym profilya URSEIS-95 [The features of the structure of the Dzhetygarinsko-Troitsk zone of the Southern Urals after data of URSEIS-95 profile] // Dokl. RAN. 2012. V. 447, No. 3. P. 314–317 (In Russian).

Сведения об авторах:

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

Холоднов Владимир Васильевич, доктор геол.-мин. наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Пучков Виктор Николаевич, член-корреспондент РАН, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург. E-mail: puchkv@ufaras.ru

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rigel92@ufaras.ru

About the autors:

Salikhov Delir Nurzadaevich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: magm@ufaras.ru

Kholodnov Vladimir Vasil'yevich, doctor of geological and mineralogical sciences, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS (IGG UB RAS), Ekaterindurg. E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Puchkov Viktor Nikolaevich, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS (IGG UB RAS), Ekaterindurg. E-mail: puchkv@ufaras.ru

Rakhimov Ildar Rashitovich, Candidate of Geology and mineralogy of Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: rigel92@ufaras.ru

УДК 551.24 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-2

ПОЗИТИВНАЯ ЦВЕТОЧНАЯ СТРУКТУРА ЯЛЬЧИГУЛОВСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2019 г. С. Е. Знаменский

Реферат. Охарактеризованы строение и кинематика Яльчигуловского разлома, относящегося к продольным разрывным нарушениям второго порядка зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. Приведены результаты структурно-парагенетического и тектонофизического анализа малых структурных форм (дуплексов, трещин, складок волочения), развитых в зоне Яльчигуловского разлома. Основой структурных построений послужили данные детального картирования поверхности зоны разлома. Установлено, что Яльчигуловский разлом представляет собой транспрессивный правый сдвиг, имеющий на широте озера Карагайкуль позитивную цветочную структуру. Осевую часть цветочной структуры образуют субвертикальные правые взбросо-сдвиги. На флангах развиты пакеты тектонических пластин, которые ограничены правыми сдвиго-надвигами, полого падающими к центру разломной зоны. По результатам тектонофизических реконструкций выявлены две фазы правосторонних движений по Яльчигуловскому разлому, происходивших в условиях близгоризонтального сжатия северо-восток–юго-западного направления. Показано, что транспрессивный правый сдвиг сформировался в позднем палеозое на коллизионной стадии развития зоны Главного Уральского разлома.

Ключевые слова: зона Главного Уральского разлома, транспрессивный сдвиг, позитивная цветочная структура, дуплекс, складки волочения, тектоническая пластина

THE POSITIVE FLOWER STRUCTURE OF THE YALCHIGULOVSKY FAULT IN THE SOUTHERN URALS

S. E. Znamensky

Abstract. The structure and kinematics of the Yalchigulovsky fault, which relates to the longitudinal faults of the second order of the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals, are characterized. The results of the structural-paragenetic and tectonophysical analysis of small structural forms (duplexes, fractures, drag folds) developed in the Yalchigulovsky fault zone are given. The structural constructions are based on the data of detailed mapping of the surface of the fault zone. It was established that the Yalchigulovsky fault is a transpressive right strike-slip fault, which has a positive flower structure at the latitude of Karagaykul Lake. The axial part of the flower structure is formed by subvertical reverse faults with dextral strike-slip component. On the flanks, packages of tectonic plates are developed, which are bounded by thrusts with dextral strike-slip component and a gentle dip toward the center of the fault zone. According to the results of tectonophysical reconstructions, two phases of right-sided movements along the Yalchigulovsky fault were identified, which occurred under conditions of near-horizontal compression of the north-east–south-west direction. It is shown that a transressive right strike-slip fault was formed in the Late Paleozoic at the collisional stage of development of the zone of the Main Ural Fault.

Keywords: the Main Uralian fault, transpressive strike-slip fault, positive flower structure, duplex, drag folds, tectonic plate

Введение

Термин «положительная цветочная структура» был предложен Р.Е. Вилкоксом с соавторами [Wilcox et al., 1973] для обозначения структур сдвиговых зон, состоящих из дивергентных разломов со взбросовой (надвиговой) компонентой смещения, имеющих субвертикальное залегание на глубине и выполаживающихся кверху (рис. 1). Позитивные цветочные структуры возникают в сдвиговых зонах под действием транспрессивных деформаций

Для цитирования: Знаменский С.Е. Позитивная цветочная структура Яльчигуловского разлома на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 24–31. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-2.

For citation: Znamensky S.E. The positive flower structure of the Yalchigulovsky fault in the Southern Urals // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 24–31. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-2.

(деформаций сдвига со сжатием) [Harland, 1971]. Строение сдвиговых зон в такой тектонофизической обстановке определяется сочетанием напряжений, действующих вдоль сдвига, с напряжениями сжатия, ориентированными ортогонально к его простиранию. Транспрессивные деформации часто приводят к появлению в центральной части разломной зоны валообразного поднятия и кулисно расположенных антиклинальных складок (см. рис. 1).

Положительные цветочные структуры диагностированы во многих орогенных зонах Земли [Sylvester, 1988]. На Южном Урале такую структуру имеет глубинный транспрессивный сдвиг, образованный разломами Джетыгаринско-Троицкого поднятия [Znamenskii et al., 2013]. В целом транспрессивная тектоника и связанные с ней структуры изучены на Урале весьма слабо.

В настоящей статье приведены новые данные по строению и кинематике Ялчигуловского разлома, расположенного в сутурной зоне Главного Уральского разлома на северном замыкании Магнитогорской мегазоны. Ялчигуловский разлом, имеющий длину более 80 км, был выявлен геологами ОАО «Башкиргеология» при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000. Разлом относится к продольным разрывным нарушениям второго порядка сутурной зоны, разделяющим ее на серию тектонических пластин. Кинематика этих разрывных нарушений дискуссионна. Опубликованы представления о принадлежности их к надвигам [Казанцев и др., 1992], позднепалеозойским сдвигам [Савельев и др., 1998], коллизионным взбросо-надвигам, испытавшим реактивированные сдвиговые движения [Znamensky, 2008]. Нами были выполнены структурные исследования Ялчигуловского разлома на широте озера Карагайкуль (рис. 2), которые показали, что по крайней мере в изученном интервале он представляет собой транспрессивный сдвиг с позитивной цветочной структурой.

Методы исследований

Главным методом исследований был структурно-парагенетический анализ тектонических нарушений, включавший изучение морфогенетических особенностей складок и разрывов, исследование кинематики разрывных нарушений с помощью малых структурных форм (складок волочения, дуплексов, оперяющих трещин), тектонофизические реконструкции и собственно парагенетический анализ структур [Sylvester, 1988; Kano et al., 1991; Cowan, Brandon, 1994; McClay, 1995]. Основой структурных построений послужили данные детального картирования поверхности разломной зоны. Кроме того, были обобщены материалы буровых работ, выполненных Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология».

Результаты исследований и основные выводы

По результатам детального картирования установлено, что зона Ялчигуловского разлома на широте озера Карагайкуль состоит из серии разрывных нарушений, образующих в разрезе расходящийся кверху веер (рис. 3). В осевой части разломной зоны располагаются субвертикальные разрывы, которые концентрируются вдоль контактов дайкообразного тела роговообманковых габбро и габбро-диоритов (D_1). Фланги зоны образуют пакеты тектонических пластин, полого падающие

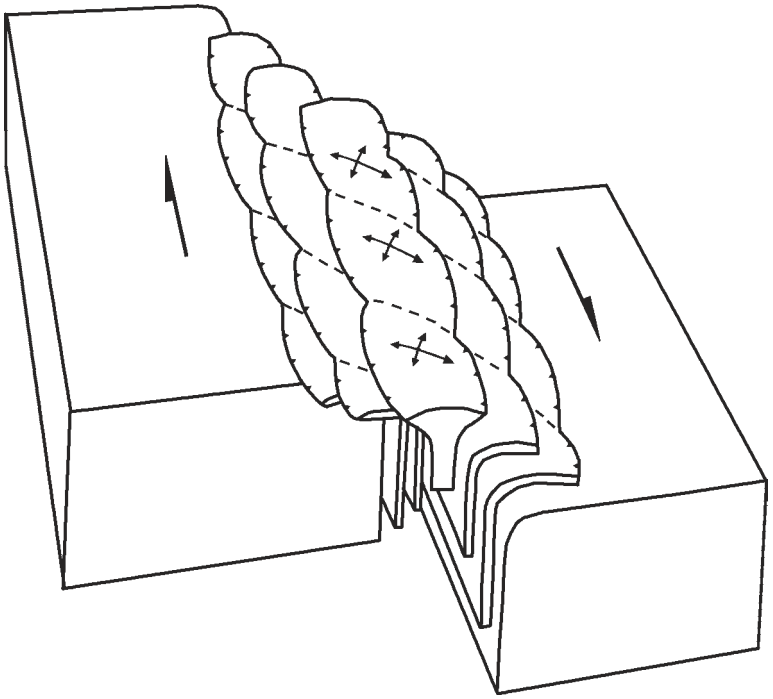


Рис. 1. Транспрессивный сдвиг с позитивной цветочной структурой по [Lowell, 1972]

Fig. 1. The transressive strike-slip fault with a positive flower structure by [Lowell, 1972]

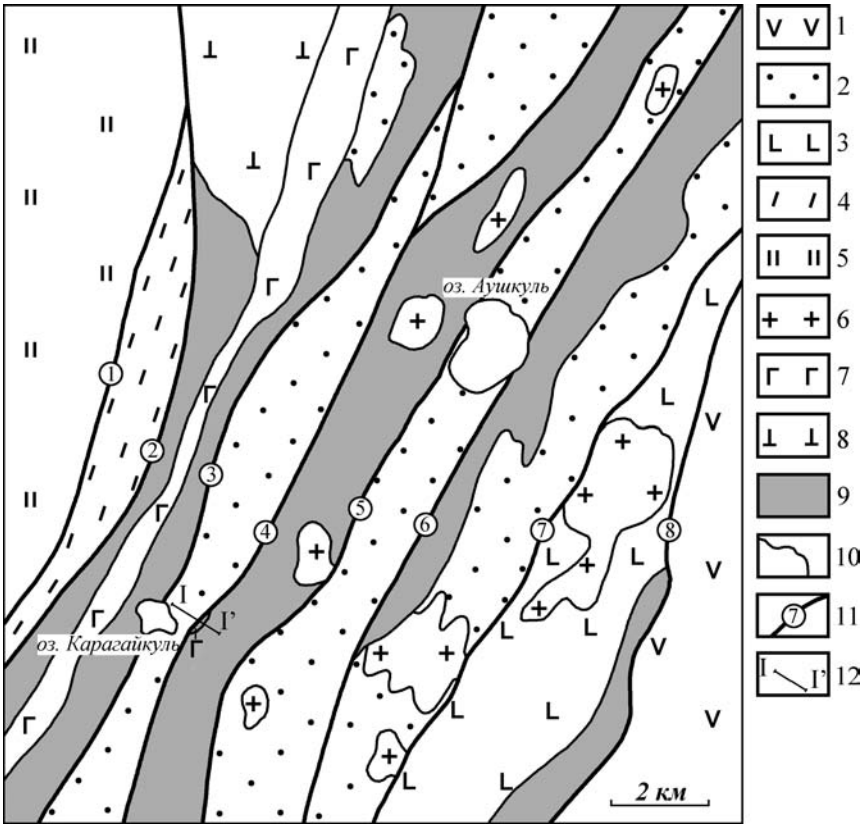


Рис. 2. Строение зоны Главного Уральского разлома на северном окончании Магнитогорской мегазоны (по данным И.С. Анисимова, с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — вулканиты ирендыкской свиты (D_2ef_1); 2 — осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы (D_1–C_1); 3 — диабазы поляковской свиты (O_2); 4 — метаморфические сланцы (O?); 5 — докембрийские метаморфические комплексы Башкирского мегантиклинория; 6 — интрузии Балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса (Pz_3); 7 — габбро, габбро-диориты и диориты (D_1); 8 — лерцолитовые массивы; 9 — серпентиниты; 10 — геологические границы; 11 — разломы второго порядка: 1 — Уралтауский, 2 — Сиратурский, 3 — Алакульский, 4 — Ялычигуловский, 5 — Убалинский, 6 — Малокумачинский, 7 — Краснохтинский; 12 — линия разреза I–I'.

Fig. 2. The structure of the zone of the Main Ural Fault on the northern end of the Magnitogorsk megazone (according to I.S. Anisimov, with simplifications)

Legend: 1 — volcanic rocks of the Irendyk Formation (D_2ef_1); 2 — sedimentary, volcanic-sedimentary and volcanogenic complexes (D_1–C_1); 3 — diabases of the Polyakovka Formation (O_2); 4 — metamorphic shists (O?); 5 — Precambrian metamorphic complexes of the Bashkir megaanticlinorium; 6 — intrusions of the Balbuk syenite-granite-porphyry complex (Pz_3); 7 — gabbro, gabbro-diorite and diorite (D_1); 8 — lherzolite massifs; 9 — serpentinites; 10 — geological boundaries; 11 — second-order faults: 1 — Uraltausky, 2 — Siratursky, 3 — Alakulsky, 4 — Yalchigulovsky, 5 — Ubalinsky, 6 — Malokumachinsky, 7 — Krasnokhtinsky; 12 — section I–I'.

к ее центру. На западном фланге разломной зоны в основании пакета пластин залегает автохтон базальтов и их брекчий, близких по химическому составу к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2). Тектонические пластины сложены (снизу вверх): 1) кремнистыми сланцами мукасовского горизонта (D_3), местами перекрытыми нижнекаменноугольными известняками, 2) серпентинитами, 3) базальтами и их брекчиями, возможно, относящимися к баймак-бурибаевской свите, 4) кремнистообломочными породами и массивными кремнями, 5) пироксенитами, 6) серпентинитокластическими брекчиями. На некоторых участках пакет пластин нарушен разрывами крутого восточного падения, вмещающими дайки мелкозернистых габбро неизвестного возраста. На восточном фланге наиболее низкое гипсометрическое положение занимает параавтохтон серпентинитов, выше которого залегают тектонические пластины с дуплексной структурой, сложенные массивными серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями, содержащими линзы обломочных диоритов и габбро-диоритов, кремнистообломочными породами с конодонтами O_2 (устное сообщение

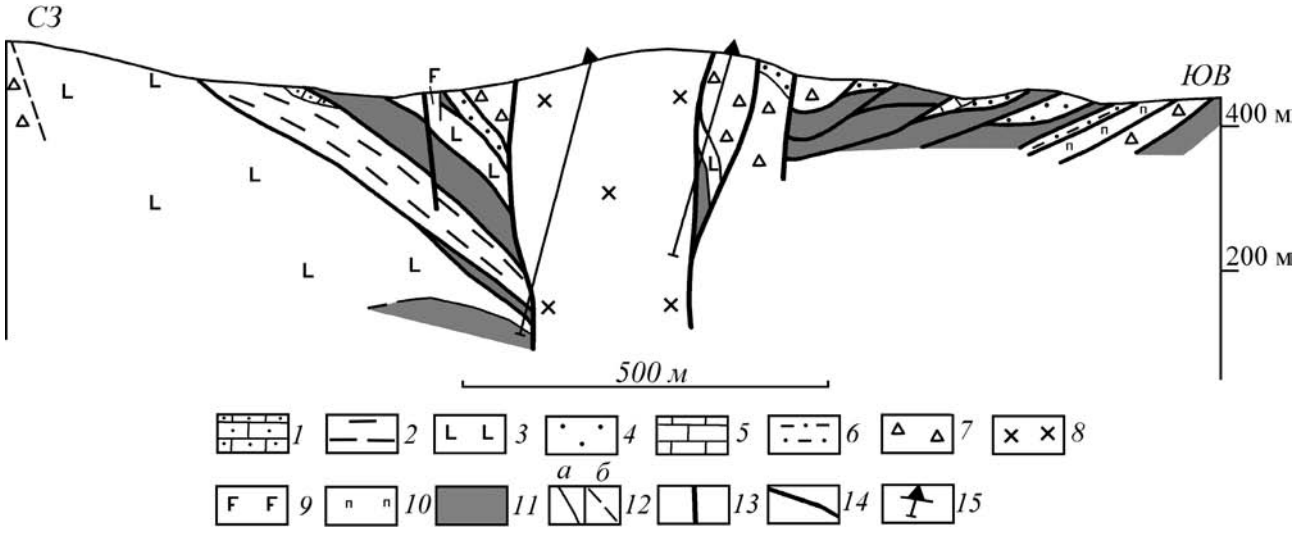


Рис. 3. Разрез Ялчигуловского разлома по линии I–I'

Условные обозначения: 1 — известняки (C_1); 2 — кремнистые сланцы мукасовского горизонта (D_3); 3 — вулканиты предположительно баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2); 4 — кремнистообломочные породы и массивные кремнистые сланцы (D_1?); 5 — известняки (D_1); 6 — кремнистообломочные породы (O_2); 7 — серпентинитокластические брекчии с линзами обломочных габбро-диоритов и диоритов; 8 — роговообманковые габбро и габбро-диориты; 9 — мелкозернистые габбро; 10 — пироксениты; 11 — серпентиниты; 12 — геологические границы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); 13 — взбросо-сдвиги; 14 — надвиго-сдвиги и сдвиго-надвиги; 15 — скважины.

Fig. 3. Section of the Yalchigulovsky fault along the line I–I'

Legend: 1 — limestones (C_1); 2 — chert shales of the Mukasov horizont (D_3); 3 — volcanics of the presumably Baymak-Buribaevskaya Formation (D_1e_2); 4 — siliceous-fragmental rocks and massive chert shales (D_1?); 5 — limestone (D_1); 6 — siliceous-fragmental rocks (O_2); 7 — breccias of serpentinites with lenses of detrital gabbro-diorites and diorites; 8 — hornblendite gabbros and gabbro-diorites; 9 — fine-grained gabbros; 10 — pyroxenites; 11 — serpentinites; 12 — geological boundaries established (*a*) and supposed (*б*); 13 — reverse faults with strike-slip component; 14 — thrusts with strike-slip component; 15 — boreholes.

О.В. Артюшковой), кремнистообломочными породами и массивными кремнями предположительно раннедевонского возраста. В пластинах нередко наблюдаются ненарушенные фрагменты разреза, представленные массивными серпентинитами, сменяющимися вверх по разрезу брекчиями серпентинитов с линзами обломочных габбро-диоритов и диоритов. Горизонты серпентинитокластических брекчий в таких фрагментах перекрыты кремнистообломочными породами, иногда в ассоциации с фаунистически датированными нижнедевонскими известняками. Завершают разрез слоистые кремнистые сланцы.

С целью выяснения кинематики и тектонофизических условий образования крутопадающих разрывов, развитых в осевой части веерообразной структуры, нами произведены массовые замеры трещин в роговообманковых габбро и габбро-диоритах, слагающих западное крыло одного из этих нарушений. Разрыв, проходящий вдоль контакта интрузивного тела с серпентинитокластическими брекчиями, имеет в точке замеров следующие элементы залегания: аз. пд. 110°∠80° (рис. 4). Установлены две генерации трещин. Ранняя из них представлена сколами, группирующимися на круговой диаграмме в 4 статистических максимума: 1) аз. пд. 106°∠80°, 2) аз. пд. 130°∠80°, 3) аз. пд. 46°∠74° и 4) аз. пд. 14°∠80° (см. диаграмму *а* на рис. 4). По сколам первых трех систем установлены движения с левым, а по разрывам четвертой — с правым знаком. Выявленный парагенезис трещин характерен для зон правого сдвига [Sylvester, 1988; McClay, 1995]. Сколы первой системы по положению и кинематике соответствуют L-сколам, второй — R-сколам Риделя, третьей — P-сколам, четвертой — R'-сколам Риделя. По R- и R'-сколам Риделя реконструировано сдвиговое поле палеонапряжений с близгоризонтальной северо-восток–юго-западной ориентировкой оси сжатия (σ_3) (см. диаграмму *а* на рис. 4).

Трещины второй, более поздней генерации проявлены в габброидах значительно слабее. Они представлены надвигами и взбросо-надвигами, образующими на диаграмме два статических максимума: 1) аз. пд. 240°∠50° и 2) аз. пд. 62°∠40°. По ним с помощью метода М.В. Гзовского [1975] реконструировано надвиговое поле палеонапряжений с пологим юго-западным падением оси сжатия

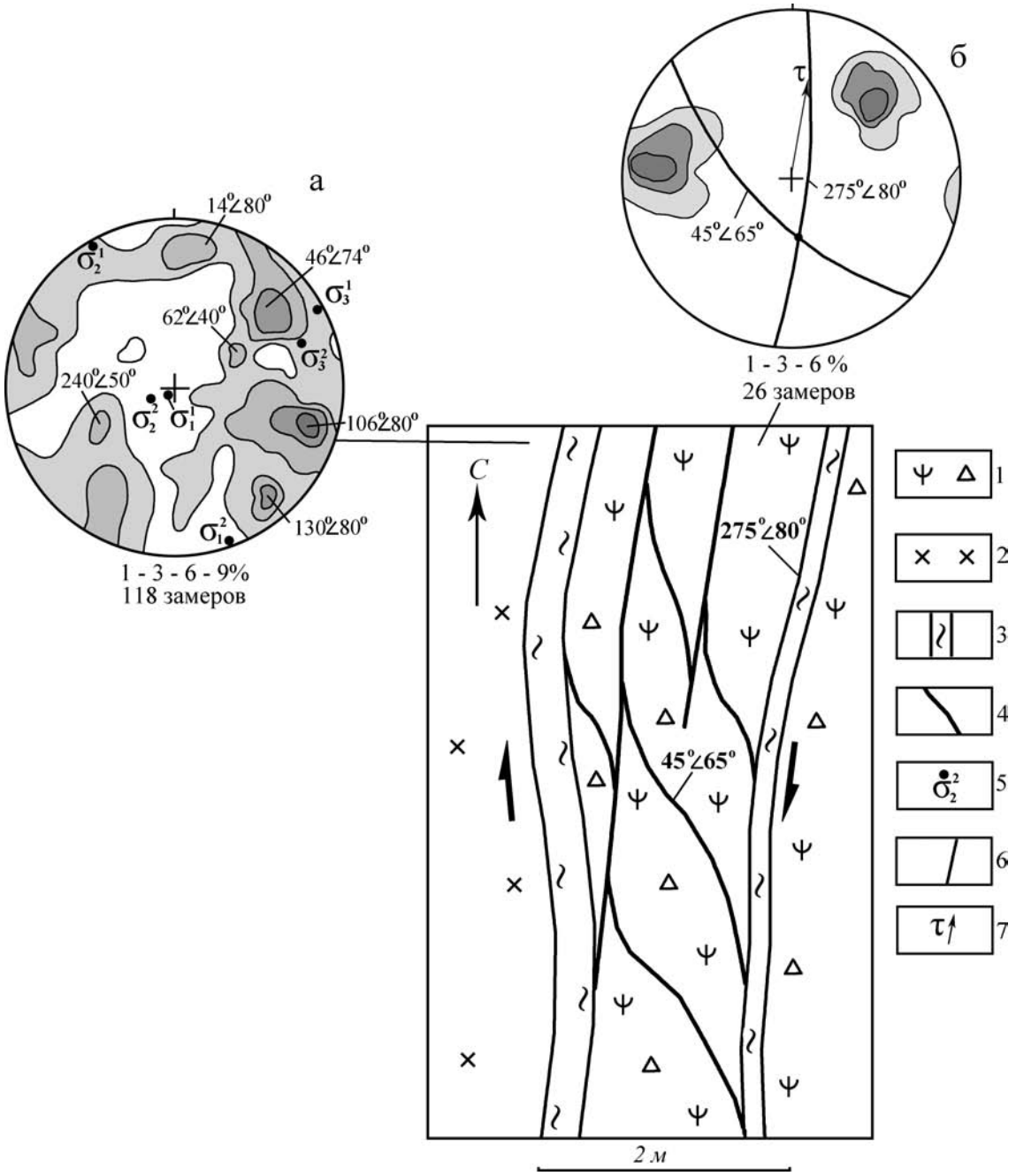


Рис. 4. Строение субвертикального разлома, расположенного в осевой части веерообразной структуры. Диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) плотностей полюсов трещин (а) и определения вектора смещения по разлому по линейности пересечения разрывов в дуплексах (б)

Условные обозначения: 1 — серпентинитокластические брекчии; 2 — роговообманковые габбро и габбро-диориты; 3 — зоны милонитизации; 4 — зеркала скольжения; 5–7 — на диаграммах: 5 — оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных, верхним индексом обозначены генерации полей палеонапряжений от ранних к поздним), 6 — плоскости разрывов, 7 — реконструированный вектор смещения висячего крыла разлома.

Fig. 4. The structure of the subvertical fault located in the axial part of the fan-shaped structure. Plots (Wulff net, upper hemisphere): density of fracture poles (a) and definition of displacement vector along the fault using the linearity of the intersections of faults in duplexes (б)

Legend: 1 — breccias of serpentinites; 2 — hornblende gabbros and gabbro-diorite; 3 — zones of mylonitization; 4 — sclickensides; 5–7 — on the plots: 5 — axes of main normal stresses (σ_1 — maximum, σ_2 — medium, σ_3 — minimum, superscript denotes generation of paleostress fields from early to late), 6 — fault planes, 7 — reconstructed displacement vectors for hanging walls of faults.

(см. диаграмму *а* на рис. 4). Восстановленное поле палеонапряжений отражает реактивированные правосторонние движения по основному разлому, происходившие в условиях транспрессии.

Внутри разломной зоны, сложенной серпентинитокластическими брекчиями, продольные (L-сколы) и диагональные северо-западные (P-сдвиги) вторичные разрывы образуют систему линзовидных в плане транспрессивных дуплексов (см. рис. 4). Анализ линейности пересечения L- и P-сколов в дуплексах [Kano et al., 1991] позволил реконструировать вектор смещения по разлому (см. диаграмму *б* на рис. 4). В кинематическом отношении изучавшийся разлом представляет собой правый взбросо-сдвиг.

Кинематика пологих разрывов, распространенных на западном фланге веерообразной структуры, изучена на примере нарушения, развитого вдоль подошвы тектонической пластины кремнистых сланцев мукасовского горизонта (D_3). Основание пластины выходит на поверхность в вертикальном обнажении, расположенном на юго-восточном берегу озера Карагайкуль пример в 300 м к югу от линии разреза. Разлом имеет здесь азимут падения ЮВ 110°–130°, угол падения 20–25°. В кремнях развиты две системы сколов и разрывов с глинкой трения со статистическими максимумами на круговой диаграмме 1) аз. пд.118°∠20° и 2) аз. пд. 240° ∠38° (диаграмму на рис. 5). Сколы и разрывы юго-восточного падения, субпараллельные основному разлому, разделяют сланцы на серию тонких пластин, внутри которых локализованы сколовые нарушения второй системы, имеющие в вертикальном разрезе S-образную форму. Такой структурный рисунок характерен для дуплексов надвигового типа. Анализ линейности пересечения разрывов в дуплексах (см. диаграмму на рис. 5) показал, что по разрывам юго-восточного падения и в целом по зоне основного разлома происходили надвиговые смещения с правосдвиговой компонентой.

По пологим разрывам, развитым на восточном фланге веерообразной структуры, установлены надвиго-сдвиговые движения в восточных румбах. В качестве примера можно рассмотреть строение

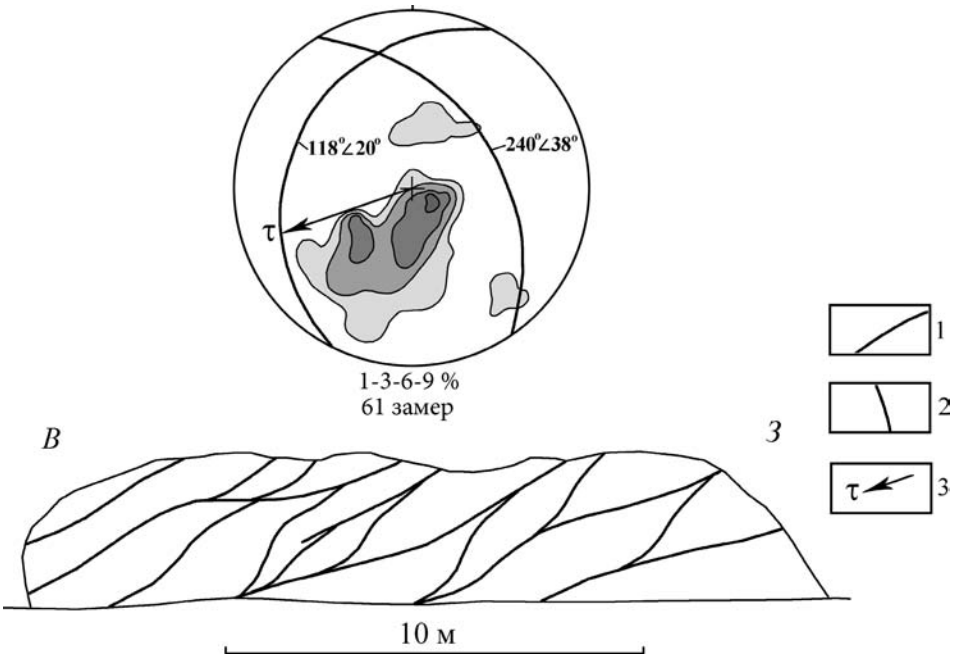


Рис. 5. Строение разлома, развитого в основании тектонической пластины мукасовских кремнистых сланцев. Диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полусфера) определения вектора смещения по разлому по линейности пересечения разрывов, образующих дуплексы

Условные обозначения: 1 — сколы и разрывы с глинкой трения; 2–3 — на диаграмме: 2 — плоскости разрывов, образующих дуплексы, 3 — реконструированный вектор смещения висячего крыла разлома.

Fig. 5. The structure of the fault developed at the base of the tectonic plate of the Mukasovo chert shales. Plots (Wulff net, upper hemisphere) is used for definition of displacement vector along the fault using the linearity of the intersections of faults in duplexes

Legend: 1 — shear fractures and faults with clay gouge; 2–3 — on the plot: 2 — the plane of faults forming duplexes, 3 — reconstructed displacement vectors for hanging walls of fault.

пластины кремней предположительно раннедевонского возраста. В современной структуре она представлена небольшим клиппом, залегающим на серпентинитах (рис. 6). Вдоль подошвы пластины развит разлом с глинкой трения, полого падающий на запад. В верхней части клиппа сохранились фрагменты параллельного ему другого разлома. Кремни между этими разломами смяты в складки волочения северо-восточной вергентности. Складки осложнены S-образными разрывами северо-западного простирания. Последние вместе с разломами западного падения разделяют кремни на дуплексы. По ориентировке складок волочения, а также на основе анализа линейности пересечения разрывов в дуплексах был реконструирован вектор смещения по основному разлому (см. диаграмму на рис. 6). Он представляет собой правый надвиго-сдвиг.

Из-за плохой обнаженности изучить морфогенетический тип разрывных нарушений, вмещающих дайки габбро в западной части цветочной структуры, автору статьи не удалось.

Как видно из приведенных выше данных, зона Яльчигуловского разлома состоит в изученном интервале из системы бивергентных разрывов. В центральной части разломной зоны располагаются субвертикальные правые взбросо-сдвиги. На флангах развиты пологие правые сдвиго-надвиги и надвиго-сдвиги, движения по которым происходили от центра зоны к ее краям. По особенностям строения и кинематики вторичных разрывов Яльчигуловский разлом соответствует транспрессивным сдвигам с позитивной цветочной структурой. Результаты анализа малых структурных форм и тектонофизических реконструкций позволяют наметить две фазы правосторонних смещений по разломной зоне, происходивших в условиях северо-восток–юго-западного направления стресса. Судя по «стратиграфии» тектонических пластин, в строении которых участвуют нижнекаменноугольные

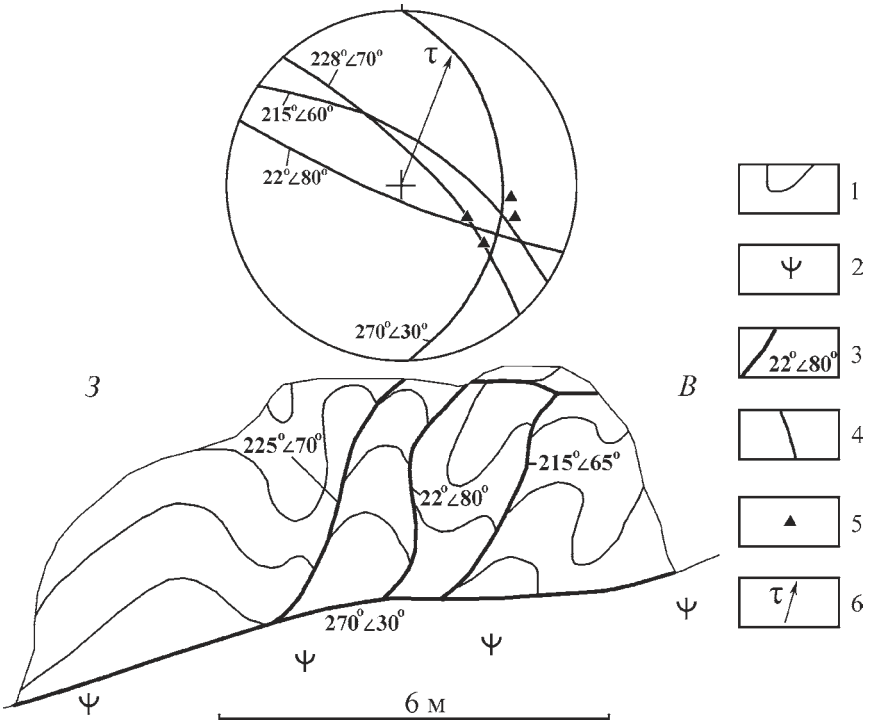


Рис. 6. Строение тектонической пластины кремнистых сланцев (D_1?). Диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полусфера) определения вектора смещения по разлому по линейности пересечения разрывов в дуплексах

Условные обозначения: 1 — кремнистые сланцы (D_1?); 2 — серпентиниты; 3 — разломы и элементы их залегания; 4–6 — на диаграмме: 4 — плоскости разрывов, образующих дуплексы, 5 — оси складок волочения, 6 — реконструированный вектор смещения висячего крыла разлома.

Fig. 6. The structure of the tectonic plate of chert shales (D_1?). Plots (Wulff net, upper hemisphere) give a definition of displacement vector along the fault using the linearity of the intersections of faults in duplexes

Legend: 1 — chert shales (D_1?); 2 — serpentinites; 3 — faults and their stretch and fall directions; 4–6 — on the plot: 4 — the planes of the faults forming duplexes, 5 — the axes of the drag folds, 6 — reconstructed displacement vectors for hanging walls of faults.

известняки, цветочная структура образовалась в позднем палеозое на коллизионной стадии развития зоны Главного Уральского разлома.

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа № 0252-2017-0011.

Список литературы:

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. – М: Наука, 1992. – 190 с.

Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л. Строение и фазы деформации северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. – 1998. – № 3. – С. 38–50.

Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // American J. of Science. – 1994. – V. 294. – P. 257–306. – doi.org/10.2475/ajs.294.3.257.

Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geological Magazin. – 1971. – V. 108. – P. 27–42. – doi.org/10.1017/s0016756800050937.

Kano K.-J., Nakaji M., Takenchi S. Asymmetrical mélange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan // Tectonopysics. – 1991. – V. 185, No. 3–4. – P. 375–388. – doi.org/10.1016/0040-1951(91)90455-2.

Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // Geologial Society of America Bulletin. – 1972. – V. 83. – P. 3091–3102. – doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3091:stobat]2.0.co;2.

McClay K. The mapping of geological structures. – London: Open University press, 1995. – 161 p.

Sylvester G. Strike-slip faults // Geological Society of America Bulletin. – 1988. – V. 100, No. 11. – P. 1666–1703.

Wilcox R.E., Harding T.R., Seely D.R. Basic wrench tectonics // Geologial Society of America Bulletin. – 1973. – V. 57. – P. 74–96. – doi.org/10.1306/819a424a-16c5-11d7-8645000102c1865d.

Znamensky S.E. The Late Paleozoic Structural Evolution of the Magnitogorsk Megazone in the Southern Urals // Doklady Earth Sciences. – 2008. – V. 420, Is. 1. – P. 547–550. – doi.org/10.1134/s1028334x08040041.

Znamenskii S.E., Svetlakova A.N., Puchkov V.N. The Structural Peculiariaties of the Dzhetygara-Troitsk Zone, Southern Urals (Based on the URSEIS-95 Profile) // Doklady Earth Sciences. – 2013. – V. 448, Is. 1. – P. 31–34. – doi.org/10.1134/s1028334x12110177.

References:

Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // American J. of Science. 1994. V. 294. P. 257–306. doi.org/10.2475/ajs.294.3.257.

Gzovskiy M.V. Osnovy tektonofiziki [Basics of tectonophysics]. M.: Nauka, 1975. 536 p. (in Russian).

Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geological Magazin. 1971. V. 108. P. 27–42. doi.org/10.1017/s0016756800050937.

Kano K.-J., Nakaji M., Takenchi S. Asimmetrical mélange fabrics as possible indicators of the convergent direction of plates: a case study from Shimanto Belt of the Akaishi Mountains, central Japan // Tectonopysics. 1991. V. 185, No. 3–4. P. 375–388. doi.org/10.1016/0040-1951(91)90455-2.

Kazantsev YU.V., Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. Strukturnaya geologiya Magnitogorskogo sinklinoriya Yuzhnogo Ural [Structural geology of the Magnitogorsk synclinorium of the Southern Urals]. M: Nauka, 1992. 190 p. (in Russian).

Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // Geologial Society of America Bulletin. 1972. V. 83. P. 3091–3102. doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3091:stobat]2.0.co;2.

McClay K. The mapping of geological structures. London: Open University press, 1995. 161 p.

Savel'yev A.A., Astrakhantsev O.V., Knipper A.L. Stroyeniye i fazy deformatsii severnogo okonchaniya Magnitogorskoy zony Urala [Structure and phases of deformation of the northern end of the Magnitogorsk zone of the Urals] // Geotektonika. 1998. No. 3. P. 38–50 (in Russian).

Sylvester G. Strike-slip faults // Geological Society of America Bulletin. 1988. V. 100, No. 11. P. 1666–1703.

Wilcox R.E., Harding T.R., Seely D.R. Basic wrench tectonics // Geological Society of America Bulletin. 1973. V. 57. P. 74–96. doi.org/10.1306/819a424a-16c5-11d7-8645000102c1865d.

Znamensky S.E. The Late Paleozoic Structural Evolution of the Magnitogorsk Megazone in the Southern Urals // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 420, Is. 1. P. 547–550. doi.org/10.1134/S1028334X08040041.

Znamenskii S.E., Svetlakova A.N., Puchkov V.N. The Structural Peculiariaties of the Dzhetygara-Troitsk Zone, Southern Urals (Based on the URSEIS-95 Profile) // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 448, Is. 1. P. 31–34. doi.org/10.1134/s1028334x12110177.

Сведения об авторе:

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

About the author:

Znamensky Sergei Evgenievich, doctor of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. Znamensky_Sergey@mail.ru

УДК 551 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-3

ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ СТРУКТУРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЯНГАНТАУСКОЙ СВИТЫ В ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЕ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

© 2019 г. В. М. Горожанин, Е. Н. Горожанина

Реферат. На территории геопарка Янгантау широко распространены битуминозные мергели и черные сланцы янгантауской свиты нижнеартинского подъяруса нижней перми. Считается, что с этими отложениями связан феномен подземного горения пород и образование горячего пара, используемого в санаторной паролечебнице. В отложениях свиты наблюдаются многочисленные подводно-оползневые структуры в виде складок, рулетов и шарообразных форм (роллов и колобков); их можно наблюдать в двух разрезах — по правому берегу р. Юрюзань в районе санатория и в выемке дороги у д. Ахуново. Наряду с характерным литологическим составом и повышенной битуминозностью пород, они могут считаться диагностическим признаком свиты. В разрезе у д. Ахуново на слои с оползневыми структурами наложены складчатые и сдвиговые деформации, что создает впечатление хаотического строения и интенсивной тектонической дислоцированности.

Ключевые слова: янгантауская свита, нижняя пермь, артинский ярус, битуминозные мергели, подводно-оползневые складки

UNDERWATER-LANDSLIDE STRUCTURES IN THE SEDIMENTS OF THE YANGANTAU FORMATION IN THE YURYUZANO-SYLVENSKAYA DEPRESSION OF THE PRE-URALIAN FOREDEEP

V. M. Gorozhanin, E. N. Gorozhanina

Absract. On the territory of the Geopark Yangantau widespread bituminous marls and black shales compose Yangantau Formation of the Lower Permian. It is believed that these deposits are related to the phenomenon of underground combustion of rocks and the formation of hot steam used in the health treatment. Numerous underwater landslide structures in the form of folds and spherical forms (rolls and slumps) are observed in the sediments of the Formation; they can be studied in two sections — on the right bank of the Yuryuzan river in the area of the sanatorium and in the excavation of the road near Akhunovo village. Along with the characteristic lithological composition and high bituminousity of the rocks, they can be considered a diagnostic feature of the Formation. In the section near Akhunovo village the landslide structures are overprinted by a secondary folding and shear deformation, which creates the impression of a chaotic structure and intense tectonic disturbance.

Keywords: created formation, lower Permian, Artinskian, bituminous marls, underwater-landslide folds

Янгантауская свита артинского яруса нижней перми — один из ключевых объектов геопарка Янгантау, так как считается, что именно с этими отложениями связан сам феномен горения пород, что и послужило в свое время основанием для организации в этом месте санаторной паролечебницы.

Вопросы генезиса тепловых явлений в районе Янгантау являются дискуссионными на протяжении многих десятилетий. Их обзор не входит

Для цитирования: Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральского прогиба // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 32–41. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-3.

For citation: Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. Underwater-landslide structures in the sediments of the Yangantau Formation in the Yuryuzano-Sylvenskaya depression of the Pre-Uralian foredeep // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 32–41. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-3.

в задачи авторов, недавно он был сделан в специальном выпуске журнала, посвященном геопарку Янгантау. В этом выпуске можно также найти последние научные представления об Янгантауском феномене [Казанцева, 2018; Пучков и др., 2018].

Цель настоящей статьи — уточнение геологического строения и тектонической структуры района на основе литологических и структурных наблюдений в отложениях янгантауской свиты. Для этого нами были изучены разрезы (рис. 1) свиты, находящиеся в различных тектонических позициях. В одном из них (разрез г. Янгантау в районе санатория) отложения находятся в спокойном моноклинальном залегании, в другом (разрез в дорожных выемках у д. Ахуново) — формируют тектонически напряженную структуру, которая трактуется некоторыми исследователями как дислокации тектонического смятия в зоне выхода аллохтонной пластины на поверхность [Казанцева, 2018].

Литологические особенности и строение отложений в разрезе горы Янгантау

Отложения янгантауской свиты в разрезе «Янгантау» хорошо обнажены в районе санатория по правому берегу реки Юрюзань у подножия горы Янгантау (рис. 2). Залегание пород в этом разрезе довольно пологое — слои падают под углом от 10° до 30°.

Отложения янгантауской свиты мощностью до 260 м относятся к бурцевскому горизонту нижнеартинского подъяруса. Они подстилаются конгломератами и песчаниками бальзякской свиты (стерлитамакский – бурцевский горизонты сакмаро-артинского уровня), а перекрываются песчаниками, глинистыми сланцами и кремнистыми известняками тандакской свиты иргинского горизонта артинского яруса, которые наблюдалась преимущественно в искусственных выработках [Пучков и др., 2003, 2012, 2018].

Рис. 1. Геологическая схема района Янгантау (по В.М. Мосейчуку и др.) и положение изученных разрезов янгантауской свиты (белые полоски)

Fig. 1. Geological sheme of the Yangantau region (after Moseychuk et al.) and position of the studied sections Yangantau Formation (white stripes)

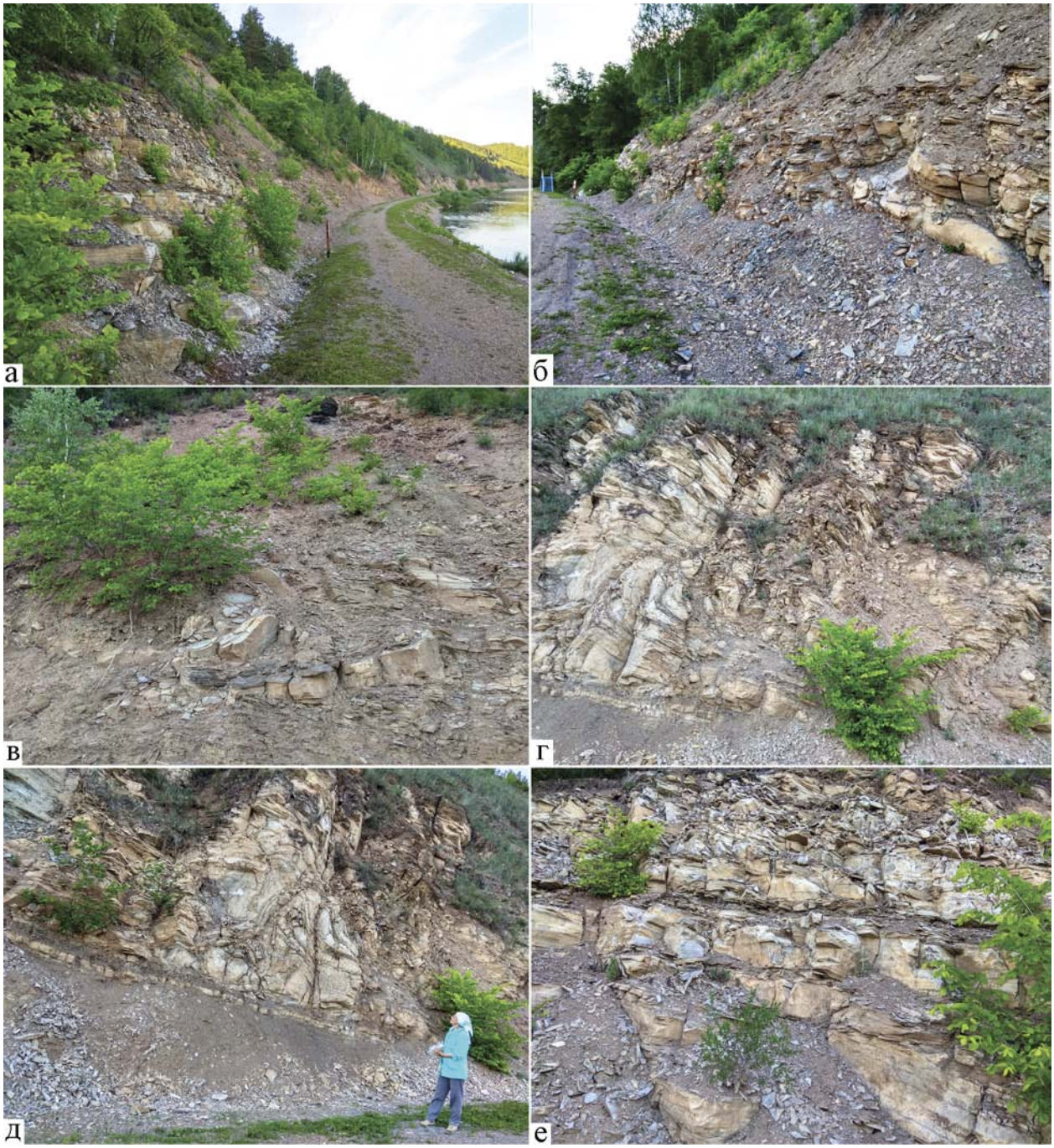


Рис. 2. Подводно-оползневые структуры в разрезе янгантауской свиты по правому берегу р. Юрюзань у санатория Янгантау

а, б — общий вид разреза, б — почти горизонтальное залегание пластов и подводно-оползневая складка (на переднем плане); в–г — срезы подводно-оползневых складок роллового типа, диаметром 3–5 м, на дальнем плане (фото в) видны участки горелых пород с сажистыми блоками — каминами; д — синседиментационная зона дисгармоничного смятия, ограниченная снизу горизонтальной слоистостью; е — слои известняково-сланцевой толщи с шаровидной отдельностью, угол падения около 10°

Fig. 2. Underwater landslide structures in the section of the Yangantau Suite on the right Bank of the river Yuryuzan at the health resort Yangantau

а, б — general view of section, б — almost horizontal bedding of the layers and underwater landslide crease (in the foreground); в–г — cuts of underwater-landslide folds of roll type, with a diameter of 3–5 m, in the background (photo в) visible areas of burned rocks with black blocks — fireplaces; д — synsedimentary area of disharmonic crumpling bounded from below by a horizontal stratification; е — layers of limestone and shale strata with spherical joints, the dip angle is about 10°

Литологический состав отложений янгантауской свиты подробно описан в литературе [Страхов, Осипов, 1935; Наливкин, 1949, 1950; Казанцева, 2013, 2014, 2018; Пучков и др., 2018]. Свита сложена горизонтально слоистыми толстоплитчатыми мергелями и глинистыми известняками, переслаивающимися с тонколистоватыми углеродистыми сланцами [Казанцева, 2014]. Карбонатные разности пород содержат многочисленные спикулы губок; в известняках и мергелях присутствует также органическое вещество, количество которого в среднем оценивается около 3–5% [Страхов, Осипов, 1935].

Местами в разрезе видны участки «горелых» пород, выделяющиеся покраснением, а также наличием блоков с сажистым черным налетом (своеобразных «каминов»), которые, по мнению В.Н. Пучкова и др. [2018], образовались в результате неполного сгорания, отгонки газов по трещинам и конденсации недогоревшего органического вещества на их стенках.

Нашими наблюдениями в разрезе янгантауской свиты по р. Юрюзань установлено, что здесь присутствует большое число подводно-оползневых складок, синхронных осадконакоплению. Они представляют собой пакеты карбонатно-глинистых отложений, закрученных в «рулеты» размером до 3–5 м и хорошо «читаются» в разрезе (рис. 2 в–е). Обычно слои с дисгармоничным закручиванием ограничены снизу и сверху слоями со спокойным, ненарушенным залеганием. Подводно-оползневые складки в этом разрезе янгантауской свиты ранее не были описаны. Олистостромовые горизонты были отмечены только в составе вышележащих отложений среди песчаников, глинистых сланцев и кремнистых известняков тандакской свиты [Пучков и др., 2018], а также в подстилающих отложениях бальзякской свиты [Казанцева, 2014]. В составе янгантауской свиты признаки дисгармоничного залегания слоев также были ранее отмечены, однако они были приняты за будины и шаровую отдельность — индикаторы тектонической дислоцированности [Нигматулин и др., 1998]. Такие соотношения описаны, в частности, в разрезе свиты по канаве газопровода, расположенной в 0.5 км юго-западнее санатория Янгантау. По всей вероятности, складки в основном разрезе по берегу р. Юрюзань стали доступны для наблюдения только после вскрытия борта долины при прокладке санаторного терренкура и поэтому ранее не были отмечены исследователями. При пологом, почти горизонтальном залегании слоев и наличии пропослоев с ясно выраженной горизонтальной слоистостью сомневаться в их подводно-оползневом генезисе не приходится. Количество их весьма велико и, по-видимому, они могут считаться диагностическим признаком свиты наряду с ее характерным литологическим составом (черные мергели и углеродистые сланцы с повышенным содержанием $C_{орг}$). Подводно-оползневые структуры показывают, что борта впадины, где шло формирование отложений янгантауской свиты, были достаточно крутыми, а область накопления была подвержена сейсмическим толчкам, в результате которых накопившиеся осадки соскальзывали вниз по склону, формируя синседиментационные складки.

Литологические особенности отложений и тектоническая структура Ахуновского разреза

Ахуновский разрез состоит из двух разрозненных обнажений, отстоящих друг от друга примерно на 300 м (рис. 3). Породы, представленные темно-серыми известняками, мергелями и углеродистыми сланцами, залегают здесь практически вертикально. В северо-западном обнажении (обн. 1) преобладает падение пород на запад (азимут 270°, угол 80°), а в юго-восточном (обн. 2) — падение восточное, но невыдержанное из-за деформаций.

Наши наблюдения показывают, что породы литологически схожи с отложениями янгантауской свиты в разрезе г. Янгантау. Отложения свиты представлены, как и в Янгантауском разрезе, битуминозными известняками, мергелями, углеродистыми сланцами. Здесь также наблюдаются участки осветления и покраснения темно-серых пород, которые можно трактовать как потухшие очаги горения (рис. 3б). В мергелях и сланцах присутствуют твердые битумоиды, образующие черные прожилки, скопления и блестящие налеты и примазки вдоль трещин.

Характерной особенностью залегания пород в этих обнажениях является совмещенность слоев различной степени дислоцированности. Так, в обн. 2 наряду со слоями регулярного строения наблюдаются слои, кажущиеся интенсивно тектонически перемятыми. Это выглядит достаточно парадоксальным, так как «будинированные» слои переслаиваются со слоями, в которых хорошо выражена ненарушенная горизонтальная слоистость (рис. 3б–г).

Сложные причудливые дислокации, петлеобразные загибы слоев, обрывы и резкие выклинива-

Рис. 3. Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты в разрезе Ахуново. Дорожные выемки автодороги Месягутово – Малояз в районе д. Ахуново

а — общий вид разреза; б–в — подводно-оползневые структуры (отмечены стрелками); г — канал-промоина (или складка) (?) в глинисто-карбонатных отложениях; д — соотношение нормально-слоистых пород с первично-горизонтальной слоистостью и волнисто-слоистой известняково-сланцевой толщи с шаровидной отдельностью (отмечена стрелкой); б, д — обн. 1; в, г — обн. 2.

Fig. 3. Underwater-landslide structures in the deposits of the Yangantau Formstion in the Akhunovo section. Road excavation Mesyagutovo – Maloyaz road near Akhunovo

a — general view of the cut; б–в — in underwater-landslide structures (marked with arrows); г — channel or fold (?) in clay-carbonate sediments; д — the relationship of normal-layered rocks with primarily horizontal stratification and wavy-layered limestone-shale unit with spherical jointing (marked by an arrow); б, д — outcrop 1; в, г — outcrop 2.

ния слоев и другие подобные структуры, принимаемые за интенсивную тектоническую дислоцированность, на самом деле обусловлены наличием в слоистой толще подводно-оползневых складок синседиментационного генезиса, ранее в составе янгантауской свиты не выделяемых.

Часть из них имеют вид сложных образований, напоминающих лежачие складки (рис. 3в) или каналы-промоины в подстилающих отложениях (рис. 3г). Ясно, что при крутом залегании крыльев, да еще осложненных мелкими складками S- и Z-типов, такие структуры будут создавать видимость сложных дислокаций.

Особенности тектонического строения и генезиса структуры Ахуновского разреза являются предметом дискуссий. По мнению Т.Т. Казанцевой, в двух вышеуказанных обнажениях, располагающихся на протяжении около 500 м вдоль дороги Месягутово – Малояз, обнажена зона смятия, вызванная пересечением Юрюзанского сдвига и Месягутовского надвига. В этой зоне устанавливаются дробление, будинаж, милонитизация, лежачие складки, а также межслоевые дислокации, выраженные опрокинутыми и петлеобразными слоями, оторванными от материнских пород [Казанцева, 2013, 2018].

По нашим наблюдениям, отложения, представленные мергелями и сланцами янгантауской свиты, формируют узкую прямую, субмеридионально ориентированную антиклинальную складку килевидного типа с крутыми крыльями, образующими два отдельных выхода на автодороге северо-западнее д. Ахуново. Восточное крыло складки (обн. 2) осложнено более мелкими складками S-типа, в том числе лежачими. В зону складчатости вовлечены слои с оползневыми структурами (колобками и рулетами), что создает впечатление хаотичного будинированного строения.

Кроме того, восточное крыло нарушено сетью субвертикальных взаимно пересекающихся трещин, осложняющих структуру (рис. 4). Их ромбовидный в целом рисунок, характерный для тектонических зон сдвигового типа, указывает на сдвиговую составляющую, наложенную на антиклинальную складку.

Ахуновская складка ориентирована субмеридионально, центральная ее часть в указанных придорожных выработках не обнажена. Замыкание структуры можно наблюдать в заброшенном придорожном карьере, расположенном в 300 м к северу от автотрассы (рис. 5). Антиклинальный характер структуры подтверждается наличием мелкой складчатости М-типа, характерной для замковых зон. Ширина складки — около 500 м, вероятная высота — 50–100 м, падение шарнира — на северо-восток. Осевая часть складки и восточное крыло разбиты сетью трещин, образующих ромбовидную сетку, что указывает на деформации сдвигового типа.

По данным геологического картирования Ахуновский разрез находится в зоне разлома северо-восточного простирания [Чочиа и др., 1960 г.]. Ахуновская складка представляет собой одну из приразломных малоамплитудных складок, оперяющих данный разлом.

Сложные причудливые дислокации, петлеобразные загибы слоев, принимаемые за интенсивную тектоническую дислоцированность, на самом деле обусловлены наличием в слоистой толще подводно-оползневых складок, характерных для янгантауской свиты. При крутом залегании крыльев складки такие структуры создают видимость сложных дислокаций.

Особенности подводно-оползневых и конкреционных структур в янгантауской свите

Доказательством сходства отложений в разрезах Ахуново и Янгантау является наличие в них большого числа подводно-оползневых структур, которые чаще всего имеют вид свернутых рулетов — сложенных вдвое пластов, но иногда приобретают форму причудливых складок неопределенной формы. Здесь установлены подводно-оползневые структуры не только простого, роллового, типа, но и более сложные образования, имеющие неопределенную форму (рис. 2д).

Сходство двух описанных разрезов выражено также в наличии реперных горизонтов — пород схожего литологического облика. Таким реперным горизонтом является толща карбонатно-глинистых пород с шаровой отдельностью (обн. 1, рис. 3д). Т.Т. Казанцева [2018] придает ей особое значение, полагая, что пласты горных пород при сильном тектоническом воздействии приобретает вначале кубическую отдельность, а затем, при дальнейшем выветривании, — шаровую. Однако практически аналогичные «шары» можно видеть в глинисто-карбонатной пачке в составе слабо тектонизированной янгантауской свиты в разрезе г. Янгантау, где ее можно наблюдать в непосредственной близости от известной санаторной металлической лестницы «1000 ступеней» (рис. 2а, б). Очевидно,

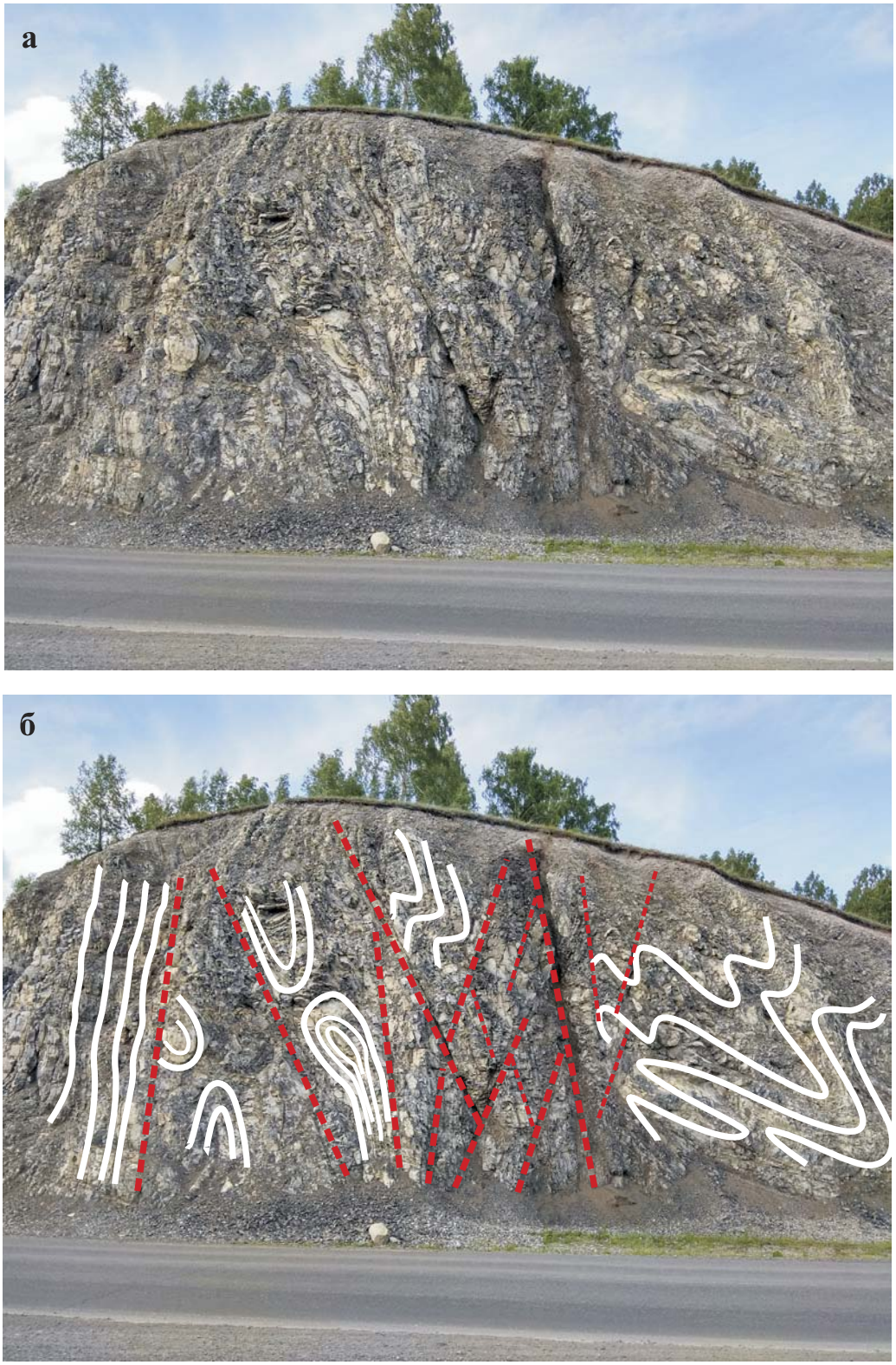


Рис. 4. Фото восточного крыла Ахуновской складки (а); реконструкция конседиментационных (белые линии) и тектонических деформаций (б): красным пунктиром выделена трещиноватость сдвигового типа

Fig. 4. Photo of the East wing ща Ahunovo fold (a); reconstruction of consedimentary (white lines) and tectonic deformation (б): red dashed lines highlight the fracturation of a shear type

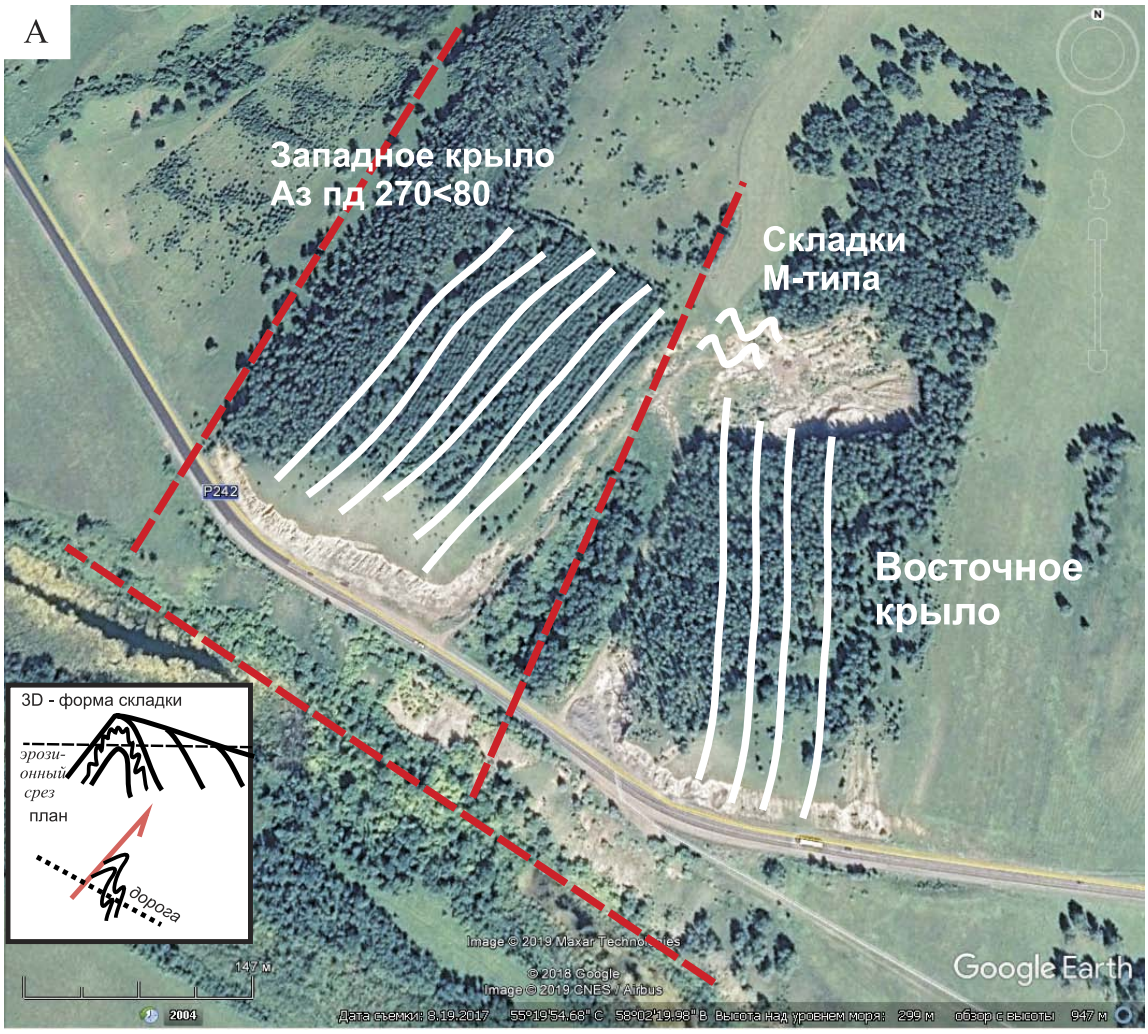


Рис. 5. Положение Ахуновской складки на космоснимке в плане (а), на врезке — модель антиклинальной складки, б — реконструкция складки М-типа в апикальной зоне (карьер в 300 м к востоку от автодороги)

Fig. 5. The position of the Akhunov fold on the space image in the plan (a), on the inset — model of the anticline fold, б — reconstruction of the m-type fold in the apical zone (quarry 300 m East of the a/road)

и в том, и в другом случае видимая шаровидная отдельность карбонатных прослоев связана с особым типом седиментационной слоистости и со способностью карбоната формировать округлые конкреции, а не тектоникой в зоне смятия.

Участки «горелых» пород в янгантауской свите

В трещинах, рассекающих известняки и мергели янгантауской свиты в Ахуновском разрезе, в значительных количествах присутствуют битумы, ассоциирующие с кальцитовыми прожилками, а местами наблюдаются участки горелых пород, выраженные их покраснением. Причем эти участки располагаются незакономерно по всему разрезу. Ранее они были описаны только в закопушке, вскрывающей полого залегающие артинские породы в основании разреза, что рассматривалось как приуроченность зоны горения к полого залегающему сместителю тектонической пластины аллохтона [Казанцева, 2013]. В реальности участки покраснения пород развиты как по трещинам, так и по вертикально ориентированным слоям (рис. 6), т.е. повсеместно, а редкие участки полого залегающих пород обусловлены мелкой складчатостью, наблюдаемой в восточном крыле складки. Следовательно, локализацию очагов горения здесь и на горе Янгантау вряд ли целесообразно связывать с «надвиговой зоной смятия».

Заключение

Выявление в составе отложений янгантауской свиты, обнажающихся в разрезах Янгантау и Ахуново, подводно-оползневых складок, синхронных осадконакоплению, а также литологически схожих толщ с шаровидной отдельностью, позволяет утверждать, что породы, обнажающиеся по правому берегу р. Юрюзань у горы Янгантау и выходящие в придорожных выемках у д. Ахуново являются одной и той же толщей.

Сходство также подтверждается наличием в обоих разрезах темно-серых карбонатов, богатых органическим веществом и с прожилками битума, наличием участков покраснения темно-серых пород, трактуемых как очаги горения.

Степень тектонических дислокаций в разрезе Ахуново невелика — отложения формируют простую прямую приразломную складку с наклонным шарниром и крутыми крыльями, образующими два отдельных выхода на автомобильной дороге северо-западнее деревни Ахуново. Отложения янгантауской свиты в разрезе Ахуново не представляют собой интенсивную зону смятия. Признаки, принятые за будинаж, лежачие складки и другие тектонические дислокации (дробление, милонитизацию), на самом деле обусловлены вовлечением в складкообразование конседиментационных подводно-оползневых складок.

Рис. 6. Положение участков горелых пород в Ахуновском разрезе

а — общий вид фрагмента разреза с участком горелых пород, б — то же, деталь. Видно, что покраснение в подошве крутого склона обн. 1 локализуется по слоистости и трещиноватости.

Fig. 6. The position of burned rocks in Akhunovo section

a — general view of the section's fragment with a block of burnt rocks, б — the same, detail. One can see that the redness in the base of the steep slope of the outcrop 1 is localized along bedding and cleavage fractures

Исследование выполнено в рамках госзаданий по темам № 0246-2019-0118, № 0252-2017-0016 ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы:

Казанцева Т.Т. К проблеме падения температур, дебитов горячих паров и сухих газов в недрах курорта Янгантау // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – Уфа, 2013. – № 19. – С. 68–78.

Казанцева Т.Т. О происхождении и сохранении феномена горы Янгантау // Вестник академии наук РБ. – 2014. – Т. 19, № 3. – С. 16–28.

Казанцева Т.Т. Структурно-тектонический фактор в генезисе тепловых аномалий горы Янгантау // Геологический Вестник. – 2018. – № 1. – С. 83–97.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии / Тр. ВНИИГИ, нов. сер. – 1949. – Вып. 46. – 205 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Юрюзано-Сылвенской депрессии. – М.: Гостоптехиздат, 1950. – 180 с.

Нигматулин Р.Н., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Бобохов А.С. Геология и генезис тепловых аномалий горы Янгантау. – Уфа: АН РБ, 1998. – 71 с.

Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф. Особенности газогидро-геотермальных явлений горы Янгантау и прилегающих территорий// Литосфера. – 2003. – № 4. – С. 65–77.

Пучков В.Н., Кисин А.Ю., Шанина С.Н. Природный доменный процесс на г. Янган-Тау, Южный Урал// Литосфера. – 2012. – № 5. – С. 166–172.

Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф., Кисин А.Ю., Шанина С.Н. Газогидро-геотермальные явления горы Янгантау (Южный Урал) // Геологический Вестник. – 2018. – № 1. – С. 24–50.

Страхов Н.И., Осипов А.И. Битуминозные породы р. Юрюзань // Бюлл. МОИП. – 1935. – Т. 13 (1). – С. 3–39.

References:

Kazantseva T.T. K probleme padeniia temperatur debitov goriachikh parov i sukhikh gazov v nedrakh kurorta Iangantau [To the problem of temperature drop, debits of hot vapors and dry gases in the bowels of Yangintau health resort] // Geologiia. Izvestiia Otdeleniia nauk o Zemle i prirodnykh resursov [Geology. News of the Department of Earth Sciences and Natural Resources]. Ufa, 2013. No. 19. P. 68–78 (in Russian).

Kazantseva T.T. O proiskhozhdenii i sokhranenii fenomena gory Yangantau [On the origin and preservation of the Yangantau Mount phenomenon] // Vestnik akademii nauk RB [Vestnik of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan]. 2014. V. 19, No. 3. P. 16–28 (in Russian).

Kazantseva T.T. Strukturno-tektonicheskij faktor v genezise teplovyh anomalij gory Yangantau [Structural-tectonic factor in genesis thermal anomalies of the mountain Yangantau] // Geologicheskii Vestnik. 2018. № 1. C. 83–97 (in Russian).

Nalivkin V.D. Stratigrafija i tektonika Ufimskogo plato i Jurjuzano-Sylvenskoi depressii [The stratigraphy and tectonics of the Ufimian plateau and Yuryuzan-Sylva depression] / Transactions of the State Scientific Research Oil Institute. New ser. 1949. Is. 46. 205 p. (in Russian).

Nalivkin V.D. Fatsii i geologicheskaia istoriia Yuriuzano-Sylvenskoi depressii [Facies and geological history of the Juruzan-Sylva depression]. Moscow: Gostoptekhizdat, 1950. 180 p. (in Russian).

Nigmatulin R.I., Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.I., Kazancev Ju.V., Bobohov A.S. Geologija i genezis teplovyh anomalii Jangantau [Geology and genesis of heat anomalies of Yangantau]. Ufa: Ac. Sci. RB, the Department of Earth sciences and ecology, 1998. 71 p. (in Russian).

Puchkov V.N., Abdrakhmanov R.F. Osobennosti gazogidro-geotermal'nyh javlenij gory Jangantau i prilegajushhih territorii [Specific features of gashydro- and geothermal phenomena of Yangantau mountain and adjacent territories] // Lithosphere. 2003. No. 4. P. 65–77 (in Russian).

Puchkov V.N., Kissin A. Yu., Shanina S.N. Prirodnyj domennyj process na g. Jangantau, Juzhnyj Ural [The natural blast furnace process on the Yangantau mountain, Southern Urals] // Lithosphere. 2012. No. 5. P. 166–172 (in Russian).

Puchkov V.N., Abdrahmanov R.F., Kisin A.Yu., Shanina S.N. Gazogidro-geotermal'nye yavleniya gory Yangantau (Yuzhnyj Ural) [Gas-hydro-geothermal phenomena of Yangantau Mountain (Southern Urals)] // Geologicheskii Vestnik. 2018. No. 1. P. 24–50 (in Russian).

Strakhov N.I., Osipov A.I. Bituminoznye porody r. Yuriuzan [Bituminous rocks of the river Yuruzan] // Biull. MOIP. 1935. T. 13 (1). P. 3–39 (in Russian).

Сведения об авторах:

Горожанин Валерий Михайлович, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru

Горожанина Елена Николаевна, канд. геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Ygorozhanina@yandex.ru

About the authors:

Gorozhanin Valery Michailovich, candidate of geological and minaralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru

Gorozhanina Elena Nikolaevna, candidate of geological and minaralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: Ygorozhanina@yandex.ru

УДК:551.24.01+(553.4) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-4

О ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВАЯ ТЕОРИЯ

© 2019 г. Т. Т. Казанцева

Реферат. Верхняя, сравнительно тонкая оболочка нашей планеты, называемая земной корой, сложена геологическим веществом нескольких уровней организации, для каждого из которых свойственно особое строение — структура. Потому геологические вещество и структура являются основными предметами изучения в любой теории формирования земной коры. Не является исключением и шарьяжно-надвиговая. Но если шарьяжно-надвиговой структуре нами уделено достаточное внимание, то все проблемы, связанные с геологическим веществом, раньше вообще не рассматривались. Однако без вещества не может быть ни земной коры, ни теории ее формирования. Проблемы, связанные с веществом земной коры, решались в ряде индивидуальных трудов Т.Т. Казанцевой. Идейно обеспечены и разработаны проблемы происхождения и развития геологического вещества активных зон складчатых областей. В ином ключе решены вопросы формационного анализа, периодичности геологических событий. Введено новое понимание тектонических стадий, циклов и этапов. С иных позиций, чем это было принято раньше, рассмотрена эволюция осадконакопления и магматизма.

Ключевые слова: структура, шарьяжи, надвиги, аллохтоны, формации, магматизм, метаморфизм, рудообразование, нефтегазонакопление, закономерности развития, эволюция, геодинамика

ON THE FUNDAMENTAL PROBLEMS OF EVOLUTION OF EARTH THE CRUST. THRUST THEORY

T. T. Kazantseva

Abstract. The upper, relatively thin shell of our planet, called the Earth's crust, is composed of geological matter of several levels of organization, for each of which a special structure is peculiar. Therefore, geological matter and structure are the main subjects of study in any theory of the formation of the earth's crust. No exception are nappes (sharriages). But if the latter is such a structure, then sufficient attention is paid to all the problems associated with the geological substance that were not even considered previously. However, without matter there can be neither the earth's crust nor the theory of its formation. The problems associated with the matter of the earth's crust were solved in a number of individual works of TT. Kazantseva. The problems of the origin and development of the geological substance of the active zones of the folded areas are provided and developed. In a different way, the issues of formational analysis, the frequency of geological events are resolved. A new understanding of tectonic stages, cycles and stages has been introduced. The evolution of sediment accumulation and magmatism is considered from a different position than was previously accepted.

Keywords: structure, sharriages, thrusts, allochthons, formations, magmatism, metamorphism, ore formation, oil and gas accumulation, patterns of development, evolution, geodynamics

В наши дни в геотектонике господствует мобилистская доктрина. В составе ее известны две фундаментальные теории формирования земной коры, каждая из которых представлена двумя геодинамическими стадиями — растяжения и сжатия. Это теории субдукционная или новая глобальная тектоника и обдукционная или шарьяжно-надвиговая. Каждая из них объясняет важнейшие геологические процессы, происхождение структур, образование полезных ископаемых с присущих ей

Для цитирования: Казанцева Т.Т. О фундаментальных проблемах эволюции земной коры. Шарьяжно-надвиговая теория // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 42–57. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-4.

For citation: Kazantseva T.T. On the fundamental problems of evolution of Earth the crust. Thrust theory // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 42–57. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-4.

позиций. Предыдущая геосинклинальная теория ушла в прошлое и в настоящее время больше не развивается. Она была востребованной более века, обогатив континентальную геологию рядом необходимых в развитии литосферы закономерностей, являясь основой изучения основных геологических процессов. Давно известно, что поиски закономерностей — это необходимость развития любого теоретического учения. Наиболее сильной стороной геосинклинальной теории являлась структурная геология, которая, несомненно, служила основой поисков и разведки полезных ископаемых. Важнейшим достижением этой теории было, как мне представляется, введение понятия о геологической формации, как геовещественной единице надпородного уровня, образованной в определенных тектонических условиях и являющейся основой формационного анализа. Но в нашей стране наиболее используемой являлась фиксистская модель геосинклинального процесса, которая была уже не в состоянии объяснять новые факты и знания, а потому свои возможности исчерпала. На смену пришла тектоника литосферных плит, основанная преимущественно на геофизических исследованиях и глубоководном бурении в океанах. Тектоника плит достаточно хорошо объясняет геологию последних, но не всегда однозначно представляет строение и развитие континентов. В тех случаях, когда она касается рождения океанической коры, особенно строения, происхождения и развития офиолитовых серий, она удачно согласуется с фактическими данными для стадий растяжения литосферы в целом и может быть успешно использована при рассмотрении этих периодов развития. Решение «гипербазитового парадокса» явилось самой сильной стороной тектоники плит. Что же касается тектонического режима сжатия, то механизм формирования земной коры через субдукцию пока не доказан и находится в стадии разработки. По существу, он не удачнее фиксистской «базификации». В основном это относится к проблемам происхождения и эволюции магматизма [Добрецов и др., 2015]. В новых публикациях академик РАН сосредоточил внимание на явных противоречиях, присутствующих в работах многочисленных исследователей, в основном зарубежных. В них предприняты попытки объяснить происхождение магматизма примерно так. Субдуцирование океанической плиты осуществляется до глубин, соответствующих давлению, необходимому для появления эклогитов. Происходит заклинивание ее и следующее затем эксгумирование в результате изменения направления движения плиты в противоположную сторону. Эксгумация продолжается до тех пор, пока не будут достигнуты глубины, на которых давление соответствует образованию островодужных вулканитов андезитового состава, сопровождающихся интрузиями диоритов и дайковыми сериями. Следовательно, в соответствии с субдукционной моделью, состав магматизма складчатых областей исходит из океанической коры и является следствием эксгумации. Согласно общеизвестным знаниям андезиты представляют собой излившиеся породы порфировой структуры, состоящие, как правило, из плагиоклаза среднего состава и темноцветных минералов, таких как пироксены и амфиболы. Если в составе амфиболов преобладает роговая обманка и ею представлены порфировые выделения, то такую породу именуют адакитами.

Субдукционной противопоставляется обдукционная модель происхождения изверженных горных пород, развитых в геологически активных зонах складчатых областей геологического прошлого. Отличительными чертами субдукционной и обдукционной моделей магматизма являются разные методологические принципы и методические приемы изучения. Первая из названных основана на принципе актуализма. Ее объектом изучения является молодой магматизм, преимущественно развитый на современных островных дугах. Основная методика изучения его базируется на глубинных физико-химических процессах. Потому придается большое значение глубинному фактору, а не тектоническим напряжениям тангенциального сжатия. Вторая следует эволюционным законам развития. Объектами изучения являются активные зоны складчатых областей, где производные магматизма геологического прошлого широко развиты. Методы, используемые при этом, основаны на структурных исследованиях, формационном анализе и вещественно-структурной методике геодинамических реконструкций. Большое значение придается закономерностям развития земной коры в различных областях геологических знаний. Они установлены в разные годы многими исследователями, в том числе и авторами обдукционной (шарьяжно-надвиговой) теории формирования земной коры, которая разрабатывается с 1978 г. в Институте геологии УНЦ РАН докторами наук: М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым и Т.Т. Казанцевой при равнозначном участии. Наиболее важными из закономерностей ***в области структурной геологии*** являются нижеследующие.

В строении складчатой области участвует сложный комплекс разновозрастных и разноранговых аллохтонов, последовательно надвинутых в сторону платформы. Среди аллохтонных структур выделяются: **тектонические чешуи**, образованные наклонными поверхностями надвигания, **тектонические пластины**, состоящие из нескольких чешуй, объединяемых общей поверхностью смещения и **шарьяжи**, характеризующиеся крупными размерами и большими амплитудами перемещения.

Шарьяжи, их значение и история открытия на Южном Урале. Согласно современным представлениям ***шарьяжи*** являются крупными аллохтонными телами, образованными надвиганием геовещественных масс на большие расстояния — десятки и даже сотни километров. Эти свойства тектонических тел определяют оторванность их от своих корневых зон, что лишает возможности полностью сохранять первоначальную высокую активность. В этом случае они ведут себя как обычные автохтонные тела, зависимые от общей тектонической ситуации. Шарьяжные структуры во всем мире развиты преимущественно в активных зонах складчатых областей, сложенных разноранговым геологическим веществом: минералами, породами, формациями, и формационными рядами. Разработанная нами вещественно-структурная методика реконструкции геодинамических режимов [Казанцева, 1981, 1983, 1985, 1987, 2000, 2015; Казанцева, Казанцев, 2010] исходит из положения, определяющего, что комплексы формаций единого генетического типа характеризуют этапы, а формационные ряды — полные тектонические циклы развития конкретной горно-складчатой области. Они образуются в условиях постепенно возрастающего тектонического давления тангенциального сжатия — от минимальных до максимальных значений. При этом для первой половины тектонического цикла свойственен эволюционный характер накопления вещества, а для второй — деформационный. Эволюционный этап характеризуется образованием изверженных пород с гомодромной направленностью вулканизма, сопровождаясь осадконакоплением соответствующего состава. В период развития деформационного этапа происходит накопление флиша, появление олистостром, развитие различных деформаций как пликативного, так и дизъюнктивного характера, происходит активное надвигание геологических масс. Потому ясно, что *шарьяжные структуры являются принадлежностью деформационных этапов развития каждого тектонического цикла*. Не случайно они приурочены, как правило, к толщам флиша и олистостром.

Изучение шарьяжных структур и их останцов (клиппов) на Южном Урале после длительного периода запрета было возобновлено М.А. Камалетдиновым. Это произошло в начале шестидесятых годов прошлого столетия в районе Уфимского амфитеатра, где еще в тридцатые годы О.Ф. Нейман-Пермяковой выделялись шарьяжные структуры и картировались тектонические останцы, называемые клиппами. Затем в тех же местах в 50-х гг., по словам Г.А. Смирнова: «...На геологической карте южной части Уфимского амфитеатра мной (т.е. Георгием Алексеевичем) в верховьях рек Ургалы и Ураима на площади гор Вязовой и Маяк-Тау (снова) был закартирован выход кремнистых сланцев в окружении обломочных отложений среднего карбона (с запада) и зилаирской свиты (с востока). Кремнистые сланцы были отнесены к силуру. Конечно, такие соотношения толщ на карте выглядят диковато. И когда в эти места приехали геологи из Башкирии И.М. Засадчук, М.А. Камалетдинов и Р.А. Камалетдинов, они подумали, что силурийский возраст кремней был определен ошибочно, что их и побудило поискать органические остатки. Тщательные поиски привели к положительным результатам. В южной части выхода в прослое песчаных пород были встречены брахиоподы верхов ордовика, а в кремнистых сланцах удалось обнаружить граптолиты, свойственные лландоверийскому ярусу силура...» [Смирнов, 1992, стр. 192]. Так были «реабилитированы» шарьяжи Уфимского амфитеатра. Как отмечает в том же источнике дальше Г.А. Смирнов, его «...исследования в амфитеатре, в смысле познания особенностей тектонической структуры этой сложно построенной зоны западного склона Урала...» дополнились «...новыми данными, в том числе и геофизическими...», подтвердив «...выделявшиеся здесь и прежде тектонические чешуи...» [там же, стр. 197]. Эти материалы были опубликованы М.А. Камалетдиновым в статье «О клиппенах на Среднем Урале» (Камалетдинов, 1962), но сами тектонические останцы он рассматривал как результат сползания при образовании положительных структур. В журнале Геотектоника за 1965 г. этот автор добавил данные об аллохтонном залегании рифогенных известняков района Мурадымовского ущелья. Начиная с 1967 г. обнаружение надвиговых структур, доказательства шарьяжной тектоники на Южном Урале проводились совместно с Ю.В. Казанцевым, а с 1968 г. — и с Т.Т. Казанцевой. Именно тогда впервые были

доказаны самые крупные на Южном Урале шарьяжи: Сакмарский на юге, а Кракинский на севере Зилаирского синклинория. Раньше они считались поднятиями.

В то время начальник геологосъемочной партии Стерлитамакской геологопоисковой конторы Ю.В. Казанцев впервые закартировал в пределах так называемого «Сакмарского поднятия» ряд тектонических пластин и множество тектонических останцов, залегающих среди поля развития зилаирских пород в пограничной с покровом зоне. Выявленные и изученные им грубообломочные образования он назвал «глыбовыми зонами». Впоследствии они получили определение как олистостромы и меланж. Он показал гетерогенность геологических разрезов силурийских образований, выделив среди них три разнородных, но тектонически сближенных типа. Описал контактовые зоны сопряжения с подстилающими осадками флиша верхнего девона. Результаты приведены в фондовом отчете 1967 г., а также в совместной с М.А. Камалетдиновым публикации 1968 г. «Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала».

В этом же году мною, тоже в должности начальника геологосъемочной партии, при экспедиционных исследованиях на территории западного склона Южного Урала впервые было доказано, что офиолитовые комплексы гор Крака соответствуют океанической коре геологического прошлого, а структурное положение их является аллохтонным. Это зафиксировано: фондовым отчетом 1968 г., публикациями в докладах Академии наук статей: Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдинова «Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала», 1969 г., и Т.Т. Казанцевой «К стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала», 1970 г. В этом же году в сборнике «Полезные ископаемые Башкирии ...», вышла статья Т.Т. Казанцевой «Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала». Думаю, что здесь не лишним явится мнение М.А. Камалетдинова относительно установления аллохтонного положения гор Крака: «...Один из самых крупных выходов гипербазитов располагается на территории Башкортостана, в северной части Зилаирского синклинория, где слагает горы Крака. В 1968–1970 гг. Т.Т. Казанцева изучает геологию названных гор. Благодаря высокой детальности работ она установила, что по краям и между массивами гипербазитов распространен серпентинитовый меланж, о существовании которого в то время не знали, ошибочно считая, что глыбы кремней являются обнажающимися частями единого пласта большой протяженности. Оказалось, что все выходы пород офиолитовой ассоциации в зоне меланжа: кремни, вулканиты, известняки, сланцы, песчаники — происходят из другой, более восточной формационной зоны и слагают глыбовую брекчию, скрепленную серпентинитовым «цементом». Чтобы доказать это, на сложных узловых участках Т.Т. Казанцева повышает детальность исследований до составления геологических карт масштаба 1:5 000 и 1:2 000. С такой тщательностью здесь раньше никто не работал. Результат оказался для всех совершенно неожиданным. Она установила, что мощные гипербазитовые массивы гор Крака представляют собой аллохтонные массивы ... Это было новым словом в уральской геологии...» [Камалетдинов, 2007, стр. 172–173].

Следом появились и совместные обобщающие публикации М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева, Т.Т. Казанцевой: «Складчатые покровы западного склона Южного Урала», 1970 г. и «Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала», в том же году и тех же авторов. К этому периоду приурочены и статьи Г.Ф. Селиверстова, И.В. Жилина, В.И. Петрова, А.М. Гогулана в журнале Разведка и охрана недр в 1969 г.; «О тектоническом покрове в восточной части Уфимского амфитеатра» в Докладах АН СССР, 1970 г.; «О пологих надвигах на западном склоне Урала» в журнале Геотектоника, 1971 г. и др. В 1971 г. в журнале Геотектоника напечатана и статья М.А. Камалетдинова «Шарьяжи Уфимского амфитеатра». В 1972 г. М.А. Камалетдинов защитил докторскую диссертацию на тему «Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала», в которой обобщил все названные выше публикации.

Наряду с шарьяжами в тот же период образуются и ***пластинчато-чешуйчатые серии***, развитые преимущественно в пределах менее активных зон складчатых областей, таких как передовые прогибы и чехлы платформ. Они также образованы надвигами, нередко осложненными сдвигами [Казанцев, 1981]. Проведенные Ю.В. Казанцевым исследования в области структурной геологии показали чешуйчато-надвиговое строение Предуральского передового прогиба, Юрюзано-Сылвинской депрессии с Уфимским амфитеатром, Магнитогорского синклинория, восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Это позволило выявить ряд важнейших закономерностей структурной

геологии и геодинамической истории регионов [Казанцев, 1984; Казанцев и др., 1992; Kazantsev, Kazantseva, Kamaletdinov, 1999]. Разрабатываются новые представления о генезисе грязевых вулканов, солянокупольных структур, сейсмотектонических явлений, структурной позиции медноколчеданных руд. Обосновывается новая методика картирования дислокаций горизонтального сжатия и др. Проводится сравнительный анализ с регионами Крыма, Кавказа, Карпат. По поводу участия в сравнительном анализе складчатых областей мира о Ю.В. Казанцеве М.А. Камалетдинов в книге «Ученые и время» написал так: «...В течение трех полевых сезонов Ю.В. Казанцев нашел убедительные доказательства наличия покровных структур, свидетельствующих о принципиальном сходстве тектоники Урала и Крыма. Несколько раз, приезжая к нему в Крым, я имел возможность убедиться в справедливости и надежности его построений и выводов. Когда я рассказал академику А.В. Пейве об открытии шарьяжей в Крыму, он заметил, что если это подтвердится, то Казанцеву нужно поставить при жизни памятник. Подтвердилось...» [Камалетдинов, 2007, стр. 185]. И дальше: «...Сравнительный анализ всех краевых прогибов мира, выполненный Ю.В. Казанцевым, показал, что все они имеют чешуйчато-надвиговое строение...» (стр. 186). М.А. Камалетдинов приводит и выдержку из письма одного из лучших знатоков геологии Урала, в прошлом директора Института геологии и геохимии РАН в Свердловске, члена-корреспондента Л.Н. Овчинникова, совершившего с нами совместную экспедицию на Урал для осмотра шарьяжных структур. Охарактеризовав Ю.В. Казанцева как «...видного ученого, талантливого и неутомимого исследователя геологии Урала и одного из ярких представителей шарьяжно-надвиговой школы, вооруженного собственными фундаментальными теоретическими разработками, составившего новые геологические и тектонические карты Башкирского Урала, впервые показавшего синформный стиль тектоники его эвгеосинклинальной зоны...», далее пишет: «...Ю.В. Казанцев — исследователь-новатор, активно идущий на ломку сложившихся стереотипов во взглядах на строение Урала... Им предложена новая методология и методика картирования дислокаций горизонтального сжатия, опирающаяся на важнейшие закономерности развития складчатых областей...» (там же, стр. 192).

Тектонические пластины и чешуи отличаются от шарьяжей значительно меньшими амплитудами перемещения, а потому чаще всего связаны со своими корневыми зонами, что и определяет их длительную геологическую активность. В результате они являются основой целого ряда выявленных закономерностей развития складчатых областей и их обрамлений [Казанцев, Казанцева, 1990], основными из которых являются: общность энергетического источника формирования всех зон складчатой области; многократность периодов надвигания, совпадающих во времени с региональными перестройками структурных планов и накоплением флишевых толщ; фронтальные зоны каждого аллохтона, как правило, оказываются более деформированными. На территории передовых прогибов повсеместно наблюдается закономерное расположение линейных антиклиналей вдоль фронтальных частей тектонических пластин и чешуй. Антиклинальные складки обладают четкой асимметрией крыльев, с более крутым принадвиговым крылом. Там, где толщина аллохтонной пластины значительно увеличена, присутствуют куполовидные поднятия. Степень дислоцированности толщ при однотипном стиле тектоники возрастает от платформы к центру складчатой области. Известны доказательства аллохтонии некоторых складчатых сооружений (Урал, Аппалачи, Добруджа, Крым), надвинутых на сопредельные платформенные основания.

В результате сравнительного анализа структурной геологии ряда складчатых областей Ю.В. Казанцевым написаны монографии: «Тектоника Крыма» с главой «Формирование земной коры Крыма»; «Структурная геология Крыма» с анализом формационных рядов и магматизма; «Структурная геология Предуральского прогиба»; «Структурная геология Магнитогорского синклинория» [Казанцев, 1982, 1984; Казанцев и др., 1989, 1992]. В плане сравнительного анализа с другими складчатыми областями издается и брошюра «Особенности геологического строения Корякско-Камчатской складчатой области (сравнительный анализ с Уралом)» (Казанцева, 1985).

Следует напомнить, что *шарьяжи, тектонические чешуи и пластины являются главными информативными аллохтонными телами, которые при анализе истории развития земной коры однозначно свидетельствуют о приоритете мобилистской идеологии*. В этом плане картирование структур горизонтального сжатия в складчатых областях является одной из важнейших задач геотектоники. Однако не следует забывать, что первым, кто еще в 1923 г. рассмотрел разломную тектонику Южного Урала не как доминирующие в тот период продоль-

ные сбросы Ф.Н. Чернышева, а серию надвигов, «...приводящих к чешуйчатому строению...», был А.Н. Заварицкий [Смирнов, 1992].

В опубликованной М.А. Камалетдиновым в 1974 г. монографии «Покровные структуры Урала» обобщены все полученные к тому времени материалы по шарьяжной тектонике названной территории. Но модель геологического развития Уральской складчатой области, принятая в этой публикации, предусматривала неоднократную смену в палеозое тектонических напряжений растяжения и сжатия, что исходило из трогового варианта геосинклинальной теории Э. Ога, который не являлся чисто фиксистским. В нашей стране такие взгляды успешно развивал академик А.А. Борисяк, о чем говорил Н.С. Шатский. В его докладе на Отделении Биологических наук АН СССР 5 июня 1944 г., посвященном памяти ученого, прозвучало, что он «...внес в теорию геосинклиналей принцип развития, принцип эволюции, принцип превращения, а при доказательстве всех своих положений стремился примирить теорию геосинклиналей Ога с теориями Вегенера, которыми увлекался...» [Шатский, 1971, стр. 16].

К шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры. О ее создании. Проведенные Т.Т. Казанцевой исследования в первой половине семидесятых годов прошлого столетия на территории геологически активной в палеозое зоны Южного Урала, показали отсутствие неоднократных перестроек структурных планов, наличия угловых и азимутальных несогласий во временных периодах, отмеченных как смена знака напряжений. Следовательно, не подтвердили приведенный выше вариант. В результате были возобновлены совместные дополнительные структурные исследования и, после многократных обсуждений, в конце семидесятых годов опубликована работа [Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1978] «Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое», явившаяся программной и положившая начало разработке новой мобилистской теории формирования земной коры.

Ученые, располагающие достаточным количеством новых знаний и личного фактического материала, обладающие общностью методологических принципов и методических приемов исследований, объединяются в коллектив единомышленников, целью которого является разработка обобщающей научной теории, учитывающей современные достижения геологической науки. Как правило, каждый член коллектива выполняет исследования в соответствии с уровнем своей квалификации в развиваемом им направлении, имеет солидные достижения и открытия. Это высокопрофессиональные геологи, научный актив которых достаточен для участия в столь сложном проекте. Их разработки базируются на хорошо известных и выявленных лично закономерностях, касающихся состава, строения, происхождения и развития вещества всех геологических уровней организации. В соответствии с этим определены задачи исследований, которые бы отразили основную сущность новой теории формирования земной коры. Ими явились: шарьяжная тектоника складчатых областей и фундаментов платформ; структурная геология передовых прогибов и окраин платформ; сравнительный анализ тектоники главных структурных элементов континентов; структурное положение, место и роль офиолитов в формировании земной коры. Кроме того, как известно, современная теория должна бы с единых позиций увязывать и объяснять все известные ко времени ее создания сколько-нибудь значимые данные, обобщения, открытые закономерности и законы, а также разрешать накопившиеся противоречия. С этим была связана необходимость углубленного изучения *особенностей состава, строения и развития геологического вещества* земной коры всех рангов. Это и определило решение таких задач, как формационный анализ геологического вещества, происхождение магматизма и сопровождающего его осадконакопления, генезис полезных ископаемых в соответствии с уровнем современных знаний, выявление периодизации геологических процессов, стадийность, цикличность и этапность. Освещение перечисленных задач стало возможным в результате выполненных авторами геодинамических реконструкций на основе новой вещественно-структурной методики.

Сложность поставленных задач и осуществленных в таком плане разработок показывает, что в решении их не место недостаточно подготовленным в профессиональном плане исследователям, которые допускают промахи, ошибки и несуразности, дискредитирующие теорию, ее сущность и достоверность. Так, стали появляться публикации авантюрного характера с претензиями их авторов на право суждений о смысле теории и значении каждого из авторского коллектива в создании теории формирования земной коры, разработанной М.А. Камалетдиновым, Ю.В. Казанцевым, Т.Т. Казанцевой. Чтобы исключить дальнейший публикационный авантюризм и предотвратить умножение

недоразумений и фальсификаций, остановимся на достижениях каждого из авторов в создании шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры.

Верхняя, сравнительно тонкая оболочка нашей планеты, называемая земной корой, сложена геологическим веществом нескольких уровней организации, для каждого из которых свойственно особое строение — структура. Потому геологические вещество и структура являются основными предметами изучения в любой теории формирования земной коры. Не является исключением и шарьяжно-надвиговая. Но, если шарьяжно-надвиговой структуре уделено достаточное внимание, то все проблемы, связанные с геологическим веществом, раньше вообще не рассматривались. Однако без вещества не может быть ни земной коры, ни теории ее формирования. Проблемы, связанные с веществом земной коры, решались в ряде индивидуальных трудов Т.Т. Казанцевой: «Происхождение и развитие геосинклиналей», 1981; «Тектонические циклы и формационные ряды», 1983; «Шарьяжно-надвиговое строение и особенности геосинклинального развития Урала», 1985; «Аллохтонные структуры и формирование земной коры», 1987 и другие. В результате идейно обеспечены и разработаны проблемы происхождения и развития геологического вещества активных зон складчатых областей. В ином ключе решены вопросы формационного анализа, периодичности геологических событий. Введено новое понимание тектонических стадий, циклов и этапов. С иных позиций, чем это было принято раньше, рассмотрена эволюция осадконакопления и магматизма.

О зарождении и эволюции магматизма в геоактивных зонах складчатых областей на основе формационного анализа и геодинамических условий накопления геовещества. При освещении генетических проблем магматизма использованы давно известные закономерности его развития, которыми являлись следующие.

— Высокий процент (до 30% для Урала) кислых вулканитов в составе ранних формаций геоактивных зон складчатых областей (Г.Ф. Червяковский, П.Ф. Сопко и др.). Без привлечения континентальной коры такой состав получить невозможно.

— Пространственно-временная миграция вулканизма от платформы к центру геоактивной зоны складчатой области. Она устанавливается при анализе пространственного размещения однотипных, но разновозрастных формационных рядов. Для Урала такая латеральная миграция наилучшим образом показана Т.И. Фроловой и А.А. Буриковой [1977]; М.Б. Бородаевской с соавторами (1975 г.), по данным которых наиболее древние ряды располагаются на западе, а молодые последовательно смещаются к востоку.

— Эволюция состава продуктов вулканизма каждого формационного ряда во времени характеризуется гомодромной направленностью. Она заключается в закономерной смене вулканических формаций от основных на ранних этапах развития до кислых и щелочных на средних и поздних. При этом наблюдается постоянное повышение роли калия (Сергиевский и др., 1969; Штейнберг, 1969; Аржавитин, 1972; и др.).

— Широкий возрастной диапазон гранитных интрузий в пределах одной складчатой области; значительное развитие мигматитовых и гранитогнейсовых комплексов, часто окружающих граниты; метасоматическая природа группы массивов; приуроченность их к положительным структурам различного порядка — таковы главные особенности этой формации Урала по Д.С. Штейнбергу (1969).

— Метасоматическая природа габброидов, ассоциирующих с гипербазитовыми комплексами. Приуроченность тел габбро к краевым и подошвенным частям гипербазитовых массивов. Значительная отдаленность времени формирования габброидов от гипербазитов (Морковкина, 1960; Ефимов, Ефимова, 1967; и др.).

— Приуроченность большинства интрузивных образований к концу эволюционного периода тектонических циклов (этапов по иным авторам) [Фролова, Бурикова, 1977; и др.].

Геовещественный состав магматизма и сопровождающего его осадконакопления в пределах активной зоны складчатой области выражены формационными рядами, под которыми понимаются комплексы формаций, характеризующиеся направленной сменой состава и строения во времени и соответствующие тектоническим циклам. В начале каждого ряда образуется вулканическая серия, состоящая из закономерно наращивающихся вулканических формаций с четкой тенденцией эволюционного характера их развития. Она начинается недифференцированной базальтовой либо контрастной базальт-риолитовой, сменяется последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой, а затем наращивается формацией андезитового состава порфировой структуры. То есть эволюция вулканической серии

выражена закономерной сменой состава от существенно основных пород на ранних этапах развития тектонических циклов, к средним по составу породам на зрелых, до кислых и щелочных — на поздних. С приведенными соображениями, касающимися эволюции тектонического цикла с заданной гомодромной направленностью магматизма, хорошо согласуются представления о генезисе изверженных горных пород, изложенные в работе Х.С. Йодера и Ц.Е. Тилли [Йодер, 1979]. Согласно им базальты и габбро стабильны лишь до определенных пределов давлений, но не более 13 кбар. На диаграмме экспериментально установленных термодинамических условий стабильности природных эклогитов, базальтов и тахилитов базальты ограничены глубинами 50 км. Теми же исследователями показано, что амфиболиты могли образоваться из габбро либо базальта путем добавления воды при высоких давлениях, а по данным И.Б. Ламберита и Р.И. Уилли «...амфибол перестает быть устойчивым при давлении свыше 30 кбар, т.е. глубине около 100 км...». Ссылаясь на ряд опубликованных источников, Х.С. Йодер [1979] приводит данные о том, что плагиоклаз основного состава и магнезиальный оливин (анортит и форстерит) при давлении 8 кбар образуют ортопироксен + клинопироксен + шпинелевую ассоциацию; что парагенезис анортит + энстатит также существует лишь при сравнительно низком давлении. Уже при 15 кбар он трансформируется в ортопироксен + клинопироксен + кварцевую ассоциацию. При этом «...присутствие в плагиоклазе альбитовой составляющей должно повышать давление, отвечающее пределу стабильности...» (стр. 36). Не менее интересные данные приведены в этой работе и для оливинов. На диаграммах в координатах «давление – температура» для оливиновых толеитов из Айдахо, Снейк-Ривер, Нью-Мексико и др. наблюдается, что «...свыше 13 кбар ни в каких ассоциациях и ни при каких температурах оливин обнаружен не был! ... Ликвидусной фазой выше 10 кбар был клинопироксен, а выше 28 кбар — гранат...» (стр. 139). Уже в соответствии с этим приоритет гомодромного вулканизма позволяет признать характер эволюции геодинамических условий, которые заключаются в возрастании направленного давления от зарождения тектонического цикла к его концу, от начала формирования формационного ряда к его завершению. Подтверждением является нижеследующее.

К настоящему времени установлено, что в начале каждого ряда вулканогенные породы характеризуются преобладающим основным составом, афировой структурой, низким коэффициентом эксплозивности, глубоководным характером, предельно малым развитием субвулканических, интрузивных и осадочных пород. Постепенно происходит увеличение средних и кислых разностей, возрастают порфировость пород, коэффициент эксплозивности и степень дифференциации, все больше становится объем субвулканических, интрузивных и осадочных образований. Среди последних значительная доля принадлежит терригенным осадкам. Трещинный тип излияния сменяется центральным и ареальным. От формации к формации происходит обмеление бассейна осадконакопления. Эти данные объяснимы закономерным уменьшением проницаемости магмовыводящих разломов.

Известно, что среди магматических пород основного состава объем излившихся (эффузивных) разностей преобладает над интрузивными. Обратные соотношения характерны для группы кислых пород. При этом закономерное повышение общего количества легкоплавких минералов к концу тектонического цикла свидетельствует о последовательном понижении температуры кристаллизации от начала к его концу. Следовательно, эволюция вулканической серии осуществлялась при повышающемся давлении и понижающейся температуре.

Создание условий пониженных давлений, необходимых для образования базальтовых пород — начальных членов формационных рядов, может быть также достигнуто в результате тектонического сжатия. В определенные моменты боковое давление снимается скалыванием толщ с последующей их релаксацией. Это способствует плавлению на соответствующей глубине мантийно-коровых масс, обусловливая хорошую проницаемость вышележащих аллохтонов. Среди основных механизмов, вызывающих плавление исходного кристаллического материала Х.С. Йодер [1979] рассматривает модели снятия напряжения сжатием (концепция Уффена) и перехода механической энергии в тепловую. Наиболее привлекательными из них представляются: плавление при сдвиге, плавление в условиях дифференциального стресса, плавление вследствие трения и др. Автор ссылается на литературные данные, согласно которым температура, возникающая вдоль поверхностей скольжения, может приближаться к точке плавления минералов. Видимо, в естественных тектонических условиях скучивания приемлем вариант совместного действия

и соответственно суммарного эффекта названных механизмов. Последнее обстоятельство убеждает нас в возможности его приложения к реальной геологической среде.

Автором сконцентрированы наиболее значимые закономерности эволюции геовещественных комплексов. Ими являются. I. По мере накопления каждой типовой формации наблюдается тенденция: 1) преимущественного развития магматических пород интрузивного типа при небольшом количестве пород эффузивных (излившихся); 2) среди изверженных образований уменьшения объема пород основного состава при возрастании кислых, а также пирокластических и осадочных; 3) в составе флишевой формации изверженные породы отсутствуют или занимают малый объем. II. Развитие тектонического цикла во времени сопровождается: 1) понижением доли излившихся пород в составе изверженных образований, увеличением объема пирокластики; 2) возрастанием интрузивных серий к завершающим этапам развития тектонических циклов; 3) понижением основности пород при росте более кислых членов формации и вытекающей из этого эволюцией химического состава с неуклонным повышением роли сиаля и щелочей, особенно калия; 4) возрастанием степени дифференциации; 5) увеличением объема осадочной части формации и снижением объемов изверженных пород; 6) постепенным уменьшением кремненакопления, увеличением доли карбонатных, затем терригенных пород; 7) доминирующим развитием терригенных флишевых толщ при малом количестве излившихся серий к концу тектонического цикла. III. В каждом последующем тектоническом цикле по сравнению с предыдущим: 1) объемы вулканических серий уменьшаются, а флишевых — возрастают; 2) среди вулканических серий снижается доля недифференцированных и контрастно-дифференцированных формаций за счет увеличения непрерывных и порфиритовых; 3) растет количество щелочных серий; 4) интрузивные комплексы получают все большее развитие, состав их становится более кислым; 5) количество осадочных пород возрастает; 6) снижается уровень кремненакопления, постепенно возрастает количество хемогенных и терригенных толщ; 7) во флишевых образованиях закономерно меняется состав обломочного материала от вулканогенного через осадочно-вулканогенный до вулканогенно-осадочного; 8) олистостромовые горизонты получают большее развитие; 9) возрастает степень ритмичности при закономерном уменьшении мощности ритмов; 10) время, в течение которого накапливается типовой формационный ряд, постепенно сокращается.

Используя перечисленные закономерности и в соответствии с вещественно-структурной методикой авторов, согласно которой тектонические условия накопления вещества геоактивных зон складчатой области выражаются структурными особенностями пород, формаций и формационных рядов, определяются геодинамические режимы развития складчатой области, выявляется последовательная их смена во времени. Построение наиболее приближенных к действительности геодинамических моделей предполагает задействование более точных методик, которые должны опираться на соответствующий уровень теоретизации геологической науки, в частности, применение методологического принципа системности природы и разноранговость геологического вещества. Так как система, как целостная категория, создается структурой, именно в ней должна быть заложена информация об условиях образования. В таком случае основным методом решения генетических проблем геологических систем всех уровней следует считать изучение не только их состава, но и структуры. Выяснение характера изменчивости структурных особенностей в сопряженных по времени условиях эволюционирующей среды и установление закономерностей их преобразования составляют суть предложенной нами вещественно-структурной методики. Кроме того, поиски информативных критериев, содержащихся в структурах разноранговых систем, привели нас к целесообразности задействовать: для минералов — механизм упорядочения структуры кристаллической решетки; для пород — последовательность выделения минералов из магмы при кристаллизации (эволюционные ряды минералов Боуэна); для формаций (тектонических этапов) — структурные отношения разнородных породных составляющих в одном из специфических режимов тектонических напряжений (растяжение и сжатие); для формационных рядов (тектонических циклов) — направленную смену структурных характеристик формаций на протяжении каждого тектонического цикла; для комплекса формационных рядов в пределах одной геоактивной зоны — эволюционную направленность смены структуры рядов во времени. В результате показано, что **естественная смена вещественного состава определяется соответствующей направленностью геодинамического режима** (рис. 1).

Серии формаций единого генетического типа характеризуют этапы, а формационные ряды —

Рис. 1. Соответствие геодинамических условий, геологических процессов и вещественных комплексов в пределах одного тектонического цикла формирования земной коры

Fig. 1. Compliance with geodynamic conditions, geological processes and real complexes within one tectonic cycle of formation Earth crust

полные тектонические циклы. Те и другие образуются в условиях постепенно возрастающего тектонического давления тангенциального сжатия. При этом для первой половины тектонического цикла свойственен эволюционный характер накопления вещества, а для второй — деформационный. Для эволюционного этапа характерно образование изверженных пород с гомодромной направленностью вулканизма, сопровождаемого осадконакоплением определенного для каждой формации состава, а для деформационного — флишенакопление, олистостромообразование и активное надвигание геологических масс. Структурные особенности флиша, наращивающего каждый формационный ряд, свидетельствуют о высокой динамичности условий седиментации: а закономерная приуроченность шарьирования ко времени флишенакопления — о максимальном проявлении тангенциальных тектонических напряжений сжатия. Понятно, что шарьяжные структуры являются принадлежностью деформационных этапов каждого тектонического цикла.

Итак, становление формационного ряда начиналось в условиях малых значений сил горизонтального сжатия (эволюционный этап) и заканчивалось максимальными значениями, что отражалось очередным шарьированием (деформационный этап), его разрядкой и зарождением нового формационного ряда. Это обдукционная модель эволюции магматизма складчатых областей.

Смена эволюционного на деформационный этап является результатом возрастания напряжений бокового сжатия до критических для определенных пород значений. Вследствие этого, с одной стороны, залечиваются магмопроводящие разломы, закрываются каналы излияний, с другой — разрушаются ранее сформированные толщи, накапливаются толщи флиша и олистостром, образуются интрузивные тела преобладающе кислого состава, происходит интенсивное надвигание и смятие возникших аллохтонов в складки.

Каждый тектонический этап многофазен. Тектоническая фаза соответствует времени формирования одной формационной единицы.

Приведенные выше сведения, касающиеся Южноуральской складчатой области, освещены в работах Т.Т. Казанцевой 1981–2015 гг. И уже из монографии 1987 г. следует: «...Установленные закономерности позволили предложить шарьяжно-надвиговую модель развития земной коры складчатой области уральского типа. Она базируется на признании ведущей роли крупных надвиговых перемещений в зарождении и течении важнейших геологических процессов, формирующих земную кору...» [Казанцева, 1987, стр. 138].

В итоге была обоснована двухстадийная, полицикличная и многоэтапная геодинамическая модель формирования земной коры Урала. В ней двухстадийность отвечает разнонаправленной тектонической режимности периодов становления складчатой области: растяжение либо сжатие; полицикличность — неоднократной повторяемости однотипных процессов в тектонической истории геоактивной в прошлом области; этапность — однонаправленной смене тектонических режимов в пределах каждого цикла. Показано, что земная кора Урала сформировалась в две тектонические стадии, сменяющие друг друга во времени, стадию растяжения и стадию сжатия. В первую, охватывающую в основном вторую половину рифея

и венд, сформировались океаническая кора Уральского палеоокеана, а также осадки пассивных окраин Восточно-Европейского континента. Во вторую, в основном палеозойскую накапливались и деформировались вулканогенно-осадочные серии восточного склона Урала, субплатформенные — западного склона, платформенные — Предуральского прогиба и восточной окраины Восточно-Европейского континента. Это соответствует тому, что формирование земной коры континентов осуществлялось мегациклично (под мегациклом понимается цикл Вильсона). Каждый мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения, которую мы назвали рифтогенно-спрединговой, и стадией сжатия (геосинклинальной в теории геосинклиналей, аккреционной и коллизионной — в новой глобальной тектонике, тектонического и геохимического взаимодействия океанической и континентальной кор в шарьяжно-надвиговой теории). В рифтогенно-спрединговую стадию — деструктивную для континентов, но конструктивную для океанов, образуется океаническая кора с доминантной мафической составляющей. В периоды тектонического взаимодействия океанической и континентальной коры наращивается новый сегмент последней. Следовательно, стадия определяется как геотектонический период с геодинамическими условиями одного знака, в течение которого формируется земная кора (океаническая либо континентальная). Каждая стадия представлена одним или несколькими тектоническими циклами. Тектонический цикл состоит из двух этапов. Эволюционный этап начинается с декомпрессии, возникающей как реакция толщ на отсутствие возможности дальнейшего продолжения обдукции, обусловившей тектоническое совмещение океанической и континентальной коры. Снятие давления (стресса) в зоне соприкосновения гетерогенных сред способствует появлению расплавленной магмы и сопровождается повышенным растрескиванием сопредельной области, обеспечивая хорошую проницаемость для магмы. Высокая температура и низкое давление — это те геодинамические условия, которые необходимы для начала излияния вулканических пород основного состава. Процесс дальнейшего постепенного возрастания тектонических тангенциальных напряжений сжатия обеспечивает дифференциацию магмы с характерным для вулканизма складчатых областей составом, строением и гомодромной направленностью. В результате вещественное выполнение эволюционного этапа представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения. Степень дифференциации вещества прямо пропорциональна возрастанию давления. Максимально возросшие латеральные нагрузки ухудшают проницаемость аллохтона, ведут к закрытию магмоподводящих дизъюнктивов. Формируются флишево-олистостромовые комплексы, происходит массовое надвигание и сопутствующая ему складчатость. В пределах океанических зон в результате надвигания совмещаются океанические пластины, рождаются подводные хребты. Надвигание океанической коры на континентальную предопределяет очередное зарождение процесса, формирующего земную кору.

Выявленные авторами и установленные ранее закономерности позволили нам с новых позиций подойти к решению и ряда других остро дискуссионных геологических проблем, не нашедших удовлетворительного объяснения в свете иных геотектонических концепций. Ими являются следующие. 1. Происхождение складчатости вообще и нефтегазоносных структур в частности. 2. Генезис рудных и нерудных полезных ископаемых. 3. Горообразование. 4. Методика поисков полезных ископаемых с новых позиций. И некоторые другие.

Важнейшим нерешенным вопросом долгие годы считалась *проблема происхождения складчатости*. Оригинальные разработки происхождения складчатости, *генезиса предгорных прогибов и горообразования* были опубликованы М.А. Камалетдиновым и Ю.В. Казанцевым в 1972–1974 гг. Обстоятельные результаты представлены в монографии «Происхождение складчатости» (1981). Многие авторы называли ее проблемой № 1 геотектонической науки, имея в виду, что от ее решения зависит понимание и более общих вопросов развития литосферы, выяснение тех основных видов движений, которые вызывают образование деформаций земной коры и ее осадочного чехла.

В разные годы исследователями высказано несколько десятков гипотез генезиса складчатости. Поэтому многие геологи стали склоняться к мысли, что существует большое количество механизмов складкообразования. Но в этом случае исключалась возможность прогноза и эффективных поисков структур, с которыми связаны важнейшие полезные ископаемые, и в первую очередь углеводороды. И несмотря на то, что многие месторождения нефти уже были открыты, бытующие представления о том, что нефтегазоносные складки на платформах являются функцией только вертикальных блоковых движений, не позволяли предсказывать расположение структурных ловушек углеводородов.

На примерах многих складчатых областей России и других стран нами впервые была показана генетическая связь и подчиненность складок надвигам и послойным срывам осадочного чехла, а также кристаллического фундамента под действием сил бокового сжатия. Особенно это показательно на примере Предуральского передового прогиба. Здесь Ю.В. Казанцевым проанализирован огромный фактический материал, полученный по данным бурения, в результате чего выявлена важнейшая закономерность приуроченности линейных положительных структур к фронтальным зонам надвигов. При этом принадвиговые крылья антиклиналей всегда оказывались более крутыми, нежели противоположные. Эта закономерность легла в основу происхождения нефтегазоносных структур [Казанцев, 1974; Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981].

Впервые предложен *механизм формирования предгорных прогибов* как погружение края континента под огромным весом скученных аллохтонов. Такой генезис пограничных зон между складчатыми областями и платформами согласуется со временем заложения их в периоды, следующие за максимальными проявлениями надвигания и складчатости. Это нашло отражение в их формационном составе (М.А. Камалетдинов, Р.А. Камалетдинов, 1988).

Изостатическое погружение краевой утоненной части континента под весом скученных аллохтонов складчатой области приводит к трансформации горизонтальных напряжений в вертикальные. Это создает *особый тектонический режим краевых прогибов*, являющийся промежуточным между геоактивным и платформенным. Регионы, подверженные его действию, характеризуются платформенным типом осадконакопления, но усложненным стилем дислоцированности, что обусловлено одновременностью действия еще продолжающегося горизонтального сжатия и порожденного им изостатического погружения, выраженного вертикальными колебательными движениями [Казанцева, 1987].

Совместно разрабатываются оригинальные теории *нефтегазонакопления и рудообразования*, основанные на двух основных факторах: источниках полезного компонента и механизме его концентрирования в залежи. Источниками рудного вещества, как правило, являются изверженные горные породы — производные эволюционного периода развития областей, а концентрация в залежах обеспечивается декомпрессионным механизмом деформационного периода. Двухфакторная модель свойственна и образованию залежей углеводородов. Эти теории неоднократно публиковались, начиная с 1981 г.: Т.Т. Казанцева «Происхождение и развитие геосинклиналей», 1981; Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Н.А. Зуфарова «Происхождение нефти» [Казанцева и др., 1982]; М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева, Ю.В. Казанцев «Происхождение медноколчеданных руд», 1981.

Геодинамический *механизм образования углеводородов* показан нами в ряде работ [Казанцева и др., 1982; Казанцева, 2012; и др.]. Реферативное изложение его выглядит следующим образом. Силы бокового давления и повышенные в этих условиях значения температур в периоды максимальных тектонических напряжений сжатия распространяются в сторону центра платформы на определенные расстояния, вызывая в толще осадков с достаточным количеством органического вещества катагенетические преобразования последнего в углеводороды. Максимальное боковое сжатие обеспечивает скалывание толщ (надвигание) с формированием положительных структур. Резкое снижение давления в зонах надвигания благоприятствует миграции и нагнетанию углеводородов в одновременно формирующиеся ловушки. Следует заметить, что такой механизм снимает основные обвинения, выдвигаемые против органической теории нефгегазообразования неорганиками.

Такие идеи породили новые направления поисков залежей углеводородов, переоценку перспектив нефтегазоносности, что опубликовано в десятках работ, авторство которых либо индивидуально каждого из троих, но чаще совместное. Назовем некоторые из них. Это монография «Геология и перспективы нефтегазоносности Урала» (Камалетдинов и др., 1988); статьи: «Пути возрождения нефтедобычи в Башкортостане», в журнале Экономика и управление (Казанцев, 2002); «К оценке перспектив нефтегазоносности восточного склона Южного Урала», там же (Казанцева, 2002); «Открытие новых месторождений углеводородов...», там же (Камалетдинов, 2002). И многие, многие другие.

Проблема генезиса руд, связанная с решением достаточно широкого круга вопросов, получает удовлетворительное объяснение, если признать, что источником рудного вещества являлись магматические образования эволюционных этапов развития каждого тектонического цикла, а концентри-

рование его в залежи, образование месторождений тесно связано с деформационным этапом развития каждого тектонического цикла, с формированием структуры подвижной зоны. Для медноколчеданных руд Урала установлено совпадение во времени рудообразования и внедрения субвулканитов кислого состава с периодами флишенакопления, которое характеризует деформационные этапы каждого тектонического цикла. Это свидетельствует о том, что рудообразование осуществлялось в режиме интенсивного тангенциального сжатия, обусловливающего необходимые структурные и энергетические условия для формирования руд. В этом случае следует считать одним из металлогенетических законов следующий: чем больше тектонических циклов участвовало в образовании структуры и вещественного состава региона, тем выше его общие металлогенические возможности. Важнейшими рудоконцентрирующими структурами при этом являются сингенетичные рудообразованию зоны надвигания.

Изучение структурного положения месторождений меди, цинка, железа, золота, платины, хрома, никеля и других металлов, а также алмазов показало, что они закономерно приурочены к надвиговым дислокациям, с которыми связаны генетически. Мобилизация рудного вещества медноколчеданных месторождений происходила в аллохтонных толщах базальтоидных вулканитов в условиях тангенциального сжатия, при участии субвулканов кислого состава, играющих, наряду с гидротермами, роль рудоконцентрирующего фактора. Преимущество такой гипотезы рудообразования заключается в следующем. Увязаны в единую цепь событий две группы фактов, ранее считавшихся принадлежностью двух альтернативных гипотез. Показана и объяснена конкретная связь процесса рудообразования с формированием структуры. Определено место рудообразования в общей системе геологических событий, формирующих земную кору континентов. Появилась возможность определять эпохи рудообразования и их энергетический источник и др. (Казанцева, 1987, 2012 и др.).

Положительные формы рельефа, так же как тектонические структуры, образованы горизонтальными движениями аллохтонов по надвигам и шарьяжам. Ярко проявляется зависимость форм рельефа от надвиговой тектоники в складчатых сооружениях всех возрастов. Горные хребты и возвышенности представляют собой области тектонического скучивания в Гималаях, на Кавказе, в Аппалачах, на Урале, на Тянь-Шане, в Крыму (Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981 и др.). Генетическая связь орогении и шарьирования наблюдается и в настоящее время (Schafer, 1979).

На Урале всем аллохтонным структурам соответствуют положительные формы рельефа, возвышающиеся над породами постели, слагающими понижения. Региональные надвиговые чешуи, трассирующиеся вдоль западной границы складчатого Урала, всюду выражены линейными хребтами, получившими название передовых. Аллохтонные массы, погружаясь под собственным весом, образуют корни гор, глубина которых зависит от мощности пакета шарьированных образований. Наиболее высокие горные сооружения имеют более глубокие корни.

До недавнего времени главной методической ошибкой *в поисково-разведочных работах* оставалась недооценка ведущей роли региональных надвигов и горизонтальных движений в формировании складчатости, что хорошо видно на примере освоения многих нефтегазоносных регионов. Впоследствии выяснилось, что локальные складки группируются в линейно вытянутые валы, простирающиеся параллельно Уралу. Однако теоретических объяснений происхождения валов не существовало. Линейное четковидное распространение складок априори считалось невероятным и поэтому поиски их осуществлялись не на простирании, а вкрест, к востоку или западу от открытых структур. Закономерности во взаимном расположении складок еще не были поняты и поэтому не учитывались. В связи с такими представлениями поиски каждой складки велись изолированно, вне связи друг с другом. В результате антиклинали, приуроченные к единым надвиговым зонам, выявлялись с большими интервалами во времени. Сейчас мы хорошо знаем, что каждая надвиговая структура представляет собой богатую нефтегазоносную зону протяженностью в десятки и сотни километров, которую можно успешно разрабатывать лишь с учетом линейного распространения залежей углеводородов и контроля их региональными надвигами. Это открытие позволило разработать новую эффективную методику поисково-разведочных работ на нефть и газ, применимую практически во всех нефтегазоносных районах нашей и других стран. С учетом указанных положений разработана новая методика поисков рудных полезных ископаемых, практическое использование которой предлагается на Урале и в других складчатых областях.

Общность идеологической платформы позволила синтезировать полученные авторами вместе

и каждым индивидуально новые знания и закономерности в общую мобилистскую концепцию формирования земной коры планеты. Мы назвали ее шарьяжно-надвиговой. *Согласно ей все основные геологические процессы являются результатом закономерных проявлений возрастающей интенсивности тектонических тангенциальных напряжений.*

Шарьяжно-надвиговая теория эволюции земной коры в причинно-следственных связях определила место и роль каждого геологического события в сложном механизме глобальной эволюции. В ней нашли отражение важнейшие геологические законы: эволюционный характер, направленность и необратимость, цикличность, стадийность и этапность становления литосферы. С точки зрения этой теории основные геологические и смежные дисциплины получили новый импульс развития, в решении практических и теоретических вопросов наметился конкретный путь. В частности переоценивается перспективность регионов, площадей и стратиграфических горизонтов на открытие месторождений углеводородов и рудных полезных ископаемых, совершенствуются методические приемы их поисков.

В начальный период мы считали ее новой моделью геосинклинального процесса, что под названием «Геосинклинальное развитие Урала» опубликовано в журнале Доклады АН СССР [1986], затем в издании Тектонофизика — «The geosynclinal development of the Urals» [1986]. На Международном геологическом конгрессе 1984 г. в Москве мною сделан доклад под таким же названием (Казанцева, Камалетдинов, 1984, 1986). Позже эту концепцию мы стали именовать моделью, а по мере повышения обоснованности, теорией. И то и другое с определением «шарьяжно-надвиговая» или «мобилистская», что в принципе равнозначно.

В 1988 г. появилась статья «Шарьяжно-надвиговая теория формирования земной коры континентов», посвященная академику АН СССР Александру Вольдемаровичу Пейве. Ее авторы: Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов и Ю.В. Казанцев. В этом же году напечатана и статья М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой и Ю.В. Казанцева: «Шарьяжно-надвиговая теория формирования земной коры — путь к ускорению научно-технического прогресса геологии».

Большое количество публикаций в соавторстве: М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и Т.Т. Казанцева в период 1978–1991 гг. Из них крупные монографии, в состав которых в виде отдельных глав или объемных ссылок включены перечисленные выше публикации Т.Т. Казанцевой и Ю.В. Казанцева. Это «Шарьяжно-надвиговая структура фундаментов платформ», 1987 (совместно с Д.В. Постниковым); «Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы», 1991 (в соавторстве с Д.В. Постниковым и В.И. Козловым). Окончательный вариант теоретических положений опубликован в работе «Тектоника и эволюция» [Казанцева, 1990]. В ней обращено особое внимание на следующие положения: *1) геологические процессы и явления зарождаются в геодинамических условиях, создаваемых горизонтально направленными тектоническими силами; 2) состав геовещественных единиц определяется особенностями тектонического режима; 3) эволюция геологического вещества осуществляется при направленном изменении тектонических тангенциальных напряжений; 4) тектонические тангенциальные напряжения являются энергетическим обеспечением всех основных геологических процессов.*

Начало девяностых годов прошлого столетия следует считать завершением основного этапа разработки шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры, так как в 1991 г., в это сложное в политическом плане для нашей страны время, она была представлена на государственную премию. Таким образом, создание новой мобилистской теории формирования земной коры, названной нами шарьяжно-надвиговой, длилось пятнадцать лет. Она разработана исследователями двух лабораторий Института геологии УНЦ РАН: «Геотектоника» и «Структурная геология и нефтегазоносность» в период с 1978 по 1992 г. Основными исполнителями ее являлись доктора наук: Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева и М.А. Камалетдинов при равнозначном вкладе каждого. В разработке отдельных вопросов принимал участие и кандидат наук Д.В. Постников.

Дальнейшее развитие и внедрение теории отражено в ряде публикаций Т.Т. Казанцевой (2000, 2001, 2006, 2010, 2012, 2015), Ю.В. Казанцева (1999, 2001, 2005, 2006, 2010). В 1998 и 2001 гг. появились и индивидуальные статьи М.А. Камалетдинова, одну из которых он назвал «Новая геология (теория шарьяжей)», а другую «Современная теория шарьяжей».

Список литературы:

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарин Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. – 2015. – № 1–2. – С. 21–55.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. – М.: Мир, 1979. – 237 с.

Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / БашНИПИнефть. – Уфа, 1974. – 21 с.

Казанцев Ю.В. Сдвиги в Южном Предуралье // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 257, № 1. – С. 957–961.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. – М.: Наука, 1982. – 112 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. – 185 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Геология и разведка. – 1990. – № 1. – С. 113.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю., Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Структурная геология Крыма. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. – 155 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Аржавитина М.Ю., Аржавитин П.В., Хайруллина Ф.В. Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. – М.: Наука, 1992. – 183 с.

Казанцева Т.Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. – Уфа: БФАН СССР, 1981. – 26 с.

Казанцева Т.Т. Тектонические циклы и формационные ряды. – Уфа, 1983. – 37 с.

Казанцева Т.Т. Шарьяжно-надвиговая тектоника и особенности геосинклинального развития Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1985. – 32 с.

Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1987. – 169 с.

Казанцева Т.Т. Тектоника и эволюция. – Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 40 с.

Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2000. – № 5. – С. 15–46.

Казанцева Т.Т. Геодинамическая модель рудогенеза // Георесурсы. 2012. № 8 (50). С. 3–9.

Казанцева Т.Т. Фундаментальные теории эволюции Земной коры // Вестник АН РБ. – 2015. – Т. 20, № 3 (79). – С. 14–27.

Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. – Уфа: Гилем, 2010. – 325 с.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Геосинклинальное развитие Урала // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 288, № 6. – С. 1449–1454.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Зуфарова Н.А. Происхождение нефти. – Уфа, 1982. – 30 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. – М:. Наука, 1974. – 229 с.

Камалетдинов М.А. Ученые и время / АН Республики Башкортостан, Отд. наук о Земле и природных ресурсов. – Уфа: Гилем, 2007. – 320 с. – (Сер. Ученые Башкортостана).

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. – М.: Наука, 1981. – 135 с.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – 31 с.

Смирнов Г.А. Развитие научных взглядов на динамику Уральской горной системы. – Екатеринбург: Наука, Уральское отд., 1992. – 295 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 264 с.

Шатский Н.С. О роли академика А.А. Борисяка в развитии русской геологии // Ученые геологического комитета. Очерки по истории геологических знаний. – М.: Наука. 1971. – С. 8–17.

Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. Structural setting, genesis, and prospects for chalcopyrite ores in the south Urals // Russian Geology and Geophysics. – 1999. – V. 40. – P. 177–188.

References:

Dobretsov N.L., Koulakov I.Yu., Litasov K.D., Kukarina E.V. An integrate model of subduction: Contributions from geology, experimental petrology, and seismic tomography // Russian Geology and Geophysics. 2015. Vol. 56, No. 1–2. P. 13–38. doi.org/10.1016/j.rgg.2015.01.002.

Frolova T.I., Burikova I.A. Geosinklinalnyi vulkanizm [Geosynclinal volcanism]. M.: MGU, 1977. 264 p. (In Russian).

Ioder Kh. Obrazovanie bazal'tovoi magmy [Basaltic magma formation]. M.: Mir, 1979. 237 p. (In Russian).

Kamaletdinov M.A. Pokrovnye struktury Urala [Cover structures of the Urals]. M.: Nauka, 1974. 229 p. (In Russian).

Kamaletdinov M.A. Uchenye i vremya [Scientists and time] // Ser. Uchenye Bashkortostana / Akad. nauk Respubliki Bashkortostan, Otdelenie nauk o Zemle i prirodnykh resursov. Ufa: Gilem, 2007. 320 p. (In Russian).

Kamaletdinov M.A., Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T. Proiskhozhdenie skladchatosti [Origin of folding]. M.: Nauka, 1981. 135 p. (In Russian).

Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T., Kazantsev Yu.V. Osnovnyye voprosy formirovaniya zemnoy kory Urala v paleozoye [The main questions of the formation of the crust of the Urals in the Paleozoic]. Ufa: BFAN SSSR, 1978. 31 p.

Kazantsev Yu.V. Geologicheskoe stroenie i neftegazonosnost' Bel'skoi vpadiny Predural'skogo progiba: Avtoref. kand. dis. [Geological structure and oil and gas potential of the Belsk depression of the Pre-Ural downwarp: Abstract. cand. dis.] / BashNIPIneft'. Ufa, 1974. 21 p. (In Russian).

Kazantsev Yu.V. Sdvigi v Yuzhnom Predural'e [Shifts in the Southern Urals] // Dokl AN SSSR. 1981. T. 257, No. 1. P. 957–961 (In Russian).

Kazantsev Yu.V. Tektonika Kryma [Crimea tectonics]. M.: Nauka, 1982. 112 p.

Kazantsev Yu.V. Strukturnaya geologiya Predural'skogo progiba [Structural Geology of the Pre-Ural Trough]. M.: Nauka, 1984. 185 p. (In Russian).

Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T. O metodike kartirovaniya dislokatsii gorizontal'nogo szhatiya [About the method of mapping dislocations horizontal compression] // Geologiya i razvedka. 1990. No. 1. P. 113–121 (In Russian).

Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. Structural setting, genesis, and prospects for chalcopyrite ores in the south Urals // Russian Geology and Geophysics. 1999. V. 40. P. 177–188.

Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T., Arzhavitina M.Yu., Arzhavitin P.V., Bekher N.I., Terekhov A.A., Popovich S.V. Strukturnaya geologiya Kryma [Structural Geology of Crimea]. Ufa: BNTS UrO AN SSSR, 1989. 155 p. (In Russian).

Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A., Arzhavitina M.Yu., Arzhavitin P.V., Khairullina F.V. Strukturnaya geologiya Magnitogorskogo sinklinoriya Yuzhnogo Urala [Structural Geology of the Magnitogorsk Synclinorium of the Southern Urals]. M.: Nauka, 1992. 183 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Proiskhozhdenie i razvitie geosinklinalei [The origin and development of geosynclines]. Ufa: BFAN SSSR, 1981. 26 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Tektonicheskie tsikly i formatsionnye ryady [Tectonic cycles and formation series]. Ufa, 1983. 37 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Sharyazhno-nadvigovaya tektonika i osobennosti geosinklinal'nogo razvitiya Urala: Avtoref. diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Thrust-related tectonics and geosynclinal development of the Urals: Abstract dokt. geol. and min. sci. diss.]. Novosibirsk, 1985. 32 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Allokhtonnye struktury i formirovanie zemnoi kory Urala [Allochthonous structures and the formation of the crust of the Urals]. M.: Nauka, 1987. 169 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Tektonika i evoliutsiya [Tectonics and evolution]. Ufa: IG BNTS UrO AN SSSR, 1990. 40 p. (In Russian).

Kazantseva T.T. Osnovy shariazhno-nadvigovoi teorii formirovaniya zemnoi kory [Fundamentals of the thrust theory of the formation of the earth's crust] // Geologiya. Izv. Otd. nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB. 2000. No 5. P. 15–46 (In Russian).

Kazantseva T.T. Geodinamicheskaya model' rudogeneza [Geodynamic model of ore genesis] // Georesources. 2012. No. 8 (50). P. 3–9 (In Russian).

Kazantseva T.T. Fundamentalnye teorii evoliutsii zemnoi kory [Basic theories on the evolution of the Earth's crust] // Vestnik AN RB. 2015. V. 20, No. 3 (79). P. 14–27 (In Russian).

Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. The Geosynclinal development of the Urals // Tectonophysics. 1986. V. 127, No. 3–4. P. 371–381. doi.org/10.1016/0040-1951(86)90071-5.

Kazantseva T.T., Kazantsev Yu.V. Strukturnyi faktor v teoreticheskoi geologii [Structural factor in theoretical geology]. Ufa: Gilem, 2010. 327 p. (In Russian).

Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A., Kazantsev Yu.V., Zufarova N.A. Proiskhozhdenie nefti [Origin of oil]. Ufa, 1982. 30 p. (In Russian).

Shatskii N.S. O roli akademika A.A. Borisyaka v razvitii russkoi geologii [On the role of academic A.A. Borisyak in the development of Russian geology] // Uchenye geologicheskogo komiteta. Ocherki po istorii geologicheskikh znanii [Scientists geological committee. Essays on the history of geological knowledge]. M.: Nauka, 1971. P. 8–17 (In Russian).

Smirnov G.A. Razvitie nauchnykh vzglyadov na dinamiku Ural'skoi gornoi sistemy [Development of scientific views on the dynamics of the Ural mountain system]. Ekaterinburg: Nauka. Ural'skoe otd., 1992. 295 p. (In Russian).

Сведения об авторе:

Казанцева Тамара Тимофеевна, академик АН РБ, доктор геолого-минералогических наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: ktt@ufaras.ru

About the author:

Kazantseva Tamara Timofeevna, Academician of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: ktt@ufaras.ru

УДК 55(47+57) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-5

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОРОДАХ ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2019 г. С. И. Высоцкий, С. Г. Ковалев

Реферат. В статье приводятся материалы по геохимии редкоземельных элементов, платиноидов и золота в вулканогенно-осадочных отложениях Шатакского комплекса.

В результате проведенных исследований установлено, что пикриты комплекса характеризуются пониженными содержаниями крупноионных (Rb, Ba, K) и высокозарядных (Th, U) элементов, а базальты кузъелгинской и каранской подсвит по целому ряду параметров различаются между собой. Анализ индикаторных отношений (Nb/Y – Zr/Y, Nb/Y – Zr/Y, Lu/Hf – La/Sm) показал, что расплав, сформировавший магматические породы комплекса, имеет плюмовый источник. Обогащенность магматических пород Au, Pd и Rh — элементами, характерными для основного магматизма,— свидетельствует о том, что все разнообразие магматических пород Шатакского комплекса и вариации в них содержаний благородных металлов обусловлены внутрикамерной дифференциацией расплава и последующим метаморфизмом пород.

Установлено, что геохимические отношения РЗЭ, платиноидов и золота шатакских конгломератов превышают аналогичные параметры в континентальной коре. Делается вывод о том, что повышенные содержания платиноидов и золота в осадочных породах комплекса обусловлены прямым воздействием на них вулкано-плутонического магматизма с последующим перераспределением вещества при метаморфизме.

Ключевые слова: Шатакский комплекс, редкоземельные элементы, платиноиды, золото, пикриты, базальты, риолиты, конгломераты

GEOCHEMISTRY OF RARE-EARTH ELEMENTS AND NOBLE METALS IN ROCK OF THE SHATAK COMPLEX (SOUTH URALS)

S. I. Vysotsky, S. G. Kovalev

Abstract. The article presents materials on the geochemistry of rare-earth elements, platinoids and gold in volcanogenic-sedimentary sediments of the Shatak complex.

As a result of the research, it was established that the picrites of the complex are characterized by low contents of large-ion (Rb, Ba, K) and high-charge (Th, U) elements, and the basalts of the Kuzelga and Karan subformation differ in their parameters. Analysis of the indicator ratios (Nb/Y – Zr/Y, Nb/Y – Zr/Y, Lu/Hf – La/Sm) showed that the melt that formed the igneous rocks of the complex has a plume source. The enrichment of igneous rocks of Au, Pd and Rh — with elements characteristic of the main magmatism suggests that the whole diversity of igneous rocks of the Shataksky complex and variations in their precious metal contents are due to the intracameral differentiation of the melt and the subsequent metamorphism of the rocks.

It has been established that for most of the important geochemical relations of rare-earth elements, as well as the amounts of platinoids and gold, the average values of the Shatak conglomerates substantially exceed their content in the continental crust. It is concluded that the elevated contents of platinoids and gold in the sedimentary rocks of the complex are due to the direct influence of volcanic-plutonic magmatism on them, followed by redistribution of the substance during metamorphism.

Keywords: Shatak complex, rare-earth elements, platinoids, gold, picrites, basalts, rhyolites, conglomerates

Для цитирования: Высоцкий С.И., Ковалев С.Г. Геохимия редкоземельных элементов и благородных металлов в породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 58–71. DOI: http:// doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-5.

For citation: Vysotsky S.I., Kovalev S.G. Geochemistry of rare-earth elements and noble metals in rock of the Shatak complex (South Urals) // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 58–71. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-5.

Введение

В пределах Башкирского мегантиклинория основание среднерифейских отложений представлено машакской свитой, впервые выделенной А.И. Ивановым [1937] со стратотипом на хр. Машак. Возрастным аналогом машакской свиты являются вулканогенно-осадочные образования хр. Бол. и Мал. Шатак, объединенные К.А. Львовым [1936] в шатакскую свиту. Позднее вулканогенно-осадочные образования машакской (шатакской) свиты были изучены А.Ф. Ротарем с соавторами [Ротарь и др., 1982; Парначев и др., 1986] и расчленены на подсвиты (снизу вверх): кузъелгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куянтавскую, каранскую, шакитарскую и ямантаускую [Парначев и др., 1986], что отражено в Стратиграфических схемах докембрия Урала [1993]. Описываемые образования расположены на восточном крыле Ямантауского антиклинория, слагая моноклиналь, осложненную дизъюнктивными нарушениями и мелкой складчатостью, где они перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея, сменяясь зигальгинскими кварцевыми песчаниками и кварцитопесчаниками (рис. 1). На хр. Бол. Шатак машакская свита представлена осадочными (конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты и углеродисто-глинистые сланцы), магматическими (пикриты, метабазальты, риолиты) и вулканогенно-осадочными (туфы и туфобрекчии) образованиями.

Пикриты образуют пластовую интрузию, расположенную в основании машакской свиты на ее непосредственной границе с подстилающими отложениями юшинской свиты [Ковалев, Высоцкий, 2006, 2008]. Макроскопически породы представлены зеленовато-серыми, темно-зелеными среднезернистыми амфиболизированными разновидностями, имеющими массивную текстуру и видимую мощность около 25–30 м. Детальное изучение позволило выделить в строении интрузии три зоны: нижнюю эндоконтактовую, центральную и верхнюю эндоконтактовую. Породы верхней эндоконтактовой зоны представлены метадолеритами с микроофитовой и микродолеритовой структурой. Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являлись оливин, клинопироксен, ортопироксен и роговая обманка. Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. Нижний горизонт представлен интенсивно измененными пикродолеритами. Из первичных минералов по псевдоморфозам устанавливаются клинопироксен и плагиоклаз. Вторичные минералы представлены амфиболом, лейкоксеном, хлоритом, серпентином, альбитом, карбонатом, апатитом, тальком и серицитом.

Метабазальты Шатакского комплекса, максимальное количество которых входит в состав кузъелгинской и каранской подсвит, представляют собой зеленые, зеленовато-серые средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфировидная структуры. Минеральный состав пород включает в себя клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, титаномагнетит и магнетит. Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом актинолит-тремолитового ряда, хлоритом (пеннин-клинохлор), эпидотом, серицитом, титанитом, лейкоксеном и гематитом. В крупных телах наблюдается отчетливое увеличение размерности кристаллов в направлении от контактов внутрь тел, при этом минеральный состав не претерпевает каких-либо изменений, изменяются лишь размерность кристаллов и микроструктурные особенности пород: в эндоконтактах структура близка к интерсертальной с удлиненными лейстами плагиоклаза и интерстициальным пространством, заполненным стекловатым мезостазисом либо продуктами его девитрификации; в центральных частях тел породам присущи микрогаббровая, микродолеритовая и микроофитовая структуры. Часто в прикровельных и приподошвенных частях магматических тел наблюдаются обильные миндалины, выполненные кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрявшейся магмы.

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

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

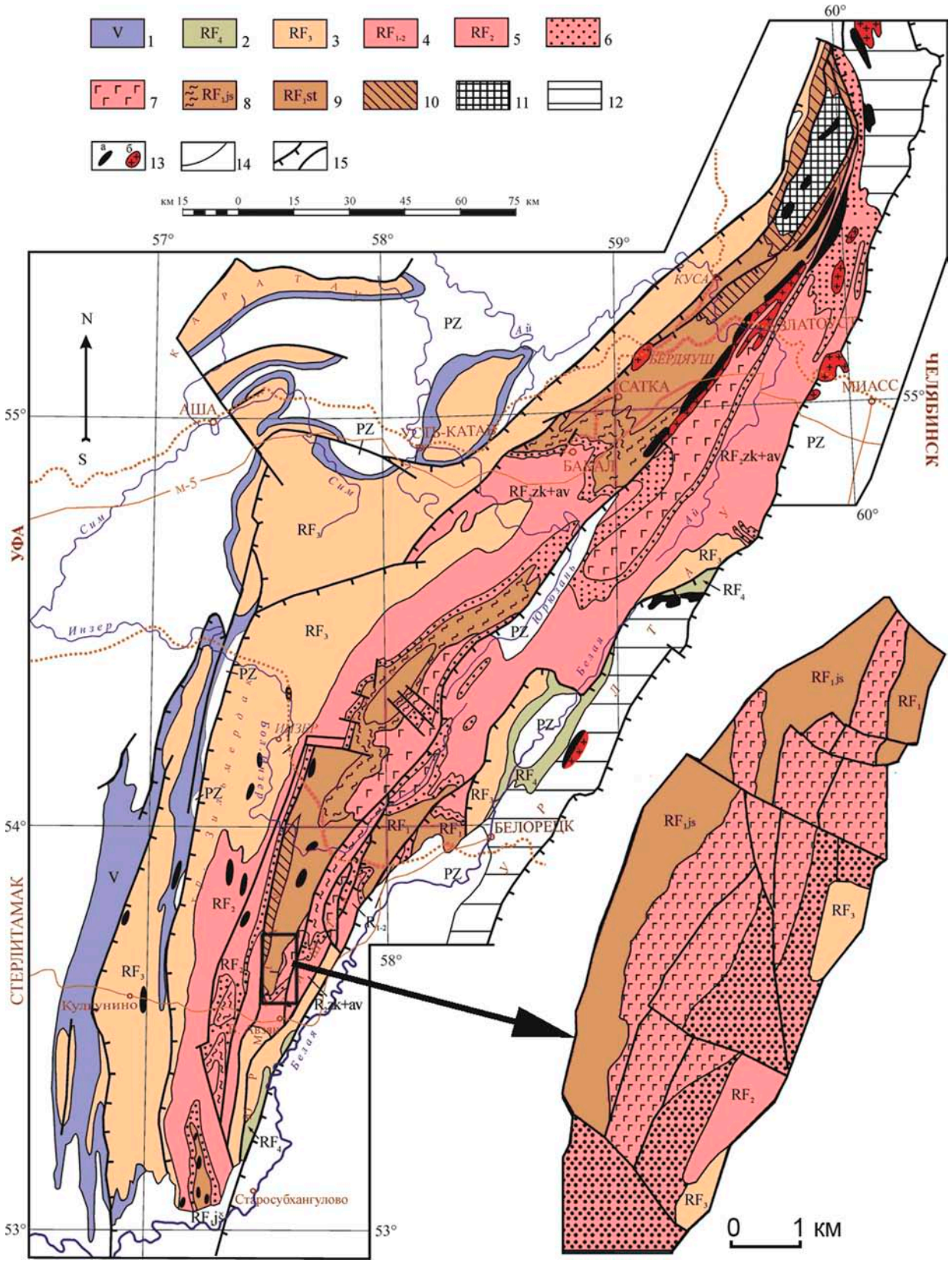


Рис. 1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория и Шатакского комплекса

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

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

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

Осадочные породы машакской свиты слагают около 75% ее объема и представлены преимущественно грубозернистыми разностями: конгломератами и песчаниками. Алевролиты, алевропелитовые сланцы и известняки распространены в подчиненных количествах. Конгломераты свиты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они на 70–80% сложены хорошо окатанными обломками кварцитопесчаников и кварцитов, реже железистых кварцитопесчаников, микрокварцитов и разнообразных сланцев. В базальных горизонтах повсеместно отмечаются галька и глыбы подстилающих пород юшинской свиты (RF_1). Цемент сложен кварцевым песчанистым материалом и мелкочешуйчатой серицит-хлоритовой массой. Песчаники представлены полимиктовыми и кварцевыми разностями, последние на 80–90% состоят из обломков кварца с хлорит-серицитовым цементом. Алевролиты и алевропелитовые сланцы встречаются в тонком переслаивании друг с другом, реже слагают самостоятельные маломощные горизонты и пачки.

Датирование магматических пород Шатакского комплекса по единичным кристаллам цирконов на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) показало присутствие в пробах нескольких популяций с возрастом от 1500–1550 до 1330–1350 млн лет [Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2008, 2013]. Возраст, полученный методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по 4 зернам циркона из метабазальтов, дал средневзвешенную $^{207}Pb/^{206}Pb$ датировку 1381.5±1.0 млн лет (MSWD = 1.0) и $^{206}Pb/^{238}U$ датировку 1380.3±0.4 млн лет (MSWD = 1.1) [Пучков, 2010].

Методы исследования

Концентрации редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Содержания благородных элементов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au) определены тем же методом в ЦИИ ВСЕГЕИ. Пределы обнаружения последних составляют 0.002 г/т.

Геохимическая характеристика

Геохимические характеристики магматических пород комплекса обладают определенной спецификой. В частности, по величинам нормализованных отношений La_n/Lu_n и Ce_n/Yb_n все разновидности пород (пикриты — 2.54–4.38 и 2.29–4.07; базальты кузъелгинской подсвиты — 3.56–6.21 и 3.04–4.83; базальты каранской подсвиты — 0.91–4.42 и 0.48–3.58; риолиты — 3.56–112.73 и 2.11–67.25 соответственно) в различной степени обогащены легкой группой РЗЭ (рис. 2).

При этом сами легкие лантаноиды значительно фракционированы, La_n/Sm_n отношение в пикритах составляет 1.61–3.11, в базальтах кузъелгинской подсвиты — 1.73–2.89, каранской подсвиты — 0.6–2.29, в риолитах — 2.71–4.7.

Сравнительный анализ пикритов Шатакского комплекса с аналогичными породами, распространенными в пределах Башкирского мегантиклинория [Ковалев, 1996, 2011], показывает, что для первых характерны пониженные содержания крупноионных (Rb, Ba, K) и высокозарядных (Th, U) элементов, четко проявленные европиевый и стронциевый минимумы (см. рис. 2), меньшее количество РЗЭ (среднее по пикритам Шатака — 60.5, среднее по пикритам Башкирского мегантиклинория — 97.4) и меньшая степень их дифференцированности (La/Lu_n — пикриты Шатака — 4.36, пикриты Башкирского мегантиклинория — 8.85; Ce/Yb_n — пикриты Шатака — 3.44, пикриты Башкирского мегантиклинория — 7.3).

Базальты Шатакского комплекса по целому ряду параметров различаются между собой (см. рис. 2). Сравнительный анализ основных пород из кузъелгинской и каранской подсвит показывает,

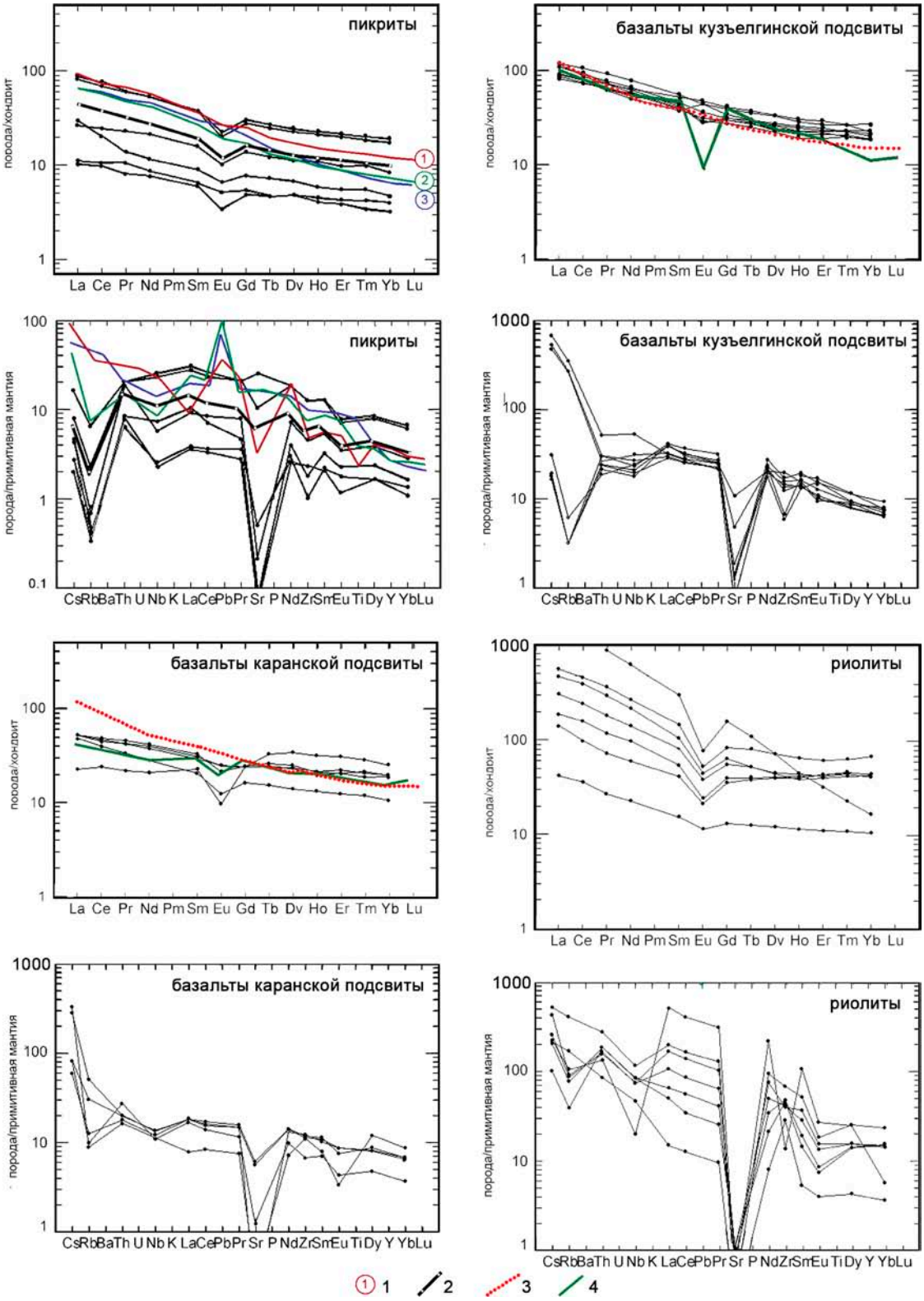


Рис. 2. Графики нормализованных содержаний РЗЭ и спайдер-диаграммы для магматических пород Шатакского комплекса. По [Ковалев и др., 2018]

Fig. 2. Graphs of normalized REE contents and spider diagrams for igneous rocks of the Shatak complex. By [Kovalev et al., 2018]

Условные обозначения к рис. 2: 1 — пикритовые комплексы Башкирского мегантиклинория (1 — Шуйдинский комплекс, 2 — Лапыштинский комплекс, 3 — Мисаелгинский комплекс) по [Ковалев, 2011]; 2 — средний состав пикритов Шатакского комплекса; 3 — внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [Barberi et al., 1975]); 4 — базальты машакской свиты по [Савельев и др., 2009]. Хондрит и примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995].

Legend to fig. 2: 1 — picritic complexes of the Bashkirian meganticlinorium (1 — Shuydinsky complex, 2 — Lapyshta complex, 3 — Misaelga complex) by [Kovalev, 2011]; 2 — average composition of picrites of the Shatak complex; 3 — intraplate basalts (subalkaline olivine basalts, Boyne volcanic center by [Barberi et al., 1975]); 4 — basalts of the Mashak Formation [Saveliev et al., 2009]. Chondrite and primitive mantle after [McDonough, Sun, 1995].

что первые содержат почти в 2 раза большее количество РЗЭ (146.79 г/т — базальты кузъелгинской подсвиты, 70.29 г/т — базальты каранской подсвиты), для них характерна большая дифференцированность РЗЭ (La_n/Lu_n — 39.61 и 13.56 соответственно, Ce_n/Yb_n — 30.62 и 11.69 соответственно). Дифференцированность легкой и тяжелой групп редкоземельных элементов в кузъелгинских базальтах также значительно выше, чем в каранских (La_n/Sm_n — 17.94 и 8.77 соответственно, Sm_n/Yb_n — 16.38 и 8.23 соответственно). На графиках нормализованных содержаний РЗЭ (см. рис. 2) видно, что аналогичные тенденции характерны и для базальтов машакской свиты хр. Машак, из чего следует, что эти различия имеют генетическую природу. Сравнение обеих разновидностей с субщелочными оливиновыми базальтами вулканического центра Бойна (Эфиопия), как с представителями типичных рифтогенных образований, показывает, что базальты кузъелгинской подсвиты как хр. Бол. Шатак так и хр. Машак практически полностью им идентичны, в то время как базальты каранской подсвиты указанных разрезов характеризуются меньшим количеством легкой группы РЗЭ, меньшей дифференцированностью элементов и четко проявленным европиевым минимумом.

Определенная специфика в распределении редкоземельных элементов характерна и для риолитов (см. рис. 2). Им присущи высокие содержания РЗЭ (среднее — 533.75 г/т, при разбросе значений от 60.81 г/т до 1605.75 г/т), значительная дифференцированность (La_n/Lu_n — 22.14, Ce_n/Yb_n — 13.85) при относительно слабо проявленной дифференцированности в группе легких (La_n/Sm_n — 3.72) и тяжелых (Sm_n/Yb_n — 4.02) РЗЭ. Так же, как и для пикритов и базальтов, для риолитов характерны четко проявленные европиевый и стронциевый минимумы.

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 3) фигуративные точки составов магматических пород Шатакского комплекса располагаются вдоль главной последовательности между точками, характеризующими примитивную мантию и внутриплитные базальты, а наклон тренда эволюции состава магм по [Chaplygin et al., 2007] свидетельствует о том, что они образовались в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами. При этом точки составов пикритов и риолитов располагаются вне общего тренда базальтоидов, что может свидетельствовать об их формировании в результате дифференциации расплава в промежуточной камере.

На диаграмме Nb/Y – Zr/Y (см. рис. 3) магматические породы Шатакского комплекса, так же как и на предыдущей диаграмме, располагаются вдоль главной последовательности между точками, характеризующими примитивную мантию и титанистые пикриты и пикробазальты Печенги и Карелии, группируясь в поле плюмового источника магматизма.

На диаграмме Lu/Hf – La/Sm (рис. 4) точки составов магматических пород Шатакского комплекса группируются вокруг тренда плавления шпинелевого перидотита, а среднее значение, рассчитанное для пикритов и базальтов кузъелгинской и каранской подсвит, располагается непосредственно на самом тренде. Примечательным является то, что точки характеризующие пикриты Мисаелгинского и Лысогорского комплексов, представляющие собой мантийный расплав, раскристаллизовавшийся в коровых условиях [Ковалев, 2011], группируются на тренде плавления гранатового перидотита, а пикриты Лапыштинского комплекса, относимые к среднему рифею [Алексеев, 1984; Ковалев, 1996], «тяготеют» к шатакским магматическим породам.

Таким образом, приведенный анализ свидетельствует о том, что магматические породы Шатакского комплекса являются продуктом эволюционного развития (дифференциации) расплава в промежуточном очаге.

Геохимическая специализация терригенных пород машакской свиты во многом определяется их ассоциацией с магматическими породами Шатакского комплекса, условиями осадконакопления при формировании и развитии рифтогенной структуры и последующим динамотермальным метаморфизмом [Высоцкий, Ковалев, 2019]. Как

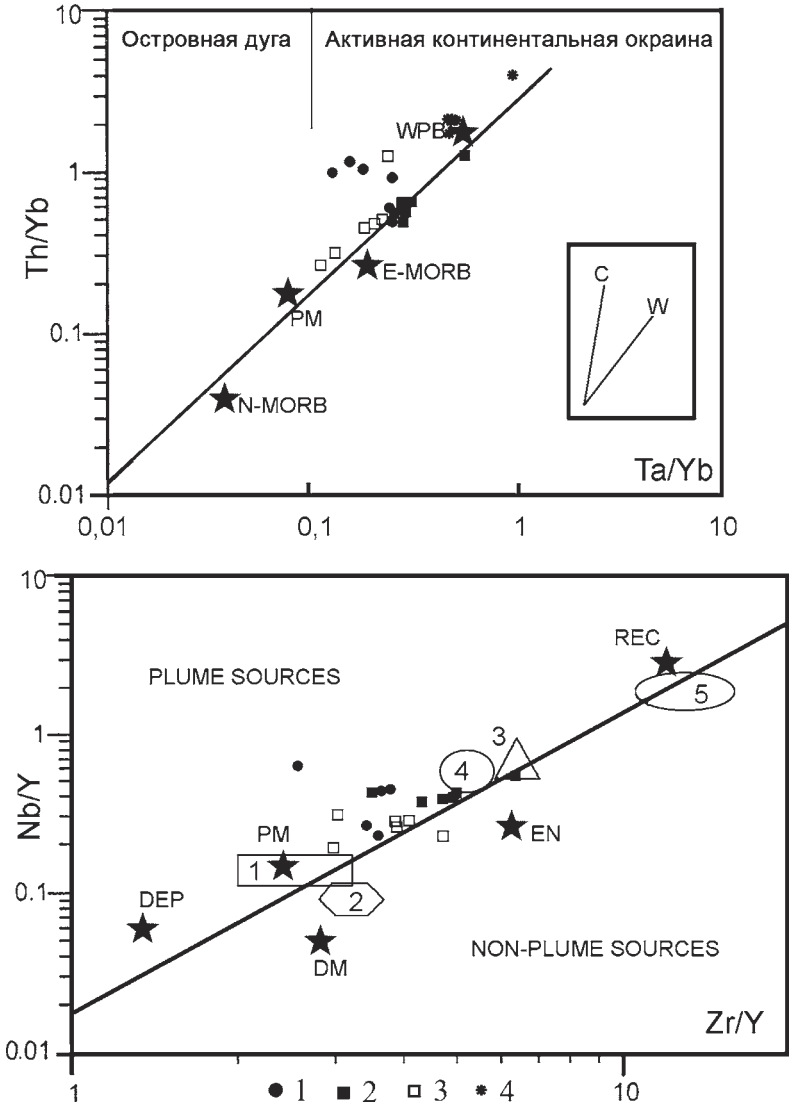


Рис. 3. Положение точек составов магматических пород Шатакского комплекса на диаграммах Th/Yb – Ta/Yb и Nb/Y – Zr/Y

Условные обозначения: 1 — пикриты; 2 — базальты кузъелгинской подсвиты; 3 — базальты каранской подсвиты; 4 — риолиты. *Тренды эволюции составов магм*, по [Chaplygin et al., 2007]: W — в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами; C — контаминации континентальной коры. *Поля и точки составов пород эталонных обстановок* для диаграммы Th/Yb – Ta/Yb: WPB — внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [Barberi et al., 1975]); PM — примитивная мантия по [Taylor, McLennan, 1985]; E-MORB и N-MORB — составы «обогащенных» и «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов по [Sun, McDonought, 1989]; для диаграммы Nb/Y – Zr/Y: DM — деплетированная мантия; PM — примитивная мантия; EN, REC — мантийные составы, обогащенные коровым веществом. *Поля*: 1 — низкотитанистые пикриты (коматииты) древних зеленокаменных поясов, 2 — низкотитанистые пикриты фанерозойских складчатых областей, 3 — титанистые пикриты и пикробазальты Печенги, 4 — то же района Ангозеро (Карелия), 5 — высокотитанистые пикриты (меймечиты) Гулинского комплекса (Сибирь).

Fig. 3. Position of the points of the composition of igneous rocks of the Shatak complex on the Th/Yb – Ta/Yb and Nb/Y – Zr/Y diagrams

Legend: 1 — picrites; 2 — basalts of Kuzyelga subsuite; 3 — basalts of the Karan subsuite; 4 — Rhyolite. *Trends in the evolution of magma compositions according* to [Chaplygin et al., 2007]: W — in the process of intraplate (mantle) enrichment with lithophilic elements; C — contamination of the continental crust. *Fields and rock composition points of reference environments* for the Th/Yb – Ta/Yb: WPB — intraplate basalts (subalkaline olivine basalts, Boyna volcanic center, Ethiopia according to [Barberi et al., 1975]); PM — primitive mantle according to [Taylor, McLennan, 1985]; E-MORB and N-MORB — compositions of “enriched” and “normal” basalts of midocean ridges according to [Sun, McDonought, 1989]; for Nb/Y – Zr/Y diagram: DM — depleted mantle; PM — primitive mantle; EN, REC — mantle compositions enriched in crust. *Fields*: 1 — low titanium picrites (komatiites) of ancient greenstone belts, 2 — low titanium picrites of the Phanerozoic folded regions, 3 — titanium picrites and picrobasalts of Pechenga, 4 — the same for the area of Angozero (Karelia), 5 — high titanium picrites (meimechites) of the Gulinsky complex (Siberia).

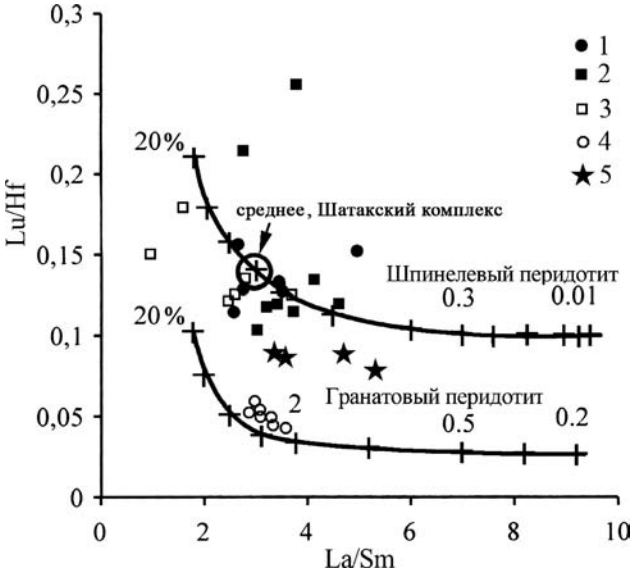


Рис. 4. Диаграмма Lu/Hf – La/Sm по [Regelous et al., 2003] для магматических пород Шатакского комплекса и пикритов Башкирского мегантиклинория

Условные обозначения: 1–3 — Шатакский комплекс (1 — пикриты, 2 — базальты кузъелгинской подсвиты, 3 — базальты каранской подсвиты); 4 — пикриты Мисаелгинского и Лысогорского комплексов; 5 — пикриты Лапыштинского комплекса. 4, 5 — по [Ковалев, 2011].

Fig. 4. Diagram Lu/Hf – La/Sm after [Regelous et al., 2003] for igneous rocks of the Shatak complex and picrites of the Bashkir meganticlinorium

Legend: 1–3 — Shatak complex (1 — picrites, 2 — basalts of the Kuzyelga subformation, 3 — basalts of the Karan subformatuon); 4 — picrites of the Misaelga and Lysogorsk complex; 5 — picrites of the Lapyshta complex. 4, 5 — according to [Kovalev, 2011].

видно из рис. 5, четкой приуроченности отдельных элементов к определенному типу пород не просматривается.

Распределение редкоземельных элементов в конгломератах машакской свиты характеризуется широким разбросом значений (на два порядка) всей группы РЗЭ при практически полной идентичности трендов (рис. 5а), что, на наш взгляд, обусловлено переменным количеством кварцевого материала галек в пробах. Для большей части важных геохимических отношений элементов средние значения этих отношений в шатакских конгломератах в значительной степени превышают количества, характерные для верхней коры по [Rudnick, Gao, 2003] (Nb/Ta — конгломераты — 31.14; верхняя кора — 13.4; Zr/Hf — 105.16 и 36.7; K/Rb — 375.1 и 283; Rb/Cs — 52.38 и 20, соответственно). В то же время K/Rb оказывается близким (9499 — в конгломератах и 9475 — в верхней коре), а Th/U (2.45 в конгломератах и 3.8 в верхней коре) свидетельствует о повышенных количествах урана в шатакских конгломератах по отношению к торию.

Определенный интерес представляют нормализованные средние содержания редких, рассеянных и «рудогенных» элементов в конгломератах машакской свиты, изображенные на рис. 5б. Обобщенный анализ содержаний и распределения этих элементов в конгломератах сводится к следующему:

— содержания практически всех элементов в конгломератах кузъелгинской и каранской подсвит близки между собой, что позволяет говорить о едином механизме их перераспределения и накопления;
— аномально высокие содержания As, Se и Sn свидетельствуют о наличии в конгломератах определенного минералого-геохимического типа оруденения (арсенопирит, селениды), частично подтвержденного минералогическими исследованиями [Ковалев и др., 2017];
— относительно низкие содержания Co и Ni, элементов, типоморфных для магматических пород основного состава, еще раз подчеркивают

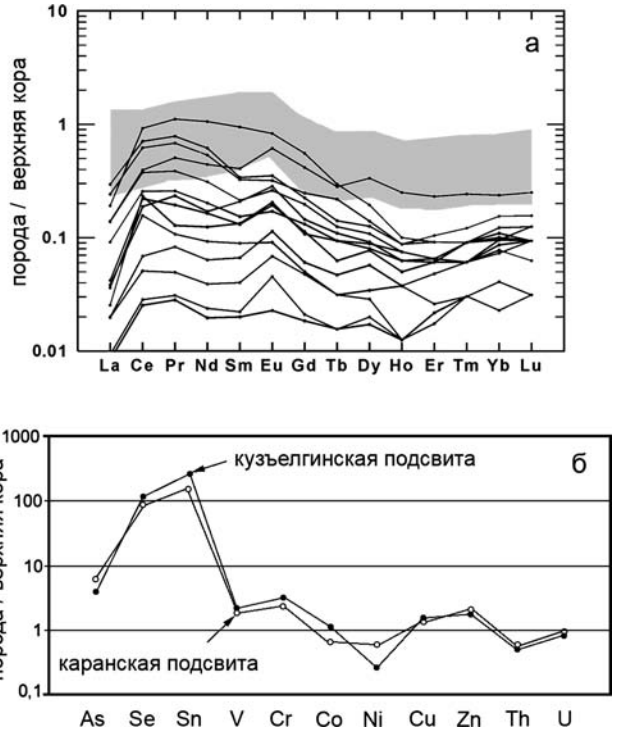


Рис. 5. Геохимические диаграммы для терригенных пород машакской свиты. Залитое поле — песчаники по [Маслов и др., 2008]. Верхняя кора по [Rudnick, Gao, 2003]

Fig. 5. Geochemical diagrams for terrigenous rocks of the Mashak Formation. The grey field characterizes sandstones according to [Maslov et al., 2008]. Upper crust by [Rudnick, Gao, 2003]

особенности машакских конгломератов, а именно практически полное отсутствие магматических пород в составе обломочного материала, свидетельствующее об интрузивной природе значительной части «базальтов», что более детально было рассмотрено ранее [Ковалев, Высоцкий, 2008];
— повышенные количества халькофильных элементов обусловлены наличием сульфидной минерализации, описанной ранее [Ковалев и др., 2017].

Содержания и распределение благородных металлов в породах машакской свиты, так же как и описанных выше элементов, подчеркивает особенности их генезиса.

Анализ нормализованных содержаний платиноидов и золота в различных разновидностях магматических пород Шатакского комплекса (рис. 6) позволяет сделать следующие выводы:
— для всех разновидностей пород (пикриты, базальты, риолиты) Шатакского комплекса характерна Rh–Pd–Au специализация; Pt/Pd в породах варьирует в значительных пределах: пикриты — 0.1–0.27; базальты кузъелгинской подсвиты — 0.17–0.63; риолиты — 0.09–0.41; базальты каранской подсвиты — 0.04–1.18;
— по отношению суммы платиноидов к золоту (∑PGE/Au) в магматических породах комплекса наблюдается незакономерная смена специализации с платинометальной на золотую (пикриты — 1.16–2.12; риолиты — 0.6–4.36; базальты кузъелгинской подсвиты — 0.42–3.03; базальты каранской подсвиты — 0.13–3.67);
— для всех благороднометальных элементов характерен значительный разброс абсолютных значений содержаний, достигающий двух порядков.

Для распределения нормализованных содержаний благородных металлов в терригенных породах свиты характерна своя специфика, которая заключается в следующем (рис. 7):
— благороднометальная геохимическая специализация аналогична для пород обеих подсвит и может быть охарактеризована как Ir–Rh–Pd или Ir–Pd–Rh;
— по платино-палладиевому отношению породы подсвит в значительной степени различаются;

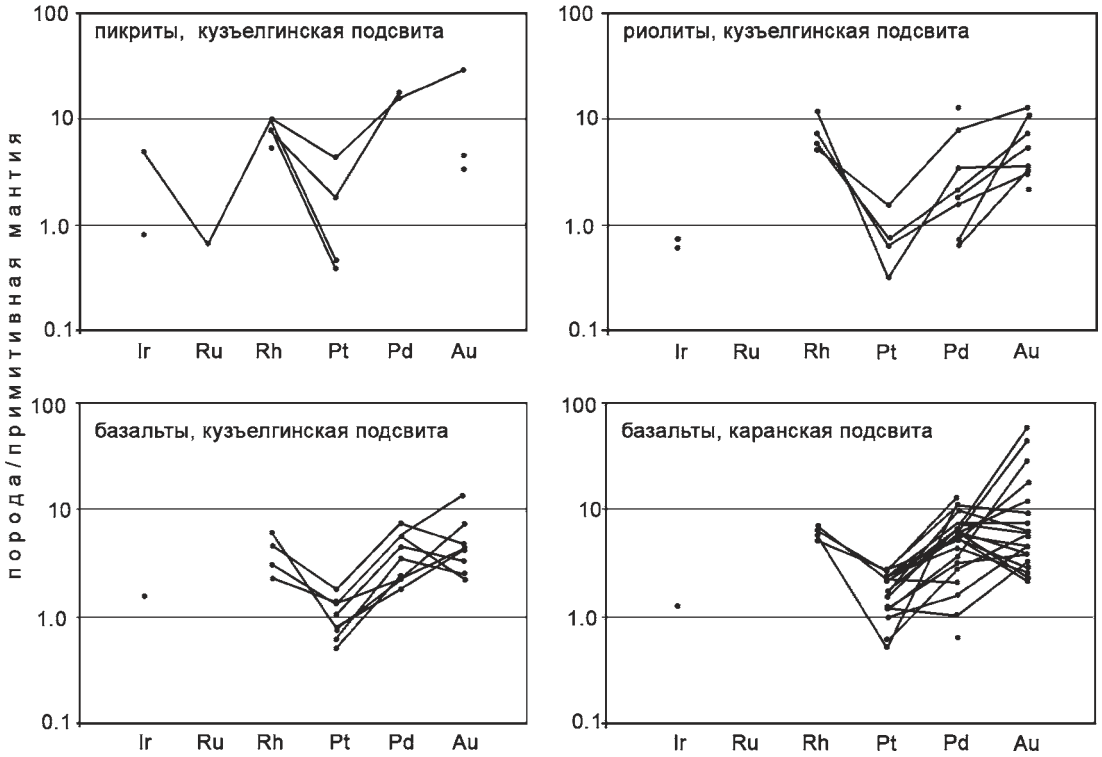


Рис. 6. Графики нормализованных содержаний благородных металлов в магматических породах Шатакского комплекса. Примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995]

Fig. 6. Charts of normalized contents of noble metals in igneous rocks of the Shatak complex. Primitive mantle according to [McDonough, Sun, 1995]

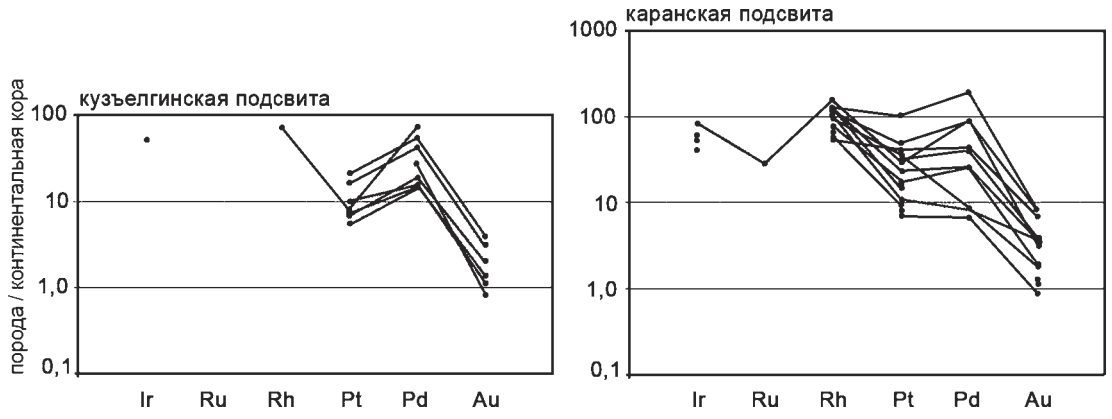


Рис. 7. Графики нормализованных содержаний благородных металлов в осадочных породах машакской свиты. Континентальная кора по [Wedepohl, 1995]

Fig. 7. Graphs of the normalized contents of noble metals in sedimentary rocks of the Mashak Formation. Continental crust according to [Wedepohl, 1995]

если для терригенных отложений кузъелгинской подсвиты Pt/Pd меньше единицы (от 0.1 до 0.63), то в породах каранской подсвиты эта величина варьирует в пределах от 0.33 до 4.11;

— для всех терригенных пород свиты отношение суммы платиноидов к золоту (∑PGE/Au) всегда больше единицы, достигая максимальных величин — 120.11–122.25 в породах каранской подсвиты.

Определенный интерес представляет анализ средних нормализованных содержаний благородных металлов в породах комплекса, позволяющий выявить общие закономерности в их распределении. Как видно из рис. 8, для всех магматических пород Шатакского комплекса характерны обогащение золотом и палладием и пониженные по отношению к примитивной мантии количества иридия и рутения. Распределение родия и платины несколько сложнее. Если количества Pt группируются вблизи «нормы» (среднее для всех разновидностей магматических пород — 1.08), то среднее содержание Rh для всех разновидностей — 4.7, почти в пять раз выше мантийного. Обогащенность магматических пород Au, Pd и Rh — «низкотемпературными» элементами, характерными для пород основного состава,— свидетельствует о том, что расплав,

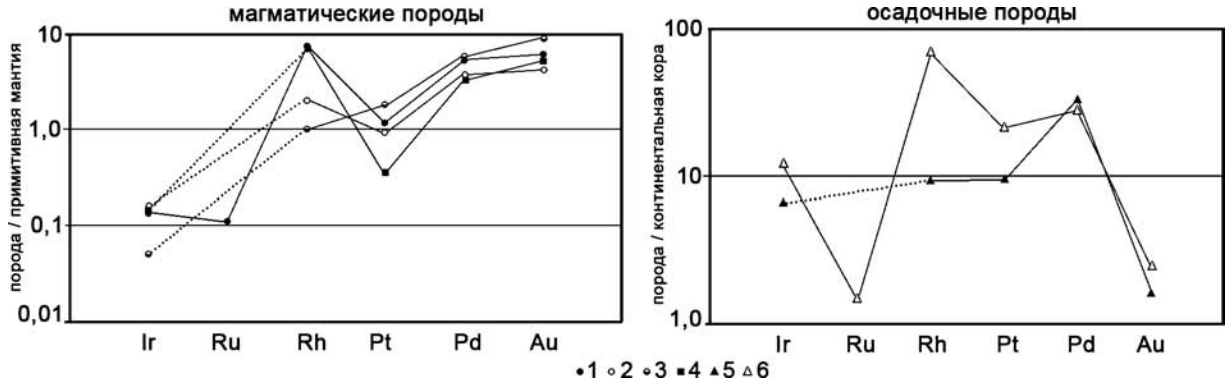


Рис. 8. Графики нормализованных средних содержаний благородных металлов в магматических и осадочных породах машакской свиты

Условные обозначения: 1 — пикриты; 2 — базальты кузъелгинской подсвиты; 3 — базальты каранской подсвиты; 4 — риолиты; 5 — осадочные породы кузъелгинской подсвиты; 6 — осадочные породы каранской подсвиты.

Fig. 8. Graphs of normalized average contents of noble metals in igneous and sedimentary rocks of the Mashak suite

Legend: 1 — picrites; 2 — basalts of Kuzelga subformation; 3 — basalts of the Karan subformation; 4 — rhyolites; 5 — sedimentary rocks of the Kuzelga subsformation; 6 — sedimentary rocks of the Karan subformation.

сформировавший все разнообразие магматических пород Шатакского комплекса соответствовал по составу пикробазальту, а все вариации содержаний благородных металлов обусловлены его внутрикамерной дифференциацией и последующим метаморфизмом пород.

Для осадочных пород кузъелгинской и каранской подсвит характерны как общие черты в распределении благородных металлов, так и определенная специфика (см. рис. 8). В частности, количество всей группы платиноидов и золота больше, чем в континентальной коре; Pt/Pd меньше 1 (0.34 для кузъелгинской подсвиты и 0.67 — для каранской); относительно высокие ∑PGE/Au и Pd/Ir (15.73 и 5.07 для кузъелгинской подсвиты и 35.45 и 2.32 — для каранской, соответственно). Кроме того, различия заключаются в значительно большем количестве платины и родия в осадочных отложениях каранской подсвиты по сравнению с кузъелгинской.

На диаграмме PGE/Au – Pt/Pd (рис. 9а) точки средних значений магматических пород Шатакского комплекса образуют комплементарный ряд с аналогами Кусинско-Копанского комплекса и в значительной степени отличаются от значений, рассчитанных для пикритов Ишлинского и Лысогорского комплексов. По сравнению с примитивной мантией все разновидности пород Шатакского комплекса обогащены золотом и палладием, а по сравнению с континентальными толеитами — ∑PGE при близких значениях Pt/Pd.

Особенности благороднометальной геохимической специализации терригенных пород машакской свиты хр. Бол. Шатак (см. рис. 9б) выявляются при сравнении рассчитанных отношений с аналогами, характерными для пород золоторудного месторождения Улюк-Бар, расположенного в 4–5 км западнее. Как видно из приведенного графика,

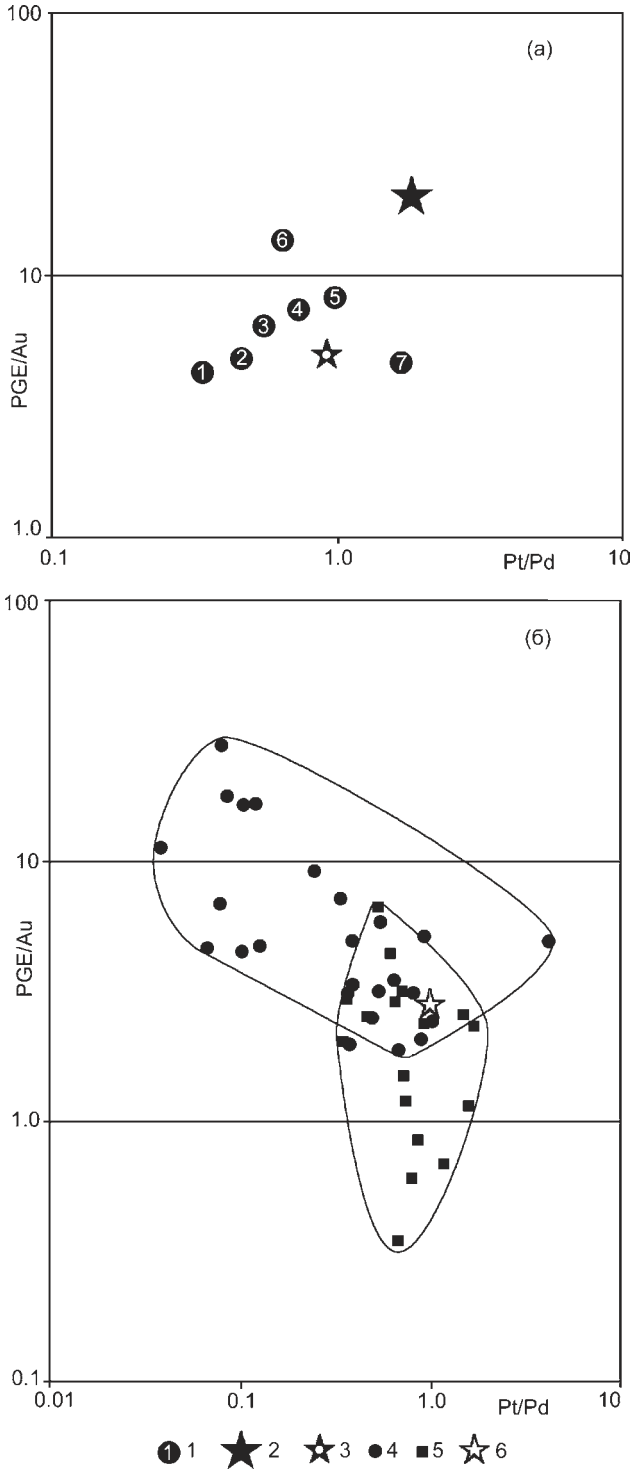


Рис. 9. Диаграмма ∑PGE/Au – Pt/Pd для магматических (а) и осадочных (б) пород машакской свиты

Условные обозначения: 1 — средние значения для магматических пород Башкирского мегантиклинория: (1–4 — Шатакский комплекс: 1 — пикриты, 2 — риолиты, 3 — базальты кузъелгинской подсвиты, 4 — базальты каранской подсвиты; 5 — габбро, пироксениты, Кусинско-Копанский комплекс; 6 — пикриты, Лысогорский комплекс; 7 — пикриты, Ишлинский комплекс); 2 — примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995]; 3 — континентальные толеиты по [Barnes, Maier, 1999]; 4 — терригенные породы, Шатакский комплекс; 5 — терригенные породы, месторождение Улюк-Бар; 6 — континентальная кора по [Rudnick, Gao, 2003].

Fig. 9. PGE/Au – Pt/Pd diagram for igneous (a) and sedimentary (б) rocks of the Mashak suite

Legend: 1 — average values for igneous rocks of the Bashkir meganticlinorium: (1–4 — Shatak complex: 1 — picrites, 2 — rhyolites, 3 — basalts of the Kuzelga subformation, 4 — basalts of the Karan subformation; 5 — gabbro, pyroxenites, Kusa-Kopan complex; 6 — picrites, Lysogorsk complex; 7 — picrites, Ishlia complex); 2 — primitive mantle according to [McDonough, Sun, 1995]; 3 — continental tholeiites according to [Barnes, Maier, 1999]; 4 — terrigenous rocks, Shatak complex; 5 — terrigenous rocks, Ulyuk-Bar deposit; 6 — continental crust according to [Rudnick, Gao, 2003].

вариации ∑PGE/Au и Pt/Pd в анализируемых породах имеют разнонаправленные векторы: для пород хр. Бол. Шатак — повышенные количества суммы платиноидов при преобладании палладия; месторождения Улюк-Бар — вариации в содержаниях платиноидов и золота при незначительных изменениях Pt/Pd.

Заключение

Подводя итог изложенному выше материалу, следует констатировать:

— разнообразие геохимических характеристик магматических пород Шатакского комплекса обусловлено процессами дифференциации расплава в промежуточном очаге. По эталонным геохимическим отношениям (Th/Yb – Ta/Yb, Nb/Y – Zr/Y, Lu/Hf – La/Sm) механизмом образования расплава являлся плюмовый процесс [Пучков, Ковалев, 2013], который в среднерифейское время привел к рифтогенезу активного типа [Ковалев, 2004] и формированию вулкано-интрузивной ассоциации. Поведение благородных металлов при этом определялось многоуровенной внутрикамерной дифференциацией расплава;

— содержания и распределение редкоземельных элементов, платиноидов и золота в осадочных породах, вмещающих Шатакский комплекс, обусловлены прямым воздействием на них вулкано-плутонического магматизма с последующим перераспределением вещества при динамотермальном метаморфизме.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-45-020045 (аналитические исследования) и в рамках Государственного задания, тема № 0252-2017-0012 (полевые работы).

Список литературы:

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 137 с.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала. // Тр. Баш. геол. управл. – 1937. – Вып. 7. – С. 2–28.

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

Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. – 90 с.

Ковалев С.Г. Динамика формирования среднерифейской рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // Докл. РАН. – 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., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 4. – С. 415–421.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 3. – С. 280–289.

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

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С., Котляров В.А. Сульфидно-селенидная минерализация в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Башкирский мегантиклинорий) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2017. – № 7. – С. 21–27. – doi.org/10.19110/2221-1381-2017-7-21-27.

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: III Чтения памяти С.Н. Иванова. – Екатеринбург, 2008. – С. 61–63.

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. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21, № 5. – С. 3–20.

Львов К.А. К тектонике западного склона Южного Урала // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. – 1936. – Т. 96, Вып. 102, Кн. 3. – С. 27–32.

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.

Парначев В.П, Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – 105 с.

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

Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. – С. 34–38.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 3–14.

Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. – Свердловск: ИГиГ, 1982. – С. 53–64.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначев В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. – 2009. – № 4. – С. 3–26.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. – 151 с.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. – 1975. – Vol. 16, No. 1. – P. 22–56. – doi.org/10.1093/petrology/16.1.22.

Barnes S-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids exploration // C.E.G. Geological Association of Canada, 1999. Short Course. Vol. 13. – P. 69–106.

Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Mokhov A.V., Koporulina E.V., Bernhardt H.J., Bryzgalov I.A. Minerals of the system ZnS–CdS from fumaroles of the Kudriavy volcano, Iturup island, Kuriles, Russia // The Canadian Mineralogist. – 2007. – Vol. 45, No. 4. – P. 709–722. – doi.org/10.2113/gscanmin.45.4.709.

McDonough W.F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology 120. – 1995. – P. 223–253. – doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Regelous M., Hofmann A.W., Aboushami W., Galer S.J.G. Geochimistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Havaiian magmdtism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. – 2003. – Vol. 44, No. 1. – P. 113–140. – doi.org/10.1093/petrology/44.1.113.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. – 2003. – Vol. 3. – P. 1–64. – doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4.

Sun S.-S., McDonought W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Geol. Soc., London, Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42, No. 1. – P. 313–345. – doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. —Cambridge: Blackwell, 1985. – 312 p.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – V. 59, No. 7. – P. 1217–1232. – doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2.

References:

Alekseyev A.A. Rifeisko-vendskii magmatizm zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Riphean-Vendian magmatism of the Southern Urals]. M.: Nauka, 1984. 137 p. (In Russian).

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology. 1975. Vol. 16, No. 1. P. 22–56. doi.org/10.1093/petrology/16.1.22.

Barnes S-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids exploration // C.E.G. Geological Association of Canada, 1999. Short Course. Vol. 13. P. 69–106.

Chaplygin I.V., Mozgova N.N., Mokhov A.V., Koporulina E.V., Bernhardt H.J., Bryzgalov I.A. Minerals of the system ZnS–CdS from fumaroles of the Kudriavy volcano, Iturup island, Kuriles, Russia // The Canadian Mineralogist. 2007. Vol. 45, No. 4. P. 709–722. doi.org/10.2113/gscanmin.45.4.709.

Ivanov A.I. K stratigrafii i drevnemu orogenezu zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [To the stratigraphy and the ancient orogenesis of the western slope of the Southern Urals] // Tr. Bash. geol. uprav. 1937. Rel. 7. P. 2–28. (In Russian).

Kovalev S.G. Differentsirovannye diabaz-pikritovye kompleksy zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Differentiated diabase-picrite complexes of the western slope of the Southern Urals]. Ufa: IG UNTS RAN, 1996. 90 p. (In Russian).

Kovalev S.G. Dinamika formirovaniya srednerifeiskoi riftogennoi struktury (zapadnyi sklon Yuzhnogo Urala) [Formational Dynamics of the Middle Riphean Riftogenous Structure (the Western Slope of the Southern Ural)] // Doklady RAN. 2004. Vol. 396, No. 2. P. 219–222. (In Russian).

Kovalev S.G. Novye dannye po geokhimii diabaz-pikritovogo magmatizma zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i usloviya ego formirovaniya [New data on the geochemistry of diabase-picrite magmatism of the western slope of the Southern Urals and the history of its formation] // Litosfera. 2011. No. 2. P. 68–83. (In Russian).

Kovalev S.G., Vysotskiy I.V. A new type of noble metal mineralization in terrigenous rocks of the Shatak graben, western slope of the southern Urals // Lithol. and Miner. Res. 2006. Vol. 41, No. 4. P. 371–377. doi.org/10.1134/S0024490206040079.

Kovalev S.G., Vysotskiy I.V. New data on geology of the Shatak Complex (western slope of the Southern Urals) // Lithology and Mineral Resources. 2008. Vol. 43, No. 3. P. 250–259. doi.org/10.1134/S0024490208030048.

Kovalev S.G., Vysotskiy S.I., Kovalev S.S. Model' obrazovaniya magmaticheskikh porod Shatakskogo kompleksa [Model of origin of magmatic rocks of the Shatak complex] // Geologicheskii vestnik. 2018. No. 2. P. 3–13. (In Russian). doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-1.

Kovalev S.G., Vysotskiy S.I., Kovalev S.S., Kotlyarov V.A. Sul'fidno-selenidnaya mineralizatsiya v vulkanogenno-osadochnykh porodakh Shatakskogo kompleksa (Bashkirskii meganticlinorii) [Sulphide-selenide mineralization in volcanogenic-sedimentary rocks of the Shatak complex (Bashkirian meganticlinorium)] // Vestnik IG Komi NTS UrO RAN. 2017. No. 7. P. 21–27. (In Russian). doi.org/10.19110/2221-1381-2017-7-21-27.

Krasnobayev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Nekhorosheva A.G., Lepekhina Ye.N. Mashakskii vulkanizm: situatsiya 2008 [Mashaksky volcanism: situation 2008] // Strukturno-veshchestvennye kompleksy i problemy geodinamiki dokembriya fanerozoiskikh orogenov: III Chteniya pamyati S.N. Ivanova [Lithotectonic complexes and geodynamic problems of the Precambrian Phanerozoic orogens: III Readings memory S.N. Ivanova]. Yekaterinburg, 2008. P. 61–63. (In Russian).

Krasnobayev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeyeva N.D., Paderin I.P. Tsirkonovaya geokhronologiya mashakskikh vulkanitov i problema vozrasta granitsy nizhnii-sredniy rifey (Yuzhnyy Ural) [Zirconium geochronology of Mashak volcanic rocks and the problem of the age of the

boundary of the lower-middle rifey (South Urals)] // Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya. 2013. V. 21, No. 5. P. 3–20 (In Russian).

L'vov K.A. K tektonike zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [To the tectonics of the western slope of the Southern Urals] // Uch. zap. Kazanskogo gos. un-ta. 1936. Vol. 96, rel. 102, book 3. P. 27–32. (In Russian).

Maslov A.V., Nozhkin A.D., Podkovyrov V.N., Letnikova Ye.F., Turkina O.M., Grazhdankin D.V., Dmitriyeva N.V., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareyev E.Z., Veshcheva S.V., Lepikhina O.P. Geokhimiya tonkozernistykh terrigennykh porod verkhnego dokembriya Severnoi Evrazii [Geochemistry of fine-grained terrigenous rocks of the Upper Precambrian of Northern Eurasia]. Yekaterinburg: UrO RAN, 2008. 274 p. (In Russian).

McDonough W.F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology 120. 1995. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Parnachev V.P, Rotar' A.F., Rotar' Z.M. Srednerifeiskaya vulkanogenno-osadochnaya assotsiatsiya Bashkirskogo meganticlinoriya (Yuzhnyi Ural) [Middle Riphean volcanogenic-sedimentary association of the Bashkir meganticlinorium (South Urals)]. Sverdlovsk: UNTS AN SSSR. 1986. 105 p. (In Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 2010. 280 p. (In Russian).

Puchkov V.N., Kovalev S.G. Plyumovye sobytiya na Urale i ikh svyaz' s subglobal'nymi epokhami riftogeneza [Plume events in the Urals and their connection with subglobal riftogenesis eras] // Kontinental'nyi riftogenez, soputstvuyushchie protsessy [Continental rifting, related processes]. Irkutsk: IZK SO RAN. 2013. P. 34–38. (In Russian).

Puchkov V.N., Krasnobayev A.A., Kozlov V.I., Matukov D.I., Nekhorosheva A.G., Lepekhina Ye.N., Sergeyev S.A. Predvaritel'nye dannye o vozrastnykh rubezhakh neo- i mezoproterozoya v svete novykh U-Pb datirovok [Preliminary data on the age of neo- and mezoproterozoic in the light of new U-Pb datings] // Geologicheskii sbornik No. 6 / IG UNTS RAS. Ufa: DizaynPoligrafServis, 2007. P. 3–14. (In Russian).

Regelous V., Hofmann A.W., Aboushami W., Galer S.J.G. Geochimistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Havaiian magmdtism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. 2003. Vol. 44, No. 1. P. 113–140. doi.org/10.1093/petrology/44.1.113.

Rotar' A.F., Rotar' Z.M., Parnachev V.P. Stratigrafiya shatakskoi svity srednego rifeya na Yuzhnom Urale [Stratigraphy of the Shatak Formation of the Middle Riphean in the Southern Urals] // Stratigrafiya i litologiya dokembriiskikh i rannepaleozoiskikh otlozhenii Urala [Stratigraphy and lithology of Precambrian and Early Paleozoic Ural deposits]. Sverdlovsk: IGiG, 1982. P. 53–64. (In Russian).

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 3. P. 1–64. doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4.

Savel'yev D.Ye., Puchkov V.N., Ardislamov F.R., Snachev V.I. Vulkanogennye porody mashakskoi svity srednego rifeya: geologiya i petrogeokhimiya [Volcanic rocks of the Mashak Formation of the Middle Riphean: geology and petrogeochemistry] // Litosfera. 2009. No. 4. P. 3–26. (In Russian).

Stratigraficheskiye skhemy Urala (dokembriy, paleozoy). Yekaterinburg: Roskomnedra, IGG UrO RAN, 1993. 151 p. (In Russian)

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1989. Vol. 42, No. 1. P. 313–345. doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

Vysotskiy S.I., Kovalev S.G., Kovalev S.S. K voprosu o metamorfizme porod Shatakskogo kompleksa (Bashkirskiy megantiklinoriy) [On metamorphism of rocks of the Shatak complex (Bashkirian meganticlinorium)] // Vestnik Akademii nauk RB. 2019. T. 30, No. 1(93). P. 69–78 (In Russian)

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59, No. 7. P. 1217–1232. doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2.

Сведения об авторах:

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

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

About the autror:

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

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

УДК 552.514 + 551.734 (234.853) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-6

СТАДИАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК БИЯГОДИНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2019 г. А. М. Фазлиахметов

Реферат. На широте озера Ялангаскуль на западном крыле Худолазовской синклинали в основании биягодинской свиты залегают кислые вулканокластические граувакки. Слагающие их зерна представлены кварцем, плагиоклазом, кислыми вулканитами. Подчиненное значение имеют зерна вулканитов среднего и основного состава, кварциты и кремни.

По условиям залегания выделяется три типа кислых граувакк. Первый тип — граувакки совместно с кремнями слагают самостоятельное линзовидное тело — ялангасскую линзу. Ее мощность — 350 м, протяженность — около 20 км. Второй тип — граувакки залегают в виде единичных прослоев среди полимиктовых граувакк, перекрывающих ялангасскую линзу, и тяготеют к слоям кремней. Третий тип — блок (отторженец) кислых вулканокластических граувакк размером 150×10–25 см залегает в слое полимиктовых граувакк.

Петрографическое изучение кислых вулканокластических граувакк позволило описать и интерпретировать развитые в них весьма различные постседиментационные структуры. На стадии диагенеза и раннего катагенеза сформировались регенерационные каемки кварца и кварцевый поликристаллический цемент порового типа. На стадии позднего катагенеза образовались конформные и инкорпорационные структуры, кварц и плагиоклаз были регенерированы. На стадии метагенеза были сформированы структуры деформационного пластинкования и фронтальное волнистое угасание в зернах кварца, трещины, бластопсаммитовая и бластоцементная структуры. Гнезда и жилы, заполненные поликристаллическим кварцем и редкими кристаллами аутигенного плагиоклаза, образовались на стадии регрессивного эпигенеза. Степень преобразований повышается от граувакк третьего типа к первому.

Выявленные стадии литогенеза увязаны с историей геологического развития территории. Процессы диа- и катагенеза протекали наиболее интенсивно на рубеже франского и фаменского веков в условиях седиментации высокой скорости (около 1500 мм/тыс. лет). В фаменском веке эти процессы, вероятно, постепенно затухли. Метагенез был вызван коллизионными процессами в позднем карбоне и ранней перми.

Проведенные исследования показали, что существенную роль при постседиментационных преобразованиях изученных пород играли растворы, насыщенные кремнеземом. Предполагается, что их источником были преимущественно кремневые осадки/породы, изобилующие в изученном разрезе.

Ключевые слова: катагенез, метагенез, регенерация, инкорпорация, кварц, плагиоклаз, бластез, кислые вулканокластические граувакки, франский ярус, биягодинская свита, лавинная седиментация, Южный Урал

Для цитирования: Фазлиахметов А.М. Стадиальные преобразования кислых вулканокластических граувакк биягодинской свиты (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 72–87. DOI: http:// doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-6.

For citation: Fazliakhmetov A.M. Epigenetic transformations in acidic volcaniclastic greywackes from Biygoda Formation (the West-Magnitogorsk zone, the Southern Urals) // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 72–87. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-6.

EPIGENETIC TRANSFORMATIONS IN ACIDIC VOLCANICLASTIC GREYWACKES FROM BIYGODA FORMATION (THE WEST-MAGNITOGORSK ZONE, THE SOUTHERN URALS)

A. M. Fazliakhmetov

Abstract. At the latitude of the Lake Yalangaskul on the western limb of the Khudolaz syncline at the base of the Biyagoda formation are acidic volcaniclastic greywackes. The grains composing them are represented by quartz, plagioclase, and acid volcanics. Grains of medium and basic volcanics, quartzites and cherts are of primary importance.

Three types of acidic greywacke are distinguished. The first type — greywackes together with charts make up an independent lentil-like body — the Yalangas lentil. Its thickness is 350 m, its length is about 20 km. The second type — single layers of acid greywackes are deposited among polymictic greywackes, which overlap the Yalangas lentil and are associated with layers of cherts. The third type — the block of acidic volcaniclastic greywackes 150×10–25 cm in size lies in a bed of polymictic greywackes.

A petrographic study of acidic volcaniclastic greywackes allowed to describe and interpret very different penecontemporaneous textures developed in them. At the stage of diagenesis and early catagenesis, regeneration rims of quartz and quartz polycrystalline interstitial cement were formed. During the late catagenesis, conform and incorporation textures were formed, quartz and plagioclase were regenerated. At the metagenesis, deformation lamellae and undulatory extinction in quartz grains, cracks, blastic textures were formed. Nests and veins filled with polycrystalline quartz and rare crystals of authigenic plagioclase formed at the stage of retrograde epigenesis. The degree of transformation increases from the third-type acidic greywacke to the first.

The revealed stages of epigenesis are linked to the geological history of the territory. The processes of dia- and catagenesis proceeded most intensively at the turn of the Frasnian and Famennian under conditions of high-speed sedimentation (about 1500 mm/thousand years). In the Famennian these processes probably gradually faded out. Metagenesis was caused by collisional processes in the Late Carboniferous and Early Permian.

Studies have shown that a significant role in the epigenetic transformations of the studied rocks was played by solutions saturated with silica. It is assumed that their source was predominantly siliceous sediments/rocks abounding in the studied section.

Keywords: catagenesis, metagenesis, epigenesis, regeneration rims, incorporation textures, quartz, plagioclase, blastic textures, acidic volcaniclastic greywackes, the Frasnian, Biyagoda formation, avalanche sedimentation, South Urals

Введение

Кислые вулканокластические граувакки сравнительно редко встречаются в девоне Западно-Магнитогорской зоны. Их состав (кварц и кислые вулканиты, иногда кремни и кварциты), совместное накопление с кремневыми осадками (радиоляриты, яшмы и др.), высокая скорость седиментации перекрывающих отложений и последующее интенсивное тектоническое воздействие обусловили формирование специфических постседиментационных структур. Наиболее разнообразны они в кислых вулканокластических граувакках нижней подсвиты биягодинской свиты на широте озера Ялангаскуль. Их описание приведено в данном сообщении.

Положение района работ и фактический материал

Исследования проведены в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала, на западном крыле Худолазовской синклинали, в окрестностях озера Ялангаскуль. Здесь в непрерывной последовательности залегают плагиоклазовые вулканокластические граувакки улутауской свиты, кремни мукасовской свиты, граувакки и кремни нижней подсвиты биягодинской свиты (рис. 1). Детальная характеристика разреза приведена в статье [Фазлиахметов и др., 2016].

Кислые вулканокластические граувакки и дресвяники залегают в нижней части биягодинской

свиты (см. рис. 1). По условиям залегания их можно разделить на три типа.

Первый тип. Граувакки и дресвяники слагают самостоятельное стратиграфическое подразделение — ялангасскую линзу. Она залегает в самой нижней части биягодинской свиты и представляет собой непрерывную последовательность турбидитов и переслаивающихся с ними кремней мощностью на широте оз. Ялангаскуль около 350 м. По простиранию на север и на юг на расстоянии 20 км линза постепенно уменьшается в мощности и выклинивается.

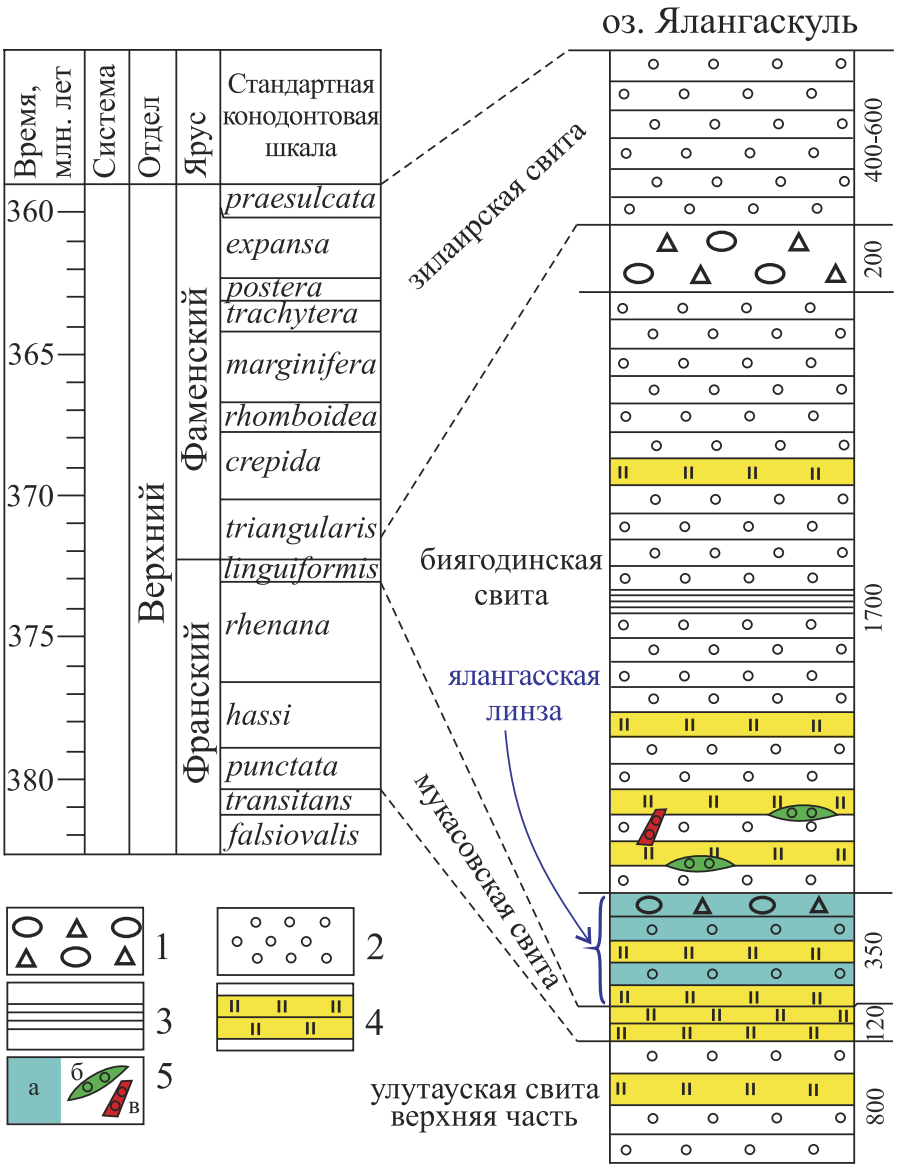


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений западного крыла Худолазовской мульды на широте оз. Ялангаскуль. Составлена с использованием материалов [Маслов, Артюшкова, 2010; Becker et al., 2012; Фазлиахметов и др., 2016]

Условные обозначения: 1 — микститы; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — кремни; 5 — кислые вулканокластические граувакки первого (а), второго (б) и третьего (в) типов.

Fig. 1. Schematic lithologic and stratigraphic characteristics of the Upper Devonian sediments of the western limb of the Khudolaz syncline at the latitude of Lake Yalangaskul. Compiled using materials [Maslov, Artyushkova, 2010; Becker et al., 2012; Fazliahmetov et al., 2016]

Legend: 1 — mixtites; 2 — sandstones; 3 — mudstones; 4 — cherts; 5 — acidic volcaniclastic greywackes of the first (a), second (б) and third (в) types.

Второй тип. Кислые вулканокластические граувакки и дресвяники залегают в виде редких прослоев (турбидитов) среди полимиктовых граувакк и кремней, перекрывающих ялангасскую линзу, но также относящихся к нижней подсвите биягодинской свиты (N 53°01'36.90", E 58°25'46.06"; N 53°02'20.60", E 58°26'02.40"; N 53°02'18.63", E 58°26'03.24"; N 53°02'19.95", E 58°26'10.53"; N 53°00'14.13", E 58°25'15.94").

Третий тип встречен всего один раз: экзотический блок кислых вулканокластических граувакк и дресвяников размером 150×10–25 см. Залегает он поперек слоистости в одном из слоев полимиктовых граувакк (рис. 2), перекрывающих ялангасскую линзу (N53°00'22.04", E58°25'12.05").

Кислые вулканокластические граувакки всех трех типов были опробованы и изучены петрографически. Всего описано 18 шлифов. Из них 12 — первого, 4 — второго и 2 — третьего типа.

Особенности стадиальных преобразований

Граувакки и дресвяники всех типов имеют близкий состав зерен. Преобладающими являются кварц, плагиоклазы, кислые вулканические и субвулканические породы. В меньших количествах присутствуют зерна кремней, поликристаллического кварца (кварцитов?), известняков, вулканитов среднего и основного состава. Предполагается общий источник сноса для всех рассматриваемых кластолитов.

В отличие от состава зерен, характер их контактов, состав и структурные особенности связующего их материала контрастно отличаются в породах разных типов, что обусловлено разной степенью постседиментационных преобразований.

Наименее измененными являются песчаники и дресвяники **третьего типа**. Пространство между слагающими их зернами меняется даже в пределах одного шлифа. Наиболее часто, насколько об этом можно судить по двум шлифам, зерна прилегают друг к другу плотно, имеют конформные, реже инкорпорационные контакты (рис. 3). Участками пространство между зернами заполнено агрегатом тонкочешуйчатого хлорита, развитого, вероятно, по матриксу. Иногда среди хлорита равномерно распределены немногочисленные кристаллы плагиоклаза алевритовой и тонкопесчаной размерности.

Редко зерна сцементированы микрокристаллическим кальцитом.

Структура кластолитов на участках с сохранившимся матриксом и кальцитовым цементом

Рис. 2. Обнажение кислых вулканокластических граувакк и дресвяников третьего типа с поясняющей схемой (нижний правый угол)

Fig. 2. Outcrop of third-type acidic volcaniclastic greywackes and grussrock with an explanatory diagram (the lower right corner)

наиболее близка к той, что была сформирована на *стадии седиментогенеза*. Следовательно, судя по форме зерен и их сортировке, можно сделать вывод о том, что изначально в область седиментации поступал плохо отсортированный и плохо окатанный обломочный материал.

В песчаниках **второго типа** кварц имеет регенерационные каемки (рис. 4). Первичные контуры зерен трассированы отчетливо видимой полоской. Часто вдоль нее прерывисто развит грануляционный кварц в виде агрегатов размером 0.03–0.05 мм или цепочек толщиной 0.005–0.01 мм, состоящих из мельчайших кристаллов размером 0.005–0.05 мм. Толщина каемок колеблется от 0.02 до 0.25 мм, что составляет от 1/20 до 3/1 от поперечного размера зерна. Каемки прилегают к зернам с одной или

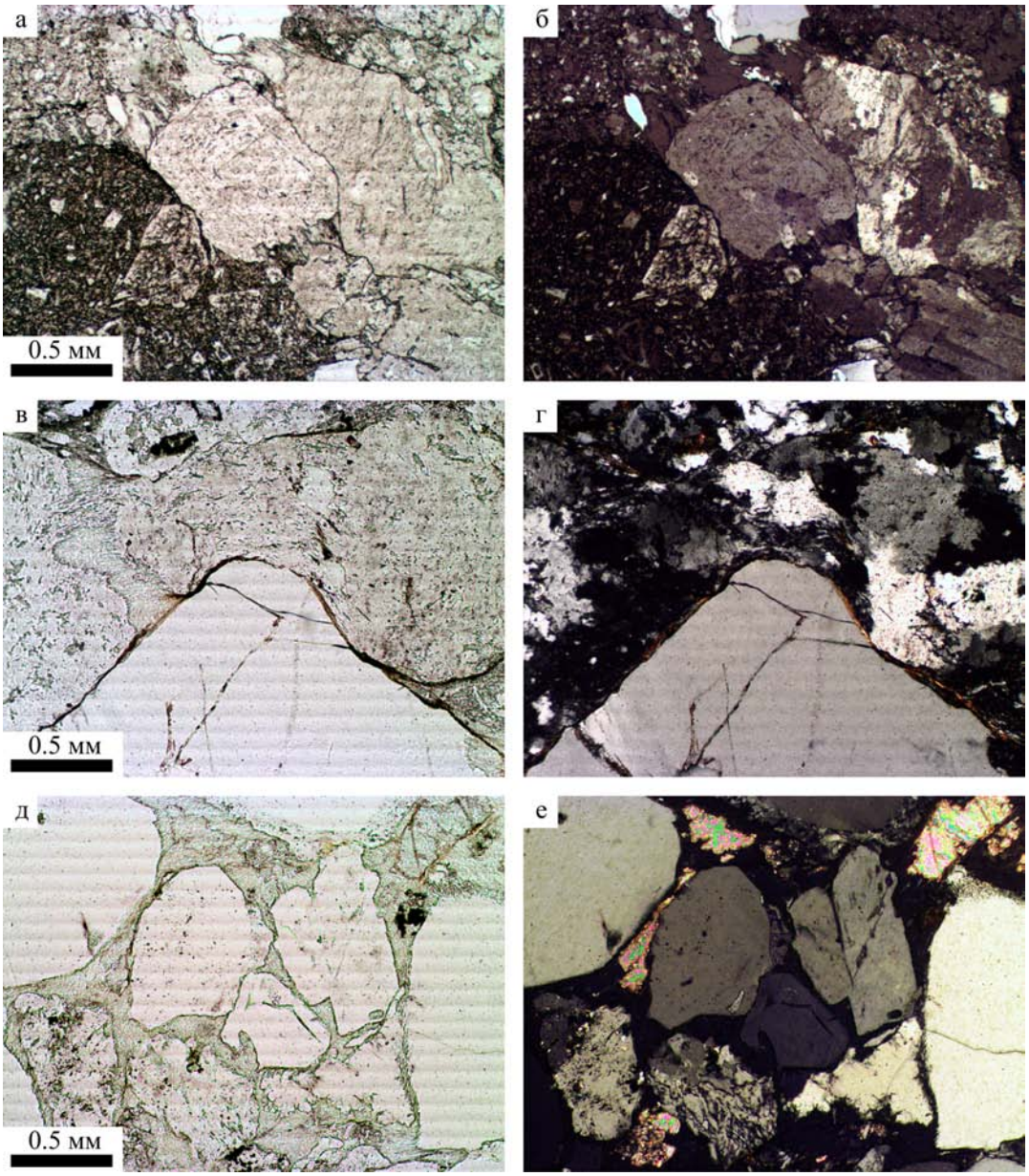


Рис. 3. Микрофотографии граувакк третьего типа

а, б — конформные и инкорпорационные структуры; в, г — инкорпорация кварца в зерно кварцита; д, е — хлорит и кальцит, заполняющие межзерновое пространство. Слева — без анализатора, справа — с анализатором.

Fig. 3. Thin sections of the third type greywacke

а, б — conform and incorporation textures; в, г — incorporation of quartz into quartzite grain; д, е — chlorite and calcite, filling the interstitial space. Left — no analyzer, right — with the analyzer.

нескольких сторон непрерывно, но чаще прерывисто, заполняя межзерновые поры, что, согласно [Махнач, 2000], свойственно диа- и катагенетическим кварцевым каемкам.

За внешним контуром каемок следует поликристаллический кварцевый цемент. Он преимущественно закрытый поровый, участками открытый поровый (рис. 5). Индивиды кварца в цементе имеют размеры 0.01–0.05 мм.

Перечисленные особенности граувакк второго типа позволяют сделать вывод о циркуляции в межзерновом пространстве растворов, богатых кремнекислотой. Ее поступление нельзя связать с гравитационной коррозией, поскольку конформные контакты зерен редки, а инкорпорационные и микростилолитовые структуры не встречены вовсе. Следовательно, источником кремнекислоты были подстилающие или перекрывающие слои,

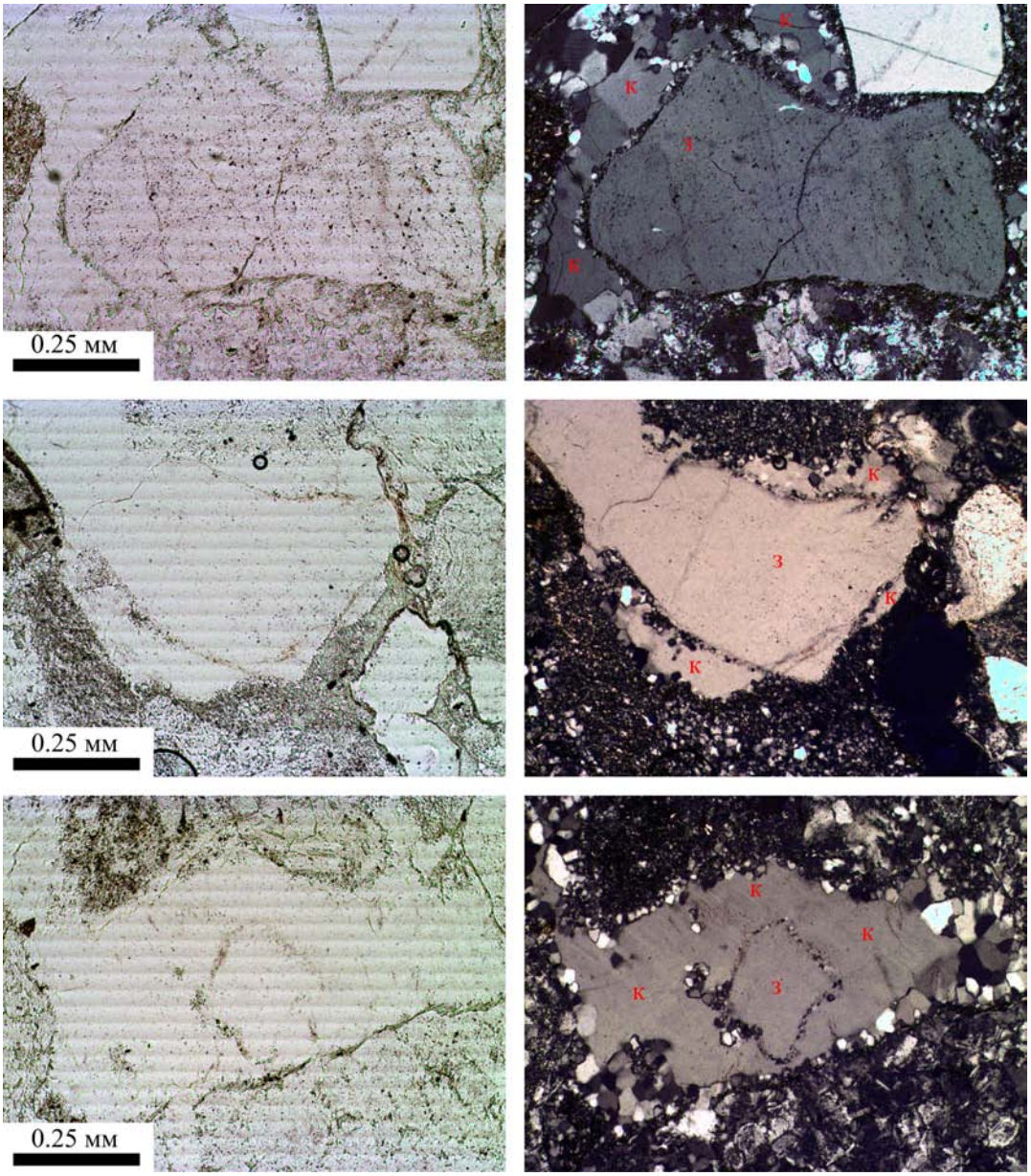


Рис. 4. Регенерационные каемки (к) на зернах (з) кварца в граувакках второго типа

Слева — без анализатора, справа — с анализатором.

Fig. 4. Regeneration rims (к) on the grains (з) of quartz in greywackes of the second type

Left — no analyzer, right — with the analyzer.

в том числе кремневые, к которым тяготеют кластолиты второго типа.

Заполнение аутигенным кварцем (регенерационные каемки, поликристаллический цемент) преимущественно закрытых межзерновых пор и ограниченное распространение структур гравитационной коррозии, в соответствии с данными [Логвиненко, 1968; Симанович, 1978; Япаскурт, 1995, 2008; Махнач, 2000], происходило на *стадии начального катагенеза*. Учитывая большой относительно зерен размер некоторых каемок, можно предполагать, что рост их начался в диагенезе, когда осадки не были уплотнены.

В граувакках **первого типа**, не затронутых процессами бластеза (см. ниже), приблизительно каждое десятое зерно кварца и плагиоклаза регенерировано (рис. 6–7). Около ⅓ зерен регенерированного кварца имеет два слоя регенерационных каемок.

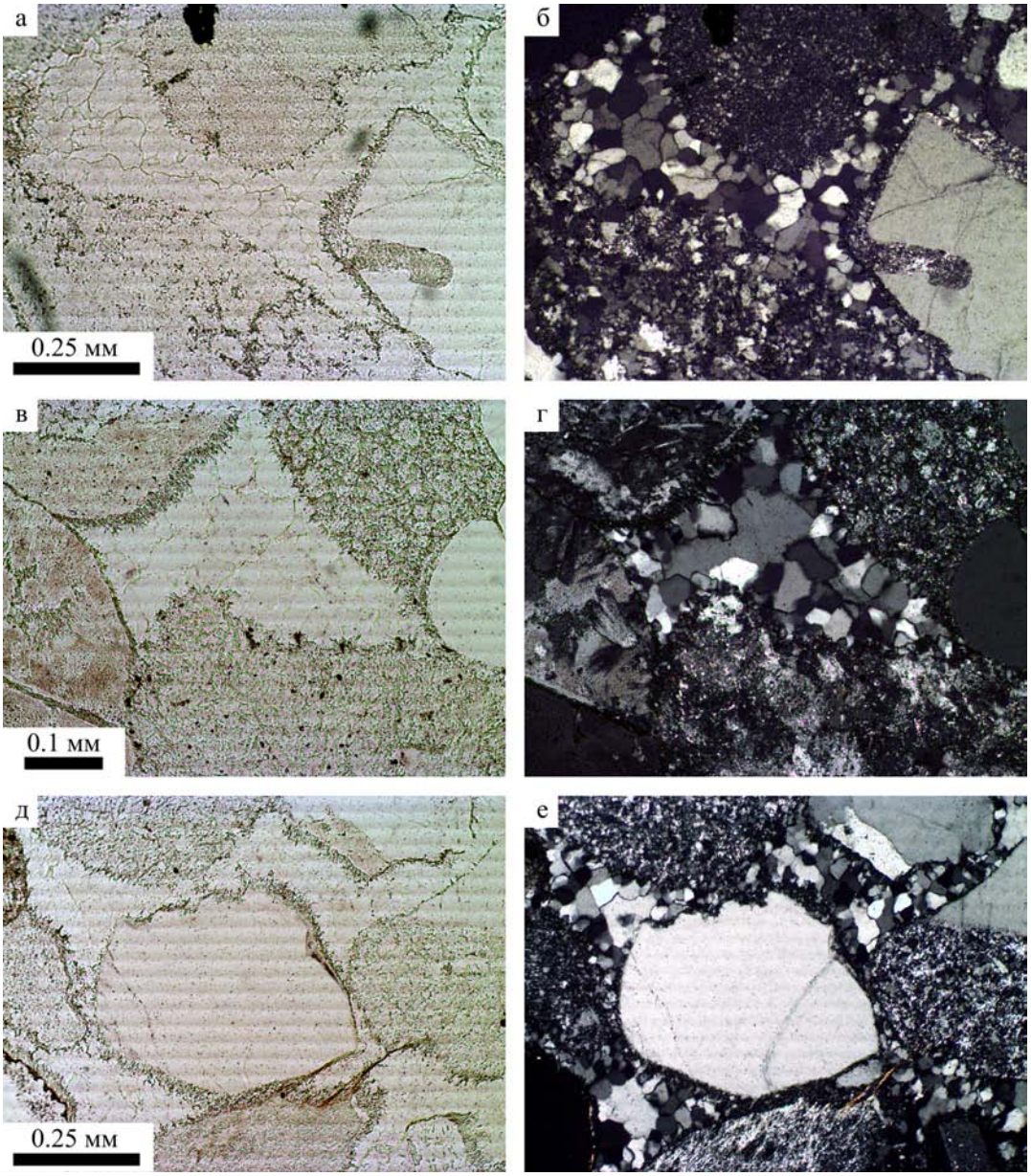


Рис. 5. Поликристаллический кварцевый цемент в граувакках второго типа

Слева — без анализатора, справа — с анализатором.

Fig. 5. Polycrystalline quartz cement in greywackes of the second type

Left — no analyzer, right — with the analyzer.

Структура каемок на зернах кварца с одним и двумя слоями регенерации и особенности границ зерно – каемка и каемка – каемка не имеют существенных отличий от описанных выше. Соотношение размеров внутренних и внешних каемок разнится в широких пределах. Внешние каемки нарастают поверх внутренних, иногда частично покрывают само зерно. В одном из зерен на его границе с каемкой развит хлорит, являющийся, вероятно, реликтом матрикса (см. рис. 6в).

Регенерационные каемки плагиоклаза чаще присутствуют с одной или двух противоположных

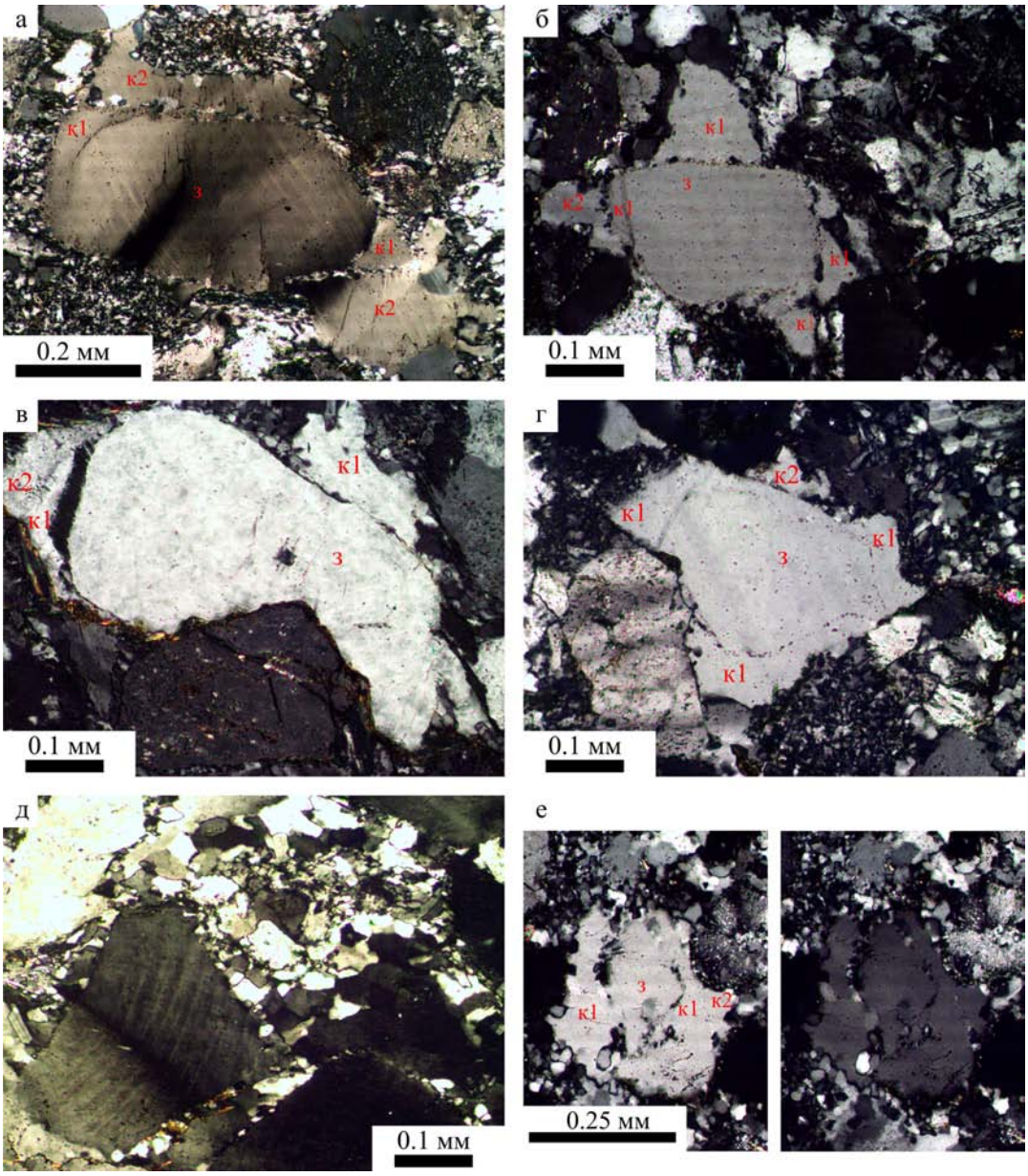


Рис. 6. Вторичные изменения кварца граувакк первого типа

а, д — пластинки деформации и фронтальное волнистое угасание; а–г, е — регенерационные каемки первого (к1) и второго (к2) слоя. Буквой «з» обозначены регенерированные зерна. Рисунок е состоит из двух фотографий, отличающихся поворотом относительно плоскости поляризации микроскопа. Все фотографии с анализатором.

Fig. 6. Penecontemporaneous changes of quartz in the first type greywackes

а, д — deformation lamellae and frontal undulatory extinction; а–г, е — regeneration rims of the interior (к1) and external (к2) layer. The letter «з» indicates regenerated grains. Figure е consists of two photographs differing in rotation relative to the polarization plane of the microscope. All photos with the analyzer.

сторон, наращивая кристалл по длине полисинтетических двойников (см. рис. 7). Редко плагиоклаз регенерирован с трех или всех четырех сторон. Кристаллографическая ориентация двойников в зерне и в его регенерированной части чаще совпадает, реже инвертирована, т.е. в скрещенных николях при максимальном просветлении одной из систем двойников зерна, наращивающая их система двойников находится в положении максимального погасания или близко к ней. Полоска Бекке на границе кристалла и каемки отсутствует или перемещается от кристалла при подъеме тубуса микроскопа. Следовательно, аутигенный плагиоклаз является таким же по составу, как в зерне или несколько обогащен анортитовой составляющей.

Совместно с регенерационными структурами в песчаниках и дресвяниках первого типа встречаются конформные и инкорпорационные контакты

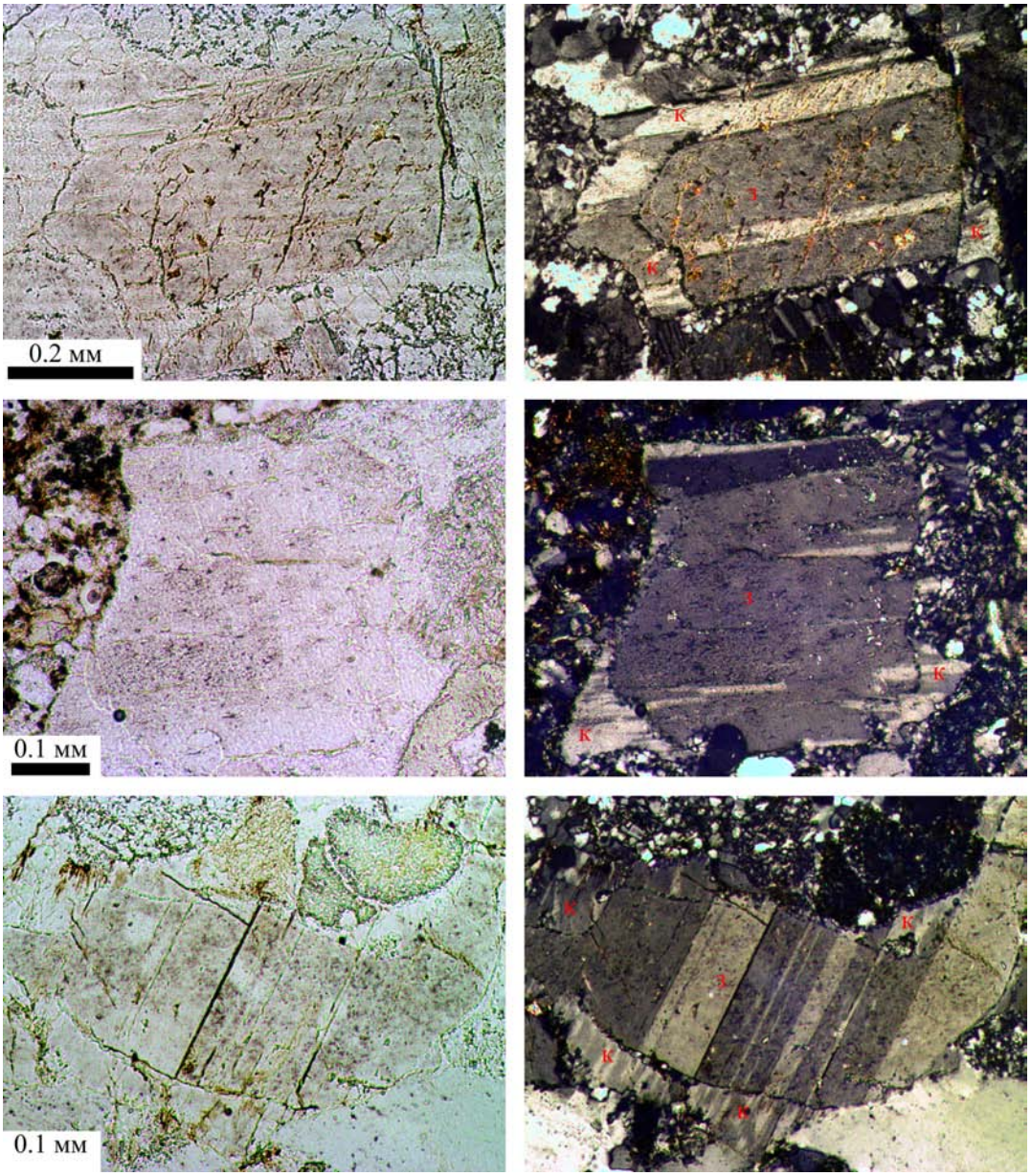


Рис. 7. Регенерационные каемки на кристаллокластах плагиоклаза в граувакках первого типа

Слева — без анализатора, справа — с анализатором. Буквенные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 7. Regeneration rims on the plagioclase in the first type greywackes

Left — no analyzer, right — with the analyzer.

зерен. Согласно [Логвиненко, 1968; Симанович, 1978; Япаскурт, 1995; 2008; Махнач, 2000], их формирование обусловлено растворением под воздействием высокого геостатического давления (гравитационная коррозия) и свойственно *стадии глубинного катагенеза*.

Важно отметить, что плагиоклаз иногда внедряется (инкорпорация) в каемки первого слоя регенерации кварца (см. рис. 6г). Это подтверждает, что поступление богатых кремнекислотой растворов происходило до наступления стадии глубинного катагенеза, т.е. в диагенезе или в раннем катагенезе. Каемки второго слоя, по всей видимости, синхронны с конформно-инкорпорационными структурами и регенерацией плагиоклаза.

В зернах кварца часто встречаются пластинки деформации (см. рис. 6а, д), фронтальное волнистое угасание (см. рис. 6а, д), трещины и развитые по ним зоны грануляции (рис. 8б). Эти дефекты имеют свое продолжение в регенерационных каемках первого и второго слоя. В некоторых зернах кварца наблюдается две разноориентированные системы пластинок деформации или одна, но искаженная (см. рис. 6д). Эти особенности свидетельствуют о проявлении по меньшей мере двух фаз деформации, случившихся после завершения регенерации кварца.

В большинстве образцов песчаников первого типа встречаются бластопсаммитовая по [Япаскурт, 1999] и бластоцементная по [Половинкина, 1966] структуры. Их особенностью является развитие агрегата кварца с размером индивидов от 0.001 мм до 0.1 мм вдоль трещин, по цементу кластолитов и краевым частям зерен с высоким содержанием кремнезема — кварца, кремней, кислых вулканитов и кварцитов (см. рис. 8). Иногда можно видеть, как трещины и развитые по ним зоны грануляции секут каемки регенерации кварца. Первичная обломочная структура пород и форма зерен во многих образцах практически уничтожены бластезом.

Согласно данным [Япаскурт, 1999; Махнач, 2000], проявление бластеза и пластической дефор-

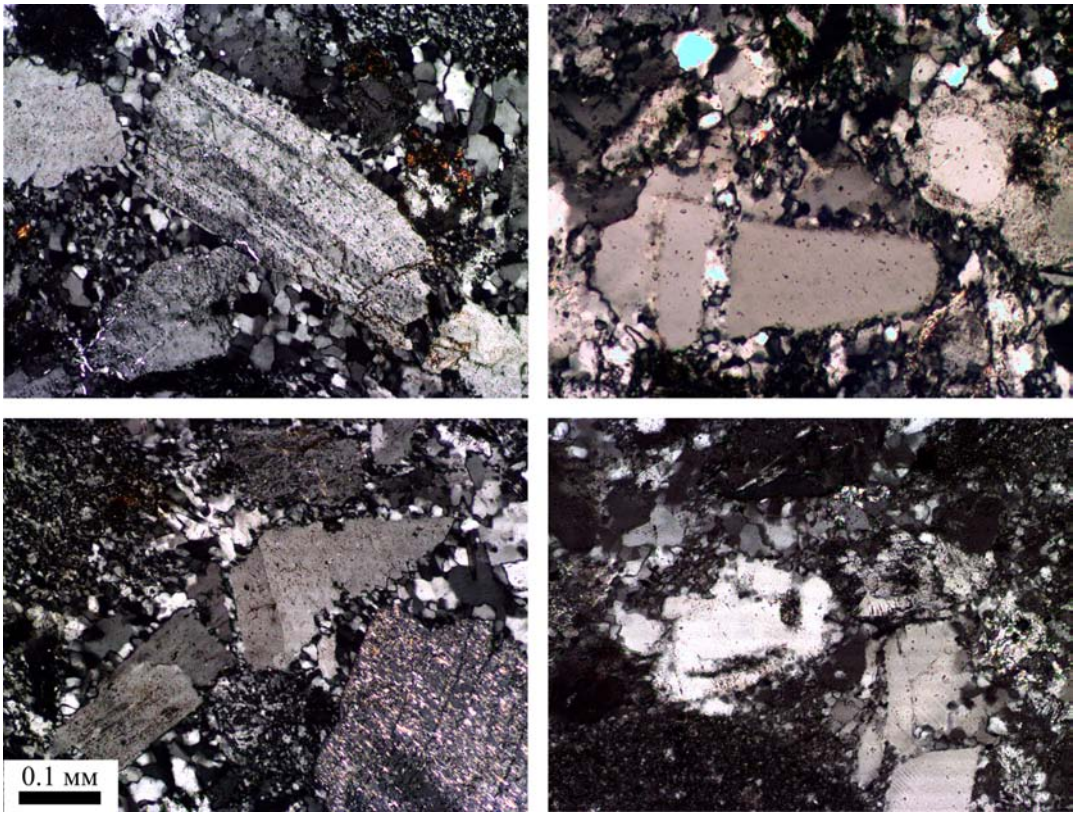


Рис. 8. Бластопсаммитовая и бластоцементная структуры в граувакках первого типа

Все фотографии с анализатором.

Fig. 8. Blastic textures in the first type greywackes

All photos with the analyzer.

мации кварца (структуры деформационного пластинкования, фронтальное волнистое угасание) свидетельствует о *завершении стадии катагенеза и начале метагенеза (начального метаморфизма, анхиметаморфизма)*.

В единичных образцах песчаников первого типа встречены гнезда и жилы, заполненные мозаичным кварцем. Их границы четкие, иногда прямолинейные, рассекают участки с бластоцементной и бластопсаммитовой структурой. В некоторых гнездах и жилах присутствуют идиоморфные кристаллы полевого шпата (альбит?) длиной до 0.05 мм (рис. 9а, б). В одном из гнезд среди поликристаллического кварца обнаружена тень (реликт), напоминающая кристалл плагиоклаза (см. рис. 9в, г).

Бластез в гнездах и жилах мозаичного кварца не проявлен. Следовательно, образовались они после метагенеза, при более низких значениях температуры и давления. С определенной долей условности их формирование можно отнести к *стадии регрессивного эпигенеза*, выделяемой О.В. Япаскуртом [1999].

Проведенные петрографические исследования кислых вулканокластических граувакк и дресвяников из нижней подсвиты биягодинской свиты позволили выявить ряд структур, сформированных на стадиях седиментогенеза, диагенеза, начального катагенеза, глубинного катагенеза, метагенеза и регрессивного эпигенеза. Представляется интересным увязать эти стадии с историей геологического развития территории.

Связь стадиальных изменений с историей развития территории

Выявленные стадиальные преобразования кислых вулканокластических граувакк и дресвяников свидетельствуют о многообразии процессов, протекавших на исследуемой территории с конца франского века. В этой связи представляется интересным провести их сопоставление.

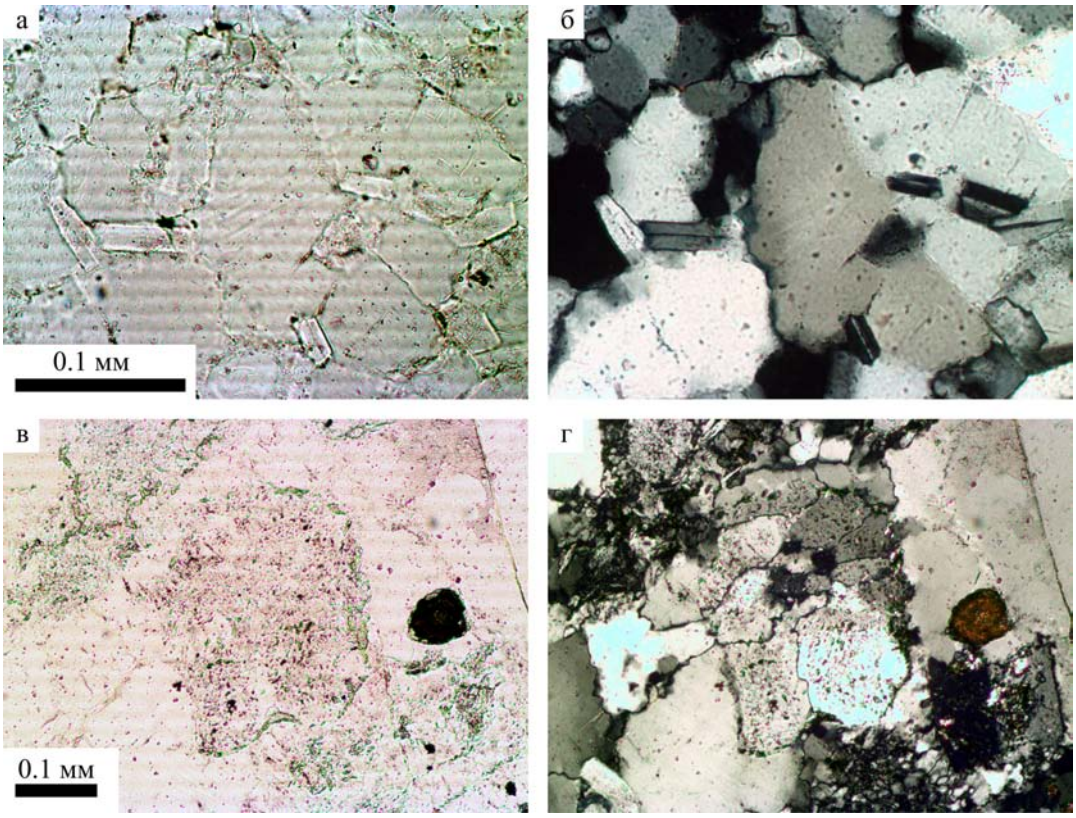


Рис. 9. Аутигенный плагиоклаз (альбит?) (а, б) и реликт плагиоклаза (в, г) в гнездах кварца в граувакках первого типа
Слева — без анализатора, справа — с анализатором.

Fig. 9. Authigenic plagioclase (albite?) (а, б) and relict of plagioclase (в, г) in quartz nests in the first type greywackes
Left — no analyzer, right — with the analyzer.

Биягодинская свита хорошо охарактеризована конодонтами [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2010]. Это дает возможность сопоставить ее с международной стратиграфической шкалой [Becker et al., 2012] и приближенно рассчитать среднюю (для свиты в целом) скорость седиментации.

Продолжительность формирования биягодинской свиты составляет около 1.5 млн лет (см. рис. 1). Мощность ее на широте оз. Ялангаскуль — 2250 м. Соответственно скорость седиментации превышала 1500 мм/тыс. лет, что, согласно классификации А.П. Лисицына [1988], соответствует скорости *сверхлавинной седиментации*. Следовательно, ялангасская линза была стремительно (в геологических масштабах) погребена под толщей отложений мощностью почти 2000 м. Изначально это повлекло за собой уплотнение обломочных и кремневых осадков. Учитывая их состав, следует сделать вывод о насыщенности отжимаемых вод кремнекислотой, что, по всей видимости, и стало причиной регенерации кварца и формирования кварцевого поликристаллического цемента на стадии раннего катагенеза, а возможно и в диагенезе.

Дальнейшее увеличение мощности отложений, перекрывающих ялангасскую линзу, постепенно привело к повышению геостатического давления и температуры до уровня, отвечающего стадии глубинного катагенеза, судя по совместному нахождению структур гравитационной коррозии и регенерации плагиоклаза и кварца (второй слой каемок).

Процессы, вызванные погружением отложений ялангасской линзы под мощным чехлом осадков (диа- и катагенез), начались, по всей вероятности, уже на рубеже франского и фаменского веков, когда скорость седиментации на изучаемой территории была максимальной [Фазлиахметов, 2012].

Воздействие высокого геостатического давления на исследуемые породы, по всей видимости, не было продолжительным. Подтверждением этого служит наблюдаемое в некоторых образцах малое распространение конформно-регенерационных структур и незавершенность позднекатагенетических преобразований. Показательным в этом отношении является один из прослоев гравелитов, залегающий в нижней части биягодинской свиты, в 120 м выше кровли ялангасской линзы (N53°00’49.57", E58°25’21.43"). Обломки в нем представлены преимущественно плагиоклазовыми порфиритами дацитового состава. Контакты между ними микростилолитовые (рис. 10), указывающие на проявление условий глубинного катагенеза. В противоположность этому, матрикс, заполняющий пространство между обломками даже не хлоритизирован — состоит из кристаллокластов плагиоклаза алевритовой размерности и глинистого материала.

Согласно [Симанович, Япаскурт, 2002], переход от катагенеза к метагенезу происходит в результате смены геодинамических режимов, выражающихся в складчатости, кливаже, изменении флюидно-термального воздействия. Учитывая это, можно предположить, что наиболее вероятной причиной метагенетических преобразований кластолитов ялангасской линзы является стресс, связанный с коллизией (фамен – пермь) островной дуги и континента, а впоследствии двух континентов [Пучков, 2010]. Иных масштабных геологических событий на изучаемой территории не отмечается. Тектонические напряжения в Худолазовской мульде, согласно [Салихов, Пшеничный, 1984], проявились в позднем карбоне – ранней перми. В это время были сформированы разрывные нарушения, внедрились интрузивные тела и образовались золоторудные объекты [Салихов, Пшеничный, 1984; Серавкин и др., 2001; Знаменский, 2009]. С этими же процессами, вероятно, связан кливаж, развитый в полимиктовых граувакках, перекрывающих ялангасскую линзу. Примечательно, что в кислых вулканокластических граувакках он не проявлен вовсе. Это хорошо видно в обнажениях (рис. 11) и наглядно показывает разную реакцию на стресс кластолитов разного состава.

Заключение

Проведенные петрографические исследования кислых вулканокластических граувакк и дресвяников из нижней подсвиты биягодинской свиты позволили выявить следующие особенности их формирования.

1. На стадии седиментогенеза, в конце франского века, накапливался плохо сортированный и плохо окатанный обломочный материал, представленный преимущественно кварцем, плагиоклазами и обломками кислых вулканитов. Реликты матрикса состоят из хлорита, смеси хлорита и мельчайших кристаллокластов плагиоклаза, сохранившихся в межзерновом пространстве и, вероятно, в промежутках между зернами кварца и их регенерационными каемками.

2. Высокая скорость седиментации на рубеже франского и фаменского веков обусловила

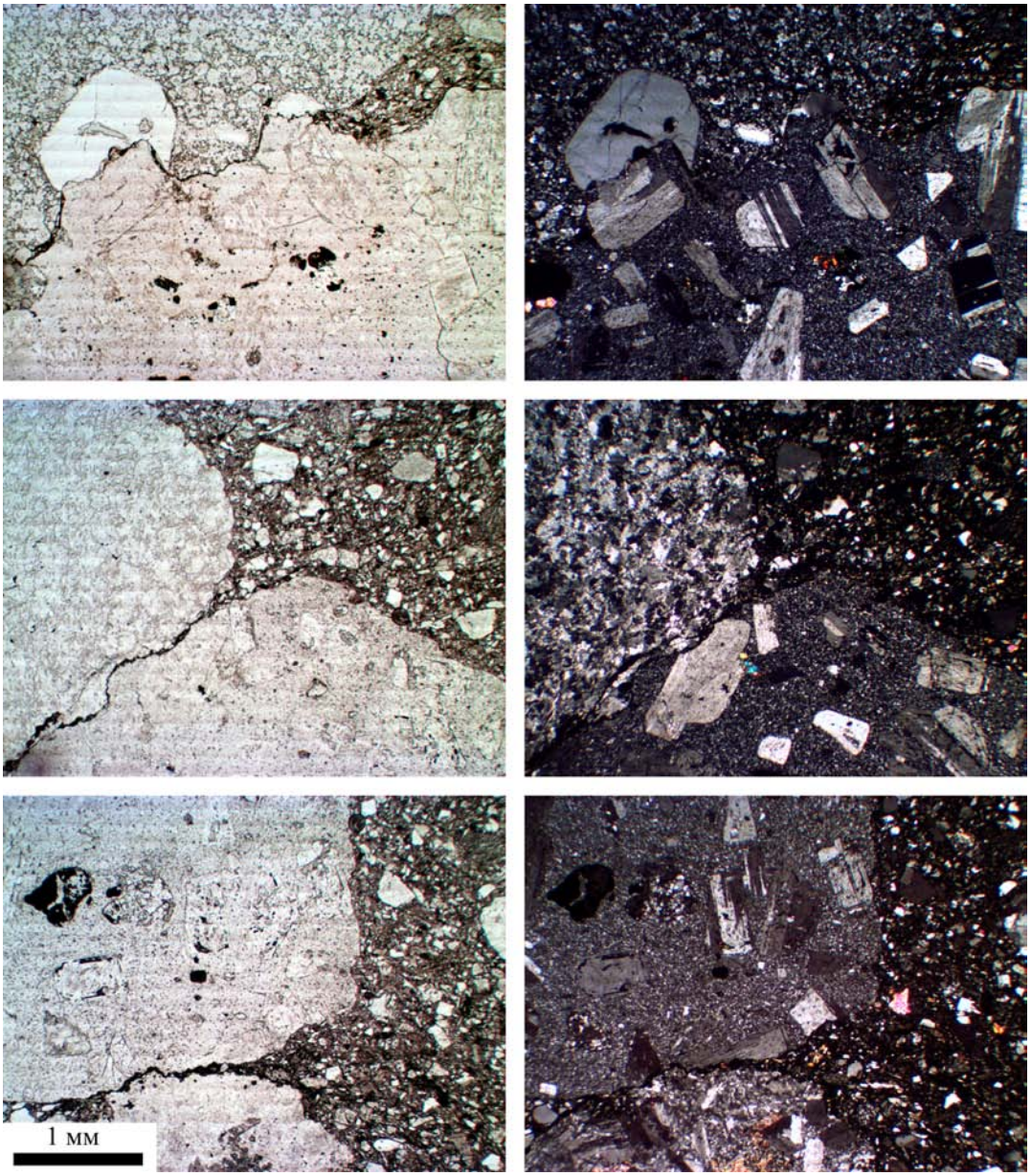


Рис. 10. Микростилолитовые контакты в вулканокластических гравелитах нижней подсвиты биягодинской свиты

Fig. 10. Microstylolitic contacts in volcaniclastic gritstones of the lower part of the Biyagoda formation

стремительное погребение исследуемых кластолитов под толщей мощностью более 2 км. Это привело к уплотнению обломочных и кремневых осадков и отжиму из них насыщенных кремнекислотой вод. На стадии начального катагенеза и, вероятно, диагенеза кремнекислота расходовалась на регенерацию кварца и образование кварцевого поликристаллического цемента.

3. Последующее погружение исследуемых отложений под толщу осадков привело к проявлению процессов, типичных для стадии глубинного катагенеза — к гравитационной коррозии зерен и сопряженной с ней регенерации кварца и плагиоклаза.

4. Возникновение фронтального волнистого погасания кварца, деформационных пластнок, бластопсаммитовых и бластоцементных структур протекало в метагенезе, обусловленном коллизионными процессами позднего карбона и ранней перми.

Рис. 11. Зона контакта кислых вулканокластических граувакк ялангасской линзы и перекрывающих ее полимиктовых граувакк (N53°01'41.75", E58°25'40.06")

Положение контакта показано пунктирной линией.

Fig. 11. Contact zone of acid volcaniclastic greywacke of the Yalangas lentil and polymictic greywacke overlapping it (N53°01'41.75", E58°25'40.06")

The position of the contact is indicated by a dotted red line.

5. Впоследствии, на стадии регрессивного эпигенеза, при сравнительно более низких температуре и давлении были сформированы гнезда и жилы поликристаллического кварца с микрокристаллами аутигенного плагиоклаза (альбита?).

Современные представления о стадиальных преобразованиях обломочных пород в осадочных бассейнах активных континентальных окраин, судя по обобщениям И.М. Симановича и О.В. Япаскурта [2002, 2005], весьма скудны. Стоит отдельно отметить, что существенно восполнили этот пробел недавние работы Л.В. Кокшиной [2012, 2013 и др.]. Представленные выше описания и полученные на их основе результаты, несмотря на гипотетичность некоторых заключений, наглядно демонстрируют ведущую роль кремнекислоты практически на всех этапах постседиментационного преобразования изученных пород.

В качестве одного из источников кремнекислоты рассматриваются кремневые осадки. Их отжим под давлением перекрывающих толщ мог вызвать миграцию насыщенных кремнекислотой растворов в близлежащие обломочные осадки/породы и их преобразование. Этот близкий к элизионному процесс требует дальнейшего изучения.

Автор выражает благодарность студентам и выпускникам кафедры геологии и полезных ископаемых БашГУ А.А. Гилязову, Н.И. Тимуршину, И.Х. Сафину, Д.В. Миняровой, А.А. Демидовой, А.Ф. Атнагулову и водителю ИГ УФИЦ РАН И.М. Мунасипову за помощь в проведении экспедиционных работ.

Исследования выполнены в рамках выполнения государственного задания по теме № 0246-2019-0118.

Список литературы:

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.

Кокшина Л.В. Глинистые минералы в цементе палеозойских граувакк: Магнитогорская мегазона (Южный Урал) и Боровская зона (юго-запад Западной Сибири) // Литосфера. – 2012. – № 2. – С. 33–42.

Кокшина Л.В. Особенности катагенеза девонских петрокластических граувакк Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. – 2013. – № 5. – С. 26–41.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. – Л.: Наука, 1968. – 92 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 288 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М. Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. – 82 с.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза: Уч. пособие. – Минск: Изд-во БелГУ, 2000. – 255 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород.– М.: Недра, 1966. – Ч. 2, Т. 1: Изверженные породы. – 424 с.

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

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. – Уфа: БФАН СССР, 1984. – 112 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород.– М.: Наука. 1978. – 156 с. – (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 314).

Симанович И.М., Япаскурт О.В. Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4: Геология. – 2002. – № 6. – С. 20–31.

Симанович И.М., Япаскурт О.В. Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4: Геология. – 2005. – № 4. – С. 24–31.

Фазлиахметов А.М. Первые результаты расчета скоростей седиментации отложений среднего и верхнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 9-й Межрег. науч.-практ. конф. – Уфа: ДизайнПресс, 2012. – С. 59–60.

Фазлиахметов А.М., Аржавитина М.Ю., Гилязов А.А. Петрографические особенности верхнефранских вулканокластических граувакк окрестностей озера Ялангаскуль (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2016. – № 12. – С. 23–30. – doi.org/10.19110/2221-1381-2016-12-23-30.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: Уч. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 142 с.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере. Процессы и факторы. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.

Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования: Уч. пособие. – М.: ЭСЛАН, 2008. – 356 с.

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geological Time Scale 2012. – Amsterdam: Elsevier, 2012. – P. 559–601. – doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00022-6.

References:

Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. The Devonian Period // The Geological Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 559–601. doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00022-6.

Fazliakhmetov A.M. Pervyye rezul'taty rascheta skorostey sedimentatsii otlozheniy srednego i verkhnego devona Zapadno-Magnitogorskoy zony Yuzhnogo Urala [The first results of the calculation of sedimentation rates of sediments of the middle and upper Devonian of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals] // Geologiya, poleznyye iskopayemyye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territoriy: Materialy IX Mezhregional'noy nauchno-prakticheskoy konferentsii [Geology, minerals and geoecology problems of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories: materials of the 12 Interregional Scientific and Practical Conference]. Ufa: DizaynPress, 2012. P. 59–60 (in Russian).

Fazliakhmetov A.M., Arzhavitina M.Y., Gilyazov A.A. Petrograficheskiye osobennosti verkhnefranskikh vulkanoklasticheskikh grauvakk okrestnostey ozera Yalangaskul' (Zapadno-Magnitogorskaya zona Yuzhnogo Urala) [Petrographic features of the Upper Frasnian volcaniclastic greywacke surroundings of Lake Yalangaskul (West Magnitogorsk zone of the Southern Urals)] // Vestnik IG Komi NTS UrO RAN. 2016. No. 12. P. 23–30 (in Russian). doi.org/10.19110/2221-1381-2016-12-23-30.

Kokshina L.V. Glinistyye mineraly v tsemente paleozoyskikh grauvakk: Magnitogorskaya megazona (Yuzhnyy Ural) i Borovskaya zona (yugo-zapad Zapadnoy Sibiri) [Clay minerals in Paleozoic greywackes cement: Magnitogorsk Megazone (the South Ural) and Borovsk Zone (the south-west of Western Siberia)] // Litosfera. 2012. No. 2. P. 33–42 (in Russian).

Kokshina L.V. Osobennosti katageneza devonskikh petroklasticheskikh grauvakk Magnitogorskoy megazony (Yuzhnyy Ural) [Catagenesis' features of Devonian greywackes: Magnitogorsk megazone (Southern Ural)] // Litosfera. 2013. No. 5. P. 26–41 (in Russian).

Lisitsyn A.P. Lavinnaya sedimentatsiya i pereryvy v osadkonakoplenii v moryakh i okeanakh [Avalanche sedimentation and interruption in sedimentation in the seas and oceans]. M.: Nauka, 1988. 309 p. (in Russian).

Logvinenko N.V. Postdiageneticheskiye izmeneniya osadochnykh porod [Post-diagenetic changes in sedimentary rocks]. Leningrad: Nauka, 1968. 92 p. (in Russian).

Makhnach A.A. Stadial'nyi analiz litogeneza [Analysis of sedimentary rocks epigenic rtansformations]. Minsk: BGU, 2000. – 255 p. (in Russian).

Maslov V.A., Artyushkova O.V. Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskih otlozheniy Magnitogorskoy megazonyi Yuzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 2010. 288 p. (in Russian).

Maslov V.A., Artyushkova O.V., Nurmukhametov E.M. Franskiye otlozheniya Magnitogorskogo megasinklinoriya [Fransian deposits of the Magnitogorsk megasynclinorium]. Ufa: IG UFSC RAS, 1999. 82 p. (in Russian).

Polovinkina Y.I. Struktury i tekstury izverzhennykh i metamorficheskikh porod. Chast' vtoraya. Tom I. Izverzhennyye porody [Structures and textures of igneous and metamorphic rocks. Part two. Volume I. Igneous rocks]. M.: Nedra, 1966. 424 p. (in Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and the Fore-Urals (actual issues of stratigraphy, techtonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizaynPoligraf Servis Press, 2010. 280 p. (in Russian).

Salikhov D.N., Pshenichnyy G.N. Magmatizm i orudeneniye zony ranney konsolidatsii Magnitogorskoy evgeosinklinali [Magmatism and mineralization of the zone of early consolidation of the Magnitogorsk eugeosyncline]. Ufa: BF AS SSSR, 1984. 112 p. (in Russian).

Seravkin I.B., Znamenskiy S.Ye., Kosarev A.M. Razryvnaya tektonika i rudonosnost' Bashkirskogo Zaural'ya [Fault tectonics and ore deposites of the Trans-Uralian Bashkiria]. Ufa: Poligrafkombinat, 2001. 318 p. (in Russian).

Simanovich I.M. Kvarts peschanykh porod. [Quartz of sandy rocks]. M.: Nauka. 1978. 156 p. (in Russian). (Trudy GIN AN SSSR; Vyp. 314 [Works of GIN AS USSR; Is. 314]).

Simanovich I.M., Yapaskurt O.V. Geodinamicheskiye tipy postsedimentatsionnykh litogeneticheskikh protsessov [Geodynamic types of postsedimentation lithogenetic processes] // Vest. Mosk. Un-ta. Ser. 4: Geologiya. 2002. No. 6. P. 20–31 (in Russian).

Simanovich I.M., Yapaskurt O.V. Osadochnyye basseyny i postsedimentatsionnyy litogenez terrigennykh tolshch [Sedimentary basins and postsedimentary lithogenesis of terrigenous strata] // Vest. Mosk. Un-ta. Ser. 4: Geologiya. 2005. No. 4. P. 24–31 (in Russian).

Yapaskurt O.V. Stadial'nyy analiz litogeneza: Uchebnoye posobiye [Stage analysis of lithogenesis: Tutorial]. M.: MGU, 1995. 142 p. (in Russian).

Yapaskurt O.V. Predmetamorficheskiye izmeneniya osadochnykh porod v stratisfere. Protsessy i factory [Subject-amorphous changes in sedimentary rocks in the stratisphere. Processes and factors]. M.: GEOS, 1999. 260 p. (in Russian).

Yapaskurt O.V. Geneticheskaya mineralogiya i stadial'nyy analiz protsessov osadochnogo porodo- i rudoobrazovaniya: Uchebnoye posobiye [Genetic mineralogy and stadial analysis of sedimentary rock formation and ore formation: A study guide]. M.: ESLAN, 2008. 356 p. (in Russian).

Znamenskiy S.E. Strukturnyye usloviya formirovaniya kollizionnykh mestorozhdeniy zolota vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Structural conditions for the formation of collision gold deposits in the eastern slope of the Southern Urals]. Ufa: Gilem, 2009. 348 p. (in Russian).

Сведения об авторе:

Фазлиахметов Александр Маратович, кандидат геолого-минералогических наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). E-mail: famrb@mail.ru.

About the author:

Fazliakhmetov Alexander Maratovich, candidate of geological and mineralogical sciences, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS). E-mail: famrb@mail.ru.

УДК 551.72.(234.853) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-7

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АШИНСКОЙ МОЛАССЫ ВЕНДА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2019 г. О. В. Козлова, А. А. Ратов, С. А. Солодова, С. А. Бояркин

Реферат: На основе комплексного анализа литолого-петрографических и минералогических особенностей пород ашинской молассы венда в типовых разрезах Алатауского антиклинория на западном крыле Башкирского мегантиклинория уточнен литолого-петрографический и минеральный состав отложений басинской, куккараукской и зиганской свит, которые отнесены к типично молассовой формации. Соотношения породообразующих компонентов в песчаниках молассы, отображенные на QFL-диаграммах, свидетельствуют о формировании рассматриваемых осадков в обстановке, соответствующей орогенической области (зоне коллизии). Близкий минеральный состав тяжелой фракции и сходный типоморфизм основных акцессорных минералов (циркона, апатита, граната, рутила и турмалина) обусловлены сходным комплексом пород в области питания. Однако в зависимости от стратиграфической позиции отложений и местоположения разрезов меняется соотношение и значение минералов в ассоциации, что обусловлено важной ролью локальных источников сноса для обособленных осадочных бассейнов ашинской молассы.

Существенно-гранатовая ассоциация со значительной концентрацией эпидота характерна для ашинской молассы восточного и западного крыльев северной части Алатауского антиклинория, при этом содержание граната и эпидота уменьшается от восточных к западным разрезам. Это означает, что основная область сноса в басинское, куккараукское и зиганское время находилась восточнее осадочного бассейна.

Ключевые слова: венд, ашинская серия, моласса, свита, Алатауский антиклинорий, Южный Урал

LITHOLOGIC-PETROGRAPHIC AND MINERALOGIC FEATURES OF ASHA VENDIAN MOLASSE IN SOUTHERN URALS

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

Abstract: Based on a comprehensive analysis of lithologic-petrographic and mineralogic features of rocks of Vendian Asha molasse in typical sections of Alatau anticlinorium on the western wing of the Bashkirian meganticlinorium, the lithologic-petrographic and mineral composition of the Basa, Kukkarauk and Zigan Formations are specified, as belonging to a typical molasse. The ratios of rock-forming components in the sandstones of molasse, shown on QFL-diagrams, indicate the formation of the considered sediments in a setting corresponding to an orogenic region (a collision zone). The close mineral composition of the heavy fraction and the similar typomorphism of the main accessory minerals (zircon, apatite, garnet, rutile and tourmaline) are due to a similar complex of rocks in the provenance area. However, depending on the stratigraphic position of the sediments and the location of the sections, the ratio and importance of minerals in the association changes, which is due to the important role of local sources of demolition for the separate sedimentary basins of Asha molasse.

The essentially garnet association with a significant concentration of epidote is characteristic of the Asha molasse of the eastern and western wings of the northern part of the Alatau anticlinorium, while the content of garnet and epidote decreases from the eastern to the western sections. This means that the main area of erosion in the Basa, Kukkarauk, and Zigan times was located east of the sedimentary basin.

Keywords: Vendian, Asha Series, molasse, Alatau anticlinorium, South Ural

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

For citation: Kozlova O.V., Ratov A.A., Solodova S.A., Boyarkin S.A. Lithologic-petrographic and mineralogic features of Asha Vendian molasse in the Southern Urals // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 88–101. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-7.

Введение

Молассовые формации выделяются во многих складчатых поясах на завершающем этапе развития полных тектонических циклов. На Южном Урале к молассовой формации докембрия ранее относились образования ашинской серии западного крыла Башкирского мегантиклинория и аршинской, криволукской, кургашлинской и байназаровской свит на восточном крыле структуры [Гарань, 1946; Шатский, 1960; Келлер, 1973; Козлов, 1982; Беккер, 1988; Семихатов и др., 1991; Стратиграфические..., 1993]. Ашинская серия венда на западном крыле Башкирского мегантиклинория расчленена на бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты [Стратиграфические..., 1993], стратотипические и опорные разрезы которых находятся в Алатауском антиклинории (рис. 1).

Породы типично молассовых образований характеризуются неоднородностью состава и гранулометрии, и по этим признакам к молассам могут быть отнесены отложения только басинской, куккараукской и зиганской свит ашинской серии. Именно в таком стратиграфическом объеме в статье рассматривается орогенный комплекс тиманид, формирование которого связано с возникновением в вендское время орогена на западном склоне Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2010].

Литолого-петрографические и минералогические исследования отложений проведены с целью уточнения существующих представлений об источниках сноса (о составе пород в области питания и ее местоположении) и обстановках формирования рассматриваемых отложений в регионе. Ранее суждение о составе пород в питающей провинции было сделано исходя из литолого-петрографического состава галек конгломератов, прежде всего, куккараукской свиты, а при решении вопросов корреляции геологических разрезов [Сергеева, 1986] и составлении карт терригенно-минералогических провинций [Беккер, 1968] были использованы данные о минералах тяжелой фракции и их типоморфных признаках. Выводы о возможных источниках сноса для вендских осадков на основе изучения и сравнительного анализа минералов тяжелой фракции из отложений рифея и венда (в разрезах по рекам Кук-Какаук, Мендым и по а/д Уфа – Инзер на участках у хут. Кулмас и западнее р. Зуячка) были сделаны германскими геологами [Willner et al., 2001]. Однако анализ литолого-петрографических и минералогических особенностей обломочных пород венда при расшифровке источников сноса в цитируемой работе не проводился. В предлагаемой статье уточнение палеогеографических реконструкций отложений складчатого комплекса тиманид проведено на дополнительном литолого-петрографическом и минералогическом материале, полученном при изучении опорных разрезов отложений венда Алатауского антиклинория.

Литолого-петрографические особенности

В строении разрезов басинской, кукараукской и зиганской свит ашинской серии верхнего венда [Козлов, 1982] в Алатауском антиклинории, литолого-стратиграфические колонки которых приведены на рис. 2, сохраняется достаточно ритмичное чередование основных типов пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов.

Литолого-петрографическая характеристика пород базируется на данных петрографического изучения шлифов и приводится для каждой свиты в стратиграфической последовательности. В ***басинской свите*** (мощность отложений от 650 до 900 м) в чередовании песчаников, алевролитов и аргиллитов преобладают *песчаники* преимущественно полимиктовые, мелкозернистые, серой и зеленовато-серой окраски, прослоями известковистые. Меньше распространены полевошпат-кварцевые и аркозовые разности. В составе обломочного материала преобладает кварц (60–80%), в значительном количестве присутствуют полевые шпаты (от 5–10 до 25–30%) и обломки пород (5–15%), в числе которых отмечены алевролиты, глинистые серицит-кварцевые и серицитовые сланцы, эффузивные и кремнистые породы, кварциты; в единичных зернах присутствуют циркон, турмалин, глауконит, рутил, рудный минерал. *Алевролиты* в целом сохраняют состав близкий песчаникам.

Аргиллиты слюдисто-хлоритового, слюдистого и хлорито-гидрослюдистого состава, иногда ожелезненные и кальцитизированные, зеленовато-розовато-серого и вишневого цвета, алевритистые, тонкослоистые.

Куккараукская свита (мощность отложений колеблется от 50 м до 350 м) сложена вверху и внизу песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми, с прослоями гравелитов, а в средней части — разногалечными полимиктовыми конгломератами [Козлов, 1982]. Преобладающие в составе пород и в матриксе конгломератов *песчаники* крупно- и среднезернистые, плохо сортированные, с гравием

и редкой галькой. Обломочный материал песчаников (70–85% породы) состоит из кварца (40–50%), литокласт (от 18–20 до 30–35%) микрокварцитов, алевролитов, песчаников, кварцито-песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и жильного кварца, кремнистых, серицит-кремнистых, серицитовых, хлоритовых, серицит-хлоритовых, железисто-кремнистых и полевошпатовых пород и обломков вулканитов; полевого шпата (от редких зерен до 5%).

Конгломераты полимиктовые, разногалечные, преимущественно мелко- и среднегалечные. Галька хорошо окатанная, эллипсоидальной, реже непра-

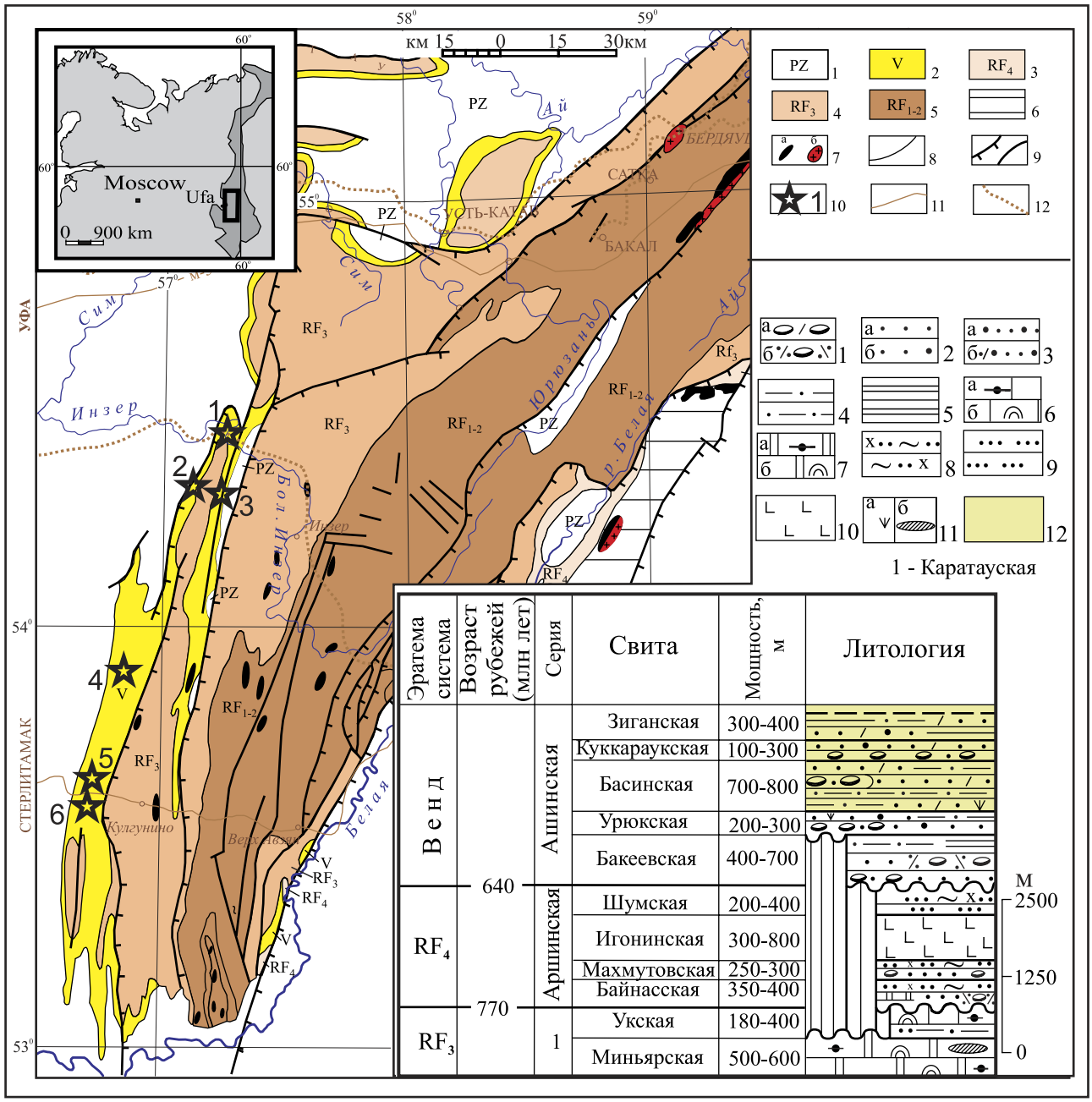


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и литолого-стратиграфическая колонка образований рифея и венда Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) с расположением изученных разрезов. Составлена с использованием [Геологическая…, 2002; Козлов и др., 2011; Puchkov et al., 2014]

Fig. 1. The schematic geological map and lithologic-stratigraphic column of the Riphean and Vendian of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals) with the positions of the studied sections. Compiled after [Geologicheskaya…, 2002; Kozlov et al., 2011; Puchkov et al., 2014]

Условные обозначения к рис. 1. К карте: 1–5 — нерасчлененные отложения: 1 — палеозоя (PZ), 2 — венда (V), 3 — завершающего (RF_4), 4 — верхнего (RF_3) и 5 — нижнего – среднего (RF_{1-2}) рифея; 6 — Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 7 — магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 8 — геологические границы; 9 — основные тектонические нарушения; 10 — местоположение разрезов (1 — по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк, 2 — по р. Басу и в дорожных выемках по автотрассе Уфа – Белорецк северо-западнее хут. Кулмас, 3 — вдоль а/д Уфа – Белорецк в 6 км западнее моста через р. Зуячку, 4 — по р. Мендым, 5 — по руч. Куккараук, 6 — по р. Зиган); 11 — автодороги; 12 — железные дороги. *К колонке:* 1 — конгломераты полимиктовые (а) и тиллиты (б); 2–3 — песчаники: 2 — кварцевые (а) и полевошпат-кварцевые (б), 3 — аркозовые (а) и полимиктовые (б); 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки с микрофитолитами (а) и строматолитами (б); 7 — доломиты с микрофитолитами (а) и строматолитами (б); 8 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 9 — кварциты; 10 — вулканогенные породы; 11 — глауконит (а) и кремни (б); 12 — ашинская моласса.

Legend to fig. 1. For the map: 1–5 — unsubdivided deposits: 1 — Paleozoic (PZ), 2 — Vendian (V), 3 — Terminal (RF_4), 4 — Upper (RF_3) and 5 — Lower – Middle (RF_{1-2}) Riphean; 6 — Uraltau and Ufaley metamorphic complexes; 7 — magmatic rocks: gabbro (a) and granites (б); 8 — geological boundaries; 9 — main faults; 10 — positions of sections (1 — along Inzer river and Agardy stream near Gabdyuk village, 2 — along Basu river and roadcuts of the Ufa – Beloretsk highway northwest of Kulmas settlement, 3 — along the Ufa – Beloretsk road 6 km to the west of the bridge over Zuyachka river; 4 — along the Mendym river, 5 — along the Kukkarauk stream, 6 — along Zigan river); 11 — automobile roads; 12 — railroads. *For the column:* 1 — polymictic conglomerates (a) and tillites (б); 2–3 sandstones: 2 — quartz (a) and feldspar-quartz (б), 3 — arkosic (a) and polymictic (б); 4 — siltstones; 5 — shales; 6 — limestones with microphytolites (a) and with stromatolites (б); 7 — dolomites with microphytolites (a) and with stromatolites (б); 8 — sericite-chlorite-quartz schists; 9 — quartzites; 10 — volcanogenic rocks; 11 — glauconite (a) and cherts (б); 12 — Asha molasse.

вильной формы, представлена кварцем и кварцевыми песчаниками, иногда катаклазированными, кварцито-песчаниками, кварцитами, кварцевыми сиенитами с порфировой структурой, плагиогранитами, гранит-порфирами и крупнокристаллическими гранитами (подробное описание состава галек конгломератов дано в монографии В.И. Козлова [1982]).

Зиганская свита (мощность отложений варьирует от 100 до 450 м) сложена песчаниками и алевролитами полимиктовыми, реже кварцевыми, с прослоями и пачками аргиллитов.

Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые. Обломочный материал песчаников состоит из кварца (15–30%), полевого шпата (10–20%), обломков пород (30–50%). Зерна сглаженной формы, окатанные и полуокатанные. *Алевролиты* аналогичны по составу песчаникам. *Аргиллиты* — глинистые, слабо ожелезненные, алевритистые. Алевритовый материал размером от 0.01 до 0.05 мм составляет до 15%.

Как следует из приведенного описания основных типов пород ашинской молассы, наибольшим распространением пользуются *песчаники*, обладающие признаками, позволяющими реконструировать и состав пород областей размыва, и условия бассейна осадконакопления. Для наглядного отображения литолого-петрографических особенностей песчаников басинской, куккараукской и зиганской свит воспользуемся классификационной диаграммой по составу породообразующих компонентов QFL (кварц – полевые шпаты – обломки пород [Шутов, 1972]), где содержание основных компонентов выражено в объемных процентах. Фигуративные точки состава песчаников басинской, кукараукской и зиганской свит на классификационной диаграмме QFL сосредоточены в нескольких полях (рис. 3) и принадлежат мезомиктовым кварцевым и полевошпат-кварцевым песчаникам (разрез по автотрассе Уфа – Белорецк в правобережье р. Басу у хут. Кулмас), кварцевым и полевошпат-кварцевым граувакам (разрез по руч. Кук-Караук) и полевошпат-кварцевым, меньше кварц-полевошпатовым граувакам и грауваковым аркозам (разрез по а/д Уфа – Белорецк западнее моста через р. Зуячка), мезомиктовым кварцевым, кремнекластито-кварцевым, полевошпат-кварцевым граувакам и кварцевым граувакам (разрез по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк).

Резкое различие в составе песчаников басинской и куккараукской свит наблюдается в разрезе по автотрассе Уфа – Белорецк в правобережье р. Басу у хут. Кулмас на западном крыле Алатауского антиклинория (см. рис. 3), здесь на классификационных диаграммах фигуративные точки куккараукских песчаников расположены в поле кремнекластито-кварцевых песчаников и кварцевых граувакк, что для басинской свиты не характерно.

Фигуративные точки песчаников басинской, куккараукской и зиганской свит на QFL-диаграмме [Dickinson, 1979], отражающей характер источников питания (рис. 4), попадают в поля, соответствующие орогенической области (зонам коллизии) и единичные — магматическим дугам.

Таким образом, данные по составу породообразующих компонентов песчаников и реконструкции характера источников сноса с использованием

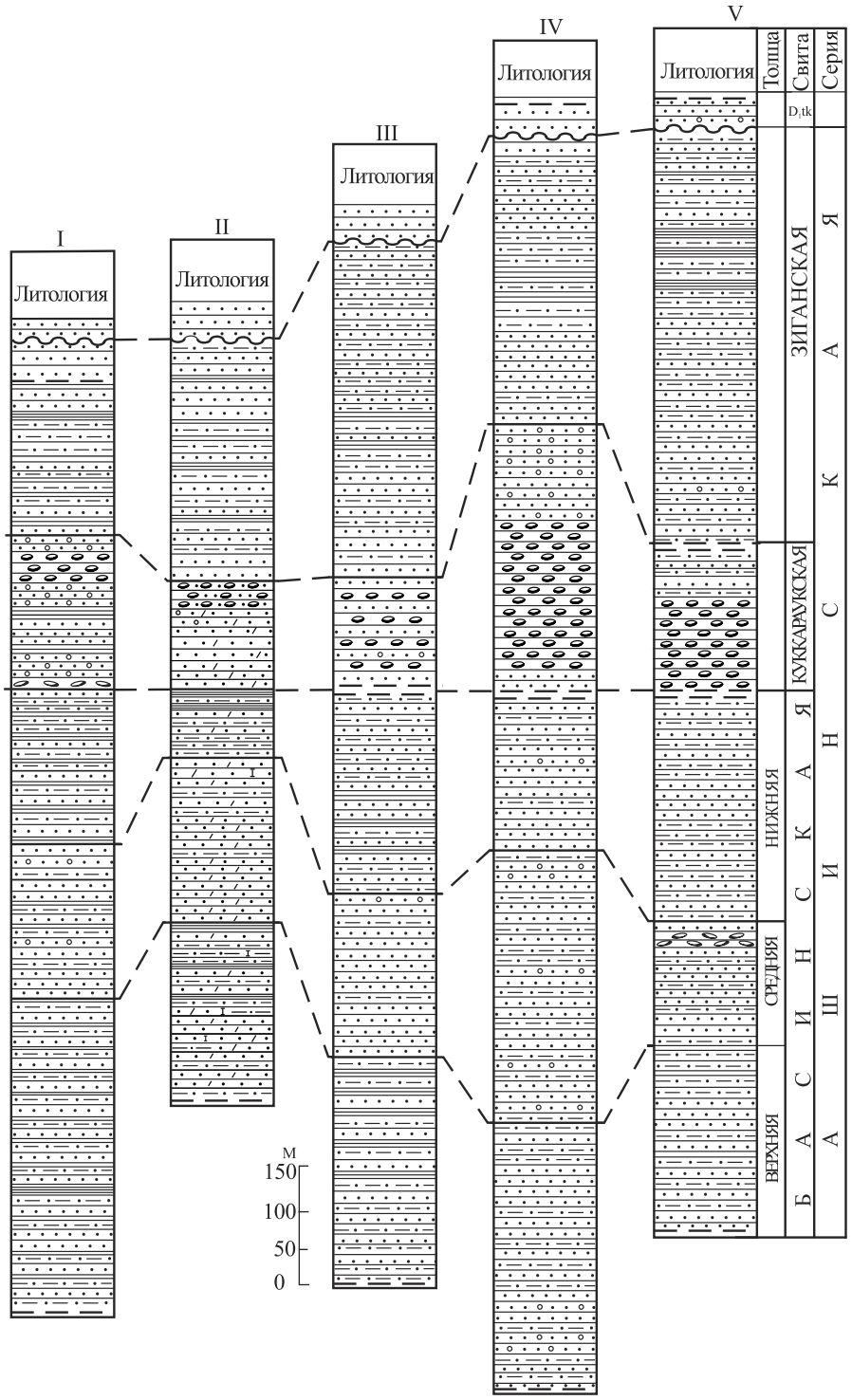


Рис. 2. Сопоставление разрезов ашинской молассы (басинской, куккараукской и зиганской свит) Алатауского антиклинория

Разрезы: I — по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк; II — по автотрассе Уфа – Белорецк, в правобережье р. Басу у хут. Кулмас; III — по автотрассе Уфа – Белорецк западнее моста через р. Зуячку; IV — по р. Мендым; V — по руч. Кук-Караук.

Fig. 2. Comparison of sections of Asha molasse (Basa, Kukkarauk and Zigan formation) in the Alatausky anticlinorium

Positions of sections: I — along Inzer river and Agardy stream near Gabdyuk village; II — Basu river and roadcuts along the Ufa – Beloretsk highway northwest of Kulmas settlement; III — along the Ufa – Beloretsk road to the west of the bridge over Zuyachka river; IV — along the Mendym river; V — along the Kukkarauk stream.

классификационных и генетических диаграмм (см. рис. 3 и 4) согласуются с представлениями о формировании отложений молассы басинской, куккараукской и зиганской свит в результате тиманской орогении в вендское время на краю рифейского платформенного бассейна.

Акцессорные минералы молассы

При изучении акцессорных минералов обломочных (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты) пород использовались специальные приемы сепарации и обогащения, получившие название «метода тяжелых фракций» или «искусственных шлихов». Метод основан на выделении акцессорных минералов из раздробленных пород и дальнейшем разделении по плотности, магнитным и электромагнитным параметрам по общепринятой методике [Преображенский, Саркисян, 1954; Копченова, 1951; Кухаренко, 1961].

Результаты количественно-минералогического анализа искусственных шлихов в разрезах ашинской молассы (басинской, куккараукской и зиганской свит венда) приведены в таблице 1, где шлиховые минералы по генетическому признаку подразделены на кластогенные и аутигенные, а их содержание выражено в граммах на тонну (г/т).

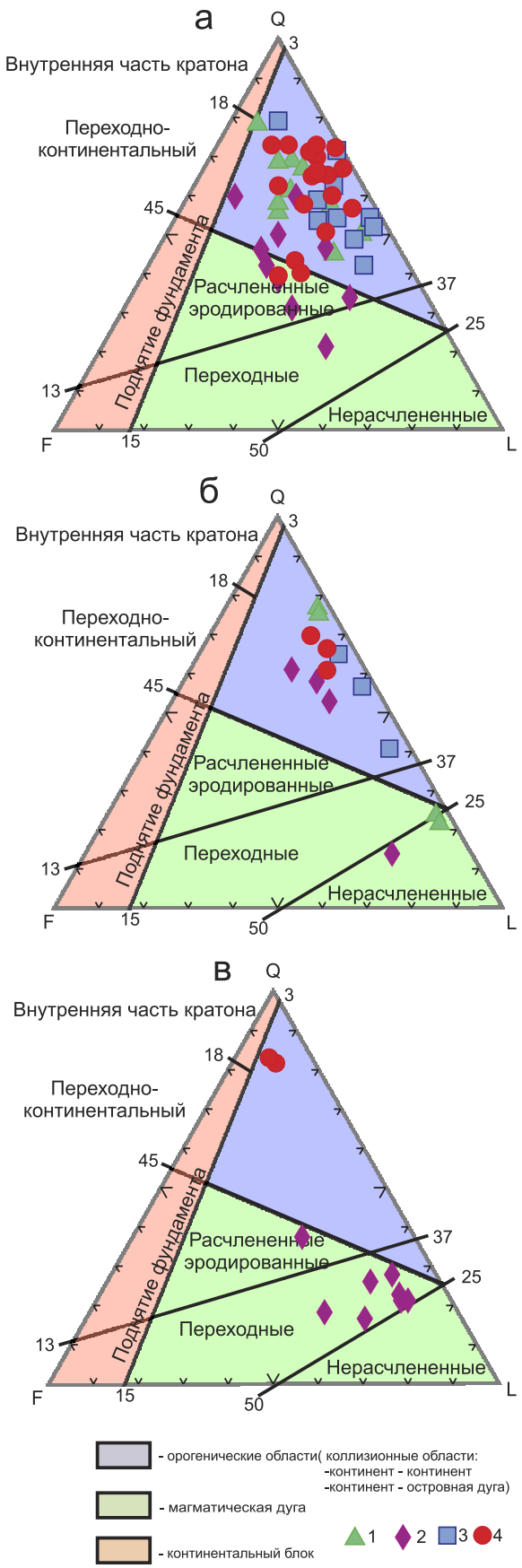
Как следует из таблицы, рассматриваемые отложения по перечисленным разрезам имеют достаточно богатый минеральный состав, включающий около 30 минералов. Преобладают минералы-спутники пород кислого состава (турмалин, апатит, циркон, биотит, мусковит) и метаморфических (эпидот, гранат, рутил, лейкоксен, анатаз). В подчиненном количестве присутствуют минералы-спутники пород основного и ультраосновного состава (магнетит, ильменит, хромшпинелиды, ильменито-гематит). Из аутигенных минералов значительным содержанием выделяются гематит, хлорит, лимонит, карбонат.

Рис. 3. Положение фигуративных точек составов песчаников басинской (а), кукараукской (б) и зиганской (в) свит на QFL-диаграмме [Шутов, 1972]

Разрезы: 1 — по автотрассе Уфа – Белорецк (в правобережье р. Басу у хут. Кулмас), 2 — по автотрассе Уфа – Белорецк (западнее моста через р. Зуячка), 3 — по руч. Кук-Караук, 4 — по р. Инзер и руч. Агарды (в районе д. Габдюк).

Fig. 3. The position of figurative points of compositions of sandstones Basa (а), Kukkarauk (б) and Zigan (в) Formations on the QFL-diagram [Shutov, 1972]

Positions of sections: 1 — along Basu river and roadcuts along the Ufa – Beloretsk highway northwest of Kulmas settlement, 2 — along the Ufa – Beloretsk road to the west of the bridge over Zuyachka river; 3 — along the Kukkarauk stream, 4 — along Inzer river and Agardy stream near Gabdyuk village.



Особая роль в тяжелой фракции принадлежит «сквозным» акцессорным минералам: циркону, апатиту, турмалину, рутилу и гранату. Перечисленные минералы имеют высокий коэффициент встречаемости (95–100%), составляют значительную часть тяжелой фракции и обладают характерными признаками в отложениях разного стратиграфического уровня, что позволяет рассматривать их в качестве основных при стратиграфической корреляции и расшифровке источников сноса.

В породах басинской, куккараукской и зиганской свит типовых разрезов Алатауского антиклинория основные акцессорные минералы образуют акцессорно-минеральные ассоциации, в которых в зависимости от стратиграфической позиции отложений и местоположения разрезов в осадочном бассейне меняется соотношение минералов и роль их в минеральной ассоциации, что отражено на гистограммах распределения основных акцессорных минералов в рассматриваемых отложениях (рис. 5).

Как следует из анализа гистограмм, в минеральных ассоциациях вендской молассы важная роль принадлежит гранату, а наибольшая концентрация его (см. табл. 1) характерна для отложений восточного крыла Алатауского антиклинория в разрезе вдоль а/д Уфа–Белорецк в 6 км западнее моста через р. Зуячку (см. рис. 5Б, точка 3). Здесь в акцессорно-минеральной апатит-циркон-рутил-*турмалин-гранатовой* ассоциации[1] отложений басинской свиты, апатит-рутил-циркон-*турмалин-гранатовой* — куккараукской свиты и апатит-циркон-рутил-*турмалин-гранатовой* — зиганской свиты основным руководящим минералом выступает гранат, наибольшее содержание (533 г/т, см. табл. 1) которого характерно для пород куккараукской свиты. Молассовые толщи в данном разрезе характеризуются и значительными концентрациями эпидота (до 1803 г/т в песчаниках средней толщи басинской свиты).

Роль граната как руководящего минерала ассоциации сохраняется в отложениях басинской и куккараукской свит в разрезе по р. Инзер и руч. Агарды у д. Габдюк

Рис. 4. Классификационные QFL-диаграммы [Dickinson, 1979], отражающие характер источников питания для песчаников басинской (а), куккараукской (б) и зиганской (в) свит

Условные обозначения см. рис. 3.

Fig. 4. The classification QFL-diagram [Dickinson, 1979] reflecting the nature of provenance for sandstones Basa (a), Kukkarauk (б) and Zigan (в) formation

Legend: see fig. 3.

[1] Здесь и далее курсивом выделены руководящие минералы ассоциации.

Таблица 1

Table 1

Среднее содержание (г/т) минералов тяжелой фракции в отложениях ашинской молассы

The Average content (g/t) of minerals of heavy fraction in deposits of an ashinsky molassa

Разрезы	Мендым			руч. Кук-Караук			р.Зиган		р. Инзер			р. Зуячка			Кулмас	
Свиты	bs	kk	zn	bs	kk	zn	kk	zn	bs	kk	zn	bs	kk	zn	bs	kk
Кол-во проб	34	10	15	33	6	16	1	13	27	5	1	29	7	5	22	2
Минералы: кластогенные																
Циркон	1	24	15	34	36	75	+	7	122	221	93	140	136	57	123,5	266
Апатит	131	37	29	125	39	36	+	9	129	74	119	99	10	24	109	168,5
Турмалин	+	6	64	32	13	38	+	41	427	184	114	278	286	76	164	142
Гр. Слюд	741	10	383	1059	76	383	225	183	550	795	250	939	884	466	740	1003
Сфен	+	+	62	3	–	+	–	27	–	–	–	–	–	–	–	–
Монацит	+	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+	+	–
Гр. Пироксена	+	+	+	+	+	+	–	+	496	117	114	275	17	242	375	–
Хромшпинелиды	67	+	+	+	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Ильменит	–	848	+	+	–	–	+	–	39	+	–	85	+	–	20	197
Магнетит	114	+	22	582	–	+	2	33	432	2	–	23	–	15	34	–
Ильменито-гематит	56	513	282	–	–	+	90	–	24	26	–	24	172	–	67	958
Рутил	60	55	54	210	46	44	+	31	282	55	58	159	82	79	194	756,5
Лейкоксен	37	217	37	144	161	139	135	77	168	67	34	124	22	–	110	356
Анатаз	+	1	+	+	–	+		+	–	–	–	+	–	–	1	–
Гр. Амфибола	6	+	12	10	+	+		1	282	19	–	91	17	162	–	–
Гр. Эпидота	893	802	352	+	98	383	27	463	151	241	123	886	416	237	330	–
Гр. Граната	13	313	14	45	+	+	+	+	320	317	92	454	533	192	277	391,5
Хлоритоид	+	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Периклаз	–	33	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кианит	+	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
Хлорит	–	–	–	–	–	–	45	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Аутигенные																
Лимонит	577	1474	145	+	–	+	144	109	36	239	–	58	–	–	58	1147
Пирит (марказит)	+	+	+	1161	2	3	+	4	–	+	–	–	9	–	–	–
Халькопирит	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Гематит (мартит)	+	1964	5	+	196	+	+	132	496	267	2	558	976	250	438	1053
Коллофан	–	+	+	+	–	+		–	–	19	–	–	–	–	–	–
Хлорит	839	+	45	–	–	–	45	22	399	185	60	360	217	109	180	356
Гр. Карбоната	25	808	1	78	+	35	+	63	42	–	–	23	–	+	62	–
Барит	–	–	+	132	22	17	+	+	1	4	–	1	–	+	–	–
Глауконит	–	+	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

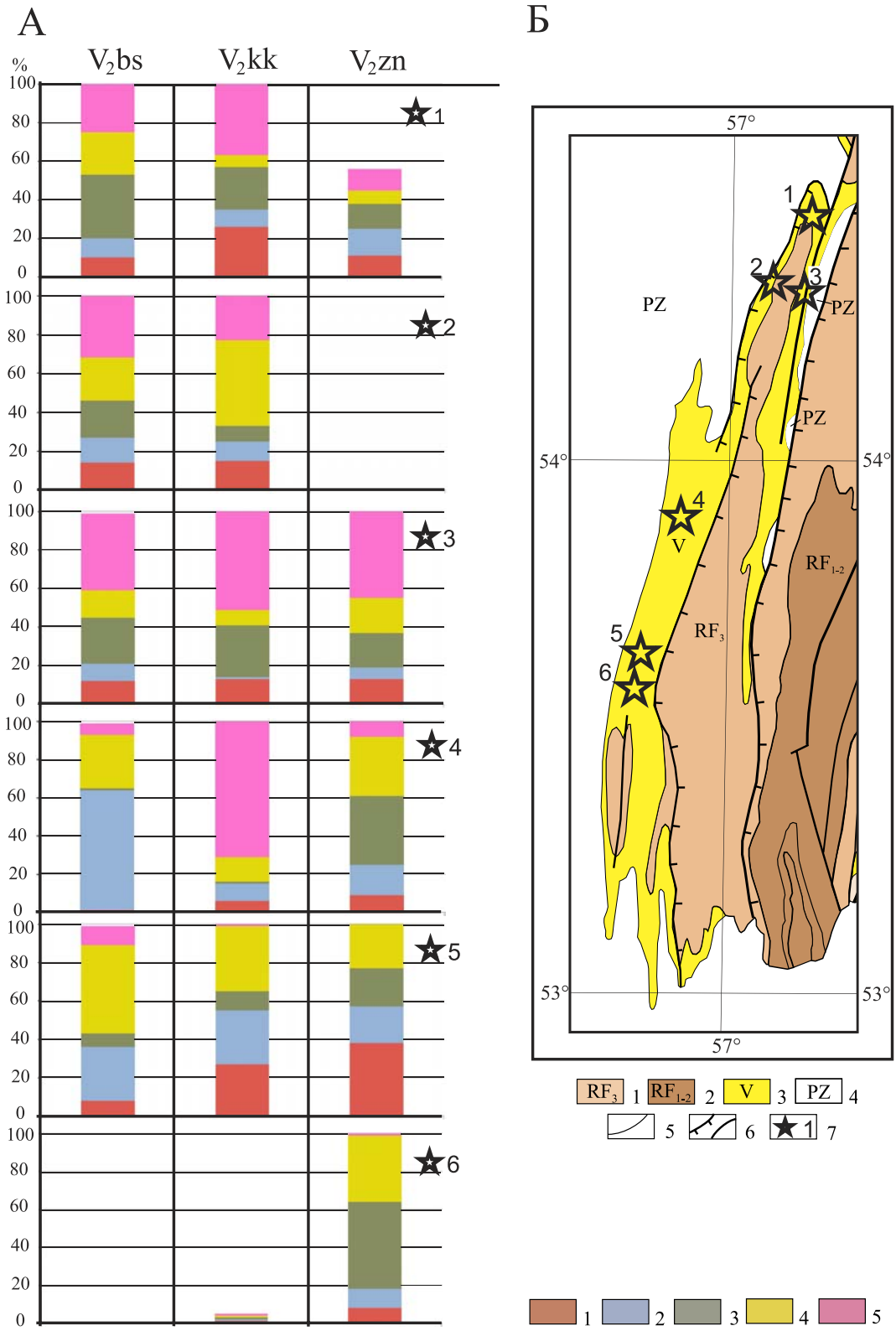


Рис. 5. Гистограмма распределения основных акцессорных минералов (А) в отложениях басинской, куккараукской и зиганской свит и фрагмент геологической карты Алатауского антиклинория (Б) с расположением разрезов

Fig. 5. The histogram of distribution of the main accessory minerals (A) in deposits Basa, Kukkarauk and Zigan formation. The fragment of the geological map of the Alatausky anticlinorium (Б) with arrangement of studied sections

Условные обозначения к рис. 5. К гистограмме (А): 1 — циркон; 2 — апатит; 3 — турмалин; 4 — рутил; 5 — гранат. Свиты: bs — басинская, kk — куккараукская, zn — зиганская. *К карте (Б):* 1–4 — нерасчлененные отложения: 1 — палеозоя (PZ), 2 — венда (V), 3 — верхнего (RF_3) и 4 — нижнего – среднего (RF_{1-2}) рифея; 5 — геологические границы; 6 — основные тектонические нарушения; 7 —местоположение разрезов (1 — по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк, 2 — по автотрассе Уфа – Белорецк, в правобережье р. Басу у хут. Кулмас, 3 — по автотрассе Уфа – Белорецк в 6 км западнее моста через р. Зуячку, 4 — по р. Мендым, 5 — по руч. Кук-Караук, 6 — по р. Зиган).

Legend to fig. 5. For the histogram (A): 1 — zircone; 2 — apatite; 3 — tourmaline; 4 — rutile; 5 — garnet. Formation: bs — Basa, kk — Kukkarauk, zn — Zigan. *For the map (Б):* 1–4 — unsubdivided units: 1 — Paleozoic (PZ); 2 — Vendian (V); 3 — Upper (RF_3) and 4 — Lower – Middle (RF_{1-2}) Riphean; 5 — geological boundaries; 6 — main faults; 7 — positions of sections (1 — along Inzer river and Agardy stream near Gabdyuk village, 2 — Basu river and roadcuts along the Ufa – Beloretsk highway northwest of Kulmas settlement, 3 — along the Ufa – Beloretsk road to the west of the bridge over Zuyachka river, 4 — along the Mendym river, 5 — along the Kukkarauk stream, 6 — along Zigan river).

в периклинали Алатауского антиклинория (см. рис. 5А и 5Б, точка 1), а также на западном крыле антиклинория по р. Басу и в дорожных выемках по автотрассе Уфа – Белорецк северо-западнее хут. Кулмас (см рис. 5А и 5Б, точка 2) в басинской свите и в разрезе по р. Мендым (см. рис. 5А и 5Б, точка 4) в куккараукской свите, где основные акцессорные минералы образуют циркон-апатит-*рутил-гранат-турмалиновую*, рутил-апатит-*турмалин-циркон-гранатовую* и турмалин-циркон-*апатит-рутил-гранатовую* ассоциации, для которых также характерна повышенная концентрация эпидота. Содержание последнего в отдельных пробах из пород басинской свиты в разрезе по р. Мендым достигает 3360 г/т.

В разрезах по руч. Кук-Караук (см. рис. 5Б и 5А, точка 5) и р. Зиган (см. рис. 5А и 5Б, точка 6) доминирующими минералами ассоциаций являются апатит, рутил и циркон, а гранат отмечается как редкие зерна. В отложениях басинской, куккараукской и зиганской свит по руч. Кук-Караук основные акцессорные минералы образуют турмалин-циркон-*гранат-апатит-рутиловую*, турмалин-циркон-*апатит-рутиловую* и апатит-турмалин-*рутил-цирконовую* ассоциации, а в отложениях зиганской свиты по р. Зиган — гранат-циркон-*апатит-рутил-турмалиновую* ассоциацию.

Типоморфные особенности акцессорных минералов рассматриваемых отложений близки.

Гранат представлен полуокатанными зернами неправильной формы и кристаллами ромбододекаэдрического облика, иногда со ступенчатыми гранями, бледно-розовой, иногда с желтоватым и лиловатым оттенками, и розовато-красной окраски. Размеры зерен граната колеблются от 0.1×0.1 до 0.4×0.4 мм.

Циркон наблюдается в хорошо окатанных зернах, реже кристаллах со сглаженными ребрами бледно-розовой, меньше розовой и молочно-белой (малаконы) окраски. Отмечены единичные зерна темно-розовых цирконов в отложениях куккараукской свиты. Цирконы содержат газово-жидкие и игольчатые минеральные включения и цирконовые ядра. Размеры зерен циркона варьируют от 0.05×0.1 мм до 0.15×0.25 мм.

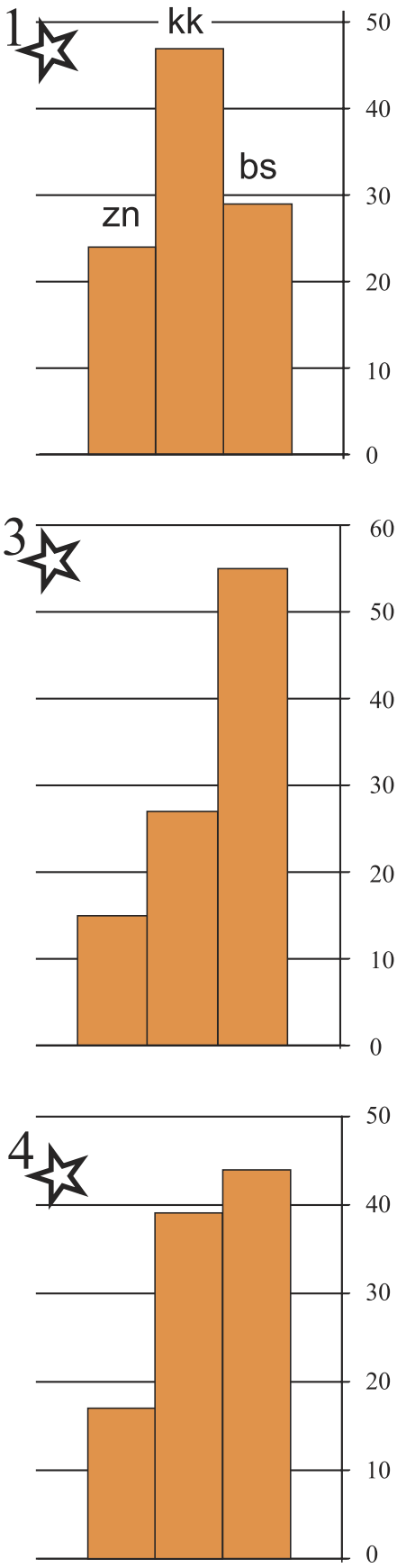
Апатит встречается в виде призматических кристаллов, а также в зернах неправильной формы и хорошо окатанных. Апатит бесцветный прозрачный, иногда с минеральными включениями, с размерами зерен от 0.05×0.05 мм до 0.18×0.3 мм.

Турмалин присутствует в кристаллах коричневато-бурой окраски и в хорошо окатанных зернах, которые имеют более разнообразную окраску: от светло-бурой до темно-бурой с коричневым и желтым оттенками и голубовато-серую. Размер окатанных зерен варьирует от 0.05×0.075 до 0.225×0.375 мм, а размер отдельных кристаллов достигает 0.25×0.325 мм.

Рутил представлен полуокатанными обломками удлиненной и уплощенной формы, редко кристаллами и коленчатыми двойниками, преимущественно оранжевой и оранжево-желтой окраски. Размер обломков от 0.07×0.07 мм до 0.2×0.225 мм.

Значительные содержания эпидота в породах ашинской молассы распределены по площади распространения пород и в разрезе неравномерно. На гистограмме (рис. 6), отражающей количественное соотношение эпидота в разрезах и по свитам в каждом из разрезов, видно, как меняется его содержание в породах разного стратиграфического положения (по вертикали в разрезе) и по площади распространения отложений.

Максимальными концентрациями эпидота характеризуются отложения басинской свиты восточного крыла Алатауского антиклинория в разрезе вдоль а/д Уфа – Белорецк в 6 км западнее моста через р. Зуячку (см. рис. 6, точка 3), куккараукской и зиганской свит в периклинальном замыкании Алатауского антиклинория в разрезе по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк (см. рис. 6, точка 1). Как видим из рис. 6, содержание эпидота уменьшается в отложениях зиганской свиты (стра-



тиграфически снизу вверх по разрезу) и от восточного к западному крылу антиклинория, т.е. перенос обломочного материала происходит с востока на запад, а значит, область питания находится восточнее бассейна осадконакопления.

О местоположении основной области сноса в ашинское время существуют противоположные точки зрения. Согласно одной из них, область размыва находилась западнее бассейна осадконакопления в пределах Русской плиты [Олли, 1948; Гарань, 1946]. По представлению Л.Д. Ожигановой [1963], область размыва находилась восточнее осадочного бассейна в пределах осевой зоны Урала (хр. Уралтау). Значительная роль уральских пород в осадках ашинской серии отмечались Ю.Р. Беккером [1968] и Н.Д. Сергеевой [1986] Согласно нашим данным, основной источник обломочного материала ашинской молассы в басинское, куккараукской и зиганское время находился восточнее осадочного бассейна.

Заключение

Близкий минеральный состав тяжелой фракции из обломочных пород басинской, кукараукской и зиганской свит, где преобладают минералы-спутники кислых и метаморфических пород, и сходный типоморфизм основных акцессорных минералов (циркона, апатита, граната, рутила и турмалина) обусловлены, вероятнее всего, единым комплексом пород в области питания.

Вариации содержания шлиховых минералов в отложениях разных разрезов и стратиграфических уровней рассматриваемых отложений могут быть обусловлены появлением дополнительных источников сноса обломочного материала. Так, в басинское и куккараукское время в области питания получили распространение породы основного и ультраосновного состава, продукты разрушения которых (ильменит, магнетит, хромшпинелиды) имеют значительные концентрации в разрезах по рекам Инзер, Мендым и Кук-Караук (см. рис. 5, табл. 1). Значительные концентрации эпидота и граната (минералов метаморфических пород) в отложениях молассы в северной части Алатауского антиклинория в разрезах по рекам Инзер, Басу, Мендым (см. рис. 1, 5, 6 и табл. 1) свидетельствуют о доминирующей роли в питающей провинции метаморфических образований.

Основные акцессорные минералы в породах басинской, куккараукской и зиганской свит образуют акцессорно-минеральные

Рис. 6. Гистограмма распределения эпидота в отложениях басинской, куккараукской и зиганской свит типовых разрезов

Местоположение разрезов: 1 — по р. Инзер и руч. Агарды в районе д. Габдюк, 3 — по автотрассе Уфа – Белорецк в 6 км западнее моста через р. Зуячку, 4 — по р. Мендым.

Fig. 6. The histogram of distribution of the epidote in deposits Basa, Kukkarauk and Zigan formation

Positions of sections: 1 — along Inzer river and Agardy stream near Gabdyuk village, 3 — along the Ufa – Beloretsk road to the west of the bridge over Zuyachka river, 4 — along Mendym river.

ассоциации, в которых в зависимости от стратиграфической позиции отложений и местоположения разрезов меняются соотношение и роль минералов в ассоциации (см. рис. 5). Существенно гранатовая ассоциация, в которой основным руководящим минералом выступает гранат, характерна для ашинской молассы восточного крыла Алатауского антиклинория в разрезе по автотрассе Уфа – Белорецк западнее моста через р. Зуячку (см. рис. 5Б, точка 3). Доминирующая роль граната в ассоциациях в отложениях басинской, куккараукской и зиганской свит сохраняется и в разрезах по рекам Инзер и Мендым, а также в разрезе по р. Басу и в дорожных выемках по автотрассе Уфа – Белорецк северо-западнее хут. Кулмас (см. рис. 5, точка 1, 2 и 4), что также свидетельствует о важной роли локальных источников сноса для обособленных осадочных бассейнов ашинской молассы и позволяет определить направление переноса обломочного материала. Судя по тому, что количество граната и эпидота уменьшается от восточных к западным разрезам, основная область сноса в басинское, куккараукское и зиганское время находилась восточнее осадочного бассейна.

Таким образом, особенности состава и строения ашинской молассы на Южном Урале определены как условиями формирования (в передовом прогибе к западу от складчатой области и в межгорных долинах), так и составом пород питающих областей.

Исследование выполнено в соответствии с планами научно-исследовательских работ ИГ УФИЦ РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).

Список литературы:

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. – Л.: Недра, 1968. – 160 с.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. – Л.: Недра, 1988. – 288 с.

Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. – М.: Госгеолиздат, 1946. – 51 с.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. М.: 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40(41) – Уфа / *Отв. ред. В.И. Козлов*. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. – М.: ВИНИТИ, 1973. – 119 с. – (Итоги науки. Сер. Общая геология; Т. 5).

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

Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 52–56.

Копченова Е.В. Минералогический анализ шлихов. – М.: Госгеолиздат, 1951. – 207 с.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 316 с.

Ожиганова Л.Д. О возможности сопоставления верхнебавлинской серии востока Русской платформы и ашинской свиты западного склона Южного Урала // Труды ГГИ БФАН СССР. – 1963. – Вып. 8. – С. 11–21.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. – Саратов: Изд-во СГУ, 1948. – 414 с.

Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). – М.: Гостоптехиздат, 1954. – 462 с.

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

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 4. – С. 3–13.

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

Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой) / Межведомственный Стратиграфический Комитет России. – Екатеринбург, 1993. – 151 схема, 152 с.

Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего рифея и кембрия. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 5–15.

Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. – М.: Наука, 1972. – С. 9–29.

Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. – 1979. – V. 63, No. 12. – P. 2164–2182.

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia // Journal of Geoscience and Environment Protection. – 2014. – No. 2. – P. 108–116. – doi.org/10.4236/gep.2014.23015.

Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia); constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Precambrian Research. – 2001. – V. 100 (1–4). – P. 215–239.

References:

Bekker Ju.R. Pozdnedokembriiskaya molassa Yuzhnogo Urala [Late Precambrian molasse of the Southern Ural]. L.: Nedra, 1968. 160 p. (In Russian).

Bekker Yu.R. Molassy dokembriya [Molasses of the Precambrian]. L.: Nedra, 1988. 288 p. (In Russian).

Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63, No. 12. P. 2164–2182.

Garan' M.I. Vozrast i usloviya obrazovaniya drevnikh svit zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Age and conditions of origin of ancient formations of the western slope of the Southern Ural]. M.: Gosgeolizdat, 1946. 51 p. (In Russian).

Geological map of the Russian Federation and adjacent territory of the Republic of Kazakhstan. Scale 1:1 000 000 (new series). The sheet N-40(41) – Ufa / *V.I. Kozlov* (*ed.*). SPb: Kartfabrika VSEGEI, 2002 (In Russian).

Keller B.M. Tektonicheskaya istoriya i formatsii verkhnego dokembriya [Tectonic history and formations of the Upper Precambrian]. M.: VINITI, 1973. 119 p. (Results of science. Ser. General geology; V. 5) (In Russian).

Kopchenova E.V. Mineralogicheskii analiz shlihov [Mineralogical analysis of shlich]. M.: Gosgeolizdat, 1951. 207 p. (In Russian).

Kozlov V.I. Verkhnii rifei i vend Yuzhnogo Urala [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. M.: Nauka, 1982. 128 p. (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. Arshinii — novyi straton rifeya v stratotipicheskikh razrezakh Yuzhnogo Urala [Arshiniy — new straton of the Ripheanin in the stratotypic sections of the Southern Urals] // Geologicheskii sbornik No. 9 / IG UCS RAS. Ufa: DizainPoligrafServis, 2011. P. 52–56 (In Russian).

Kuharenko A.A. Mineralogiya rossypei [Mineralogy of placers]. M.: Gosgeolizdat, 1961. 316 p. (In Russian).

Olli A.I. Drevnie otlozheniya zapadnogo sklona Urala [Ancient deposits of the western slope of the Urals]. Saratov: SGU Publ., 1948. 414 p. (In Russian).

Ozhiganova L.D. O vozmozhnosti sopostavleniya verhnebavlinskoi serii vostoka Russkoi platformy i ashinskoi svity zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [About a possibility of comparison of a Verkhnebavlinsky series of the east of Russian platform and Asha Formation of the western slope of Southern Urals] // Trudy of GGI BFAN USSR. 1963. V. 8. P. 11–21 (In Russian).

Preobrazhenskii I.A., Sarkisyan S.G. Mineraly osadochnyh porod (primenitel'no k izucheniyu neftenosnykh otlozhenii) [Minerals of sedimentary rocks (applied to study of oil-bearing deposits)]. M.: Gostoptehizdat, 1954. 462 p. (In Russian).

Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of Urals and Cisuralian area (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallongeny)]. Ufa: DesignPoligraphService, 2010. 280 p. (In Russian).

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2014. No. 2. P. 108–116. doi.org/10.4236/gep.2014.23015.

Semikhatov M.A., Shurkin K.A., Aksenov Ye.M. Bekker Yu.R., Bibikova Ye.V., Duk V.L., Yesipchuk K.Ye., Karsakov L.P., Kiselev V.V., Kozlov V.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Negrutsa V.Z., Robonen V.I., Sez'ko A.I., Filatova L.I., Khomentovskiy V.V., Shemyakin V.M., Shul'diner V.I. Novaya stratigraficheskaya shkala dokembriya SSSR [The new stratigraphic scale of the Precambrian of the USSR] // Izv. AN SSSR. Ser. geol. 1991. No. 4. P. 3–13 (In Russian).

Sergeeva N.D. Sopostavlenie vendskikh otlozhenii zapadnogo kryla Bashkirskogo megantiklinoriya (Yuzhnyi Ural) i yugo-vostochnoi okrainy Russkoi plity po aktsessornym mineralam [Comparison of the Vendian deposits of the western wing of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals) and the southeastern margin of the Russian plate by accessory minerals] // Dokembrii i paleozoi Yuzhnogo Urala [Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals]. Ufa: BFAN USSR, 1986. P. 24–36 (In Russian).

Shatskii N.S. Printsipy stratigrafii pozdnego dokembriya i ob'em rifeiskoi gruppy [Principles of a stratigraphy of the late Precambrian and volume of Riphean Group] // Stratigrafiya pozdnego rifeya i kembriya [Stratigraphy of the Late Riphean and Cambrian]. M.: AN USSR Publ., 1960. P. 5–15 (In Russian).

Shutov V.D. Klassifikatsiya terrigennyh porod i grauvakk [Classification of terrigenous rocks and grauwacke] // Grauvakki [Greywacke]. M.: Science, 1972. P. 9–29. (In Russian).

Stratigraficheskie skhemy Urala (Dokembrii, paleozoi) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)] / Mezhvedomstvennyi Stratigraficheskii Komitet Rossii [Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia]. Ekaterinburg, 1993. 151 scheme, 152 p. (In Russian).

Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia) constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Precambrian Research. 2001. V. 100 (1–4). P. 215–239.

Сведения об авторах:

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

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

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

Бояркин Сергей Александрович, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: sergey.boyarkin1@gmail.com

About the autors:

Kozlova Olga Vjacheslavovna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: riphey@ufaras.ru
Ratov Alexander Alexandrovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: ratov1990@icloud.com
Solodova Svetlana Andreevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: solodowa.sveta2010@yandex.ru
Boyarkin Sergej Aleksandrovich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: sergey.boyarkin1@gmail.com

УДК 550.384; 550.2 DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-8

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ЗОН МАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАТАВСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2019 г. И. В. Голованова, Р. Ю. Сальманова, К. Н. Данукалов, Н. Д. Сергеева

Реферат. В работе представлены предварительные результаты циклостратиграфического изучения трех разрезов катавской свиты на Южном Урале, проводимого параллельно с детальным построением шкалы геомагнитной полярности, что позволило оценить среднюю скорость осадконакопления и количество инверсий геомагнитного поля за достаточно достоверно определенный интервал времени. Спектральный анализ изменений магнитной восприимчивости по разрезу позволяет выделить на периодограмме отчетливые пики, которые сопоставляются с орбитальными циклами. На основе выявленных циклов Миланковича дана оценка длительности накопления изученной части разреза катавской свиты и средней продолжительности одной магнитозоны. Анализ спектров вариаций магнитной восприимчивости выполнен методом «multi-taper», выявлены пики на частотах, близких к предсказанным для орбитальных циклов на границе докембрия и палеозоя. Согласно полученным результатам средняя скорость осадконакопления пород катавской свиты в изученных разрезах составляет 0.04–0.05 м/тыс. лет, а максимальная длительность накопления отложений мощностью 200 м — около 5 млн лет. Если учесть, что в отложениях катавской свиты известно несколько десятков зон прямой и обратной магнитной полярности, то средняя длительность одной магнитозоны оценивается в 51.5 тыс. лет, что сопоставимо с данными по зиганской свите верхнего венда, отложения которой считаются уникальными по частоте инверсий. Полученные результаты еще раз указывают на возможное существование аномального (гиперактивного) состояния геомагнитного поля в позднем докембрии и на границе докембрия и палеозоя. По результатам исследований рекомендуется более детальное магнитостратиграфическое и циклостратиграфическое изучение разрезов катавской свиты для более обоснованной оценки скорости осадконакопления и длительности магнитозон с целью проверки гипотезы о сверхвысокой частоте инверсий.

Ключевые слова: палеомагнетизм, циклостратиграфия, магнитостратиграфия, Южный Урал, верхний рифей, катавская свита

ON THE POSSIBILITY OF APPLICATION OF CYCLOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS IN STUDY OF THE DURATION OF MAGNETIC POLARITY ZONES IN THE SEDIMENTS OF THE KATAV FORMATION (UPPER RIPHEAN, SOUTHERN URALS)

I. V. Golovanova, R. Yu. Sal'manova, K. N. Danukalov, N. D. Sergeeva

Abstract. The paper presents the preliminary results of a cyclostratigraphic study of three sections of the Katav Formation in the Southern Urals, conducted in parallel with the detailed construction of the geomagnetic polarity scale, which made it possible to estimate the average sedimentation rate and the number

Для цитирования: Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Данукалов К.Н., Сергеева Н.Д. О возможности применения циклостратиграфического анализа при изучении продолжительности зон магнитной полярности в отложениях катавской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 102–110. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-8.

For citation: Golovanova I.V., Sal'manova R.Yu., Danukalov K.N., Sergeeva N.D. On the possibility of application of cyclostratigraphic analysis in study of the duration of magnetic polarity zones in the sediments of the Katav Formation (Upper Riphean, Southern Urals) // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 102–110. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-8.

of geomagnetic field inversions for a fairly certain time interval. The spectral analysis of changes in the magnetic susceptibility along the section makes it possible to distinguish distinct peaks on the periodogram, which are compared with orbital cycles. Based on the identified Milankovitch cycles, the accumulation duration of the studied part of the section of the Katav Formation and the average duration of one magnetozone are estimated. The analysis of the spectra of variations in magnetic susceptibility was performed using the "multi-taper" method; peaks were detected at frequencies close to those predicted for orbital cycles at the Precambrian/Paleozoic boundary. According to the results obtained, the average sedimentation rate of rocks of the Katav Formation in the studied sections is 0.04–0.05 m/kyr, and the maximum duration of accumulation of sediments with a thickness of 200 m is about 5 million years. If we take into account that several tens of magnetic zones of direct and reverse magnetic polarity are known in the deposits of the Katav Formation, the average duration of a single magnetic zone is estimated at 51.5 kyr, which is comparable to the data of the Zigan Formation of the Upper Vendian, the deposits of which are considered unique in terms of inversion frequency. The results obtained indicate once again the possible existence of the anomalous (hyperactive) state of the geomagnetic field in the Late Precambrian and at the Precambrian/Paleozoic boundary. According to the results of research, a more detailed magnetostratigraphic and cyclostratigraphic study of the sections of the Katav Formation is recommended for a more reasonable estimate of the sedimentation rate and duration of the magnetozone in order to test the hypothesis of ultrahigh frequency of inversions.

Keywords: paleomagnetism, cyclostratigraphy, magnetostratigraphy, Southern Urals, Upper Riphean, Katav Formation

Введение

Изучение эволюции геомагнитного поля Земли является ключевым для разработки физической теории геомагнетизма и для изучения процессов, проходящих во внутренних оболочках планеты. На сегодняшний день частота геомагнитных инверсий более или менее достоверно известна для последних 100–130 млн лет, для которых она определяется по полосовым магнитным аномалиям. Для более раннего времени степень достоверности шкалы геомагнитного поля заметно падает, причем, чем дальше в прошлое, тем менее детальной и достоверной является эта шкала. Для докембрия же существуют лишь отдельные фрагменты шкалы геомагнитного поля, полученные путем изучения отдельных разрезов. Данная работа направлена на изучение характера изменений геомагнитной полярности в отложениях катавской свиты верхнего докембрия.

Отложения верхнерифейской катавской свиты на Южном Урале изучались неоднократно [Комиссарова, 1970; Шипунов, 1991, 1993; Комиссарова, Иосифиди, Храмов, 1997; Павлов, Галле, 2009]. В результате наиболее детальных магнитостратиграфических исследований [Павлов, Галле, 2009] не только был получен палеомагнитный полюс с возрастом около 800–900 млн лет, но также выявлены десятки зон прямой и обратной полярности. Это позволило авторам говорить об очень высокой частоте инверсий в изученном интервале, однако возможности количественно оценить эту частоту авторы не имели.

Еще большая частота магнитных инверсий зафиксирована в красноцветных отложениях верхневендской зиганской свиты на Южном Урале [Levashova et al., 2013; Bazhenov et al., 2016] и в одновозрастных породах Зимнего Берега Белого моря [Popov et al., 2002; Popov, Khramov, Bachtadse, 2005; Llanos, Tait, Popov, 2005] и лопатинской свиты в Сибири [Шацилло и др., 2015]. На основании полученных данных была сформулирована гипотеза гиперактивности геомагнитного поля в позднем докембрии, которая повлияла на ход эволюции Жизни (вымирание эдиакарской биоты — кембрийский взрыв) [Bazhenov et al., 2016; Meert, Levashova, Landingd, 2016].

К сожалению, и для палеозойских, и тем более для докембрийских разрезов оценка длительности изученного интервала если и производится, то из самых общих соображений, базирующихся на знаниях о скорости накопления различных типов пород. Соответственно, частота инверсий определяется с крайне низкой достоверностью. Для более точной оценки длительности формирования толщи с целью оценки частоты инверсий геомагнитного поля предлагается построение детальных магнитостратиграфических колонок для отдельных разрезов параллельно с циклостратиграфическим изучением этих разрезов. Такой подход позволяет оценить количество инверсий геомагнитного поля за достаточно достоверно определенный интервал времени, то есть в разы точнее, чем ранее, определить частоту геомагнитных инверсий. В данной работе рассмотрена возможность применения

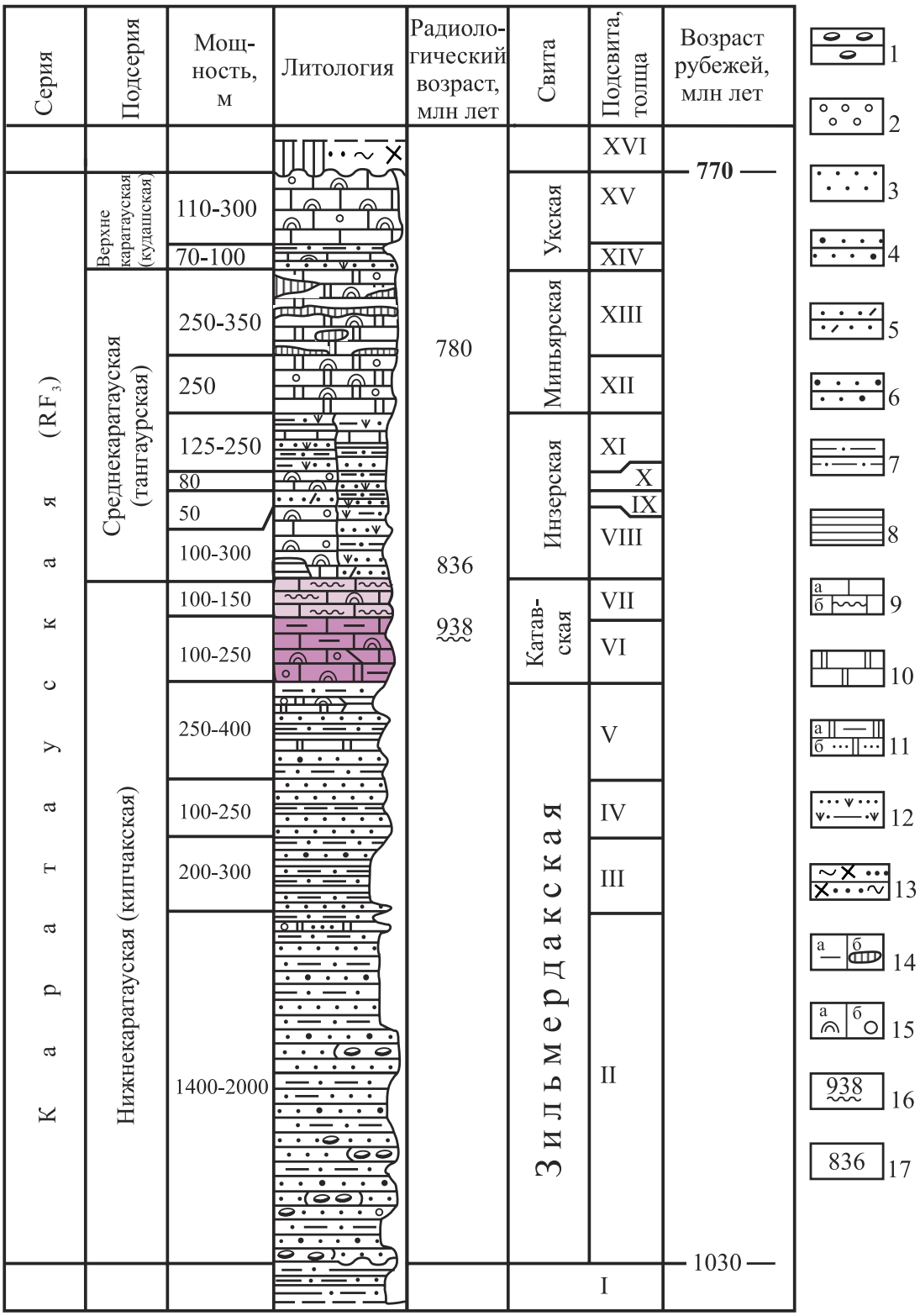


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Южного Урала. По [Пучков, Сергеева, Краснобаев, 2017]

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

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

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

циклостратиграфического метода при изучении отложений катавской свиты верхнего рифея.

Геологическая характеристика

Отложения верхнего рифея (каратавия) имеют наибольшее распространение на Южном Урале в сравнении с подстилающими эратемами. В последние годы с выделением нового стратона — аршиния [Козлов и др., 2011] были уточнены временные границы каратавия (1030±30–770 млн лет [Стратиграфический кодекс..., 2006; Козлов и др., 2011]), стратиграфический объем и мощность (от 2600 до 4700–5680 м) его отложений. С учетом новых данных, в состав каратауской серии включены (снизу): зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская и укская свиты (рис. 1), а криволукская свита, которая ранее завершала каратаускую серию [Стратиграфические..., 1993], отнесена к аршинской серии завершающего рифея [Пучков, Сергеева, Краснобаев, 2014].

В составе каратавия одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала является катавская свита благодаря особенностям литологического состава и биостратиграфической характеристике. Свита сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты III (верхнерифейского) комплекса, их глинистыми разностями и мергелями и по особенностям состава и текстурным признакам расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты с подразделением нижней на две толщи: нижнюю, представленную строматолитовыми известняками, мощностью до 80 м, и верхнюю, сложенную ленточнослоистыми пестроцветными известняками, мощностью от 150 до 200 м. Верхняя подсвита представлена «струйчатыми» известняками, обнажена недостаточно и имеет мощность около 50 м. Общая мощность отложений катавской свиты колеблется от 200 до 400 м и достигает 620 м в параметрической скважине 1 Кулгунинская, пробуренной в 1976–1983 гг. на северной окраине с. Кулгунино [Козлов и др., 2011].

К сожалению, возрастные пределы, внутри которых формировалась свита, определены недостаточно хорошо. По глаукониту из пород катавской свиты K-Ar методом получена датировка 938 млн лет [Стратотип..., 1983]. Для перекрывающих карбонатных пород инзерской (подинзерские слои) и миньярской свит получены Pb-Pb изохронные датировки 836±25 млн лет [Ovchinnikova et al., 1998] и 780±85 млн лет [Ovchinnikova et al., 2000] соответственно. Нижняя возрастная граница не определена, но в целом возраст свиты приблизительно оценивается как 800–900 млн лет.

Накопление осадков катавской свиты происходило в мелководном морском бассейне в условиях относительно стабильного тектонического режима. Согласно многочисленным исследованиям (см. напр. [Уилсон, 1980] и др.) средняя скорость накопления таких пород составляет 10–30 м за 1 млн лет.

Методика исследования

Калибровка био-, хемо-, магнитостратиграфических шкал во времени путем их увязки с астрономическими циклами (циклостратиграфический метод) является главной тенденцией развития международной шкалы геологического времени [The Geologic..., 2012]. Циклостратиграфическое

изучение кернов морских осадков успешно применялось при выполнении международных программ глубоководного бурения для шкалы геологического времени от настоящего времени до олигоцена. Дальше вглубь времени калибровка не является непрерывной, но для мезозойского времени такие исследования многочисленны, а для палеозоя уже достаточно редки. Имеются и примеры, когда связь ритмов и астрономических циклов была установлена в докембрийских толщах. Используемый нами подход циклостратиграфической калибровки магнитостратиграфической шкалы имеет достаточно хорошо разработанную методическую базу (см. напр. [Kodama, Hinnov, 2015]).

Спектральный анализ изменений магнитной восприимчивости по разрезу позволяет выделить на периодограмме отчетливые пики, которые сопоставляются с орбитальными циклами. На основе выявленных циклов Миланковича можно оценить длительность накопления изученной толщи и среднюю продолжительность одной магнитозоны.

Авторы попытались оценить возможность применения циклостратиграфического метода на примере изучения трех разрезов катавской свиты на Южном Урале, расположенных на значительном удалении друг от друга: по р. Нугуш в районе д. Галиакберово, р. Зилим в районе д. Толпарово и р. Юрюзань у г. Юрюзань (рис. 2). Разрезы были опробованы во время полевого сезона 2018 г. для палеомагнитного изучения. Так как разрезы выбирались достаточно протяженные, без значительных перерывов, позже было принято решение оценить на них возможность применения циклостратиграфического анализа магнитной восприимчивости. Измерения выполнены на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2. Для анализа были выбраны участки разрезов, на которых отбор образцов был достаточно детальным. В разрезе «Галиакберово» изученная мощность отложений составила 38 м, «Толпарово» — 92 м, «Юрюзани» — 121.2 м. Так как образцы для палеомагнитных исследований отбирались по разрезам с неравномерным шагом, данные были приведены методом линейной интерполяции к равномерной сетке. Для разреза «Юрюзань» шаг составил 0.4 м, для «Толпарово» — 1 м, для «Галиакберово» — 0.2 м.

Для спектрального анализа данных использовалась программа Acycle (https://github.com/mingsongli/acycle). Для устранения экстремальных выбросов значений применено осреднение данных скользящим средним по трем точкам. Влияние изменений с длинами волн, сравнимых с длиной

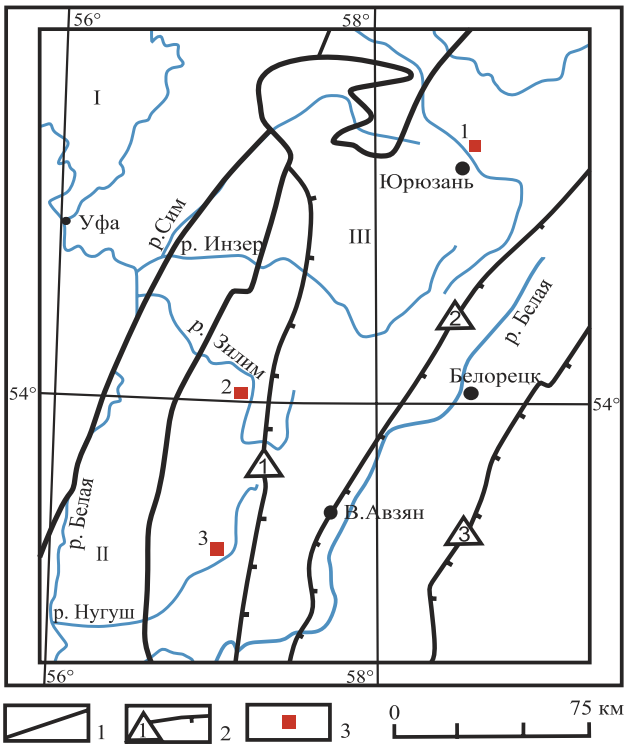


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория Южного Урала и смежных районов с указанием опробованных разрезов

Условные обозначения: 1 — границы структурно-тектонических подразделений первого порядка; 2 — главнейшие разломы: 1 — Зильмердакский, 2 — Зюраткульский, 3 — Главный Уральский; 3 — опробованные разрезы: 1 — «Юрюзань», 2 — «Толпарово», 3 — «Галиакберово». *Структурно-тектонические подразделения:* I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский краевой прогиб, III — Уральская складчатая система.

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

Legend: 1 — boundaries of the first-order structures; 2 — main tectonic faults: 1 — Zilmerdak, 2 — Zuratkul, 3 — Main Uralian; 3 — tested sections: 1 — «Yuryuzan», 2 — «Tolparovo», 3 — «Galyakberovo». *Structural-tectonic divisions:* I — East European Platform, II — Preuralian foredeep, III — Uralian foldbelt.

разреза, устраняется применением процедуры детрендинга методом LOESS с окном длиной в ⅔ изучаемой последовательности. Для временного ряда, полученного вычитанием тренда из каждого значения, выполнен спектральный анализ методом MTM (MultiTaper Method).

Обсуждение результатов

По результатам спектрального анализа магнитная восприимчивость пород всех изученных объектов обнаруживает циклические изменения

по разрезу. Получены периодограммы с четко проявленными пиками, отношения между которыми хорошо соответствует таковым для циклов Миланковича (рис. 3). На всех трех кривых выделяются пики, периоды для которых соотносятся между собой в пропорции, близкой к таковой для орбитальных циклов эксцентриситета (405 и ~100 тыс. лет). То, что некоторые из этих пиков не поднимаются выше 95% доверительного уровня, объясняется или недостаточной длиной изученного разреза («Галиакберово», пик большого эксцентриситета), или недостаточной детальностью отбора («Толпарово», пик короткого эксцентриситета). Циклы наклона земной оси к плоскости эклиптики (36–27 тыс. лет) выявляются на разрезах «Галиакберово» и «Юрюзань», но они не дотягивают до необходимого уровня статистической значимости из-за недостаточной детальности отбора.

Однако даже такой предварительный циклостратиграфический анализ позволяет приблизительно оценить среднюю скорость осадконакопления в изученных разрезах. Наиболее стабильному циклу большого эксцентриситета соответствуют периоды от 14.9 до 19.6 м в разных разрезах. Исходя из этого, среднюю скорость осадконакопления можно оценить как 0.04–0.05 м/тыс. лет. Тогда максимальная длительность накопления отложений мощностью 200 м составляет около 5 млн лет.

В верхних 70 м разреза катавской свиты «Юрюзань» выявлена частая смена полярности геомагнитного поля. Этот разрез можно сопоставить с опорным разрезом вблизи г. Миньяр [Павлов, Галле, 2009], который был изучен более детально, и в котором в верхних 70 м выявлено 34 интервала магнитной полярности. Если принять полученную скорость осадконакопления для этого интервала с частой сменой полярности, то максимальное время накопления этого интервала можно оценить как 1750 тыс. лет, а среднюю длительность одной магнитозоны — около 51.5 тыс. лет, что сопоставимо с данными по зиганской свите верхнего венда [Levashova et al., 2013; Bazhenov et al., 2016], которая считается уникальной по частоте инверсий, тогда как максимальная частота инверсий в фанерозое составляет, предположительно, 8–10 инверсий за 1 млн лет [Biggin et al., 2012].

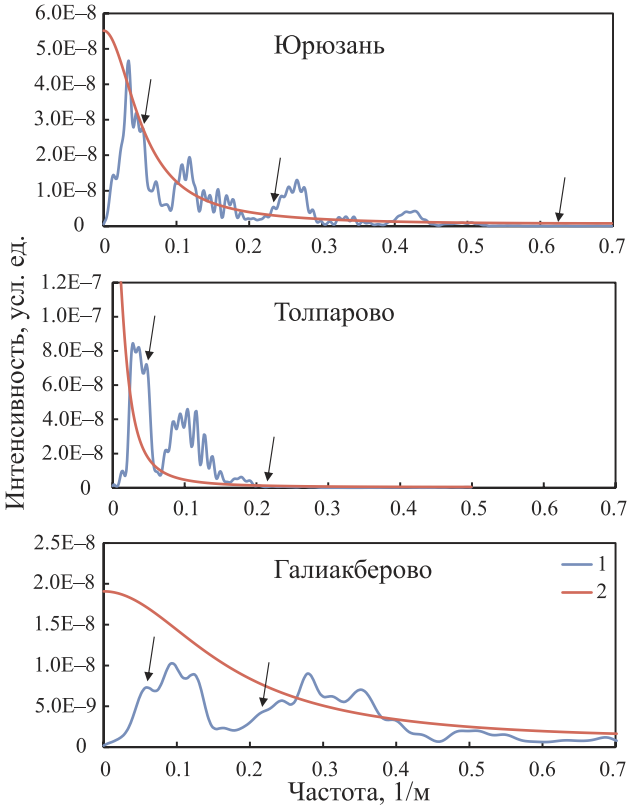


Рис. 3. Предварительные результаты циклостратиграфического изучения катавской свиты

Условные обозначения: 1 — периодограмма; 2 — 95% доверительный интервал.

Fig. 3. Preliminary results of the cyclostratigraphic study of the Katav Formation

Legend: 1 — periodogram; 2 — 95% confidence interval.

Выводы

1. Выполнен предварительный анализ спектра вариаций магнитной восприимчивости методом «multi-taper» для трех значительно удаленных друг от друга разрезов верхнерифейской катавской свиты на Южном Урале, выявлены пики на частотах, близких к предсказанным для орбитальных циклов на границе докембрия и палеозоя. Показана возможность применения циклостратиграфического анализа для отложений катавской свиты.

2. Оценка средней скорости осадконакопления пород катавской свиты в изученных разрезах согласно полученным результатам составляет примерно 0.04–0.05 м/тыс. лет, а максимальная длительность накопления отложений мощностью 200 м составляет около 5 млн лет.

3. Верхняя часть катавской свиты характеризуется частой сменой магнитной полярности. Учитывая полученные результаты, средняя длительность одной магнитозоны оценивается в 51.5 тыс. лет, что сопоставимо с данными по зиганской свите верхнего венда, которая считается уникальной по частоте инверсий. Таким образом, полученные

предварительные данные о скорости накопления отложений катавской свиты позволяют сделать предположение о необычно высокой частоте магнитных инверсий не только вблизи границы докембрия и фанерозоя (в зиганской свите верхнего венда), но и о присутствии таких зон частых магнитных инверсий в разрезе позднего докембрия (катавская свита).

4. Полученные результаты еще раз указывают на возможное существование аномального (гиперактивного) состояния геомагнитного поля в позднем докембрии и на границе докембрия и палеозоя.

5. По результатам исследований рекомендуется более детальное магнитостратиграфическое и циклостратиграфическое изучение разреза «Юрюзань», а также других достаточно протяженных и хорошо обнаженных разрезов катавской свиты для более обоснованной оценки скорости осадконакопления и длительности магнитозон с целью проверки гипотезы о сверхвысокой частоте инверсий.

Благодарности: *Авторы признательны С.В. Рудько и Д.В. Рудько за полезные консультации и поддержку при проведении циклостратиграфического анализа.*

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-00631.

Список литературы:

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

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

Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе позднерифейской катавской свиты Южного Урала // Физика Земли. – 1997. – № 2. – С. 60–68.

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

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 10-й Межрег. науч.-практ. конф. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – С. 77–87.

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

Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой), 1993. – Екатеринбург, 1993. – 151 схема, 152 с.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. – М.: Наука, 1983. – 183 с. – (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер с англ. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. РАН. – 2015. – Т. 465, № 4. – С. 464–468. – DOI: 10.7868/S0869565215340228.

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

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

Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. – 2016. – V. 435. – P. 124–135. – http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015

Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J., Suttie N., Holme R., Torsvik T.H., van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J. Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // Nat. Geosci. – 2012. V. 5. – P. 526–533.

Kodama K.P., Hinnov L.A. Rock magnetic cyclostratigraphy. – John Wiley & Sons, 2015. – 165 p.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. – 2013. – V. 236. – P. 16–30.

Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V.V. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. – 2005. – V. 240. – P. 732–747.

Meert J.G., Levashova N.M., Landingd E. Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondwana Research. – 2016. – V. 34. – P. 149–157. – http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001

Ovchinnikova G., Vasil'eva I., Semikhatov M., Gorokhov I., Kuznetsov A., Gorokhovskii B., Levskii L. The Pb-Pb trail dating of carbonates with open U-Pb systems: the Min'yar Formation the Upper Riphean stratotype, Southern Urals // Stratigr. Geol., Correl. – 2000. – No. 8. – P. 529–543.

Ovchinnikova G., Vasil'eva I., Semikhatov M., Kuznetsov A., Gorokhov I., Gorokhovskii B., Levskii L. U-Pb sistematics of Proterozoic carbonate rocks: The Inzer Formation of the Upper Riphean stratotype (Southern Urals) // Stratigr. Geol., Correl. – 1998. – No. 6. – P. 336–347.

Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V. Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. – 2005. – V. 7, № 2. – P. 1–29.

Popov V.V., Iosifidi A.G., Khramov A.N., Tait J., Bachtadse V. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. // Journal of Geophysical Research. 2002. – V. 107, No. 11. – doi: 10.1029/2001JB001607.

The Geologic Time Scale 2012 / *F. Gradstein, J. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg* (*eds.*). – Elsevier, 2012. – 1176 p.

References:

Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: Evidence for Magnetic Field Hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 435. P. 124–135. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.015

Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J., Suttie N., Holme R., Torsvik T.H., van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J. Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // Nat. Geosci. 2012. V. 5. P. 526–533.

Kodama K.P., Hinnov L.A. Rock magnetic cyclostratigraphy. – John Wiley & Sons, 2015. 165 p.

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

Komissarova R.A., Iosifidi A.G., Khramov A.N. Geomagnitnyye inversii, zapisannyye v razreze pozdnerifeiskoi katavskoi svity Yuzhnogo Urala [Geomagnetic reversals recorded in the Late Riphean Katav Formation, South Urals] // Fizika Zemli [Izvestiya. Physics of the Solid Earth]. 1997. No. 2. P. 60–68 (In Russian).

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. Arshinii – novyi straton rifeya v stratotipicheskikh razrezakh Yuzhnogo Urala [Arshinian – new stratigraphic unit of Riphean in stratotypic sequences of the Southern Urals] // Geologicheskii sbornik No. 9 / IG UNC RAN. Ufa: DizainPoligrafServis, 2011. P. 3–8 (In Russian).

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.

Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V.V. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 732–747.

Meert J.G., Levashova N.M., Landingd E. Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondwana Research. 2016. V. 34. P. 149–157. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.001

Ovchinnikova G., Vasil'eva I., Semikhatov M., Gorokhov I., Kuznetsov A., Gorokhovskii B., Levskii L. The Pb-Pb trail dating of carbonates with open U-Pb systems: the Min'yar Formation the Upper Riphean stratotype, Southern Urals // Stratigr. Geol. Correl. 2000. No. 8. P. 529–543.

Ovchinnikova G., Vasil'eva I., Semikhatov M., Kuznetsov A., Gorokhov I., Gorokhovskii B., Levskii L. U-Pb sistematics of Proterozoic carbonate rocks: The Inzer Formation of the Upper Riphean stratotype (Southern Urals) // Stratigr. Geol. Correl. 1998. No. 6. P. 336–347.

Pavlov V.E., Galle I. Izvestnyaki katavskoi svity: unikal'nyi primer peremagnichivaniya ili ideal'nyi registrator neoproterozoiskogo geomagnitnogo polya? [Katav limestones: a unique example of remagnetization or an ideal recorder of the Neoproterozoic geomagnetic field?] // Fizika Zemli. [Izvestiya. Physics of the Solid Earth]. 2009. No. 1. P. 33–43 (In Russian).

Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V. Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7, No. 2. P. 1–29.

Popov V.V., Iosifidi A.G., Khramov A.N., Tait J., Bachtadse V. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107, No. 11. doi: 10.1029/2001JB001607.

Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. Pogranichnye stratony rifeya i venda na Yuzhnom Urale. Dopolneniya i izmeneniya v regional'nuyu stratigraficheskuyu skhemu [The boundary stratons of the Riphean and Vendian in the Southern Urals. Supplements and changes in the regional stratigraphic scheme] // Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorii: Materialy 10-th Mezhregional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii [Geology, mineral deposits and problems of geoecology of Bashkortostan, Urals and adjacent territories: Materials 10-th of the interregonal scientific-practical conference]. Ufa: DizainPress, 2014. P. 77–87 (In Russian).

Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. Stratigraficheskaya skhema stratotipa rifeya Yuzhnogo Urala [Stratigraphic scheme of the Riphean standard of the Southern Urals] // Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursov. AN RB. 2017. No. 23. P. 3–26 (In Russian).

Shatsillo A.V., Kuznetsov N.B., Pavlov V.E., Fedonkin M.A., Priyatkina N.S., Serov S.G., Rud'ko S.V. Pervye magnitostratigraficheskie dannye o stratotipe lopatinskoi svity (severo-vostok Yeniseyskogo kryazha): problemy ee vozrasta i paleogeografii Cibirskoy platformy na rubezhe proterozoya i fanerozoya [The First Magnetostratigraphic Data on the Stratotype of the Lopata Formation, Northeastern Yenisei Ridge: Problems of Its Age and Paleogeography of the Siberian Platform at the Proterozoic–Phanerozoic Boundary] // DAN [Doklady Earth Sciences]. 2015. V. 465, No. 4. P. 464–468. DOI: 10.7868/S0869565215340228. (In Russian).

Shipunov S.V. Paleomagnetizm katavskoi svity, Yuzhnyi Ural [Paleomagnetism Katav Formation, Southern Urals] // Fizika Zemli [Izvestiya. Physics of the Solid Earth]. 1991. No. 5. P. 38–50 (In Russian).

Shipunov S.V. Osnovy paleomagnitnogo analiza: Teoriya i praktika [Basics of paleomagnetic analysis: Theory and practice]. M.: Nauka, 1993. 160 p. (Tr. GIN RAN; Is. 487) (In Russian).

Stratigraficheskie skhemy Urala (Dokembrii, paleozoi) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, 1993. 151 schema, 152 p. (In Russian).

Stratigraficheskii kodeks Rossii [Stratigraphic Code of Russia]. 3-e izd. SPb.: VSEGEI, 2006. 96 p. (In Russian).

Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya [Stratotype of the Riphean. Stratigraphy. Geochronology]. M.: Nauka, 1983. 183 p. (Trudy GIN AN USSR; Is. 377) (In Russian).

Wilson Dzh.L. Karbonatnye fatsii v geologicheskoi istorii [Carbonate facies in geologic history] // M.: Nedra, 1980. 463 p. (In Russian).

The Geologic Time Scale 2012 / *F. Gradstein, J. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg* (*eds.*). Elsevier, 2012. 1176 p.

Сведения об авторах:

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

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

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

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

About the autors:

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

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

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

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

УДК 551.435.8:502.64(234.853) DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-9

ТИПЫ КАРСТА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И В ПРЕДУРАЛЬЕ

© 2019 г. А. И. Смирнов, Р. Ф. Абдрахманов, В. Н. Дурнаева

Реферат. Карстовый процесс является результатом длительного естественно-исторического процесса формирования геологической среды. Литологический состав карстующихся пород предопределил наибольшую пораженность территории поверхностными карстопроявлениями в районах развития сульфатного карста в Южном Предуралье, а на Южном Урале наибольшую концентрацию карстовых пещер в условиях развития карбонатного карста. При этом история геологического развития региона в новейшее время обусловила максимальную встречаемость более древних карстовых пещер и погребенных карстовых форм на Южном Урале в сравнении с Южным Предуральем.

История формирования рельефа в неоген-четвертичное время во многом предопределила также степень и характер перекрытости карстующихся пород некарстующимися, существенно определяющие интенсивность распространения карстопроявлений и современную активность провалообразования. Установлены предельные мощности покрывающих карстующиеся породы отложений, при которых карст проявляется на поверхности.

Особую опасность представляют карстовые и суффозионно-карстовые процессы в гипсах, ведущие к образованию карстовых провалов и, как следствие, к деформации жилых и промышленных объектов. Существенно интенсифицирует карст хозяйственная деятельность человека, которая коренным образом изменяет гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую ситуацию как в самих закарстованных породах, так и в выше- и нижезалегающих толщах.

Ключевые слова: распространение карста, карбонатный карст, сульфатный карст, кластокарст, техногенез, химический состав подземных вод, активизация карста, карстовая опасность

TYPES OF KARST AND FEATURES OF ITS DISTRIBUTION IN THE SOUTHERN URALS AND IN THE CIS-URALS

A. I. Smirnov, R. F. Abdrakhmanov, V. N. Durnaeva

Abstract. The karst process is the result of a long natural-historical process of formation of the geological environment. The lithological composition of karst rocks predetermined the greatest impact on the territory by surface karst occurrences in the areas of sulphate karst development in the Southern Cis-Urals, and in the Southern Urals the highest concentration of karst caves in conditions of carbonate karst development. At the same time, the history of the geological development of the region in recent times has led to the maximum occurrence of ancient karst caves and buried karst forms in the Southern Urals in comparison with the Southern Cis-Urals.

The history of relief formation in the Neogene-Quaternary time largely predetermined the degree and nature of overlap of karst rocks by non-karst, significantly determining the intensity of the distribution of karst manifestations and the modern activity of sinkhole formation. The limiting thicknesses of the sediments covering karst rocks, at which the karst appears on the surface, have been established.

Of particular danger are karst and suffosion-karst processes in gypsum, leading to the formation of karst sinkholes and, as a result, to deformation of residential and industrial facilities. Karst significantly intensifies human economic activity, which radically changes the hydrogeodynamic and hydrogeochemical situation in the karst-affected rocks as well as in the upper and lower strata.

Keywords: karst distribution, carbonate karst, sulphate karst, clastokarst, technogenesis, chemical composition of groundwater, karst activation, karst hazard

Для цитирования: Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н. Типы карста и особенности его распространения на Южном Урале и в Предуралье // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 111–124. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-9.

For citation: Smirnov A.I., Abdrakhmanov R.F., Durnaeva V.N. Types of karst and features of its distribution in the Southern Urals and in the Cis-Urals // Geologicheskii vestnik. 2019. No. 2. P. 111–124. DOI: http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-9.

Введение

Карстовый процесс является функцией нескольких основных условий, включающих наличие растворимых водопроницаемых пород, а также движущихся подземных вод, агрессивных к этим породам [Соколов, 1962]. Эти условия зависят от ряда факторов, определяющих питание карстовых вод, их движение и разгрузку, и в конечном итоге — активность и скорость развития карстового процесса. К первой группе относятся климатические факторы (атмосферные осадки, их состав, дефицит влажности воздуха, испарение, конденсация и др.), ко второй — геологическое строение (состав пород, их трещиноватость и пр.) и геоморфологические условия (рельеф, степень его расчлененности, история его формировании и пр.), и к третьей группе — гидрогеологические условия (динамика, химический состав и режим подземных вод).

Южный Урал и Предуралье в пределах Республики Башкортостан — классический регион развития сульфатного и карбонатного карста. В пределах этого региона (рис. 1) карстующиеся породы распространены на около 50% территории, почти 30% площади поражено поверхностными карстопроявлениями, около 45% городского и не менее 20% сельского населения проживает в районах развития карста [Смирнов, 2004б]. Ежегодно здесь фиксируется образование десятков новых провалов, один раз в 5–6 лет возникают аномально крупные провалы диаметром более 15 м и глубиной более 10 м [Смирнов, 2013]. Только в пределах г. Уфы и его окрестностей за последние 50 лет зафиксировано не менее 30 случаев отказов оснований и фундаментов, связанных с карстовым процессом. При этом часть капитальных зданий, в том числе многоэтажных, была снесена даже после выполнения мер противокарстовой защиты [Карст Башкортостана, 2002].

Материалы и методы исследования

Рассматриваемый регион (см. рис. 1) относится к карстовой стране Восточно-Европейской равнины (I) и Уральской карстовой стране (II). В первой (I) — развит равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах в пределах платформенной части (I-А) и предгорный карст в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах в пределах Предуральского прогиба (I-Б). Во второй (II) — горный карст в сильно дислоцированных образованиях Центрально-Уральского поднятия (II-А) и равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья в пределах Магнитогорского погиба (II-Б).

Несмотря на широкое распространение карста в целом по территории, интенсивность его по отдельным частям региона весьма различна и наиболее четко фиксируется через пораженность территории карстопроявлениями (рис. 2). Она определяет суммарную (накопленную) величину изменения геологической среды в результате развития карста за длительный промежуток времени. То есть она характеризует общий «вековой» характер развития карста и, в отличие от коэффициента закарстованности, отражает интенсивность распространения его проявлений в региональном плане [Шеко, 1982].

Здесь следует отметить, что выявление пространственных закономерностей распространения проявлений карста произведено на основе количественных показателей с использованием современных геоинформационных технологий. Сегодня они широко используются для оценки и прогноза развития наблюдаемых природных процессов, событий и явлений, пространственного и временного анализа данных, оперативного ввода и анализа информации [Абдрахманов и др., 2018].

Результаты исследования и их обсуждение

В соответствии с последними разработками типизации карста Южного Урала и Предуралья [Абдрахманов, Смирнов, 2016; Смирнов, 2004а, 2018], по составу карстующихся пород выделяются следующие его типы: сульфатный, карбонатный, сульфатно-карбонатный и кластокарст (см. рис. 1).

Как правило, карстовый процесс протекает в толще горных пород и скрыт от непосредственного изучения. Поэтому очень часто при исследованиях закарстованных территорий первоначально обследуются формы проявления карстового процесса, которые дают ценную информацию о механизме, динамике и активности его развития. В дальнейшем она используется для определения оптимального объема работ (опробование, бурение, геофизика и др.), необходимого для решения как чисто практических задач (инженерно-геологические изыскания под строительство), так и общенаучных (геоморфологические, ландшафтные и др. исследования).

В каждом типе карста имеются специфические, часто только ему присущие, карстовые формы, характеристика которых на сегодня раскрыта, на наш

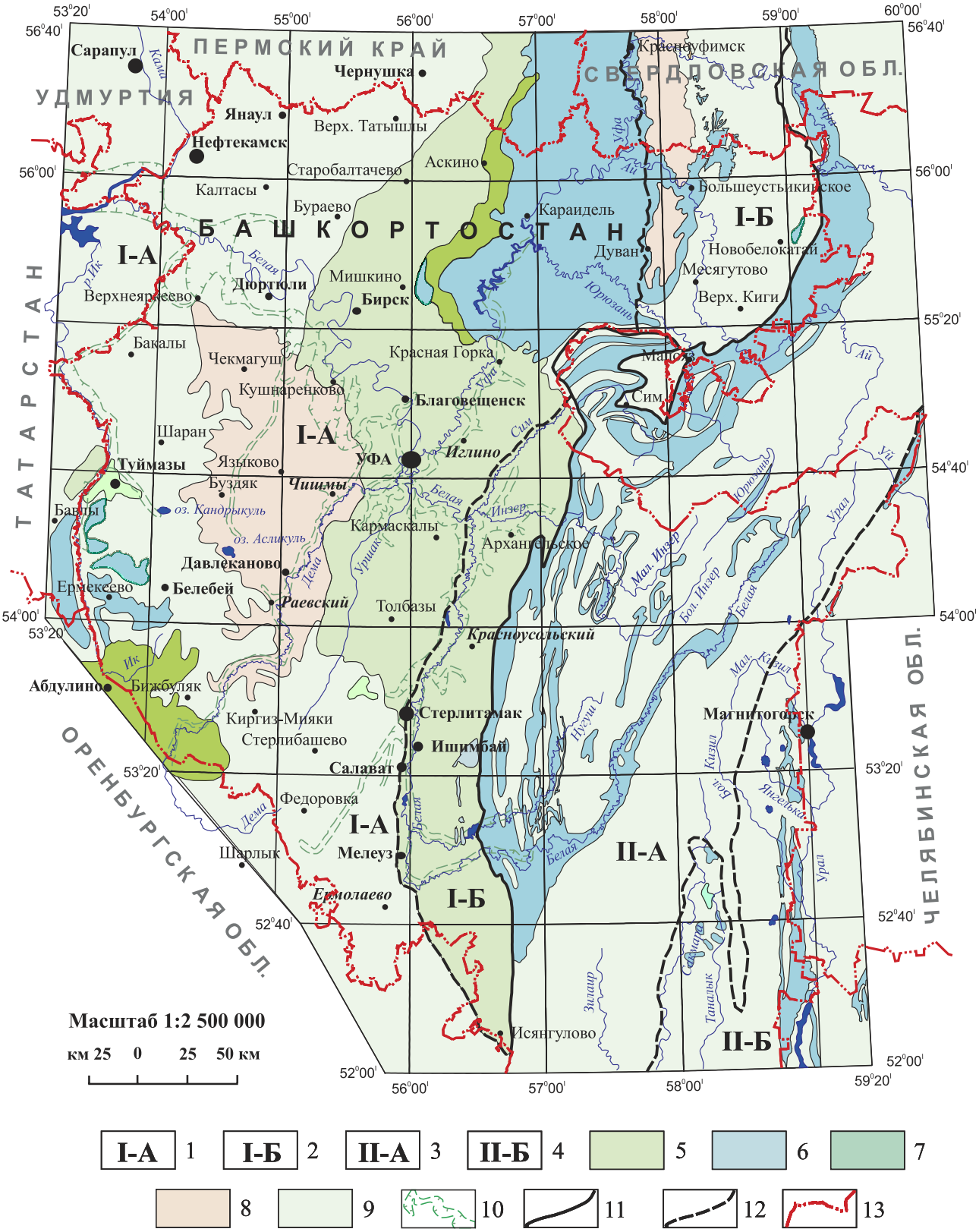


Рис. 1. Распространение карста на территории Башкортостана и прилегающих территориях

Fig. 1. Distribution of karst in the territory of Bashkortostan and adjacent territories

Условные обозначения к рис. 1. Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I): 1 — равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах Предуралья, 2 — равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабо дислоцированных породах. *Уральская карстовая страна (II):* 3 — горный карст в сильно дислоцированных образованиях Урала, 4 — равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья. 5–8 — типы карста: 5 — сульфатный, 6 — карбонатный, 7 — сульфатно-карбонатный, 8 — кластокарст; 9 — площади с отсутствием поверхностных карстопроявлений или локальным их распространением; 10 — контур палеодолин; 11–13 — границы: 11 — карстовых стран, 12 — типов карста, 13 — субъектов РФ.

Legend to fig. 1. The karst country of the East European Plain (I): 1 — flat karst in the horizontal and flat-lying rocks of the Pre-Urals, 2 — flat and piedmont karst in the Pre-Urals in flat-lying and poorly stationed rocks. *The Ural karst country (II):* 3 — mountain karst in the heavily stationed formations of the Urals, 4 — flat karst in the fold-block sediments of the Trans-Urals. 5–8 — karst types: 5 — sulphate, 6 — carbonate, 7 — sulphate-carbonate, 8 — clastokarst; 9 — area with no surface karst manifestations or local distribution; 10 — contour paleovalley; 11–13 — boundaries: 11 — karst countries, 12 — types of karst, 13 — subjects of the Russian Federation.

взгляд, недостаточно. Исходя из этого, в настоящей работе рассматриваются особенности распространения и развития карстопроявлений по типам карста как поверхностных, так и подземных, доступные для непосредственного исследования.

В карстовой стране Восточно-Европейской равнины развит главным образом сульфатный карст, в меньшей степени карбонатный и кластокарст, с подчиненным значением сульфатно-карбонатного. Эти типы карста развиваются в условиях сглаженного рельефа и спокойного (горизонтального, полгонаклонного и слабо дислоцированного) залегания горных пород. Несмотря на разнообразие карста по составу карстующихся пород, максимальная закарстованность и современная активность проявления карста на поверхности характерна для сульфатного карста.

Сульфатный карст в Южном Предуралье связан с гипсами кунгурского яруса нижней перми и пользуется наибольшим распространением. Проявления его представлены всеми известными формами, как поверхностными (воронки, колодцы, котловины и др.), так и подземными (ниши, гроты, пещеры и др.) при преобладающем значении первых. Частота встречаемости карстопроявлений, а следовательно и пораженность территории ими, находится в зависимости от ряда факторов, главным из которых являются история формирования рельефа.

Основные черты рельефа Южного Предуралья сформированы в новейшее время [Рождественский, 1971; Плиоцен..., 1981]. Неотектонический этап его формирования начался в конце миоцена. В раннем плиоцене произошло поднятие юго-востока Русской платформы (до 400 м), и с ним связано глубокое врезание речной сети. Расчленение территории предопределило формирование мощной зоны (150–200 м) дренирования карстующейся толщи.

В дальнейшем (в киммерийское время) отрицательные тектонические подвижки привели к подтоплению сформированных долин и накоплению в них аллювиальных и лиманных осадков. В среднем акчагыле воды Каспийского моря проникли далеко вглубь Южного Предуралья и даже затапливали низкие междуречья.

В конце позднего апшерона и в раннем плейстоцене здесь существовала область озерно-делювиальной аккумуляции, в которой сформировалась общесыртовая свита. На междуречьях она выполняет неровности древнего рельефа и плащеобразно покрывает пологие склоны и низкие междуречья. В раннем плейстоцене Южное Предуралье испытало новый подъем, выразившийся в образовании прадолин рек, заполненных песчано-галечным аллювием и переуглубленных по отношению к современным до 25–30 м [Сиднев, 1985]. Это вновь активизировало дренируемость карстующихся гипсов кунгура.

В плейстоцене Южное Предуралье приобрело черты, близкие к современным, голоценовая эпоха не внесла изменений в направленность и характер развития рельефа.

На неоген-четвертичном этапе формирования рельефа Южного Предуралья и интенсивности распространения карстпроявлений следует отметить главную роль палеодолин [Абдрахманов, Попов, 2017], которые в зависимости от их строения и гидрогеологических условий могут способствовать как дренированию, так и экранированию карстующихся массивов. То есть в первом случае палеодолины активизируют развитие карста, во втором — ему препятствуют. Ход формирования рельефа предопределил также степень обнаженности карстующихся гипсов кунгура, что обусловило частоту встречаемости поверхностных карстопроявлений, и тем самым — пораженность ими различных районов региона. В этой связи особо выделяется зависимость интенсивности распространения карстовых форм рельефа и активности провалообразования от наличия покрывающих карстующиеся породы отложений, их мощности, а также от их состава и характера их водопроницаемости.

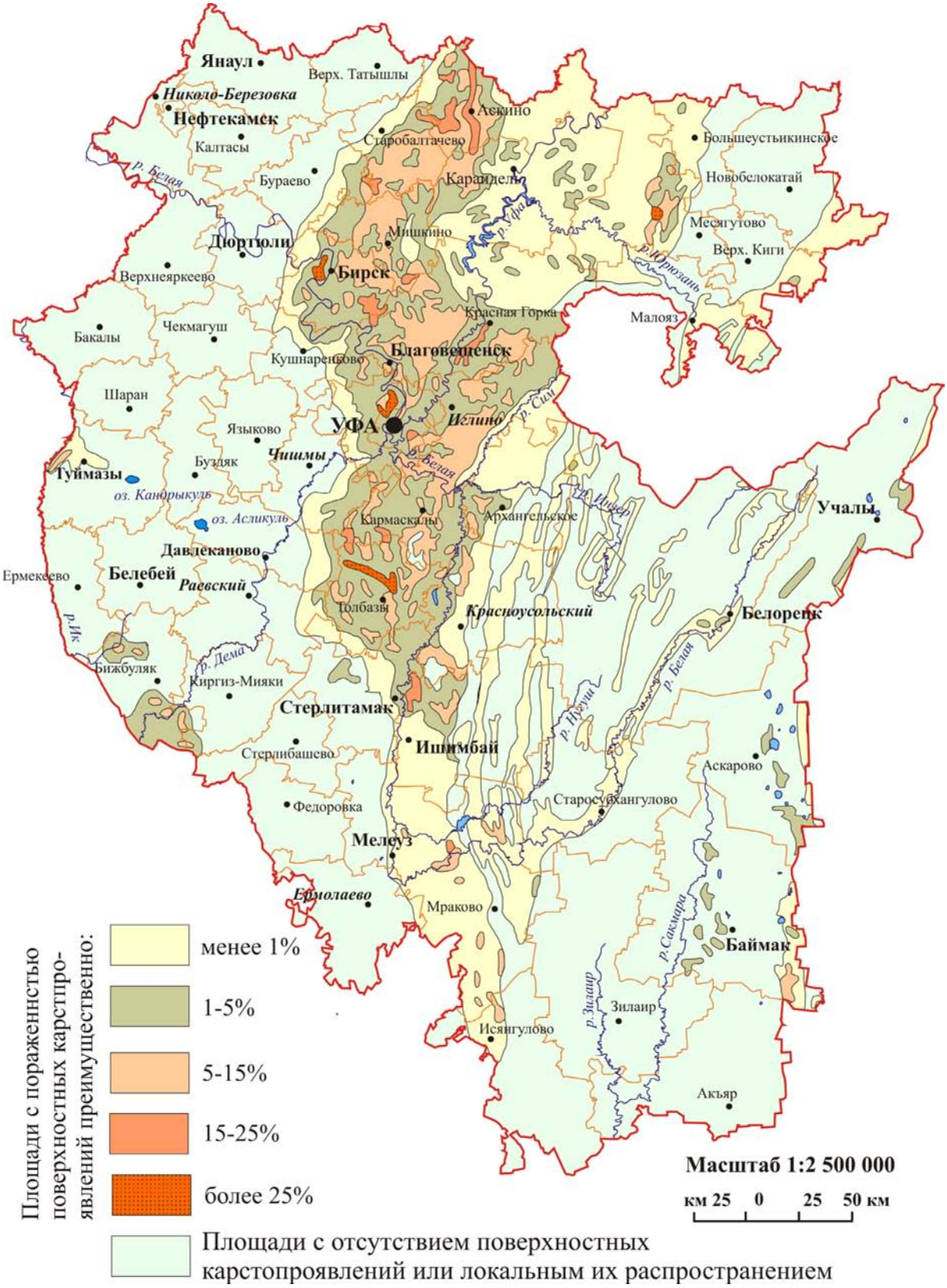


Рис. 2. Пораженность карстопроявлениями территории Республики Башкортостан

Fig. 2. The affect index of karst manifestations of the territory of the Republic of Bashkortostan

Установленные нами типы сульфатного карста по степени перекрытости карстующихся пород некарстующимися приведены таблице.

Наряду с отрицательными формами сульфатного карста в Южном Предуралье имеются уникальные положительные карстовые формы — карстовые останцы (рис. 3), сформированные на эрозионно-карстовых поверхностях днищ долин-дрен. Наиболее представлены они в устьевой части реки Аургазы. Подобные им положительные карстовые формы рельефа, как в Южном Предуралье, так и в целом в карстовой стране Восточно-Европейской равнины встречаются крайне редко.

Наиболее примечательными подземными проявления сульфатного карста в Южном Предуралье являются пещеры, сформированные в основном в светло-серых либо белых массивных или толстослоистых гипсах кунгура. Распространены они относительно редко, встречаемость их здесь составляет не более ~10% от всех известных карстовых пещер рассматриваемого региона. При этом плотность и густота пещер на платформе значительно выше, чем в пределах Предуральского прогиба, а наибольшее развитие они получили на Уфа-Симском и Уршак-Бельком междуречьях в пределах Рязано-Охлебининского вала, то есть на наиболее значительном в Южном Предуралье положительном неотектоническом поднятии.

Геоморфологически пещеры в сульфатных породах тяготеют к долинам рек и суходолам, а их выходы располагаются, как правило, в подножьях склонов и в значительно меньшей степени — в нижних их частях (Охлебининская, Куэшта и др.). Развиты они на уровне голоценовых и верхнеплейстоценовых речных террас и сформированы не ранее среднего плейстоцена. Крайне редко гипсовые пещеры приурочены к водораздельным пространствам. Входы их в этом случае находятся в карстовых воронках (Вертолетная, Чертова Бездна и др.) [Карст, 2002; Мартин и др., 1993].

Таблица

Типы сульфатного карста Южного Предуралья по степени перекрытости карстующихся пород некарстующимися

Table

Types of sulphate karst of the Southern Cis-Urals region according to the degree of overlap of karsting rocks by non-karst

Тип карста	География распространения	Покрывающие породы	Мощность*, м
Открытый	Прибельская равнина, с наибольшим распространением в нижнем течении р. Аургазы и локально в придолинных частях правых притоков р. Белой в ее меридиональном течении	Отсутствуют или представлены почвенно-растительным слоем	–
Прикрытый	Прибельская равнина, Бугульмино-Белебеевская возвышенность, Общий Сырт, с наибольшим распространением на Уршак-Бельском и Сим-Уфимском междуречьях	Элювиально-делювиальные (слабоводопроницаемые) современные образования	менее 15
Покрытый	Повсеместно, с наибольшим распространением на Прибельской равнине в пределах водораздельных пространств долины р. Белой от г. Стерлитамак до г. Бирск, в нижних течениях рр. Уфы, Уршака, Демы и др.	Морские осадки акчагыльского и апшеронского ярусов, элювиально-делювиальные отложения общесыртовой свиты с поровой водопроницаемостью	25–40
Закрытый	Повсеместно, с наибольшим распространением на Прибельской равнине в пределах водораздельных пространств и пологих склонов долин рек	Скальные и полускальные породы уфимского яруса средней перми с трещинной водопроницаемостью	50–60, редко до 100
Перекрытый	Речные террасы долин рек Белой, Уфы, Сима, Демы, Уршака, Бири и др. в их нижних и средних течениях	Глинистые (слабоводопроницаемые) и гравийно-галечные отложения плейстоцена и плиоцена с поровой водопроницаемостью	менее 40

Примечание: * — предельная мощность покрывающих карстующиеся породы отложений, при которой карст проявляется на поверхности.

Note: * — extreme power of sediments covering karst rocks, at which karst appears on the surface.

Рис. 3. Карстовый останец в правобережной части долины р. Аургазы в 0.6 км выше устья

Fig. 3. Karst outlier in the right bank of the river valley Aurgazy 0.6 km above the mouth

Карбонатный карст в пределах карстовой страны Восточно-Европейской равнины развит на Уфимском плато в породах артинского яруса, в известняках казанского яруса на Бульминско-Белебеевской возвышенности и брекчиевидных известняках лемазинской свиты нижней перми на Приайской равнине.

На Уфимском плато из карбонатных пород более подвержены карстованию органогенно-обломочные и чистые рифогенные разности. В кремнистых и битуминозных известняках крупные карстовые формы не встречаются.

Типичными карстовыми формами карбонатного карста на плато являются воронки, часто с понорами, выстраивающиеся в цепочки в верховьях долин-дрен. Нередки также колодцы, провалы, карстовые овраги, суходолы, исчезающие реки, мощные карстовые источники с озерами, пещеры.

Наиболее примечательными карстовыми формами на Уфимского плато (особенно в южной его части) являются суходолы (Яман-Елга, Круш, Бердяшка и др.). Сток по ним имеется только на отдельных участках, обычно в верховьях. Даже весной не все они имеют водоток. Движение подземных вод происходит от менее закарстованных ядер водоразделов к днищам долин и суходолов, под которыми (как наиболее закарстованными участками) образуются концентрированные водотоки, направленные вдоль палеодолин рек и проявляющиеся в их устьях крупными родниками (Красный Ключ — 5–58 м^3/с, Сарва — 0.35–2.9 м^3/с, рис. 4, 5).

Карстопроявления карбонатного карста в пределах Бульминско-Белебеевской возвышенности имеются на участках выходов на поверхность верхнеказанских известняков и доломитов или на участках, где они перекрыты маломощным элювиально-делювиальным чехлом. Небольшая мощность карбонатной толщи (10–15 м), ее залегание среди некарстующихся пород, затрудненные условия питания обусловили здесь относительно слабое развитие карста. Однако интенсивная трещиноватость, наличие кавернозности («дырчатые известняки») и закарстованности (хотя и слабой) сделали эту толщу наиболее водообильной в верхнепермском разрезе.

Пещеры в карбонатных породах Южного Предуралья сравнительно редки. Самые значительные из них располагаются на юго-востоке Уфимского плато (Усть-Атавские 1-я, 2-я и 3-я, Неожиданная и др.). Сформированы они в толстослоистых или массивных органогенных известняках юрюзанской свиты сакмарского яруса. Входы в пещеры нередко находятся в карстовых воронках и располагаются с различным превышением над днищами долин-дрен, но гипсометрически все известные на сегодня пещеры карбонатного карста развиты выше среднеплейстоценовых речных террас. Свое формирование они начали не позднее раннего плейстоцена [Карст, 2002; Мартин и др., 1993].

Сульфатно-карбонатный карст значительно развит на западной половине Приайской равнины и юго-западе Бугульминско-Белебеевской

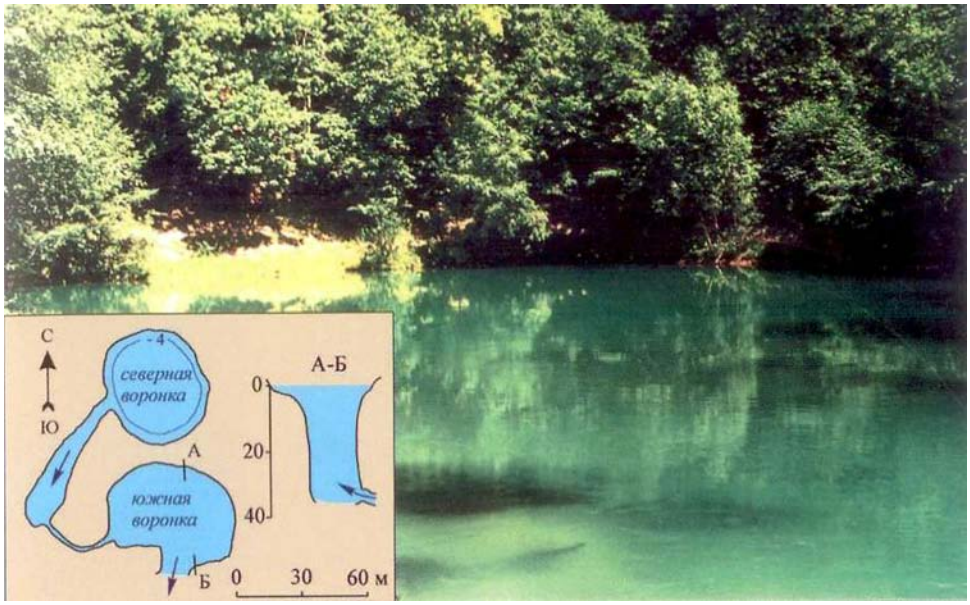


Рис. 4. Карстовый источник «Красный Ключ» — крупнейший карстовый родник Европы

Fig. 4. The «Krasniy kluch» karst spring is the largest karst spring in Europe

Рис. 5. Источник «Сарва» в подножье южного карстового склона Уфимского плато

Fig. 5. Spring “Sarva” at the foot of the southern karst slope of the Ufa Plateau

возвышенности. Фиксируется он также на западном обрамлении Уфимского плато, где происходит замещение карбонатных пород кунгурского яруса пермской системы сульфатными. Своеобразием отличается также и приконтактовая зона между соликамскими известняками уфимского яруса и гипсами кунгурского яруса. Наличие слоев гипса в карбонатной толще резко усиливает карстовый процесс, особенно когда сульфатные породы подстилают трещиноватые известняки. Агрессивные слабоминерализованные воды, поступая из известняков в гипсы, активно растворяют их, поэтому к контакту карбонатных пород с сульфатными приурочены наиболее водообильные зоны.

Сульфатно-карбонатный карст на Белебеевской возвышенности развит в бассейнах рек Демы (в районе устья р. Уязы), Ика (верхнее течение). Здесь среди известняков имеются прослои гипсов мощностью от 2 до 18 м, а на границе с Оренбургской областью верхнеказанские известняки и терригенные породы почти полностью замещаются гипсами. Карстовые воронки обычно приурочены к I, II надпойменным террасам и крутым склонам долин рек Демы, Ика, Уязы, руч. Шкаповского, образуя небольшие цепочки, совпадающие с преобладающим направлением трещиноватости, и даже полуслепые карстовые лога (рис. 6).

Кластокарст. Под кластокарстом авторы понимают совокупность подземных и поверхностных скульптурных и аккумулятивных форм, образованных в осадочных, переслаивающихся терригенных и терригенно-сульфатно-карбонатных породах (глинах, песчаниках, алевролитах, конгломератах, гипсах, известняках и др.) под влиянием процессов химического и механического воздействия инфильтрогенных вод [Карст..., 2002].

На карте распространения карста (см. рис. 1) этот тип карста выделен нами впервые. При этом подземная химическая денудация заключается в растворении и экстракции цемента (гипсового или карбонатного) и выносе его подземным потоком в области разгрузки. Механическое воздействие — это транспортировка терригенных частиц различного размера в условиях изменяющегося градиента фильтрации. В Южном Предуралье кластокарстовые проявления занимают около 30% территории. Наиболее свойственны они гипсоносным глинам, алевролитам, песчаникам уфимского возраста, развитым в бассейнах рек Ика, Демы, Сюня, Базы, Чермасана и др. Достаточно широко

Рис. 6. Карстово-эрозионный полуслепой овраг с полем карстовых воронок в районе д. Максютово (Туймазинский район РБ)

Fig. 6. Karst-erosion half-blind ravine with a field of karst sinkholes in the area of the Maksyutovo village (Tuymazinsky district of the Bashkortostan Republic)

представлен кластокарст также на востоке Юрюзано-Айской равнины, где он связан с сульфатно-карбонатно-терригенными породами нижней перми (P_1k). Общая мощность нижнепермской терригенной (карбонатно-терригенной, сульфатно-терригенной) толщи достигает 200–300 м. Количество $CaSO_4$ и $CaCO_3$ в цементе пород обычно составляет 3–7% (иногда достигая 30–40%). В результате совокупного влияния химической и отчасти механической форм массопереноса происходит разуплотнение отложений и, как следствие, увеличение их пустотности и проницаемости. На участках наиболее интенсивного протекания кластокарстового процесса коэффициенты фильтрации возрастают на один порядок и более. В сульфатизированных терригенных породах под влиянием процессов экстракции и ионного обмена формируются минеральные сульфатные кальциевые (2–3 г/дм^3) и натриевые (до 15 г/дм^3) воды. В условиях неглубокого залегания обогащенных гипсом осадков образование подземных форм сопровождается и поверхностными кластокарстовыми проявлениями (просадки, провалы). Последние, в отличие от районов типичного сульфатного карста, выражены значительно слабее. Однако в обстановке интенсивного техногенного воздействия активность кластокарстового процесса может существенно возрасти. Подобные явления отмечены на участках проникновения в терригенные породы хлоридных рассолов (районы нефтедобывающих предприятий, городских агломераций). Процессы химического и механического воздействия резко активизируются в результате строительства малых гидротехнических сооружений (водохранилищ, прудов), вызывающих рост вертикальных и горизонтальных градиентов напора [Абдрахманов, 2005].

Уральская карстовая страна представлена горным карстом Урала и равнинным карстом Зауралья.

Горный тип карста (II-А) на сильно дислоцированном субстрате приурочен к карбонатным толщам силурийского, девонского и каменноугольного возраста, развитых в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости, прибельской части Зилаирского мегасинклинория, Тирлянской и Юрюзанской мульд, а также карбонатным породам саткинской, авзянской, катавской и миньярской свит верхнего протерозоя в пределах Башкирского мегантиклинория.

Горный рельеф и сильная дислоцированность отложений, частое переслаивание карбонатных и некарбонатных пород при наличии многочисленных разрывных нарушений обусловили более значительную, чем в Южном Предуралье, глубину проникновения карста в толщу карбонатных пород.

В Западно-Уральской внешней зоне складчатости, в строении которой преимущественно принимают участие палеозойские карбонатные отложения, карст развит практически повсеместно. Интенсивность распространения карстопроявлений здесь, как и на всей рассматриваемой территории, находится в прямой зависимости от чистоты состава карстующихся пород. В пределах Башкирского мегантиклинория наиболее интенсивно подвержены карстованию миньярская и катавская свиты, отложения которых распространены главным образом в низкогорной части Урала. В разрезе авзянской свиты карст развит в основном в реветской толще доломитов в пределах Бакало-Зигазинского межгорного понижения, в верховьях р. Тюльмы и по левым притокам р. Катав. Закарстованность доломитов приводит к интенсивному поглощению поверхностного стока и к возрастанию роли подземного. За счет концентрированных подземных водотоков питаются многодебитные родники по долинам рек Майгашлы, Басунды и др. Саткинские известняки и доломиты также карстуются в основном в межхребтовых понижениях среднегорной части Урала. Уровень карстовых вод в них часто залегает ниже, чем в окружающих некарстующихся породах, а протекающие по ним ручьи и речки теряют свой сток (р. Сюрюнзяк и др.). На западном крыле Зилаирского мегасинклинория, а также в пределах Тирлянской и Юрюзанской мульд развитию карста во многом способствует долина р. Белой, меридиональное течение которой здесь заложено по простиранию карбонатных толщ.

Особенностью характера распространения воронок — доминирующей карстовой формой рельефа горного типа карста является его большое сходство с таковым в Предуралье на Уфимском плато. Как и на последнем, подавляющая часть воронок сосредоточена в верховьях рек, ручьев и логов и в предовражных ложбинообразных понижениях. Причем приурочены они в основном к отрезкам логов с минимальными уклонами их тальвегов. Срединные и устьевые части крутонаклонных и каньонообразных логов практически лишены воронок. Крайне редки воронки и на плоских аллювиальных террасах, а встречающиеся обычно прижаты к подножьям склонов долин рек, либо сосредоточены в их излучинах или вытягиваются вдоль их русел и представлены блюдцеобразными западинами.

Главной особенностью горного карста Южного Урала является наличие погребенных карстовых форм (карманы, воронки и впадины), имеющих древнее доакчагыльское происхождение. Размеры их намного значительнее современных. Так, на Верхнеаршинском полиметаллическом месторождении в зоне окисления был вскрыт типичный древний (мезозойский) карстовый рельеф с полостями и карманами, которые сосредоточены вдоль обнаруженных крутопадающих тектонических нарушений, имеющих северо-западное простирание.

Другой особенностью горного карста Южного Урала является широкое распространение карстовых пещер. Сформированы они главным образом в известняках, редко встречаются здесь в доломитах, еще реже в мергелях. В целом в горной части Южного Урала сосредоточено не менее 90% известных на сегодня пещер рассматриваемого региона. Здесь располагаются самые длинные по протяженности пещеры Урала [Мартин и др., 1993] — Киндерлинская им. 30-летия Победы (12935 м, Ш. Муслухов, С. Рычагов, 2017–2018 гг.) и «пропасть» Сумган (9860 м, Е. Войдаков, 1986 г.), всемирно известная своими палеолитическими рисунками пещера Шульган-Таш (Капова) [Щелинский, 1996] и пещера Старомурадымовская с настенными рисунками эпохи мезолита [Кузеев, Пшеничнюк, 1984].

Большинство пещер заложено в нижнекаменноугольных (35%), верхне- (24%) и нижнедевонских (19%) известняках, причем наиболее крупные пещеры характерны для верхнедевонских известняков [Карст..., 2002],

Абсолютное большинство пещер сосредоточено в пределах склонов долин-дрен и значительно реже — на водораздельных пространствах. Гипсометрически они располагаются на различных уровнях, однако подавляющая их часть здесь приурочена к интервалу абсолютных отметок 200–400 м. В этом же высотном интервале сконцентрирован и основной объем пещерных пустот. Большинство пещер Южного Урала, в сравнении с таковыми Предуралья, приурочено к средним и верхним частям зоны вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод. Более 80% всех пещер Южного Урала располагается над современными руслами рек выше 20-метровой отметки, примерно соответствующей верхнему уровню третьей надпойменной террасы среднеплейстоценового возраста. Заложение основной части пещер здесь произошло не позднее раннего плейстоцена, а возможно, и много раньше. Наиболее интенсивное их формирование происходило в конце миоцена – начале плиоцена. Биоспелеологическим методом установлено, что уже к середине плиоцена на Южном Урале существовали крупные сухие пещеры [Смирнов, Книсс, 1986].

Равнинный подтип карста (II-Б) на складчато-глыбовой основе распространен в Зауралье в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба. Здесь среди эффузивных образований на отдельных участках развиты карбонатные породы. Все отложения сильно дислоцированы и разбиты тектоническими нарушениями. Особенностью этого подтипа карста является линейный характер развития процесса, значительная глубина проникновения по зонам тектонических нарушений или литологическим контактам, а отсюда — линейная концентрация карстовых вод и карстопроявлений.

Поверхностные карстопроявления представлены воронками, естественными шахтами, колодцами, провалами, кроме которых в современном рельефе выражены также погребенные карстовые формы. Наибольшим разнообразием форм поверхностных карстопроявлений отличается Кизило-Уртазымская равнина в бассейнах рек Янгельки, Мал. и Бол. Кизила, Худолаза и Бол. Уртазымки, где они связаны с карстом в кизильских известняках нижнего карбона.

Главной особенностью равнинного карста Зауралья является преобладание древних погребенных карстопроявлений над современными, что свидетельствует о более интенсивном развитии карста в геологическом прошлом. Они обнаруживаются на глубинах до 200–300 м и связаны в основном с известняками янгельской, уртазымской, кизильской и березовской свит карбона. Развиты погребенные карстопроявления вдоль крупных тектонических разломов в бассейнах рек Янгельки, Бол. Кизила, Бол. и Мал. Уртазымки, Сосновки и в ряде других мест.

Наличие погребенных отрицательных форм карста, выполненных кайнозойскими образованиями, свидетельствует о древнем его развитии.

Заключение

Карстовый процесс является результатом геологически длительного естественно-исторического процесса формирования геологической среды. Этапы активного его развития в неоген-четвертичное время чередуются с периодами затухания и погребения карстопроявлений плиоцен-плейстценовыми осадками, а активность их формирования

закономерно уменьшается от плиоцена к голоцену в соответствии с уменьшением масштаба неотектонических поднятий. Литологический состав карстующихся пород предопределил наибольшую пораженность территории поверхностными карстопроявлениями в районах развития сульфатного карста в Южном Предуралье, а на Южном Урале наибольшую концентрацию карстовых пещер в условиях развития карбонатного карста. При этом история геологического развития региона в новейшее время обусловила максимальную встречаемость более древних карстовых пещер и погребенных карстовых форм на Южном Урале в сравнении с Южным Предуральем.

На неоген-четвертичном этапе формирования карстопроявлений особо выделяется роль палеодолин, которые в зависимости от строения и гидрогеологических условий способствуют или препятствуют развитию карстового процесса. Более того, история формирования рельефа в неоген-четвертичное время во многом предопределила также степень и характер перекрытости карстующихся пород некарстующимися, существенно определяющие интенсивность распространения карстопроявлений и современную активность провалообразования. Установлены предельные мощности покрывающих карстующиеся породы отложений, при которых карст проявляется на поверхности.

Отрицательные стороны карста, которые должны учитываться в социально-экономической деятельности, связаны с осложнениями при любых видах строительства на закарстованных территориях, в том числе промышленного, гражданского и гидротехнического, при сельскохозяйственном освоении закарстованных земель. Особую опасность представляют карстовые и суффозионно-карстовые процессы в гипсах, ведущие к образованию карстовых провалов и, как следствие, к деформации жилых и промышленных объектов. Хозяйственная деятельность человека существенно интенсифицирует карст и сопутствующие ему природные негативные явления (суффозия, просадки, обвалы и др.), которые коренным образом изменяют гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую ситуацию как в самих закарстованных породах, так и в выше- и нижезалегающих толщах.

В последние годы, благодаря совершенствованию методов инженерно-геологических изысканий, широкому привлечению различных видов исследований (геофизических, моделирования и др.), разработке строительных норм и критериев оценки степени опасности закарстованных территорий, появилась возможность более объективной оценки степени их устойчивости, обоснованного прогноза местоположения, частоты и размеров провалов.

При дальнейшим исследовании карста особую актуальность приобретают работы по созданию ГИС-проекта «Карст Южного Урала и Предуралья» с составлением электронной карты масштаба 1:500 000, которая на сегодня для рассматриваемого региона отсутствует.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы № 0246-2019-0086.

Список литературы:

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2005. – 344 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Связь карста с неогеновыми долинами системы Палео-Белой в Южном Предуралье // Геоморфология. – 2017. – № 3. – С. 48–58. – doi.org/10.7868/S0435428117030051.

Абдрахманов Р.Ф., Смирнов А.И. Карст Южного Предуралья и его активизация под влиянием техногенеза // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2016. – № 4. – С. 353–361.

Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н., Смирнов А.И. Использование геоинформационных технологий в природообустройстве карстоопасных районов Южного Предуралья // Природообустройство. – 2018. – № 1. – С. 64–68. – doi.org/10.26897/1997-6011/2018-1-64-68.

Карст Башкортостана / *Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов, А.П. Рождественский, А.И. Смирнов, А.И. Травкин*. – Уфа: Информреклама, 2002. – 383 с.

Кузеев Р.Г., Пшеничнюк А.Х. Новое открытие пещерной живописи на Южном Урале (Предварительное сообщение) // Исследования по исторической этнографии Башкирии. – Уфа: БФАН СССР, 1984. – С. 144–147.

Мартин В.И., Смирнов А.И., Соколов Ю.В. Пещеры Башкирии // Пещеры, итоги исследований. – Пермь, 1993. – С. 30–59.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области / *Под ред. М.А. Камалетдинова, В.Л. Яхимович*. – М.: Наука, 1981. – 162 с.

Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1971. – 303 с.

Сиднев В.А. История развития гидрографической сети плиоцена в Предуралье. – М.: Наука, 1985. – 221 с.

Смирнов А.И. Типы карста и современная активность его развития на Южном Урале и в Предуралье // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Матер. междунар. симпоз. – Пермь, 2004а. – С. 90–94.

Смирнов А.И. Оценка воздействия карстового процесса на населенные пункты Республики Башкортостан // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Матер. междунар. симпоз. – Пермь, 2004б. – С. 325–328.

Смирнов А.И. Аномально крупные карстовые провалы Южного Урала и Предуралья // Геологический сборник № 10 // ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2013. – С. 50–56.

Смирнов А.И. Карта сульфатного карста Южного Предуралья (содержание, принципы и методика построения) // Инженерная геология. – 2018. – Т. 13, № 1–2. – С. 86–94. – doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94.

Смирнов А.И., Книсс В.А. Биоспелеологический метод определения возраста карстовых пещер (на примере пещер Южного Урала) // Геоморфология. – 1986. – № 1. – С. 96–98.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 322 с.

Шеко А.И. Методологические основы мониторинга экзогенных геологических процессов. М.: ГКНТ, 1982. С. 13–17.

Щелинский В.Е. Некоторые итоги и задачи исследований пещеры Шульган-Таш (Каповой). – Уфа: ИИЯЛ УНЦ РАН, 1996. – 30 с.

References

Abdrakhmanov R.F. Gidrogeoekologiya Bashkortostana [Hydrogeoecology of Bashkortostan]. Ufa: Informreklama, 2005. 344 p. (In Russian).

Abdrakhmanov R.F., Popov V.G. Svyaz' karsta s neogenovymi dolinami sistemy Paleo-Beloi v Yuzhnom Predural'e [Relations between karst and the neogene Paleo-Belaya valley network, Southern Cis-Urals region]. Geomorfologiya. 2017. No. 3. P. 48–59. (In Russian). doi.org/10.7868/S0435428117030051.

Abdrakhmanov R.F., Smirnov A.I. Karst Yuzhnogo Predural'ya i ego aktivizatsiya pod vliyaniem tekhnogeneza [Karst of the Southern Cis-Urals and its activation under the influence of technogenesis] // Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya. 2016. No. 4. P. 353–361. (In Russian).

Abdrakhmanov R.F., Durnaeva V.N., Smirnov A.I. Ispol'zovanie geo-informatsionnykh tekhnologii v prirodoobustroistve karstoopasnykh raionov Yuzhnogo Predural'ya [Use of geo-information technologies in the environmental management of the karst-dangerous areas of the Southern Cis-Urals] // Prirodoobustroystvo. 2018. No. 1. P. 64–68. (In Russian). doi.org/10.26897/1997-6011/2018-1-64-68.

Karst Bashkortostana [Karst of Bashkortostan] / *R.F. Abdrakhmanov, V.I. Martin, V.G. Popov, A.P. Rozhdestvenskii, A.I. Smirnov, A.I. Travkin*. Ufa: Informreklama, 2002. 383 p. (In Russian).

Kuzeev R.G., Pshenichnyuk A.Kh. Novoe otkrytie peshchernoi zhivopisi na Yuzhnom Urale (Predvaritel'noe soobshchenie) [New discovery of cave painting in the South Urals (Preliminary message)] // Issledovaniya po istoricheskoi etnografii Bashkirii [Studies on the historical ethnography of Bashkiria]. Ufa: Bashkir branch of the Academy of Sciences USSR Publ., 1984. P. 144–147. (In Russian).

Martin V.I., Smirnov A.I., Sokolov Yu.V. Peshchery Bashkirii [Caves of Bashkiria] // Peshchery, itogi issledovanii. Perm', 1993. P. 30–59. (In Russian).

Pliotsen i pleistotsen Volgo-Ural'skoi oblasti [Pliocene and Pleistocene of the Volga-Urals Region] / *M.A. Kamaletdinov, V.L. Yakhimovich* (*eds.*). Moscow: Nauka, 1981. 162 p. (In Russian).

Rozhdestvenskii A.P. Noveishaya tektonika i razvitie rel'efa Yuzhnogo Priural'ya [Recent tectonics and the landform development of the South Ural Region]. Moscow: Nauka, 1971. 303 p. (In Russian).

Shchelinskii V.E. Nekotorye itogi i zadachi issledovanii peshchery Shul'gan-Tash (Kapovoi) [Some results and tasks of the Shulgan-Tash (Kapova) cave research]. Ufa: Institute of History Languages and Literatures USC RAS, 1996. 30 p. (In Russian).

Sheko A.I. Metodologicheskie osnovy monitoringa ekzogennykh geologicheskikh protsessov [Methodological basis for monitoring exogenous geological processes] / Gosudarstvennyi komitet Soveta Ministrov SSSR po nauke i tekhnike [The State Committee of the USSR Council of Ministers on science and technology]. Moscow, 1982. P. 13–17. (In Russian).

Sidnev V.A. Istoriya razvitiya gidrograficheskoi seti pliotsena v Predural'e [The history of the development of the hydrographic network of the Pliocene in the Cis-Urals]. Moscow: Nauka, 1985. 221 p. (In Russian).

Smirnov A.I. Tipy karsta i sovremennaya aktivnost' ego razvitiya na Yuzhnom Urale i v Predural'e [Types of karst and the current activity of its development in the Southern Urals and in the Cis-Urals] // Karstovedenie — XXI vek: teoreticheskoe i prakticheskoe znachenie: Materialy mezhdunar. Simpoziuma [Karst Studies — XXI Century: Theoretical and Practical Significance: Materials of the International Symposium]. Perm', 2004a. P. 90–94. (In Russian).

Smirnov A.I. Otsenka vozdeistviya karstovogo protsessa na naselennye punkty Respubliki Bashkortostan [Assessment of the impact of the karst process on settlements of the Republic of Bashkortostan] // Karstovedenie — XXI vek: teoreticheskoe i prakticheskoe znachenie: Materialy mezhdunar. Simpoziuma [Karst Studies — XXI Century: Theoretical and Practical Significance: Materials of the International Symposium]. Perm', 2004б. P. 325–328. (In Russian).

Smirnov A.I. Anomal'no krupnye karstovye provaly Yuzhnogo Urala i Predural'ya [Abnormally large karst failures of the Southern Urals and Cis-Urals] // Geologicheskii sbornik No. 10 / IG USC RAS. Ufa: DesignPress, 2013. P. 50–56. (In Russian).

Smirnov A.I. Karta sul'fatnogo karsta Yuzhnogo Predural'ya (soderzhanie, printsipy i metodika postroeniya) [Map of the sulfate karst of the Southern Cis-Urals (content, principles and methodology of construction)] // Inzhenernaya geologiya. 2018. V. 13, No. 1–2. P. 86–94. (In Russian). doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-86-94.

Smirnov A.I., Kniss V.A. Biospeleologicheskii metod opredeleniya vozrasta karstovykh peshcher (na primere peshcher Yuzhnogo Urala) [Biospeleological method for determining the age of karst caves (at the example of the caves of the Southern Urals)] // Geomorfologiya. 1986. No. 1. P. 96–98. (In Russian).

Sokolov D.S. Osnovnye usloviya razvitiya karsta [Main Conditions of Karst Development]. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962. 322 p. (In Russian).

Сведения об авторах:
Смирнов Александр Ильич, кандидат геол.-мин. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru
Абдрахманов Рафил Фазылович, доктор геол.-мин. наук, профессор, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru
Дурнаева Вера Николаевна, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru

About the authors:
Smirnov Alexandr Il'ich, candidate of geological and mineralogical sciences Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: smalil@mail.ru
Abdrakhmanov Rafil Fazilovich, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: hydro@ufaras.ru
Durnaeva Vera Nikolaevna, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa. E-mail: hydro@ufaras.ru