ЛИТОСФЕРА, 2016, № 5, с. 35–57

УДК: 551.2 (551.21, 551.26)

КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И СВЯЗАННОЕ С НИМ ОРУДЕНЕНИЕ (МАГНИТОГОРСКАЯ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2016 г. Д. Н. Салихов*, В. В. Холоднов, Т. А. Осипова**, И. Р. Рахимов***

**Институт геологии УНЦ РАН*
450077, г.Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: magm@ufaras.ru
***Институт геологии и геохимии УрО РАН*
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 08.09.2015 г.
Принята к печати 20.06.2016 г.

Южно-Уральский аккреционно-коллизионный складчатый пояс начал формироваться в заключительную фазу островодужного развития Урала, которая по времени соответствует фамену и раннему турне. В процессе каменноугольной инверсии тектоно-геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный сдвигово-рифтогенный существенно возрастает разнообразие продуктов магматизма. Наблюдается сложное сочетание в пространстве и времени различных по первичным источникам и генезису магматических комплексов: мантийных, мантийно-коровых и существенно коровых, анатектических. Образование мантийных серий внутриплитного типа связано с деструкцией субдуцирующей океанической плиты и подъемом горячих астеносферных диапировплюмов к основанию новообразованной литосферы. Интрузивному габбро-гранитному магматизму этого времени соответствуют максимально высокая хлороносность и образование крупного скарново-магнетитового оруденения. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными характеристиками для этой геодинамической обстановки характерны и значительные объемы мантийно-коровых гранитоидов гранит-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) типа, формирование которых происходило при многократном проявлении процессов надсубдукционного и корового (низы коры) анатексиса. Для этих стадий формирования южноуральского герцинского орогена выделен ряд тектоно-магматических этапов, характеризующих магматизм тех тектонических событий, которые сопровождали причленение Магнитогорской палеодуги и более восточного гетерогенного аккреционного ансамбля к краю Восточно-Европейской плиты. Другая задача данной статьи – типизация гранитоидного магматизма в перми, где синхронно формировались мантийно-коровые габбро-монцодиорит-гранитные латитовые (282–274 млн лет), а также палингенные гранитные и лейкогранитные серии (290–276 и 275–260млн лет).

Ключевые слова: *внутриплитный магматизм, мантийно-коровый магматизм, анатектическое гранитообразование, железорудное оруденение, золото-кварцевое оруденение, ороген, субдукция, аккреция, коллизия.*

ВВЕДЕНИЕ

В истории формирования активной континентальной окраины Уральского палеозойского океана и в целом при образовании Уральского эпиокеанического орогена необходимо выделить D_3fm–C_2k стадию (Южный Урал), которая характеризует инверсию геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный сдвигово-рифтогенный, свойственный зонам скольжения литосферных плит. Появление последнего тектоно-геодинамического режима характеризуется значительным разнообразием продуктов магматизма, широким распространением субщелочных и щелочных продуктов внутриплитного типа [35, 36 и др.]. Формирование подобных мантийных серий связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием «slab-window» и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа отмечаются и значительные объемы палингенно-коровых гранитоидов, близких гранитоидам S- и I-типов. Выяснилось, что при наличии ряда общих черт, изученные современные и более древние трансформные континентальные окраины различаются специфическими наборами магматических ассоциаций, рудных формаций и зако-

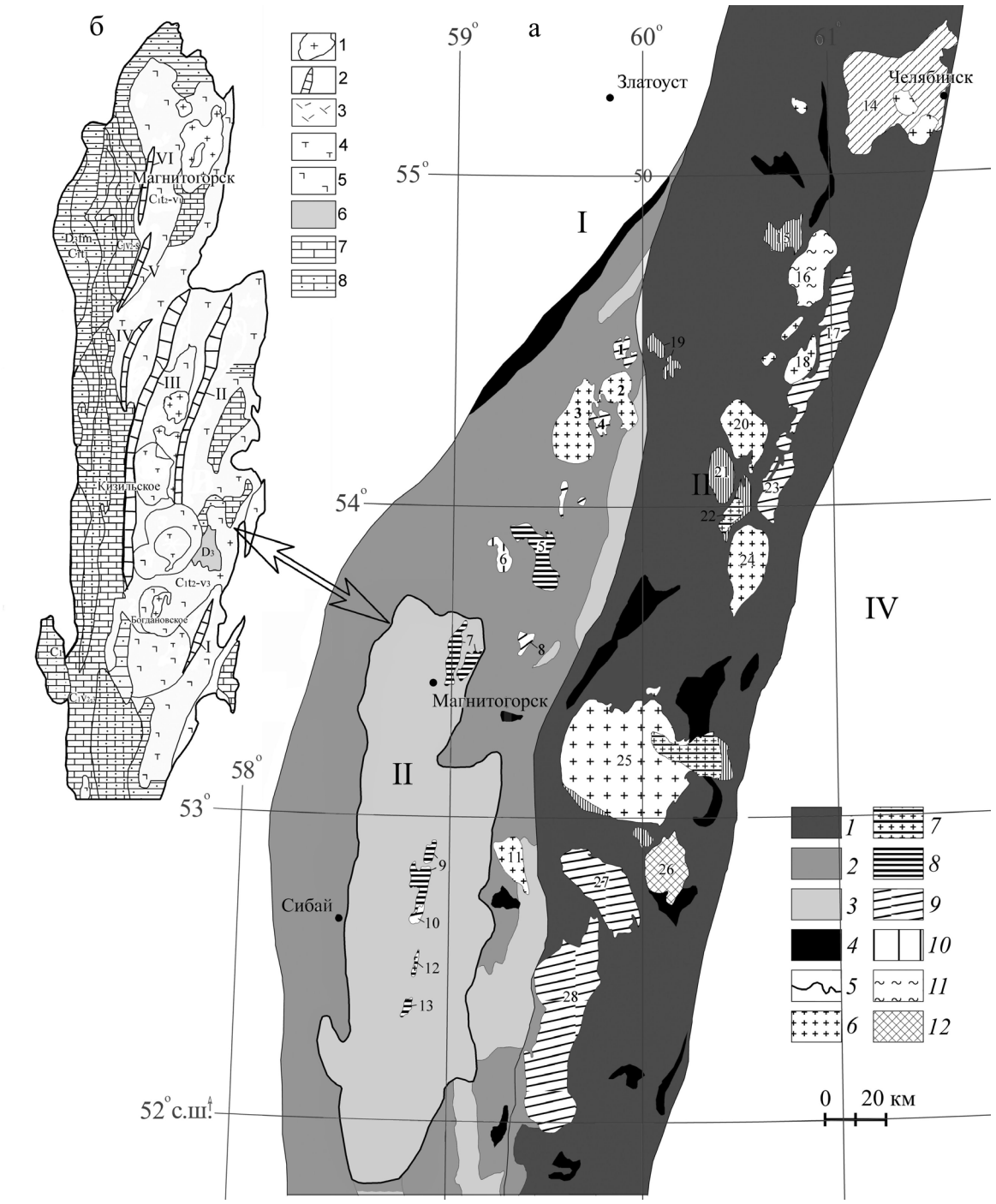

Рис. 1. Схема распространения гранитоидных массивов Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон (а) и палеовулканическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена (б).

а. *1–3* – вулканогенно-осадочные комплексы: *1* – ранне-среднепалеозойские нерасчлененные, *2* – девонские, *3* – каменноугольные; *4* – офиолитовые комплексы; *5* – границы Магнитогорско-Богдановского грабена; *6–12* – гранитоиды разных формационных типов: *6* – гранитный, *7* – гранит-лейкогранитный, *8* – габбро-гранитный, *9* – тоналит-гранодиоритовый, *10* – монцодиорит-гранитный, *11* – гнейсогранитный, *12* – неясной формационной принадлежности. *Номера массивов на карте:* 1 – Воронинский, 2 – Уйскоборский, 3 – Ахуново-Карагайский, 4 – Петропавловский, 5 – Заматохинско-Кассельский, 6 – Верхнеуральский, 7 – Магнитогорская группа интрузий, 8 – Рассыпнянский, 9 – Карабулакский, 10 – Разборненский, 11 – Кацбахский, 12 – Чекинский, 13 – Богдановский, 14 – Челябинский, 15 – Ключевский, 16 – Варламовский, 17 – Коелгско-Кабанский и Пластовский, 18 – Борисовский, 19 – Уйский и Вандышевский, 20 – Санарский, 21 – Степнинский, 22 – Черноборский и Стрелецкий, 23 – Чернореченский, 24 – Чесменский, 25 – Джабыкский, 26 – Варшавский, 27 – Неплюевский, 28 – Суундукский. *Структурные мегазоны*: I – **Восточно-Европейская платформа, II – Магнитогорская**, III – Восточно-Уральская, IV – Зауральская.

б. 1 – интрузивы гранитоидные; 2 – палеораздвиги; 3–5 – вулканиты: 3 – кислые, 4 – трахидацитовые, 5 – базальтоидные; 6 – островодужные комплексы девона; 7 – карбонатные отложения; 8 – вулканотерригенные отложения. *Раздвиги*: I – Гусихинский, II – Жарумбайский, III – Центральный, IV – Уральский, V – Западный.

Fig. 1. Distribution scheme of granitoid massifs in the Magnitogorsk and East Uralian Megazones (a) and palaeovolcanic map of Magnitogorsk-Bogdanovka graben (б)

a. *1–3* – volcano-sedimentary complexes: *1* – Early-Midl-Palaeozoic non-divided, *2* – essentially Devonian, *3* – essentially Carboniferous; *4* – ophiolites; *5* – the borders of Magnitogorsk-Bogdanovka graben; *6–12* – granitoids of various types: *6* – granitic, *7* – granit-leykogranitic, *8* – gabbro-granitic, *9* – tonalite-granodioritic, *10* – montzodioritic, *11* – gneiss-granitic, *12* – unclear formational rank. *Numbers of massifs on the map*: 1 – Voronino, 2 – Uisky Bor, 3 – Akhunovo-Karagay, 4 – Petropavlovsk, 5 – Zamatokhino-Kassel Nizhegorodka, 6 – Verkhneuralsk Krasninsky, 7 – Magnitogorsk intrusion group, 8 – Rassypnyansky, 9 – Karabulak, 10 – Razbornaya, 11 – Katsbakh, 12 – Cheka, 13 – Bogdanovka, 14 – Chelyabinsk, 15 – Klyuchevka, 16 – Varlamovo Argazi, 17 – Koelga-Kaban and Plast, 18 – Borisovo, 19 – Ui and Vandyshevo, 20 – Sanarka, 21 – Stepninskoe, 22 – Chernoborck and Strelets, 23 – Chernaya Rechka, 24 – Chesma, 25 – Dzhabyk, 26 – Warsaw, 27 – Neplyuevka, 28 – Suunduk. *Structural megazones*: I – East European Plate, II –Magnitogorsk, III – East Uralian, IV – Trans-Uralian.

б. 1 – granitoid intrusive; 2 – paleo-extension faults; 3–5 –volcanites: 3 – silisic, 4 – trachydacitic, 5 – basaltoid; 6 – Devonian island-arc complexes; 7 – carbonate deposits; 8 – volcano-terrigenous deposits. *Paleo-extension faults*: I – Gusikha, II – Zharumbay, III – Central, IV – Uralian, V – Western.

номерностями смены их в пространстве и времени [9, 17, 39, 41 и др.].

В процессе аккреционно-коллизионных и рифтогенно-трансформных событий происходит образование крупных аккреционных ансамблей с последующим их причленением в условиях косой коллизии [6, 20, 28, 31, 32, 42] к окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В состав аккреционных ансамблей наряду с Магнитогорской палеодугой входят сложные по составу и истории формирования террейны (Восточноуральская, Зауральская мегазоны и др.), представляющие собой коллаж блоков разновозрастных, в том числе докембрийских, пород (Зауралье), островодужных комплексов ордовика, силура и девона и андезитоидных вулканоплутонических поясов D_3–C_1.

В указанный возрастной рубеж на Южном Урале в процессе аккреционно-коллизионных и рифтогенно-сдвиговых трансформных событий происходит практически одновременное образование различных по составу и металлогении гетерогенных магматических серий (комплексов). Одни из них в условиях проявления рифтогенно-сдвиговых трансформных событий являются производными мантийных внутриплитных базальтоидных магм, другие образованы надсубдукционными гранитоидными магмами наложенных андезитоидных вулканоплутонических поясов [42 и др.], третьи представлены коровыми анатектическими гранитами.

Целью данной статьи является характеристика тектоно-магматических этапов, чередующихся в позднем девоне и карбоне аккреционно-коллизионных и трансформных тектонических событий, сопровождающих причленение Магнитогорской палеодуги и расположенного восточнее гетерогенного аккреционного ансамбля к краю ВЕП.

Другая задача касается магматизма перми: характеристика особенностей его проявления в условиях гиперколлизии литосферных плит, характеризующее окончательное закрытие Уральского палеоокеана; выяснение причин чередования во времени и пространстве, а также часто наблюдаемой синхронности формирования мантийно-коровых латитовых (габбро-монцодиорит-гранитных) и существенно коровых палингенных (анатектических) гранитных и гранит-лейкогранитных серий; анализ факторов, способствующих смене металлогении и роли эволюции флюидного режима на этапе гиперколлизии литосферных плит.

АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЕ И РИФТОГЕННО-ТРАНСФОРМНЫЕ СОБЫТИЯ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ И КАРБОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Южно-Уральский аккреционно-коллизионный складчатый пояс (рис. 1) сформировался вследствие сближения Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Магнитогорской островной дуги (МОД), террейнов в составе Восточно-Уральской зоны (ВУЗ) и Казахстанского палеоконтинента (КПК). Сближение началось в позднем девоне, когда Магнитогорская островная дуга [20 и др.], столкнулась с Восточно-Уральским и Зауральским мегаблоками (в современной структуре Урала это Восточно-Уральское и Зауральское поднятия).

Маломощные натриевые базальты бугодакской толщи франа к тому времени сменились калий-натриевым вулкано-интрузивным магматизмом, завершающим стадию развития островной дуги [30, 42]. Продукты позднеостроводужного вулканизма представлены трахибазальтами, объединенными в шумилинскую и сара-тюбинскую толщи [12]. Вулканиты сопровождаются интрузивными телами Верхнеуральского монцодиорит-сиенитового массива с Rb-Sr изотопным возрастом 362 ± 9 млн лет [26].

Столкновение МОД и ВУЗ привело к формированию обломочной толщи. На берегу Верхнеуральского водохранилища обнажен контакт эффузивов

верхнего девона и осадков нижнего карбона. В обломках известняков и связующем цементе установлена фауна лытвинского горизонта верхнего девона. Выше с несогласием следуют вулканогенно-осадочные отложения косьвинского горизонта верхнего турне. Этот обломочный горизонт моласоидного облика отражает неспокойную тектоническую обстановку, вызванную аккреционно-коллизионным процессом в позднем фамене.

Следствием столкновения МОД и террейнов ВУЗ явилось также образование тектонической шовной зоны мощностью 3–5 км, именуемой Уйско-Новооренбургской [31]. Она представлена линзами серпентинитов и различных осадочных и метаморфических пород, в том числе вулканогенных и интрузивных образований из окружения шовной зоны. Формирование рассматриваемой зоны, по-видимому, было длительным, поскольку турне-визейские вулканиты также участвовали в ее образовании.

Первый тектоно-магматический этап

В позднем девоне, в конце фаменского века, на этапе смены островодужного режима на аккреционно-коллизионный и трансформный, в диапазоне 368–355 млн лет, начинают формироваться самые ранние мантийно-коровые габбро-диорит-гранитоидные серии, по Г.Б. Ферштатеру [33] и др. – это ГТГГ окраинно-континентальный формационный тип. По данным Rb-Sr и Sm-Nd методов датирования [2] ранний этап формирования гранитоидов Заматохинского комплекса этого типа отвечает значению 357 ± 7.5 млн лет. Изученные методом Кобера (^{207}Pb–^{206}Pb) цирконы в гранитоидах Ахуновского массива показали время начального этапа его образования – 360 млн лет [43]. Есть и другие возрастные показатели. Так, по цирконам мантийно-корового Краснинского массива установлена дата его формирования – 365.7 ± 5.8 млн лет [8]. Верхнеуральский массив имеет иную флюидно-металлогеническую специализацию, чем типичные массивы ГТГГ типа. Флюиды названного массива хлоридно-сульфатные, что, по-видимому, и определяет связь с ними медно-порфирового (с Au и Mo) оруденения.

Из числа мантийно-коровых массивов наиболее полно изучен Ахуновский, остальные, включая Краснинский, Заматохинский, Петропавловский и др., исследовались менее детально. По химическому составу рассматриваемые породы характеризуются пониженными значениями кремнезема (69.20–53.95 мас. %). Они отвечают калий-натриевым разновидностям, но с низкой калиевостью (K_2O – 1.96–2.23 мас. %). Высокозарядные элементы (Nb, Ta) в них присутствуют в пониженных количествах, несколько превышая уровень гранитов М-типа. Литофильные компоненты: (Ba – 449–753, Sr – 543–907 г/т) – количественно превосходят по этим параметрам все известные типы гранитов. РЗЭ составляют в сумме 54.85–79.22 г/т и характеризуются слабо выраженной отрицательной δEu (рис. 2). В рассматриваемых гранитоидах присутствуют Cu, Zn, Pb, Mo, и W. Они сопровождаются золото-кварцевым оруденением с шеелитом (Карагайское рудопроявление).

В пределах ВУЗ этому возрастному уровню соответствует внедрение Чернореченского и основной по объему части Челябинского массива, а также Варламовского мигматит-плутона. Черноре-

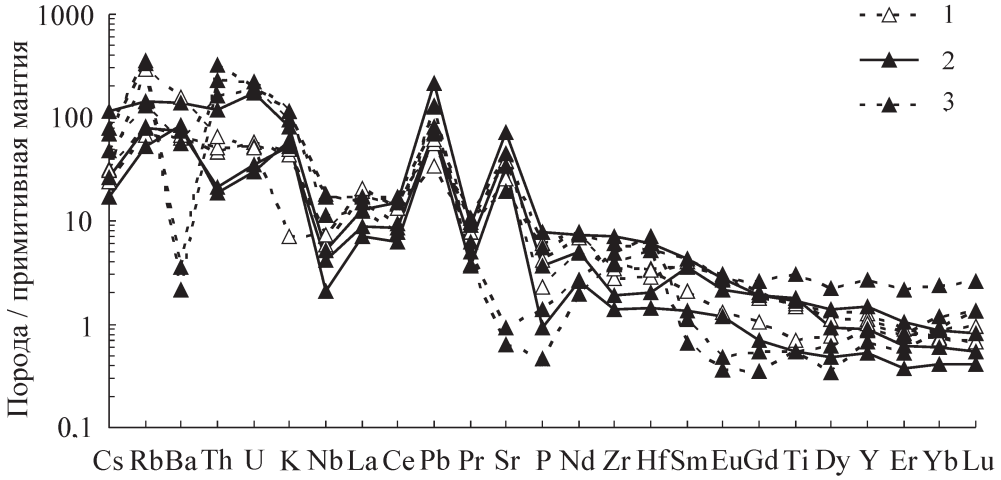

Рис. 2. Мультиэлементные спектры гранитоидов Магнитогорской дуги.

Комплексы: 1 – ахуновский, 2 – карагайский, 3 – уйско-борский.

Fig. 2. Multielement spectra for granitoids of the Magnitogorsk Arc.

Complexes: 1 – Akhunovo, 2 – Karagay, 3 – Uisky Bor.

ченский и Челябинский массивы сложены преимущественно гранитоидами повышенной основности с резко подчиненным количеством гранитов, внедряющимися в гомодромной последовательности. Они относятся к породам известково-щелочной серии нормальной щелочности как высоко- (главные фазы Челябинского массива) так и умеренно-калиевого ряда (Чернореченский массив) и характеризуются типичным для окраинно-континентальных образований умеренно-дифференцированным (La_n/Yb_n = 17–22) трендом хондрит-нормированного распределения РЗЭ и отсутствием Eu аномалии. Концентрации Rb и Sr не превышают 100 и 900 г/т соответственно, Zr – 200 г/т. В строении Варламовского массива главная роль принадлежит гнейсовидным двуслюдяным гранитам, которые по составу отвечают умеренно-щелочным гранитам калиевого ряда с резко дифференцированным спектром распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 33–78) с умеренной отрицательной европиевой аномалией. Содержания Rb и Sr составляют, соответственно 110–220 и 150–280 г/т., т.е. по своим главным геохимическим особенностям варламовские граниты близки типичным позднепалеозойским плутоническим гранитам Урала [33].

Данные изотопного датирования отвечают границе фамена и раннего турне: в Челябинском массиве кварцевые диориты имеют возраст 358 ± 5 млн лет, гранодиориты – 361 ± 5, жильные тоналиты – 362 ± 4 млн лет (U-Pb [7]); в Чернореченском массиве биотитовые лейкограниты – 354 ± 7 млн лет, (Pb-Pb [34]); гнейсовидные двуслюдяные граниты Варламовского массива – 357 ± 4 млн лет (U-Pb [34]).

Второй тектоно-магматический этап

Дальнейшее развитие вновь сформировавшегося (МОД + ВУЗ) мегатеррейна связано с косоориентированным столкновением с ВЕП, которое приводит к реактивизации сдвиговых процессов и самому мощному разрыву в субдуцирующей океанической плите с внедрением в новообразованную литосферу наиболее крупного астеносферного диапира – плюма. Момент полного и достаточно мощного по силе столкновения отвечает границе раннего и позднего турне, что подтверждается излиянием базальтовых лавовых потоков в першинское время. Активная и непрерывная вулканическая деятельность продолжалась до позднего визе, включая время формирования богдановичского горизонта нижнего карбона.

При столкновении МОД частично надвинулась на край ВЕП и в границах первой сформировались две самостоятельно развивающиеся зоны: Западно-Магнитогорская (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорская (ВМЗ). С учетом причленения МОД и ВУЗ (их амальгамации в позднем фамене) Восточно-Уральская мегазона является третьей составной частью всей аккреционно-коллизионной системы на данном этапе. Восточная граница ВУЗ, получившей название Копейской шовной зоны, разделяет в пространстве Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны. Магматизм названных структурных зон является общим для всей аккреционно-коллизионной системы Южного Урала.

ЗМЗ, как отмечалось ранее, является надвинутой частью МОД на ВЕП, что подтверждается сейсмическим профилем УРСЕЙС-95 [28]. Приметной особенностью ЗМЗ служит развитие здесь обширных синклинальных структур-мульд. Интрузивные тела конформного залегания (утлыкташский, басаевский, файзуллинский комплексы) обрамляют эти крупные мульды – Худолазовскую, Имангуловскую, Уртазымскую, формируясь одновременно с ними. По-видимому, они синхронны по времени началу базальтового вулканизма раннего карбона в более восточном Магнитогорско-Богдановском грабене. Позиция мульд и конформных базитовых залежей в их бортах отражает блоковость фундамента в смежной с шовной зоной области и транспрессивный режим разломов, ограничивающих границы блоков. В результате этого, в кремнистых толщах по глинистым прослоям среди них, при скольжении блоков, происходило отслоение с образованием пустот, заполняемых базитовым расплавом. Таким образом, формировались конформные интрузивы типа силлов, лополитов, лакколитов и других согласных с вмещающими осадками залежей.

Конформные тела комплексов сложены габброидами: от меланократовых до лейкократовых габбро, плагиоклазитами, роговообманковыми габбродолеритами и габбродиоритами. Валовый состав этих пород в комплексах сопоставим, но не одинаков и в целом отвечает субщелочной базитовой серии внутриплитного типа, но с заметной долей и субдукционного компонента [28]. Содержание породообразующих окислов в габброидах (мас. %): SiO_2 – 49.8–54.1, TiO_2 – до 2.5, $K_2O + Na_2O$ – 3.49–4.92, $\sum FeO$ – 9.78–14.0, MgO – 3.64–9.73. В микроэлементном составе отмечается умеренная роль ВЗЭ (Zr – до 37 г/т) и повышенная – КИЛЭ (Rb – до 26.9, Sr – до 518, Cs – до 3.1 г/т), низкие концентрации сидерофильных элементов (Cr – 9.0–83 г/т; Ni – 2.9–48 г/т; Co – 2.9–55 г/т; V – 29–158 г/т), низкие содержания РЗЭ (рис. 3) в породах файзуллинского комплекса (66 г/т).

Различие состава расплавов и флюидного режима конформных тел недавно было подтверждено [38] детальным изучением состава апатита и ряда породообразующих минералов. Апатиты в габброидах басаевского комплекса в Худолазовской мульде обогащены сульфатной серой (до 0.45 мас. %), изоморфной по отношению к фосфору в составе анионного комплекса $(PO_4)^{3-}$ Апатиты в габброидах других мульд ЗМЗ бедны сульфатной серой (<0.05 мас. %) или ее вообще не содержат, они ха-

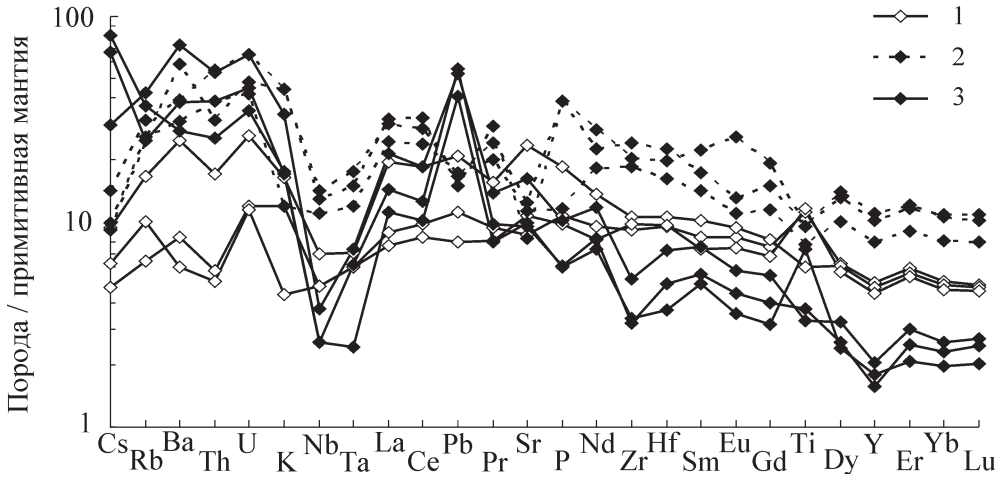

Рис. 3. Мультиэлементные спектры габброидов конформных залежей.

Комплексы: 1 – утлыкташский, 2 – басаевский, 3 – файзуллинский.

Fig. 3. Multielement spectra for gabbroid conformable beds.

Complexes: 1 – Utlyktash, 2 – Basaevo, 3 – Fayzullino.

рактеризуются повышенными содержаниями фтора (>2) и хлора (до 1 мас. %). С этими особенностями флюидного режима, фиксируемыми апатитом, связана металлогеническая специализация габброидов утлыкташского комплекса, в котором известно одно небольшое по масштабам Канакайское месторождение скарново-магнетитовых руд.

Конформные тела этих комплексов секутся дайками долеритов и микрогранитов кизильского комплекса диагонального и широтного простирания. Эти дайки выполняют сколовые трещины, возникшие в обстановке равномерного сжатия, последовавшего вслед за моментом столкновения Магнитогорской дуги в составе мегатеррейна и континента (ВЕП). Дайки сложены контрастной ассоциацией пород: долеритами и риолит-порфирами, по вещественному составу сопоставимыми с нижнекаменноугольными вулканитами Магнитогорско-Богдановского грабена, примыкающего к ЗМЗ с востока.

Наиболее объемно магматизм на этом этапе проявился в ВМЗ, где благодаря косоориентированному столкновению МОД и ВЕП возникло астеносферное окно, которое по шву столкновения распространилось до глубин мантийного плюма. Продукты базальтового вулканизма представлены двумя комплексами: греховским и березовским. Первый из них отвечает глубинному мантийному внутриплитному источнику трахибазальтов калий-натровой серии с повышенным содержанием магнезии (8–11.9), оксидов железа (8.8–12.9), оксида титана (1.5–3.1) (все в мас. %), низкой глиноземистостью (al′ = 0.76–0.96) и высокими значениями двуокиси фосфора (0.3–0.8 мас. %). Редкоземельные компоненты в базальтах фракционированы: La_n/Yb_n отношения составляют 2.6–10.7. Спектры РЗЭ осложнены положительной аномалией Eu. Количества Cr (8.6–218) и Ni (11.6–166 г/т) варьируют в широких пределах. Крупноионным литофилам (Rb – 0.5–55, Cs – 0.02–0.46, Sr – 56–344, Ba – 34–1808) (все в г/т) также свойственны значительные количественные вариации, а высокозарядные компоненты (Zr – 152–203, Nb – до 12, Ta – 0.38–0.77, Hf – 3.9–5.1 г/т) имеют повышенные содержания (рис. 4а). Ареалы распространения базальтов контролируются раздвиговыми и трещинными зонами.

Кроме вулканитов трещинного излияния в Магнитогорско-Богдановском грабене происходили извержения центрального типа – в стратовулканах, щитовидных вулканических сооружениях и мелких ареальных постройках. Они контролируются плечами раздвигов, а продукты вулканизма обогащены глиноземом, в среднем превышающим 17, увеличиваясь в отдельных анализах до 21 мас. %. Количество магнезии составляет – 4–8, оксида железа – 6.0–9.7, оксида титана – 1.10–2.55 мас. %. Микроэлементы в них сопоставимы с базальтами трещинного излияния. Базальты вулканов центрального типа отвечают переходным разновидностям от субщелочных базальтов к известково-щелочным. Исходный расплав березовского комплекса, по-видимому, формировался гибридным способом.

Продукты вулканизма кислого состава особенно широко развиты в восточной части Магнитогорско-Богдановского грабена (см. рис. 1б). Представлены они трахидацитами и риодацитами, меньше – трахириолитами, риолитами и пантеллеритами. Извержение лав происходило ритмично, формируя разрезы основных и кислых пород. Первый наиболее ранний ритм датирован кизиловским временем

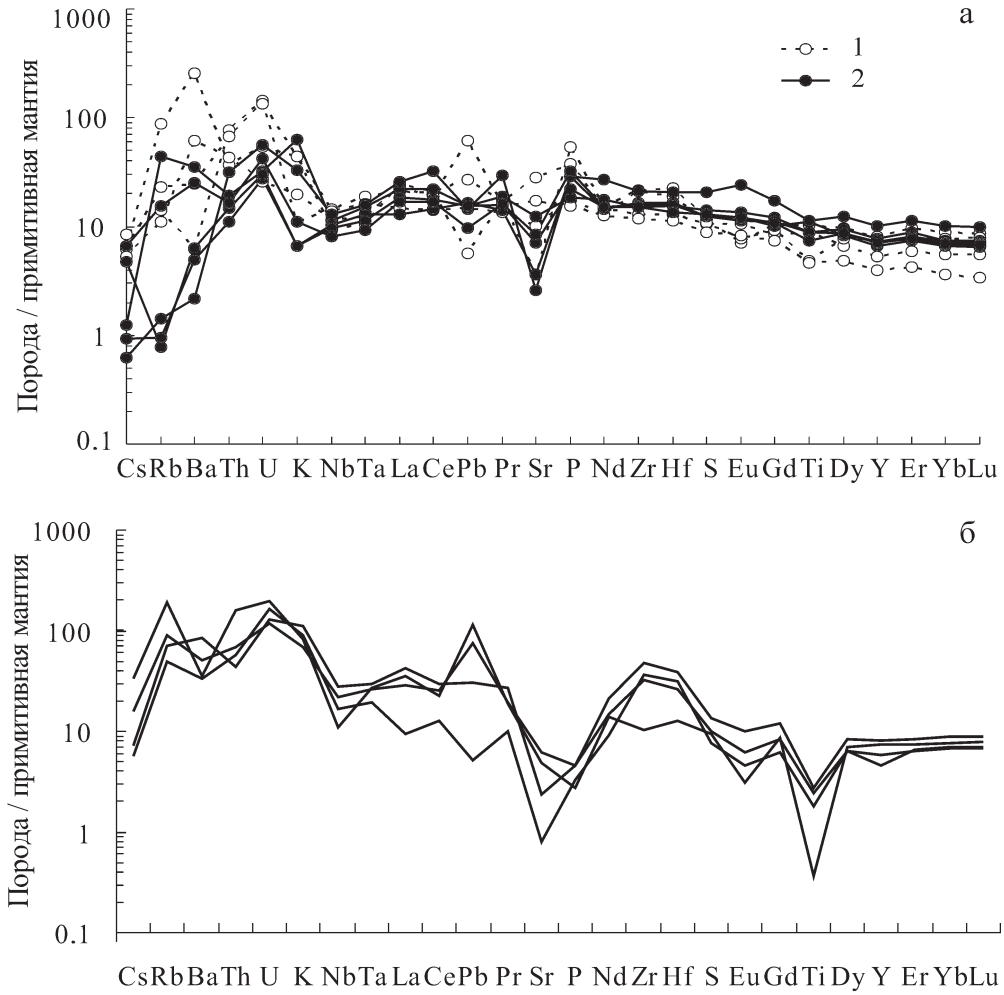

Рис. 4. Мультиэлементные спектры вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена.

а. Базальтоидные комплексы: 1 – березовский, 2 – греховской. б. Кислые вулканиты.

Fig. 4. Multielement spectra for volcanites of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben.

a. Basalt complexes: 1 – Berezovo, 2 – Grekhovo. б. Acid volcanic facies.

(C_1v). Фигуративные точки кислых вулканитов образуют два роя (рис. 4б), пространственно контролируемые разными частями грабена. В северном секторе развиты породы с пониженными содержаниями щелочей. В среднем и южном секторах преобладают субщелочные и щелочные разновидности кислых пород. Они отвечают калий-натриевой серии. Низкощелочные характеризуются повышенным индексом петрохимической лейкократовости. Среди трахидацитов и дацитов высококалиевые разновидности не обнаружены. Глиноземистость в них весьма высокая (al′ = 2.3–6.1), в единичных анализах al′ = 1.4. Среди редких щелочных металлов максимальные значения свойственны Li, широкий диапазон вариаций отмечается для Ba, Th и высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, Ta). Неравные количества V, Cr, Co, Ni и Cu установлены в кислых вулканитах, контролируемых раздвиговыми зонами и щитовидными вулканами. В кислых вулканитах РЗЭ суммарно составляют 91.6–150.2 г/т и спектры их осложнены как положительными, так и отрицательными δEu.

В конце позднего визе бимодальная вулканическая деятельность в ВМЗ сменилась формированием Магнитогорской габбро-гранитной серии. Внедрение расплавов контролировалось меридиональной зоной, смещенной на восток от главной раздвиговой зоны трещинного излияния базальтов. При этом линейная зона интрузивов и раздвиговая зона излияния лав сочленяются под небольшим острым углом, свидетельствуя о разном тектоническом плане напряжений, проявившихся последовательно. Установлено последовательное, с небольшим временным отрывом, формирование вулканитов и интрузивных фаций относительно крупных размеров и объединение их в одну рифтоген-

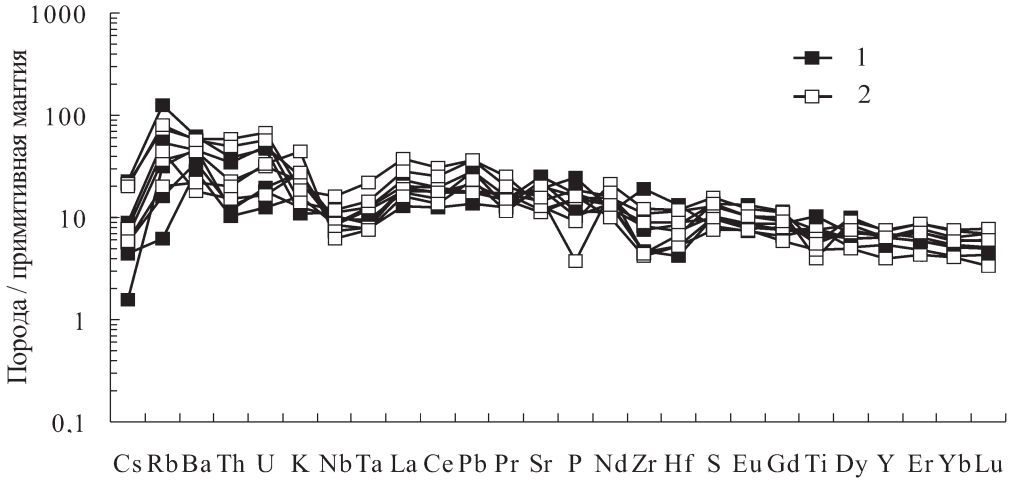

Рис. 5. Мультиэлементные спектры габброидов Магнитогорско-Богдановского грабена.

Комплексы: 1 – богдановский, 2 – куйбасовский.

Fig. 5. Multielement spectra for gabbroids of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben.

Complexes: 1 – Bogdanovka, 2 – Kuybas.

ную вулкано-интрузивную формацию. Для пород этой формации типичны высокие концентрации Ti, Fe, Nb, Zr, Y, а также других высокозарядных элементов, характерных для внутриплитных образований (рис. 5). В составе Магнитогорской интрузивной серии выделены два типа габброидов: ранний дифференцированный куйбасовский и более поздний субщелочной недифференцированный богдановский. С первым из них связано промышленное высокотитанистое титаномагнетитовое оруденение – месторождение Малый Куйбас.

Богдановский тип – это недифференцированные или слабодифференцированные мелкозернистые габбродолериты. Они умеренно-щелочные, натриевые ($Na_2O/K_2O > 4$) и калий-натриевые (Na_2O/K_2O – 2.8–3.5). По коэффициенту глиноземистости породы отвечают умеренному пониженному ряду (al′ = 0.72–1.0), коэффициент фракционирования в них $K_ф$ = 58–73, Σ FeO = 10.5–13.9. Титанистость габброидов высокая (TiO_2 – 1.75–3.0 мас. %). Содержание ВЗЭ (Nb – 6.0–7.9, Ta – 0.40–0.52, Zr – 51–215, Hf – 1.3–3.5) (все в г/т) умеренное, а количество литофильных компонентов (Rb – 3.9–7.9, Ba – 196–429, Th – 0.9–3.2, U – 0.4–1.0 г/т) повышено. Спектр РЗЭ фракционирован, при преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. Отношение La_n/Yb_n составляет 3.2–6.2, при суммарном количестве РЗЭ 96.2–154.5 г/т (см. рис. 5).

Куйбасовский тип характеризуется большим разнообразием пород. Значительный объем приходится на кумулятивные образования – оливиновые клинопироксениты, верлиты и лерцолиты. Более всего распространены лейкократовые оливиновые габбро, габбронориты. Есть высокожелезистое габбро и рудное габбро. По химическому составу габброиды Куйбасовского типа являются умеренно-щелочными и отвечают калий-натриевой (Na_2O/K_2O – 2.1–3.9) и натриевой (Na_2O/K_2O – 4.1–7.3) известково-щелочной серии. Глиноземистость в них высокая (al′ = 0.9–4.8), коэффициент фракционирования 0.36–0.76. Суммарное содержание РЗЭ составляет 59.53–121.67 г/т, отношение La_n/Yb_n – 5.4–6.5.

Гранитоиды габбро-гранитной серии имеют широкий спектр составов пород. Выделяются плагиограниты и тоналиты (узянский тип); калий-натриевые гранитоиды нормальной щелочности – граниты, гранодиориты и кварцевые диориты (алексеевский тип); субщелочные калий-натриевые граниты, граносиениты, сиениты и умеренно-щелочные пегматоидные граниты I фазы (мосовский тип); биотит-роговообманковые граниты с равными количествами натрия и калия и лейкограниты II фазы (разборненский тип); умеренно-щелочные граниты и граносиениты (борковский тип); граниты и граносиениты щелочные (чекинский тип).

Гранитоидам узянского типа свойственны низкие содержания Rb (0.7–6.7 г/т), Cs (0.1–0.5), Ba (15–80 г/т) – на порядок или даже на два порядка ниже, чем в других разновидностях. Максимальные количества ВЗЭ установлены в щелочных гранитах чекинского типа (в г/т): Zr – 190–1235, Nb – 13.5–41.0, Hf – 5.3–23.4 и борковского типа Zr – 98.9–403.0, Nb – 8.2–25.8, Hf – 3.5–10.4, а самые низкие в узянском: Zr – 56.5–108.3, Nb – 7.6–9.4, Hf – 2.3–4.0 и в алексеевском: Zr – 50.5–147.8, Nb – 5.4–9.7 , Hf – 1.9–4.9 типах. Суммарное содержание РЗЭ колеблется от 54.9 до 137.9 г/т в алексеевских гранитах и до 100.0–114.6 г/т в чекинском типе. La_n/Yb_n составляет 4.9–12.1 в алек-

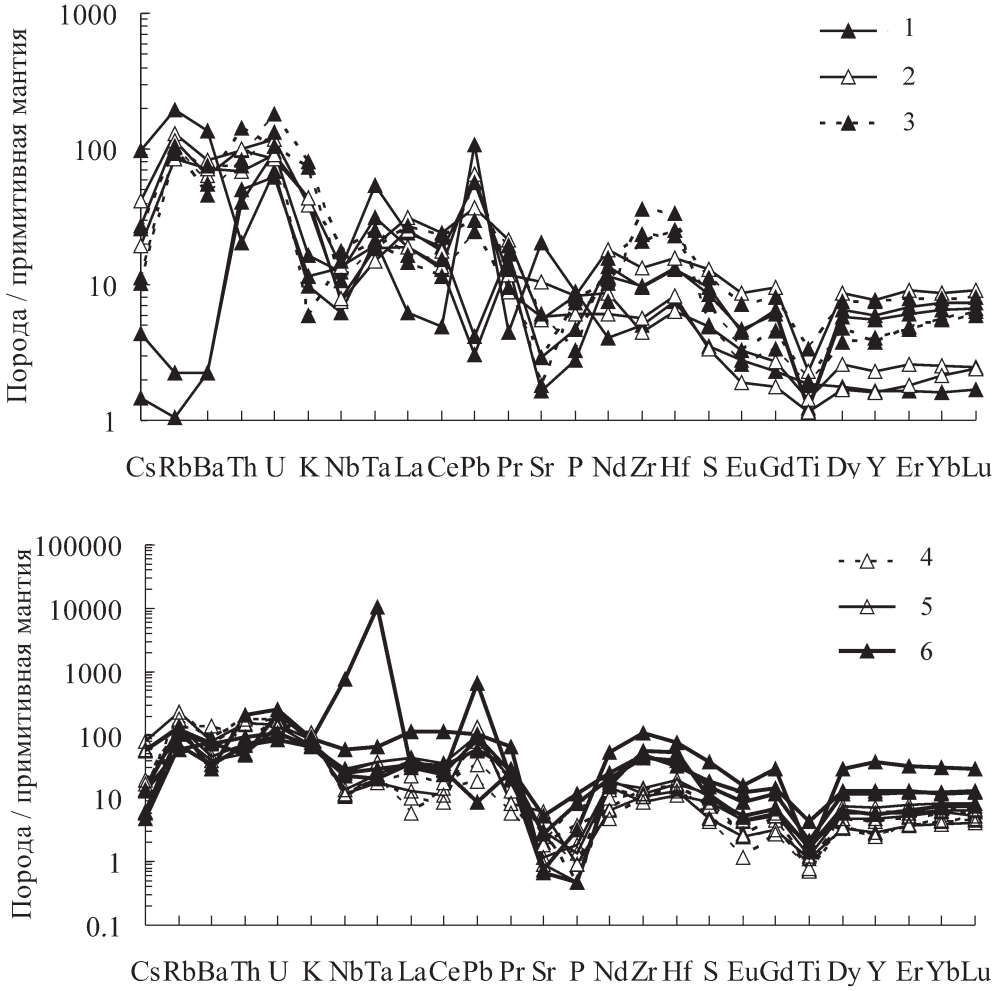

Рис. 6. Мультиэлементные спектры гранитоидов Магнитогорско-Богдановского грабена.

Типы массивов: 1 – узянский, 2 – алексеевский, 3 – мосовский, 4 – разборненский, 5 – борковский, 6 – чекинский.

Fig. 6. Multielement spectra for granitoids of the Magnitogorsk-Bogdanovka graben.

Types of massifs: 1 – Uzyan, 2 – Alekseevka, 3 – Mosovsky, 4 – Razbornaya, 5 – Borkovo, 6 – Cheka.

сеевском и 4.6–5.6 в борковском типах. Отчетливо проявляются минимумы Ti и Sr (рис. 6).

Время формирования габбро-гранитной Магнитогорской серии основано на материалах [14, 15, 23, 32, 34 и др]. Всего известно почти 200 изотопных определений, сделанных в разных лабораториях, разными методами и в разное время. Дополнительно нами проанализирована на возраст дайка риолит-порфиров, рассекающая щелочные граниты Чекинского массива: получено возрастное значение 315 млн лет [27]. Был также уточнен стратиграфический возраст толщ, интрудированных щелочными гранитами Чекинского массива, который оказался соответствующим раннему визе (335 млн лет). В результате обобщения изотопно-геохронологических данных может быть установлен возрастной интервал формирования магнитогорской габбро-гранитной серии: 337[34]–330 [23] млн лет

В следующей к востоку зоне, уже в пределах Восточно-Уральского поднятия, отделенного от ВМЗ Уйско-Новооренбургской шовной зоной, проявились как вулканогенные, так и интрузивные образования. Вулканогенная березиновская толща выделена в западной части Качкарско-Адамовской зоны, а аналог ее, полоцкая толща, – в Уйско-Новооренбургской зоне. Эти толщи сложены пачками вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Базальты занимают нижнюю часть разреза. Верхи сложены средними и кислыми вулканитами, Завершают разрез березиновской толщи туфы основного состава с обломками риолитов и риодацитов. В полоцкой толще выделяются линзообразные крутозалегающие тела, отвечающие жерловым аппаратам трахибазальтового и базальтового состава, а также трахириолитам и риодацитам. По химическому составу обе толщи относятся к вы-

сокотитанистым известково-щелочным базальтам. В них повышенные содержания высокозарядных элементов (все в г/т): ниобия – до 21, циркония – до 392; литофильных элементов: рубидия – до 73, бария – 727, стронция – 468; элементов группы железа: – хрома – 168, никеля – 100, что свидетельствует о рифтогенной внутриплитной их природе. Березиновская толща датирована по органическим остаткам ранним и поздним визе.

Одновременно в зоне ВУЗ в этот период происходил масштабный мантийно-коровый гранитоидный магматизм ГТГГ типа. Из интрузивных образований этому возрастному рубежу отвечает формирование гранитов центральной части Челябинского и Неплюевского многофазных массивов.

По набору и составу пород Неплюевский массив – петротип неплюевского комплекса, очень близок к Челябинскому и также образован широким спектром пород: амфиболовыми габбро и диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, адамеллитами, гранитами и лейкогранитами. Однако в отличие от Челябинского, в Неплюевском массиве на современном эрозионном срезе граниты преобладают над породами повышенной основности. По составу гранитоиды комплекса принадлежат как к высоко-, так и к умеренно-калиевому ряду известково-щелочной серии нормальной щелочности. Как и для челябинских позднедевонско-раннекаменноугольных пород, для них типичны невысокие концентрации фосфора и титана (не более 1.5 и 0.5 мас. % соответственно), рубидия (до 100 г/т и лишь в лейкогранитах – до 200 г/т) и стронция (не более 900 г/т), некоторое обогащение легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми (La_n/Yb_n = 15–17), отсутствие аномалии Eu (лишь в лейкогранитах небольшой минимум). При этом породы ранних фаз Неплюевского массива обогащены цирконием относительно соответствующих по составу челябинских пород. Раннекаменноугольные граниты центральной части Челябинского массива близки по составу к гранитам Неплюевского.

Неплюевский массив имеет ясные интрузивные контакты с терригенными породами нижнеордовикской рымнинской свиты, а обломки его гранитоидов содержатся в терригенных осадках верхнего визе. Изохронный Rb-Sr возраст гранитоидов отвечает началу визейского века: 345.7 ± 1.7 млн лет (гранодиорит); 342.3 ± 1.7 млн лет (адаммеллит); 341.0 ± 1.7 млн лет (гранит) [18]. U-Pb – Shrimp-II возраст цирконов из гранитов центральной части Челябинского массива составляет 344 ± 5 млн лет [7].

Внедрение бимодальных интрузивных и вулканогенных производных астеносферного диапира (Магнитогорская вулкано-интрузивная ассоциация) оказывает существенное влияние на состав и масштаб гидротермально-метасоматического магнетитового оруденения. Высокая хлороносность мантийных габбро-гранитных интрузий в условиях режима магнетитовой феррофации определяет массовую экстракцию железа магматогенным хлороносным флюидом – из богатых железом и титаном расплавов внутриплитного типа с формированием крупных магнетитовых месторождений [37, 41].

Продукты базальт-трахидацит-риолитового вулканизма и интрузивного габбро-гранитного магматизма, проявившиеся последовательно в МОД и ВУЗ, логично рассматривать вместе в едином тектоно-магматическом этапе, но разбив их на два подэтапа. Вулканогенные толщи раннего карбона формировались в раннем (C_1t_2–v'_2) подэтапе, как и Неплюевский и Челябинский массивы ВУП, а интрузивная Магнитогорская габбро-гранитная серия – в позднем подэтапе (C_1t_2 –v^2_2). Конформные габброидные залежи ЗМЗ, по-видимому, также отвечают позднему подэтапу нижнего карбона. Таким образом, второй тектоно-магматический этап объединяет разные фации и формации мантийного внутриплитно-рифтогенного и мантийно-корового надсубдукционного (окраинно-континентального) магматизма, датируемого изотопными методами возрастным диапазоном в 350–330 млн лет.

Третий тектоно-магматический этап

После формирования конформных залежей и сопровождающих даек кизильского комплекса ЗМЗ находилась в условиях стабильного субплатформенного режима. В этот период проявился магматизм глубокого мантийного заложения, отличного от субщелочного состава астеносферного диапира-плюма. Эти интрузивные образования, объединенные в худолазовский комплекс, распространены только на территории ЗМЗ. Следовательно, активизация глубинного плюма прямо или косвенно связана с надвиганием островодужного структурного этажа на край ВЕП.

Худолазовский комплекс представлен пикродолеритовой серией габброидов. Он сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением и представляет собой особый тип магматизма и рудогенеза в третьем тектоно-магматическом этапе (серпуховский век раннего карбона) развития всего региона. Залежи худолазовского пикродолеритового комплекса имеют небольшие размеры: в десятки и первые сотни метров по простиранию, редко – до первых километров. Борта их крутые (85º). Они прослеживаются вглубь на десятки и сотни метров, достигая в вертикальном срезе (по скважинам) почти одного километра.

Формирование интрузивов этого комплекса происходило, по крайней мере, в две фазы и по гомодромной схеме. Известно пересечение оливиновых пород пегматоидными габбро и диоритами. Среди пород, слагающих конкретные массивы худолазовского комплекса, различаются залежи роговообманковых перидотитов (шрисгеймитов), расслоенных

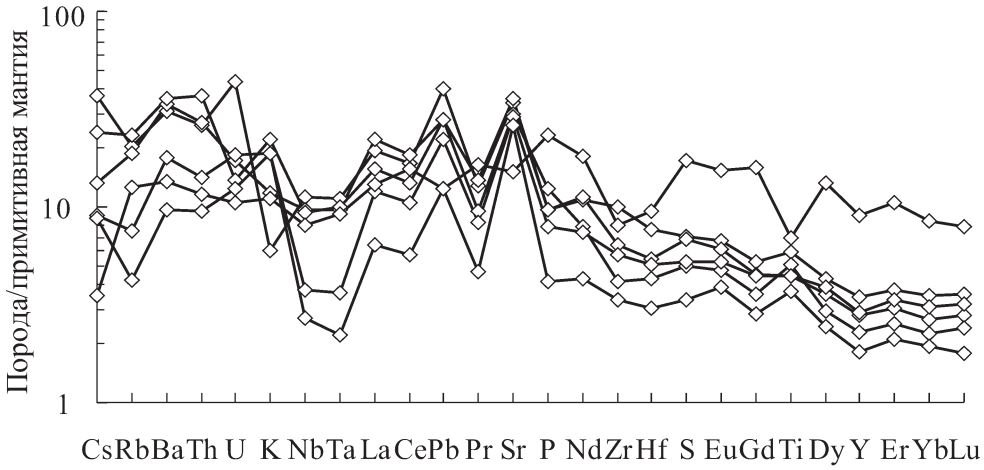

Рис. 7. Мультиэлементные спектры габброидов худолазовского комплекса.

Fig. 7. Multielement spectra for gabbroids of the Khudolaz complex.

габброидных тел и габброидов с концентрически-зональным внутренним строением, однородных пегматоидных габбро и диоритов.

По химическому составу габброиды отвечают высококальциевым толеитам и промежуточному типу между толеитами и известково-щелочными базитами. Основные разновидности габброидов, включая пикритовые и частью кварцево-толеитовые, являются натриевыми. Однако присутствуют калий-натриевые известково-щелочные габбродолериты и др. По количеству щелочей породы относятся к нормальному ряду, но среди них отмечаются разновидности с умеренной щелочностью. Шрисгеймиты характеризуются высокой магнезиальностью (MgO – 17.1–28.7%), низкоглиноземистостью (Al_2O_3 – 6–8%) и малым количеством щелочей. Они обладают высокими концентрациями Cr – 940–1340, Co – 97–99 и Ni – 990–1080 г/т. Содержание высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, Ta) умеренное. Спектры распределения РЗЭ осложнены положительной δEu (рис. 7).

Худолазовский комплекс сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением прожилково-вкрапленного типа. Известно более 20 интрузивных тел с такой минерализацией, среди которых месторождения Бакр-Тау и Северный Бускун могут представлять в перспективе промышленный интерес.

Интрузивные тела худолазовского комплекса отчетливо рассекают одноименную синклинальную структуру (мульду), сложенную осадками зилаирской свиты (D_3fm–C_1t_1), в том числе и конформные габброидные тела басаевского комплекса. U-Pb методом были проанализированы бадделеит и циркон из оливиновых габброидов комплекса и получены изотопные датировки возраста 328 ± 0.78 млн лет и 324.78 ±0.46 [24], что соответствует позднему визе и раннему серпухову раннего карбона.

Четвертый тектоно-магматический этап

Вслед за проявлением субплатформенного магматизма в ЗМЗ и интрузивного габбро-гранитного магматизма в ВМЗ в границах Магнитогорской мегазоны восстанавливается влияние сдвигово-раздвиговых коллизионных процессов. Формируются разноориентированные дайки и малые интрузии. Они представлены габбро-долеритами, лампрофирами и лампроитами, кварцевыми монцонит-порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами, кварцевыми сиенит-порфиритами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфиритами и умеренно-щелочными гранит-порфирами [25, 29]. Роль коллизионных сдвигов в региональном структурном контроле месторождений золота рассмотрена в работах [4], где показано, что наиболее продуктивными на золотое оруденение являются дуплексы, охватывающие северное замыкание Магнитогорской мегазоны.

Рои даек, среди которых преобладают базитовые разновидности, выделены в разных географических широтах Магнитогорской мегазоны. В пределах названной мегазоны выделяются три таких комплекса: улугуртауский, желтинский, калымбаевский. Множество подобных даек наблюдается в Алексеевском, Куйбасовском, Мосовском и Борковском массивах гранитоидов. В Разборненском массиве дайки пересекают габброиды богдановского типа (южная половина массива).

Химический состав даек отвечает субщелочным базитам известково-щелочной калий-натриевой серии. Габброиды имеют повышенную титанистость (от 1.0 до 2.6 мас. %), широкие вариации распределения CaO (от 3.40 до 9.29) и ∑FeO (от 5.54 до 13.08 мас. %). В целом эти породы высокоглиноземистые (в среднем Al_2O_3 составляет 17 мас. %). Количество MgO колеблется от 5.8 до 7.0 мас. %.

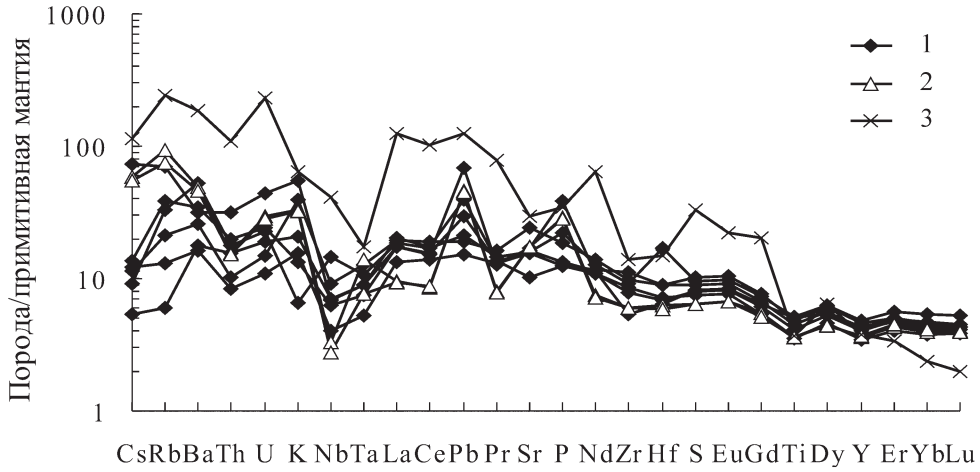

Рис. 8. Мультиэлементные спектры даек и малых интрузивов основных пород верхнего карбона.
Комплексы: 1 – улугуртауский, 2 – желтинский, 3 – калымбаевский.

Fig. 8. Multielement spectra for Upper Carboniferous basic dykes and small intrusives.
Complexes: 1 – Ulugurtau, 2 – Zheltinsky, 3 – Kalymbay.

Геохимической особенностью дайковых пород является обогащенность их крупноионными литофильными элементами – Cs, Rb, Ba и др., а также некоторыми высокозарядными компонентами (Zr, Hf) и легкими РЗЭ (рис. 8).

Изотопное датирование даек габбро-долеритов в ЗМЗ определяет для улугуртауского комплекса изохронный Sm-Nd возраст 321 ± 15 млн лет [22].

Риолит-порфировая ассоциация даек *родникового*, *спасского* и *петропавловского* комплексов известна в границах Магнитогорско-Богдановского грабена и за его пределами. Они сопровождаются дайками диорит-порфиров. Риолит-порфиры флюидальные: с дымчатыми до черного полосами, перемежающимися с серыми слегка желтоватыми разновидностями. Риолит-порфиры по петрохимии отвечают переходным разновидностям – от умеренно-щелочного к нормальному ряду. Они высококалиевые, с близкими абсолютными значениями K_2O и Na_2O. Роль рубидия, элементов группы HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta), радиоактивных элементов (Th) и бария повышена (рис. 9а).

Изотопный анализ [27] риолит-порфиров дайки Чекинского массива установил 315 ± 5млн лет (U-Pb метод) и 304 ± 7.4 млн лет (Rb-Sr метод), что соответствует башкирскому и касимовскому векам карбона.

Сиенит-диорит-гранит-порфировая ассоциация представлена двумя комплексами: железнодорожненским и балбукским.

Железнодорожненский комплекс развит в Магнитогорско-Богдановском грабене в пределах Магнитогорского блока, а в Карабулакском массиве он распространен заметно меньше. Комплекс представлен кварцевыми сиенит-порфирами, меланократовыми кварцевыми монцонитовыми порфиритами и, реже, лейкократовыми граносиенит-порфирами и гранит-порфирами. Они слагают многочисленные дайки, силлы, протяженные жилы, прорывающие гранитоиды Алексеевского и Мосовского массивов.

Балбукский комплекс распространен на севере ВМЗ в виде штокообразных тел, лакколитов и даек. Они сложены гранит-порфирами, кварцевыми сиенитами, монцонитами, сиенит-диорит-порфиритами и диорит-порфиритами, которые отвечают субщелочному ряду калий-натриевой серии. Коэффициент глиноземистости высокий (al′ = 1.8–10.3). Крупноионные литофильные компоненты (Cs, Rb, Ba, Th, U) имеют более высокие содержания по сравнению с железнодорожненским комплексом. Количество редкоземельных элементов в породах балбукского комплекса стабильно низкое, хотя легкие РЗЭ фракционированы и занимают области умеренно повышенных значений (см. рис. 9). Изотопным датированием (Rb-Sr метод) установлен возраст: гранит-порфиры – 317 ± 10 млн лет [3].

Габбро-гранит-порфировая (ультракалиевая) ассоциация даек. В пределах Магнитогорского поднятия В.М. Мосейчук выделил *желтинский комплекс,* объединивший дайки микрогаббро и габбро-порфиритов с повышенной щелочностью ранней фазы и ультракалиевые гранит-порфиры и микрограниты поздней фазы. Отмечается несколько разновидностей габброидов. Дайки габбро-порфиритов с миндалекаменной текстурой и крупными (4–7 мм) выделениями широкотаблитчатого плагиоклаза и микрогаббро. Они распространены в Магнитогорском поднятии. Эти дайки рассекают все ранее рассмотренные гранитоиды и габбро-

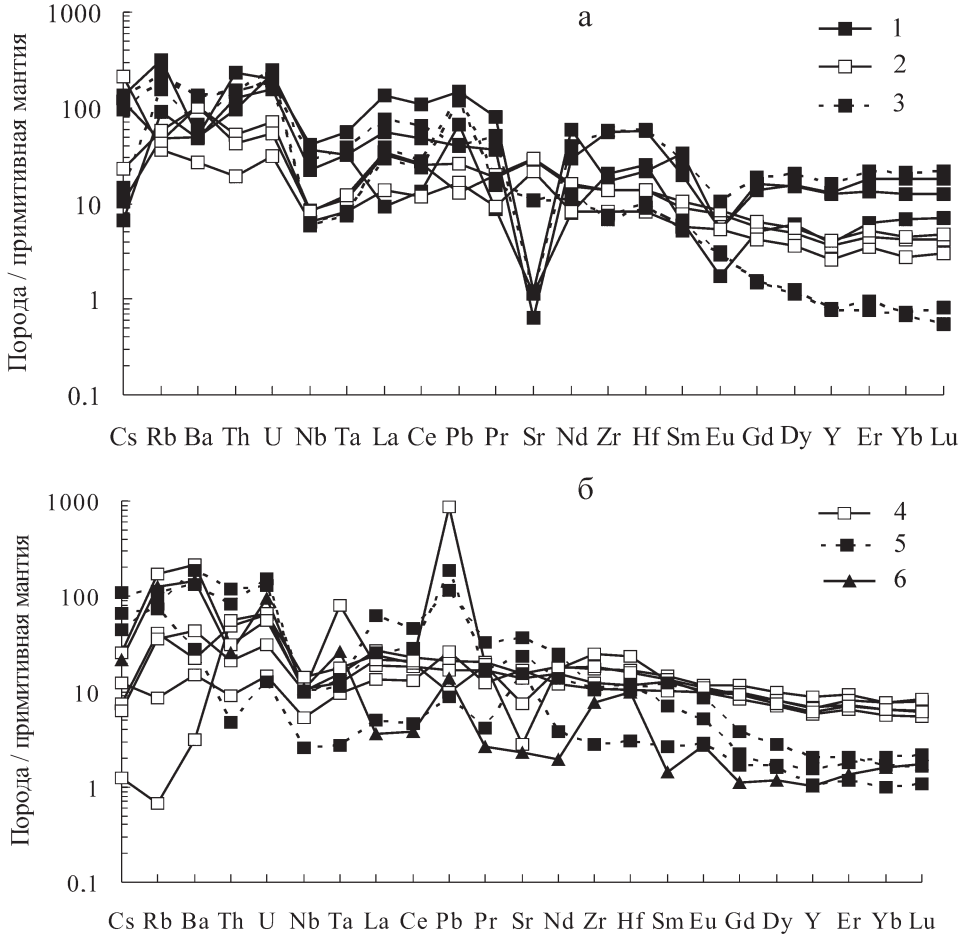

Рис. 9. Мультиэлементные спектры даек и малых интрузивов кислых и субщелочных фаций верхнего карбона.

Комплексы: 1 – родниковый, 2 – спасский, 3 – петропавловский, 4 – железнодорожнинский, 5 – балбукский, 6 – желтинский (ультракалиевый).

Fig. 9. Multielement spectra for dykes and small intrusives of Upper Carboniferous acid and subalkaline facies.

Complexes: 1 – Rodnikovy, 2 – Spasskoe, 3 – Petropavlovsky, 4 – Zheleznodorozhny, 5 – Balbuk, 6 – Zheltinsky (ultrapotassic).

иды, включая гранит-порфиры железнодорожненского комплекса. Породы второй фазы комплекса представлены дайками умеренно-щелочных гранит-порфиров. Одно из тел гранит-порфиров прорывает кварцевые монцониты Мосовского массива и залежь кварцевых сиенитов железнодорожненского комплекса.

Лампроит-лампрофировая ассоциация базитов, объединенная в калымбаевский комплекс [29], получила распространение не только в пределах железорудного месторождения Малый Куйбас, где и была открыта, но и в сопредельном Александринском рудном районе. Они прорывают гранитоиды Магнитогорской габбро-гранитной серии раннего карбона и представлены жилами и дайками мощностью от первых сантиметров до 3 м с хорошо выраженными зонами закалки и секущими контактами.

Лампроиты или, точнее, лампроитоиды представлены оливин-флогопитовыми, диопсид-санидин-флогопитовыми и лейцит-диопсид-флогопитовыми разновидностями. Лампрофиры калымбаевского комплекса состоят из щелочных ультраосновных бесполевошпатовых мончикитов, плагиоклазовых щелочных камптонитов основного состава, щелочных существенно калиевых саннаитов основного состава, существенно калиевых клинопироксеновых минетт основного, реже среднего состава и, наконец, керсантитов среднего, реже основного состава.

Лампрофиры калымбаевского комплекса по соотношению суммы щелочей и количеству кремнезема отвечают субщелочным породам, а лампроитоиды занимают пограничную область между субщелочными и щелочными породами. Щелочность лампроитоидов – калиевая, а лампрофиры в крайних членах ряда – натриевые и переходного состава. Лампрофиры отличаются более высокой глиноземистостью, чем лампроиты. Лампроитам свойственны

также высокие магнезиальность и фосфористость. Количество титана в них обычно низкое. Общая железистость варьирует в широких пределах, однако повышенная железистость, в целом, является отличительной чертой лампроитовой серии пород.

Калымбаевский комплекс характеризуется также высокими содержаниями редких щелочей (Li, Rb, Cs) и крупноионных литофилов (Ba, Sr, U, Th), умеренным количеством высокозарядных элементов (Ta, Nb, Hf, Zr, Y) и повышенной концентрацией сидерофилов (Cr, Ni, Co, V, Sc). РЗЭ в породах комплекса дифференцированы, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (см. рис. 8). При этом показатели отношений La_n/Yb_n для лампроитоидов и лампрофиров близки и составляют 18–33 и 13–57 соответственно. В алмазоносных платформенных лампроитах отношение La_n/Yb_n составляет 63–147, т.е. значительно выше.

Геохимические данные позволяют уточнить геодинамическую обстановку рассматриваемых пород. Так, по содержанию скандия, ниобия и иттрия калымбаевский комплекс заметно отличается от типичных внутриплитных образований, включая и алмазоносные лампроиты Австралии, где количество этих элементов значительно выше. По этим показателям они близки к магматитам коллизионной области Юго-Востока Испании [29, 30]. Обедненность цирконием и титаном и обогащенность фосфором сближают их с продуктами постколлизионного магматизма, что характерно для калиевых магматитов Центрального Алдана. Время формирования калымбаевского комплекса датировано $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом – 304.8 ± 3.8 млн лет [19]. Таким образом, лампроиты и лампрофиры калымбаевского комплекса следует отнести к низкотитанистым, графитсодержащим, калиевым неалмазоносным ультрабазитам [1].

Одновременно с породами калымбаевского комплекса подобные им лампрофиры и лампроиты внедряются и в других зонах восточного склона Южного Урала: в ВУЗ они представлены диатремами и дайками лампроитов, внедренных в известняки (Карьер Шеино южнее Челябинска), в Зауралье – дайками оливин-пироксен-флогопитовых лампроитов, прорывающих тоналиты Нижне-Санарского массива. Ar-Ar датировки этих пород по вкрапленникам флогопита [19] отвечают концу московского–касимовскому веку: 303.7 ± 3.8 (лампроиты из Шеинского карьера); 308.4 ± 3.8 млн л (лампроиты в Нижне-Санарском массиве). Практически одновременное внедрение во всех зонах восточного склона Урала пород лампроитовой серии связано, по-видимому, с активизацией литосферной мантии под новообразованным орогеном.

Гранитоидный магматизм четвертого тектоно-магматического этапа. На северо-востоке Магнитогорской мегазоны в этот период формируются Карагайский и Уйскоборский массивы.

В породах этих массивов последовательно увеличивается кремнекислотность – от 68.0 до 70.6 мас. %. Все они принадлежат калий-натриевой серии и характеризуются субщелочным составом. Глиноземистость (al′ = 4.1–11,9) весьма высокая. Высококалиевые граниты Уйскоборского массива имеют повышенные содержания Nb, Ta, Zr, Y и Th. В гранитоидах Карагайского массива с повышением содержания оксида натрия отмечается увеличение количества Sr, а другие компоненты имеют стабильно низкие показатели. Суммарное количество РЗЭ в гранитоидах Уйскоборского массива составляет 64.0 г/т, а в Карагайском массиве в 4 с лишним раза меньше – 13.7–15.6 г/т. La_n/Yb_n отношение соответственно составляет 10 и 35.0–56.2 (см. рис. 2).

Таким образом, выделяются последовательно сформированные гранитоиды от малокалиевого Карагайского массива к более калиевому Уйскоборскому. Показатели изотопных датировок Карагайского и Уйскоборского массивов близки – 304 ± 4.8 млн лет [1, 18 и др.].

Гранитоидные интрузии (карагайский комплекс) имеют мантийно-коровую природу источника магмы с изотопно-геохимическими метками наличия преимущественно мантийного базитового вещества в субстрате [40]. Формирование этих массивов происходило при окраинно-континентальном типе геодинамического режима, в условиях усиления аккреционно-коллизионного латерального сжатия на отметке 304 млн лет.

ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЙ (ПЕРМЬ) МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО УРАЛА

В начале перми в восточном обрамлении Восточно-Магнитогорской зоны сформировался ряд небольших умеренно-щелочных интрузивов. Наиболее крупные из них – Новобуранный и Балканский – имеют хорошо выраженное субширотное удлинение. Кроме того, присутствует ряд мелких тел с многочисленными апофизами. Все массивы объединены в гумбейский комплекс. Самый крупный массив комплекса – Новобуранный – занимает площадь около 15 км^2. Внедрение интрузий гумбейского комплекса имело две фазы. Первая представлена монцодиоритами, монцонитами, реже – сиенитами, кварцевыми сиенитами. Во второй фазе преобладают граносиениты и умеренно-щелочные граниты биотит-роговообманковые. Гранитоиды прорваны большим количеством даек сиенитов и кварцевых сиенитов, гранит-порфиров и лейкогранитов.

Для гранитоидов гумбейского комплекса характерна низкая кремнекислотность, повышенные титанистость, кальциевость и щелочность. Литофильные компоненты присутствуют в значительных количествах с широким диапазоном вариаций (г/т): Li – 10–39, Ba – 1000–12000, Sr – 290–1490. Сходная

картина свойственна элементам группы железа (г/т): V – 17–50, Co – 10–30, Cr – 48–200, Ni – 25–150, Cu – 30–110. Крупноионные элементы (Nb – 16 г/т, Zr – 47–110, Th – 11–41 г/т) в рассматриваемых породах имеют повышенные показатели. Содержания РЗЭ в них также повышены и фракционированы с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми.

Гумбейский комплекс рудоносен и сопровождается гнездовыми и прожилковыми кварц-шеелитовыми штокверками. Возраст гранитоидов Новобуранного массива, по данным В.М. Мосейчука, датирован Rb-Sr изохроной 285 ± 5 млн лет, а U-Pb возраст циркона 294 ± 8 млн лет [34].

В Уйско-Новооренбургской шовной зоне, разделяющей МОД и ВУЗ, на этом тектоно-магматическом этапе сформировался и Кацбахский гранитный массив, датируемый возрастом 290 млн лет. Массив имеет петро-геохимические характеристики, аналогичные палингенно-коровым Джабыкских гранитов [33].

Контроль гумбейского комплекса и сопровождающего его редкометалльного (вольфрам) оруденения, а также Кацбахского гранитного массива границами МОД позволяет выделить их в самостоятельный **пятый тектоно-магматический этап** (294–285 млн лет) развития этого региона.

Дальнейшее развитие региона на Южном Урале продолжилось в сакмарском веке перми, территориально полностью сместившись на восток в границы ВУЗ. Образуется огромный объем гранитных пород, существенно различных по петро- и геохимическим особенностям. Они слагают как крупные магматические ареалы, представленные породами разных плутонических комплексов, так и небольшие интрузивные тела более простого строения. Нередко молодые пермские породы внедряются в более ранние среднепалеозойские гранитоидные массивы в виде достаточно крупных интрузивных тел и даек.

Одним из наиболее крупных плутонов этого этапа является Джабыкский батолит, в объеме которого формируются гранитоиды разной формационной принадлежности: гранитный джабыкско-санарский и монцодиорит-гранитный степнинский комплексы. Они отличаются по составу и геодинамическому режиму от раннеколлизионных (аккреционно-коллизионных и других) гранитоидных комплексов, охарактеризованных ранее. Предполагается, что активный раннепермский гранитоидный магматизм был спровоцирован столкновением ВЕП и КПК. Это событие сопровождалось интенсивным шарьированием пластин из шовных зон на запад и восток ВУЗ с быстрым наращиванием мощности земной коры. Интенсивно формировались в этот период локальные присдвиговые зоны растяжения [32], зоны скольжения вдоль границы ВУЗ. При этом происходили быстрое падение давления, интенсивная миграция флюидов, прогрев новообразованной коры, что могло способствовать самопроизвольному выплавлению палингенных гранитоидов [5 и др.] в верхней части коры. Практически одновременно возникли мантийно-коровые комплексы степнинского типа, трансформных по отношению к аккреционно-коллизионным структурам Урала.

В связи с этим наблюдаются сложные взаимоотношения палингенно-коровых гранитоидов джабыкско-санарского комплекса, впервые выделенного Б.К. Львовым [10], со степнинским, ольховским и другими гранитоидными комплексами с образованием их совместных крупных ареалов. Все это показывает их сложные генетические соотношения, вплоть до существенного перекрытия возрастов, что еще ждет более детальной расшифровки.

Начало первого из пермских эпизодов интрузивного гранитоидного магматизма определяется внедрением плутонов монцодиорит-гранитного ряда степнинского комплекса, которые образуют дугообразные цепочки, пересекающие все современные структурно-тектонические зоны Урала. Еще с момента выделения этого комплекса в 80-х гг. прошлого столетия данный факт позволил предположить их глубинную мантийную природу [21].

Степнинский комплекс сформировался в три фазы: 1) монцогаббро и монцодиориты; 2) кварцевые монцодиориты; 3) граносиениты и субщелочные граниты. Они относятся к известково-щелочной серии умеренной щелочности высококалиевого ряда. Им свойственны резко повышенные содержания P_2O_5 (до 1.5 мас. % в габброидах и 0.2 – в лейкогранитах) и TiO_2 (около 1.5 мас. % в габброидах и 0.16 – в лейкогранитах), а также Sr (особенно в основных и средних разностях – свыше 1500 г/т, при снижении концентраций до 120–200 г/т в самых кислых породах). Для степнинских пород типичны сильно дифференцированный состав РЗЭ (La_n/Yb_n = 30–50) и отсутствие Eu аноалии. Концентрация Rb варьирует от 70 г/т в более основных до 275 в кислых разностях; содержание Zr достигает максимума (350 г/т и более) в средних членах серии, при содержании 100–110 г/т – в габброидах и кислых разностях. Высокие значения Nb – 19–34 и Ta – 1.5–8.9 г/т свидетельствуют о мантийной природе степнинского комплекса. Имеющиеся изотопно-геохронологические данные (Rb-Sr изохронный метод по минералам и валовым составам пород [32] и Pb-Pb метод Кобера [43], определяют время внедрения пород комплекса началом артинского века (283–281 млн лет). Для субщелочных гранитов Мочагинского плутона Rb-Sr изохронный возраст составляет 275.8 ± 2.2 млн лет [32], что соответствует рубежу артинского и кунгурского веков.

Одновременно с породами степнинского комплекса происходит внедрение монцогаббро и диоритов кужебаевского типа (281–283 млн лет), о чем свидетельствуют Rb-Sr и Sm-Nd изохроны по минералам и валовым составам пород [16]. От степ-

нинских монцонитоидов кужебаевские габброиды отличаются повышенными содержаниями Fe, TiO_2 (1.8–1.9 мас. %) и более низкими – щелочных и щелочноземельных металлов и легких РЗЭ (La_n/Yb_n = 13–19).

Наиболее крупной гранитной ассоциацией, проявленной в границах ВУЗ, является джабыкско-санарский комплекс, образованный гранитами и лейкогранитами. В объеме комплекса выделяются массивы, локализованные в его осевой части: Борисовский, Санарский, Чесменский, Джабыкский. Они залегают в ядрах купольных структур, образованных метаморфитами высоких ступеней – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, имея с ними отчетливо рвущие взаимоотношения. Образованы эти массивы несколькими фазами, сложенными различными по структуре биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами. Как правило, ранние и заключительные фазы представлены более мелкозернистыми разностями, а главные, слагающие основной объем интрузивов, – средне- и крупнозернистыми обычно порфировидными гранитами. По химическому составу все они принадлежат известково-щелочной серии нормальной щелочности высококалиевого ряда. Для них характерны сопоставимые с наиболее кислыми породами степнинского комплекса концентрации Rb и Sr (140–230 и 130–270 г/т соответственно), но при пониженных относительно степнинских гранитоидов содержаниях фосфора (обычно менее 0.10, редко – 0.14 мас. %). Им свойственны также увеличенные концентрации циркония (117–270 г/т), отчетливо дифференцированный спектр хондрит-нормированого распределения лантаноидов (La_n/Yb_n = 20–50) с ясной отрицательной δ Eu.

Для разных фаз наиболее сложного и детально изученного Джабыкского массива, Rb-Sr изохронами по минералам и валовым составам пород [32] определен возрастной интервал образования от 288.9 ± 4,4 до 269.9 ± 2.1 млн лет, а время формирования главной фазы датировано значением 276.6 ± 2.6 млн лет. Возраст циркона из гранитов главной фазы, определенный U-Pb методом датирования единичных зерен, составляет 280 ± 10 млн лет, а возраст монацита – 270 ± 10 млн лет (U-Pb классический метод). Однако, начало образования джабыкско-санарского комплекса, как отмечено ранее, происходит в шовной Уйско-Новооренбургской зоне, где формируется Кацбахский массив, датированный 290 ± 4 млн лет (U-Pb-LA). По этим данным становление массивов плутонических гранитов джабыкско-санарского комплекса продолжалось до конца ранней перми. С гранитами джабыкско-санарского комплекса на Южном Урале связаны непромышленные проявления редкометалльных (Li, Be) пегматитов.

Практически одновременно, в кунгурское время, происходит внедрение многочисленных даек субщелочных высококалиевых биотитовых лейкогранитов (275 ± 3 млн лет, U-Pb – Shrimp-II) и лейкогранитов Кременкульского штока в верхнедевонские кварцевые диориты и раннекаменоугольные граниты Челябинского батолита [7]. Кременкульские лейкограниты датированы значениями 270 ± 5 млн лет, U-Pb циркон – Shrimp-II, 275 ± 3 млн лет, Rb-Sr изохрона по валовым составам пород и минералам. Эти породы характеризуются низкими по сравнению с джабыкско-санарскими гранитами содержаниями фосфора (до 0.05 мас. %), повышенными концентрациями Rb (240–260 г/т), пониженными – Sr (не выше 120 г/т), умеренным преобладанием легких РЗЭ над тяжелой частью спектра (La_n/Yb_n = 14–20) и небольшой отрицательной δ Eu (рис. 10). Лейкограниты несут непромышленное W-Mo оруденение грейзенового типа.

Второй эпизод магматической активности пермского периода относится к концу средней перми и определяется становлением субщелочных высококалиевых лейкогранитов ольховского комплекса в Джабыкском батолите и Митрофановского плутона в Челябинском батолите.

Ольховский комплекс слагает гарполитообразные тела в восточной части Джабыкского массива. Он образован двумя фазами, различающимися по структуре и минеральному составу. Первая из них – это “собственно ольховские” лейкограниты, по петрографическим и петрохимическим особенностям близкие к лейкогранитам Степнинского массива. От последних они отличаются геохимическими характеристиками. Они обогащены Rb (230–350) и Th (30–45 г/т), обеднены Sr (75–140 г/т), обладают более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и, соответственно, менее дифференцированным трендом распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 10–15) с четко выраженной отрицательной δ Eu (см. рис. 10). Вторая фаза, так называемые “аятские” лейкограниты, по петрографическому составу более близка лейкогранитам заключительных фаз джабыкского комплекса, но по геохимическим данным они близки к “ольховским” лейкогранитам первой фазы. Rb-Sr изохронный возраст по минералам и валовым составам пород составляет 265 ± 1.4 и 264 ± 1.4 млн лет для пород первой и второй фаз соответственно [32].

Лейкограниты Митрофановского плутона прорывают кварцевые диориты в юго-восточной части Челябинского батолита. По вещественному составу они близки к кременкульским лейкогранитам, но их возраст, определенный по циркону U-Pb методом – (Shrimp-II), составляет 260 ± 3 млн лет, что отвечает концу средней перми.

Таким образом, на территории ВУЗ наиболее общей яркой чертой вещественного состава интрузивных образований пермского возраста является высококалиевый характер пород при нормальной и умеренной их щелочности. Резко меняется флюидный режим гранитоидного магматиз-

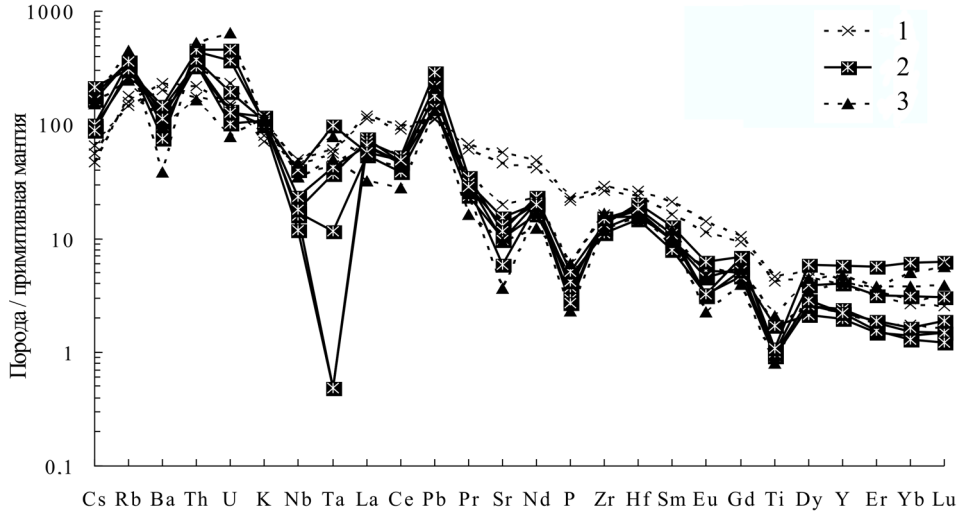

Рис. 10. Мультиэлементные спектры гранитоидов Восточно-Уральской зоны.

Комплексы: 1 – степнинский, 2 – джабыкский, 3 – ольховский.

Fig. 10. Multielement spectra for granitoids of the EaST Uralian zone.

Complexes: 1 – Stepninskoe, 2 – Dzhabyk, 3 – Olkhovskoe.

ма. Усиливается активность фтора в составе магматогенных флюидов при снижении роли хлора и сульфатной серы. Это в существенной степени влияет на эволюцию в составе эндогенной позднеколлизионной минерализации, ее специализации на редкие металлы и фтор [37].

В раннепермское время происходит внедрение основного объема гранитных пород, существенно различных по своим петро- и геохимическим свойствам (формирование Главного гранитного пояса Урала) и сопровождающих их интрузий (степнинский комплекс) основного и среднего составов, а конец средней перми характеризуется преимущественным образованием наиболее богатых фтором редкометалльных лейкогранитов (Кременкульское и другие месторождения и рудопроявления).

Для пермского тектоно-магматического этапа характерно интенсивное взаимодействие палингенно-коровых и мантийных производных. Одним из наиболее ярких примеров такого взаимодействия является полигенный Джабыкский батолит, в составе которого практически синхронно формируются гранитоиды разной формационной принадлежности: гранитный джабыкско-санарский комплекс и монцодиорит-гранитный степнинский комплекс, а также габброиды кужебаевского типа. В связи с этим наблюдаются сложные взаимоотношения палингенно-коровых гранитоидов джабыкско-санарского комплекса со степнинским, ольховским и другими гранитоидными комплексами Южного Урала, с образованием их совместных крупных ареалов и существенным перекрытием возрастных диапазонов формирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Южно-Уральский аккреционно-коллизионный складчатый пояс, или герцинский аккреционный ороген, начал формироваться в заключительную фазу островодужного развития этого региона, которая соответствовала по времени фамену и раннему турне. На завершающей зрелой стадии островодужного режима проявился субщелочной калий-натриевый вулканизм шошонитового типа (новоивановская и шумилинская свиты). Он сопровождался формированием интрузивов габбро-монцонит-сиенитового ряда (верхнеуральский комплекс и др.), датированных возрастом 362 млн лет, и специализированных на молибден-медно-порфировое оруденение. Флюидный режим островодужного этапа характеризовался высокой активностью хлора и сульфатной серы.

В процессе инверсии тектоно-геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный сдвигово-рифтогенный, характерный для зон скольжения литосферных плит, существенно возрастает разнообразие продуктов магматизма. На этой стадии наблюдается сложное сочетание в пространстве и времени различных по первичным источникам и генезису комплексов: мантийных, мантийно-коровых и существенно коровых анатектических. Все они формировались либо практически одновременно (субсинхронно), либо неоднократно чередовались друг с другом, испытывая гомодромный тип эволюции во времени.

Формирование мантийных серий внутриплитного типа в этот период связывается с деструкцией суб-

Таблица 1. Зональность и последовательность проявления магматизма в каменноугольно-пермское время

Table 1. Magmatism's zoning and sequence in the Carboniferous-Permian

Возраст	Западно-Магнитогорская зона		Восточно-Магнитогорская зона		Восточно-Уральская зона	
	Вулканические толщи	Интрузивные комплексы (оруденение)	Вулканические толщи	Интрузивные комплексы (оруденение)	Вулканические толщи	Интрузивные комплексы (оруденение)
368–355 млн лет, D_3–C_1v	Буготакская андезит-базальтовая	Вознесенский диоритовый (368) (Cu-порф.)	Новоивановская, шумилинская	Красинский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный (366) Верхнеуральский монцодиорит-сиенитовый (362) (Cu-порф) Петропавловский, Ахуновский адамеллит-гранитный (360) Замаховский тоналит-гранодиорит-гранитный (357)	Березняковская шошонит-латит-плагиориодацитовая)	Челябинский кв. диорит-гранодиоритовый (360), Варламовский мигматит-гранитный (358) Чернореченский тоналит-гранодиоритовый (354)
350–320 млн лет, C_1t_2–v_1^2			Берёзовская, греховская – C_1t базальт-трахидацит-риолитовая	Кассельский габбро-гранитный **(350–335)**	Березиновская (C_1v_1-$_2$) полоцкая	Челябинский гранитныйы (344) Неплюевский гранодиорит-гранитный (346–341)
350–320 млн лет, C_1t_2-v^2_2	Утлыкташский, басаевский, файзуллинский габброиды (скарново-Mt) Кизильский, дайки долеритов и микрогранитов			Магнитогорская серия габбро-гранитная (337–330) (**Ti-Mt, скарново-** Mt)		
C_1 s	Худолазовский пикродолериты (325–328) (сульфидное Cu-Ni оруденение)					
321–304 млн лет, C_2	Улугтауский дайковый габбро-долериты (321)			Дайковый долерит-спессартитовый железнодорожненский, балбукский сиенит-диорит-гранит-порфировый (317) (золото), желтинский габбро-гранит-порфировый, ультракалиевый, родниковый, спасский, петропавловский риолит-порфировый, диорит-порфировый (315–304), калымбаевский лампроит-лампрофировый (305), карагайский гранитный, уйскоборский гранитный (304)		Шеиноламproитоиды (304)
294–260 млн. лет, P				Гумбейский монцодиорит-гранитный (294-285) (Au-W), кацбахский гранитный (290)		Степнинский монцодироит-гранитный (283–281), кужебаевский монцогаббро, диоритовый (281–282), джабыкско-санарский гранитный (290–270) (**Li-Be не**пром.), кременкульский и дайки субщел. лейкогранитный (275–270), (**Mo-W не**пром.), ольховский субщел. лейкогранитный высоко-**K (264–265), митрофа**новский субщел. лейкограниты (260)

дуцирующей океанической плиты, образованием "slab-window" и подъемом горячих астеносферных диапиров-плюмов к основанию новообразованной литосферы. Интрузивный габбро-гранитный магматизм этого периода выделяет его максимально высокая хлороносность (при отсутствии сульфатов в составе флюидов), что определяет возникновение в связи с Магнитогорской габбро-гранитной серией крупного скарново-магнетитового и титаново-магнетитового оруденения.

Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными геохимическими характеристиками для этой геодинамической обстановки характерны и значительные объемы мантийно-коровых гранитоидов ГТГГ типа, формирование которых происходило при многократном проявлении процессов надсубдукционного и корового (низы коры) анатексиса. Связь с зоной субдукции ГТГГ серий подтверждают не только геохимические данные, но и иной флюидный режим. Как свидетельствуют составы акцессорного апатита, в процессах магмогенерации практически не участвует хлор, а фтор во флюидах присутствует в незначительных количествах, тогда как сульфатная сера проявляет нарастающую активность во времени, с максимумом ее концентраций в самых поздних высокопродуктивных на золото и шеелит массивах.

Для этой стадии формирования южноуральского герцинского аккреционно-коллизионного орогена выделен ряд тектоно-магматических этапов, которые сопровождали причленение Магнитогорской палеодуги и более восточного гетерогенного аккреционного ансамбля к краю ВЕП: первый этап – 368–357 млн лет, второй этап – 350–330, третий – 328–324, четвертый этап – 321–304 млн лет (табл. 1).

В последующий пятый тектоно-магматический этап, проявившийся в постколлизионную стадию (294–260 млн лет), магматизм концентрируется в основном в границах ВУП и Уйско-Новоорен-бургской шовной зоне и происходит в условиях жесткой коллизии (гиперколлизии) литосферных плит, завершившей формирование уральского орогена. Выяснение причин чередования во времени и пространстве, а также часто наблюдаемой синхронности проявлений мантийно-коровых латитовых (габбро-монцодиорит-гранитных) и существенно коровых палингенных гранитных и гранит-лейкогранитных серий на завершающей стадии образования Южно-Уральского орогена, представляет собой особую научную задачу. В пермском периоде произошла резкая смена металлогенической специализации гранитоидного магматизма, резко меняется и флюидный режим. В составе магмогенерирующих флюидов в палингенно-коровом гранитообразовании доминирует фтор без хлора и серы, более значительная активность хлора характерна для мантийно-корового латитового магматизма. Этим определяется редкометалльная (Be, Li, Mo, W, Ta, Nb и др.) специализация гранитоидов этого этапа.

Исследования проведены при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576 и программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-24).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. (1991) Лампроиты. М.: Наука, 302 с.
2. Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л. (2000) Источники коллизионных гранитоидов северной части Магнитогорского прогиба. "*Коллизионная стадия развития подвижных поясов". VI Чтения А.Н. Заварицкого,* 11-12.
3. Горожанин В.М. (1998) Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала. "*Магматизм и геодинамика"*. Екатеринбург: УрО РАН, 98-108.
4. Жариков В.А. (1996) Некоторые аспекты проблемы гранитообразования. *Вестник МГУ. Сер.4. Геология*, (4), 3-12.
5. Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
6. Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. … д-ра геол.-мин.наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
7. Каллистов Г.М. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
8. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений. *Ежегодник-2005.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 276-283.
9. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. (2014) Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь). *Геология и геофизика,* **55**(2), 276-302.
10. Львов Б.К. (1965) Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 146 с.
11. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. (1998) Фамен-турнейская базальт-пикритовая (Сара-Тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. Уфа: УНЦ РАН, 112 с.
12. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В. (1997) О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабыкско-Суундукской подзоны. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральского петрограф. совещ.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 147-150.
13. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В. (1995) Магнитогорское рудное поле. Путе-

водитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 24 с.
14. Овчинников Л.Н. (1963) Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. *Магматизм, метморфизм и металлогения Урала: Тр. Первого Уральского петрограф. совещ.* Свердловск: УФАН СССР, 57-82.
15. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. (1969) Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. *Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Т. 1*. Свердловск: УФАН СССР, 173-204.
16. Осипова Т.А., Тевелев Ал.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2008) Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал). *Докл. АН,* **418**(5), 670-675.
17. Перепелов А.Б. (2014) Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореф. дис.. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 41с.
18. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. (2003) Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные. *Петрология,* **10**(4), 389-410.
19. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. (2007) Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма. *Докл. АН,* **412**(5), 682-684.
20. Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
21. Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. (1986) Тектонический контроль палеозойского гранитного магматизма на восточном склоне Урала. *Исследования по петрологии и металлогении Южного Урала*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 85-95.
22. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. (2014) Башкирский Sr-Nd-возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Докл. АН,* **457**(4), 445-450.
23. Ронкин Ю.Л., Семенов И.В., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006) Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd изотопные ограничения. *Ежегодник-2005.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 314-318.
24. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. (2012) Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале. *Литосфера,* (6), 66-72.
25. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. (1985) Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН, 96 с.
26. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм и геодинамика верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 142 с.
27. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В., Андреичев В.Л., Баянова Т.Б. (2013) О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии. *Литосфера,* (5), 165-171.
28. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014) Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера,* (5), 33-56.
29. Сурин Т.Н. (1997) Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Миасс: Геотур, 310 с.
30. Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1997) Геодинамическое развитие Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 310 с.
31. Тевелев А.В., Кошелева И.А. (2002) Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). *Тр. лабор. складчатых поясов*. М.: МГУ, 123 с.
32. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А, Правикова Н.В., Густова А.С. (2006) Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. *Тр. лабор. геологии складчатых поясов* (вып. 4).(Под ред. проф. А.М. Никишина). М.: Геологический ф-т МГУ, 300 с.
33. Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
34. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В. Шардакова Г.Ю., Зинькова Е.А., Осипова Т.А., Прибавкин С.В., Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Бочарникова Т.Д. (2007) Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация. *Геология Урала и сопредельных территорий*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 98-124.
35. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. (2013) Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья). *Докл. АН,* **451**(4), 441-445.
36. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. (2011) Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. "*Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосф. плит". Мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием.* Владивосток: Дальнаука, 45-49.
37. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 224 с.
38. Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. (2015) Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов Западно-Магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение. *Минералогия,*(3), 45-61.
39. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2011) Роль и влияние мантийных и коровых источников режима флюидов на состав и металлогеническую специализацию (Au, W, Bi, Mo и др.) длительно формирующихся окраинно-континентальных гранитоидных плутонов Среднего и Южного Урала. "*Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосф. плит": Мат-лы Всерос. Конф. с междунар. участием*. Владивосток: Дальнаука, 383-386.
40. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С. (2009)

Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.). *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества,* (6), 124-142.

41. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д.Н. (2013) Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) в эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны. *Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН.* Вып. 160, 167-175.
42. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 203 с.
43. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos,* (81), 209-233.

Carboniferous-Permian magmatism and associated mineralization (Magnitogorsk and East Uralian megazones Southern Urals)

D. N. Salikhov*, V. V. Holodnov, T. A. Osipova**, I. R. Rakhimov***

**Institute of Geology, Ufa Scientific Centre, of RAS*
***Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The South-Ural accretion-collision fold belt began to form at the final stage of the island-arc development of the Urals. This process correlates in time with the Famennian and Early Tournasian. During the Carboniferous, the subsequent inversion from the island-arc tectono-geodynamic regime to the accretion-collision and transformed shear-riftogenous ones resulted in a considerable increase in diversified magmatic products. We can observe an intricate spatial and temporal combination of magmatic complexes differing in primary sources and genesis of mantle, mantle-crust and essentially crust anatectic magmatic complexes. The existence of the intraplate-type mantle series is associated with the destruction of the subducting oceanic plate and the rise of hot astenospheric diaper plumes up to the basement of the newly-formed lithosphere. The intrusive gabbro-granite magmatism of that time corresponds to the highest chlorine content and the formation of large-scale magnetite skarn mineralization. Along with the intraplate-type magmatic associations and rock series with intermediate features, this geodynamic setting is also characterized by a considerable amount of mantle-crust granitoids of the gabbro-tonalite-granodiorite-granite (GTGG) type formed with multiple manifestations of supra-subduction and crust (lowermost) anatectic processes. For these stages in the formation of the Hercynian South-Ural orogen, we have established a number of tectono-magmatic stages characterizing the magmatism of such tectonic events that accompanied the attachment of the Magnitogorsk Palaeo Arc and the eastward heterogeneous accretion assemblage to the margin of the East European Plate. Another goal of this paper is to typify the Permian granitoid magmatism, where mantle-crust gabbro-montzodiorite-granite latitic (282-274 Ma) and crust-palingenous granitic (290-276 Ma) and leucogranites (275-260 Ma) series were synchronously formed.

Key words: *intraplate magmatism, mantle-crust magmatism, anatectic granitisation, gold-quartz mineralisation, iron-ore miniralisaton, orogen, subduction, accretion, collision.*

REFERENCES

1. Bogatikov O.A., Rjabchikov I.D., Kononova V.A. (1991) *Lamproity*. [Lamproites]. Moscow: Nauka Publ., 302 p. (In Russian)
2. Bogatov V.I., Shatagin K.N., Chaplygina N.L. (2000) Sources of collisional granitoids northern Magnitogorsk depression.“*Kollizionnaja stadija razvitija podvizhnykh pojasov*”. *Trudy VI conferentsii “Chtenija A.N. Zavaritskogo*” [“Collisional stage of the development of mobile belts” VI Scientific conference “A.N. Zavaritskii reading”]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 11-12. (In Russian)
3. Gorozhanin V.M. (1998) Primary isotopic composition of strontium in magmatic complexes of the Southern Urals. *Magmatizm i geodinamika* [Magmatism and Geodynamics]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 98-108. (In Russian)
4. Zharikov V.A. (1996) Some aspects of the problem of granite genesis. *Vestn. Mosk. Univ. Ser.4. Geol*., (4), 3-12. (In Russian)
5. Znamenskij S.E. (2009) *Strukturnye uslovija formirovanija kollizionnykh mestorozhdenij zolota vostochnogo sclona Yuzhnogo Urala* [Structural conditions of formation of collision gold deposits of east slope of Southern Urals]. Ufa: Gilem Publ., 348 p. (In Russian)
6. Ivanov K.S. (1998) *Osnovnye cherty geologicheskoj istorii (1.6–0.2 mlrd. let) i stroenija Urala*. Diss. dokt. geol.-min. nauk [The main features of geological history (1.6–0.2 Ga) and structure of the Urals Dr. geol. and min. sci. diss.] Ekaterinburg, 252 p. (In Russian)
7. Kallistov G.M. (2011) *Petrologija granitoidov Cheljabinskogo massiva*: Avtoreferat dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology of Chelyabinsk granitoid massif.

Abstract Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, 23 p. (In Russian)
8. Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2006) Zircons from igneous rocks Tagil and Magnitogorsk zones as the basis of their age and the correlation ratio. *Ezhegodnik-2005*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 276-283. (In Russian)
9. Kruk N.N., Simanenko V.P., Gvozdev V.I., Golozubov V.V., Kovach V.P., Serov P.A., Holodnov V.V., Moskalenko E.Yu. Kujbida M.L. (2014). Geochemical characteristics and sources melts Early Cretaceous granitoid terrane Samarka (Sikhote-Alin'). *Geol. Geofiz.,* **55**(2), 276-302. (In Russian)
10. L'vov B.K. (1965) *Petrologija, mineralogija i geokhimija granitoidov Kochkarskogo rajona (Yuzhnyj Ural)* [Petrology, mineralogy and geochemistry of granitoids Kochkarsk district (Southern Urals)]. Leningrad: Leningrad St. Univ. Publ.,146 p. (In Russian)
11. Mosejchuk V.M., Surin T.N. (1998) *Famen-turnnejskaja bazal't-pikritovaja (Sara-Tyubinskaja) tolshcha Vostochno-Magnitogorskoj zony Yuzhnogo Urala: geologija, geohimija, mineralogija i petrogenezis* [Famenian-Tournasian basalt-picrite (Sarah-Tube) strata of the East Magnitogorsk Zone of the Southern Urals: geology, geochemistry, mineralogy and petrogenesis]. Ufa: UNTs RAN Publ., 112 p. (In Russian)
12. Moseychuk V.M., Surin T.N., Kashin L.V. (1997) On the genesis of the Lower Paleozoic sediments Dzhabyk-Suunduk subzone. *"Magmatism, metamorphism i glubinnoe stroenie Urala" TrudyVI Ural'skogo Petrograficheskogo soveshchanija* [Magmatism, metamorphism and deep structure of the Urals. Proc.:6-th Urals petrographic meeting]. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 147-150. (In Russian)
13. Mosejchuk V.M., Surin T.N., Jarkova A.V., Kashina L.V. (1995) *Magnitogorskoe rudnoe pole. Putevoditel' geologicheskoj ekskursii po osnovnym mestorozhdenijam Magnitogorskogo rudnogo polja* [Magnitogorsk ore field. Review of geological tour of the main deposits of Magnitogorsk ore field]. Ufa: UNTs RAN Publ., 24 p. (In Russian)
14. Ovchinnikov L.N. (1963) A review of the absolute age of geological formations of the Urals. "*Magmatizm, metmorfizm i metallogenija Urala*". Trudy *Pervogo Ural'skogo petrograficheskogo soveshchanija* ["Magmgtism, metamorphism and metallogeny of the Urals." Proc. 1-st Urals Petrograf. conference]. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 57-82. (In Russian)
15. Ovchinnikov L.N., Stepanov A.I., Krasnobaev A.A., Dunaev V.A. (1969) A review of the absolute age of geological formations of the Urals. "*Magmatizm, metmorfizm i metallogenija Urala*". Trudy *Vtorogo Ural'skogo petrograficheskogo soveshchanija* ["Magmgtism, metamorphism and metallogeny of the Urals" Proc. 2-ndt Urals Petrograf. conference]. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 173-204. (In Russian)
16. Osipova T.A., Tevelev Al.V., Popov V.S., Beljatskij B.V. (2008) Sm-Nd and Rb-Sr age of gabbroic rocks in Dzhabyk batholith (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **418**(5), 670-675. (In Russian)
17. Perepelov A.B. (2014) *Kajnozojskij magmatizm Kamchatki na etapakh smeny geodinamicheskikh obstanovok*. Avtoref. dis. dokt. geol.-min. nauk [Cenozoic magmatism of Kamchatka at the stages of change of geodynamic environments. Abstr. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Irkutsk, 41 p. (In Russian)
18. Popov V.S., Bogatov V.I., Zhuravlev D.Z. (2003) Sources of granitic magmas and the formation of the crust of the Middle and Southern Urals: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data. *Petrologiya,* **10**(4), 389-410. (In Russian)
19. Pribavkin S.V., Ronkin Yu.L., Travin A.V., Ponomarchuk V.A. (2007) New data on the age-lamproite lamprophyre magmatism. *Dokl. Akad. Nauk*., **412**(5), 682-684. (In Russian)
20. Puchkov V.N. (2010) *Geologija Urala i Priural'ja (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Ural region (current questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizajnPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
21. Puchkov V.N., Rapoport M.S., Fershtater G.B., Anan'eva E.M. (1986) [Tectonic control of the Paleozoic granite magmatism in the eastern slope of the Urals] *.Issledovanija po petrologii i metallogenii Yuzhnogo Urala* [Research on the petrology and metallogeny of the Southern Urals]. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 85-95. (In Russian)
22. Rahimov I.R., Salihov D.N., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Holodnov V.V. (2014). Bashkirian Sr-Nd-age final stage of collision magmatism West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*., **457**(4), 445-450. (In Russian)
23. Ronkin Yu.L., Semenov I.V., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006) Intrusions of Magnitogorsk Early Carboniferous rift structure: Sr-Nd isotopic constraints. *Ezhegodnik-2005.* Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 314-318. (In Russian)
24. Salihov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N., Ernest R., Sederlund U., Kamo S., Rahimov I.R., Holodnov V.V. (2012) Nnickel-bearing intrusive complex in the southern Urals *Litosfera,* (6), 66-72. (In Russian)
25. Salihov D.N., Berdnikov P.G. (1985) *Magmatizm i orudenenie pozdnego paleozoja Magnitogorskogo megasinclinorija* [Magmatism and mineralization in the Late Paleozoic Magnitogorsk megasynklinorium]. Ufa: BFAN Publ., 96 p. (In Russian)
26. Salihov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) *Intruzivnyj magmatizm i geodinamika verkhnego devona–nizhnego karbona Magnitogorskogo megasinclinorija (Yuzhnyj Ural)* [Intrusive magmatism and geodynamics of the Upper Devonian-Lower Carboniferous in Magnitogorsk megasinklinorium]. Ufa: IG UNTs RAN Publ., 142 s. (In Russian)
27. Salihov D.N., Mosejchuk V.M., Puchkov V.N., Holodnov V.V., Andreichev V.L., Bajanova T.B. (2013) The Age of alkaline granitoids Magnitogorsk gabbro-granite series. *Litosfera,* (5), 165-171. (In Russian)
28. Salihov D.N., Mosejchuk V.M., Holodnov V.V., Rahimov I.R. (2014). Carboniferous volcano-intrusive magmatism Magnitogorsk-Bogdanovka graben in the light of new geological and geochemical data. *Litosfera,* (5), 33-56. (In Russian)
29. Surin T.N. (1997) *Triasovye lamproitoidy i lamprofiry (kalymbaevskij kompleks) Vostochno-Magnitogorskoj zony Yuzhnogo Urala.*[Triassic lamproitoides and lamprophyres (Kalymbaev complex) East Magnitogorsk Zone of the Southern Urals]. Miass: Geotur Publ., 310 p. (In Russian)

30. Surin T.N., Mosejchuk V.M. (1997) *Geodinamicheskoe razvitie Magnitogorskogo paleovulkanicheskogo pojasa (Yuzhnyj Ural)*. [Geodynamic development Magnitogorsk paleovolcanic belt (Southern Urals)]. Miass: Geotur Publ., 310 p. (In Russian)
31. Tevelev A.V., Kosheleva I.A. (2002) *Geologicheskoe stroenie i istorija razvitija Yuzhnogo Urala (Vostochno-Ural'skoe podnjatie i Zaural'e)* [The geological structure and history of the Southern Urals (East Ural uplift and Trans-Urals)]. Moscow: Mosc. St. Univ. Publ., 123 p. (In Russian)
32. Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Popov V.S., Kuznetsov I.E., Osipova T.A., Pravikova N.V., Gustova A.S. (2006) *Paleozoidy zony sochlenenija Vostochnogo Urala i Zaural'ja* [Paleozoides of Eastern Urals and Trans-Urals junction zone]. Moscow: Geology faculty Mosc. St. Univ. Publ., 300 p. (In Russian)
33. Fershtater G.B. (2013) *Paleozojskij intruzivnyj magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 368 p. (In Russian)
34. Fershtater G.B., Holodnov V.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Pushkarev E.V., Shardakova G.Yu., Zin'kova E.A., Osipova T.A., Pribavkin S.V., Samarkin G.I., Samarkina E.Ja., Bocharnikova T.D. (2007) Intrusive magmatism in different stages of development of the Middle and Southern Urals: Petrology, geochemistry, isotopic age, geodynamic interpretation. *Geologija Urala i sopredel'nykh territori* [The geology of the Urals and adjacent territories]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 98-124. (In Russian)
35. Hanchuk A.I., Kruk N.N., Golozubov V.V., Kovach V.P., Serov P.A., Holodnov V.V., Gvozdev V.I., Kasatkin S.A. (2013) The nature of the continental crust of the Sikhote-Alin' (according to the isotopic composition of Nd in the rocks of the Southern Primorye). *Dokl. Akad. Nauk*., **451**(4), 441-445. (In Russian)
36. Hanchuk A.I., Martynov Yu.A. (2011). Tectonics and magmatism slipping borders the oceanic and continental lithosphere plates "*Geoogicheskie protsessy v obstanovkakh subduktsii, kollizii i skol'zhenija litosfernykh plit*" *Materialy Vserossiiskoj Konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem* ["Geological processes in environments subduction, collision and slip lithos- phere. plates": Materials of All-Russia Conference with international participation]. Vladivostok: Dal'nauka, 45-49. (In Russian)
37. Holodnov V.V., Bushljakov I.N. (2002) *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [The halogens in the endogenous mineralization]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 224 p. (In Russian)
38. Holodnov V.V., Salikhov D.N., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Rakhimov I.R. (2015) The role of halogens and sulfur in apatites for the evaluation of potential ore-bearing Late -Paleozoic gabbroids on the Cu-Ni, Fe-Ti and Au mineralization of West Magnitogorsk zone (South Urals). *Mineralogy*, (3), 45-61. (In Russian).
39. Holodnov V.V., Shagalov E.S. (2011). The role and influence of mantle and crustal sources of the fluid regime on composition and metallogenic specialization (Au, W, Bi, Mo and others.) of long formed continental margin granitoid plutons in Middle and Southern Urals. "*Geoogicheskie protsessy v obstanovkakh subduktsii, kollizii i skol'zhenija litosfernykh plit" Materialy Vserossiiskoj Konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem* ["Geological processes in environments subduction, collision and slip lithosphere. plates": Materials of All-Russia Conference with international participation]. Vladivostok: Dal'nauka, 383-386. (In Russian)
40. Holodnov V.V., Shagalov E.S., Borodina N.S. (2009) Granitoid magmatism of northern Magnitogorsk megazone: petrogenesis, geochemistry and metallogenic evolution (Au, Mo, W et al.). *Vestn. Ural. Otdel. Rossijskogo mineralogicheskogo obshchestva,* (6), 124-142. (In Russian)
41. Holodnov V.V., Shagalov E.S., Konovalova E.V., Zamjatin D.A., Salihov D.N. (2013). Fluid-mineralizers elements (halogens and sulfur) in the evolution of the composition and potentially mineralized large Ahunovo-Petropavlovsk area of orogenic granitoid magmatism in the north of Magnitogorsk megazone. *Ezhegodnik-2012*. *Trudy IGG UrO RAN*. V. 160 [Yearbook-2012. Proc. IGG UB RAS. V. 160], 167-175. (In Russian)
42. Jazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) *Geologija i geodinamika Yuzhnogo Urala* [Geology and geodynamics of the Southern Urals]. Ekaterinburg: UrO RAN Publ., 203 p. (In Russian)
43. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina J.F. (2005) Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos,* **81**, 209-233.