

Палеовулканизм восточной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петрология, геохимия и перспективы золотоносности

Рассмотрены геолого-петрографические и петрогеохимические особенности вулканических пород Гумбейской зоны на Южном Урале, являющейся фронтальной восточной прибортовой частью Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Вулканиты объединены в гумбейскую вулканическую ассоциацию. Показано, что она представлена непрерывной гомодромной серией базальт–андезит–дацит–риодацит. Особенности состава вулкаников позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии, а точнее к образованиям «развитых» островных дуг. Сделан вывод о том, что главным процессом, определяющим облик и состав единой петрогенетической серии пород гумбейской ассоциации, является фракционная кристаллизация родоначальных базальтовых расплавов в глубинных, а затем – в приповерхностных периферических очагах. Гравитационная дифференциация также осуществлялась *in situ* при становлении отдельных магматических тел. Принципиальное сходство ассоциирующихся с вулканиками золото-серебряных месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг позволяет сделать заключение о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение. Выделены два прогнозируемых рудных поля.

Ключевые слова: Южный Урал, Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, гумбейская вулканическая ассоциация, гомодромная серия, островодужная известково-щелочная серия, фракционная кристаллизация, гравитационная дифференциация, золото-серебряные месторождения, прогнозируемые рудные поля.

СУРИН ТИМОФЕЙ НИКОЛАЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом, Timofey_Surin@vsegei.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург

Paleovolcanism of the eastern Magnitogorsk megazone, Southern Urals: Petrology, geochemistry, and gold-bearing perspectives

T. N. SURIN

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg

The geological-petrographic and petrogeochemical features of volcanic rocks are considered of the Gumbeika zone in the Southern Urals, that is the frontal easternmost portion of the East Magnitogorsk paleo-island arc. The volcanites are united into the Gumbeika volcanic association. The association is shown to be represented by the basalt–andesite–dacite–rhyodacite “uninterrupted” homodrom igneous series. The compositional features of the volcanics allow confident assigning them to the island-arc calc-alkaline series, or more precisely, to formations of “developed” island arcs. It is concluded that the main process that determines the general appearance and composition of the unified petrogenetic series of rocks of the Gumbeika association was the fractional crystallization of the parental basaltic melts in deep-seated chambers and, then, in near-surface peripheral ones. The emplacement of some of the magmatic bodies was also accompanied by *in situ* gravitational differentiation. The general similarity of the volcanics-associated gold-silver deposits with the analogs within recent island arcs allows us to suggest a great perspectives for gold-silver mineralization throughout the Gumbeika zone. Two forecasted ore fields have been identified.

Key words: Southern Urals, East Magnitogorsk paleo-island arc, Gumbeika volcanic association, homodrom igneous series, island-arc calc-alkaline series, fractional crystallization, gravitational differentiation, gold-silver deposits, forecasted ore fields.

Магнитогорская мегазона, по современным представлениям, является северной частью крупнейшей на Урале и важнейшей в металлогеническом отношении Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя состоит, по мнению ряда исследователей, из двух субпараллельных островных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской) с разделяющим их междуговым бассейном [26, 27]. Уфимские геологи более обоснованной считают модель, в которой Западно- и Восточно-Магнитогорские зоны рассматриваются в качестве фрагментов одной палеоостровной дуги, разделённых карамалыташским внутридуговым спрединговым бассейном [10].

Крайняя восточная прибортовая часть Магнитогорской мегазоны представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении более чем на 300 км вулканическую палеогряду, отождествляемую с Гумбейской структурно-формационной зоной и сложенную специфическими образованиями, охарактеризованными ниже. Она является фронтальной частью Восточно-Магнитогорской палеодуги и с востока ограничена шовной Уйско-Кацбахской зоной, трассируемой многочисленными телами альпинотипных гипербазитов [21]. На западе она граничит с крупнейшей на Южном Урале колчеданосной Учалино-Александринской зоной (рис. 1). Слагающие зону вулканы объединены нами в гумбейскую вулканическую ассоциацию [16, 17]. До недавнего времени считалось, что они являются возрастными и формационными аналогами раннеэйфельского ирендыкского комплекса, развитого в Западно-Магнитогорской островной дуге [29]. Петролого-геохимическое изучение вулканических комплексов ирендыкского комплекса показало, что они большей частью по своим параметрам соответствуют образованиям известково-щелочной серии примитивных, или «юных» островных дуг [3]. В результате проведения геологосъёмочных работ в Гумбейской зоне доказано, что слагающие её вулканы имеют более молодой возраст, соответствующий лангурскому горизонту эйфельского яруса и живетскому ярусу (живетскому ярусу, по уральской схеме 1980 г.), то есть являются синхронными с колчеданосными вулканическими Учалино-Александринской зоны [14].

Уже первые результаты петролого-геохимического изучения вулканических Гумбейской зоны позволили уверенно заключить, что они не являются

аналогами пород ирендыкского комплекса и сформировались в условиях, более соответствующих «развитым» островным дугам [21, 31]. Этот вопрос весьма важен для понимания магматической эволюции и геодинамики развития всего Южного Урала. Изучение вулканических Гумбейской зоны представляет также значительный интерес в связи с тем, что с ними связано формирование весьма своеобразных и нетипичных для Урала золото-серебряных руд (месторождения Куросанского рудного поля).

В составе гумбейской ассоциации выделяются: собственно гумбейская эйфельско-живетская вулканическая толща с комагматическими жерловыми и субвулканическими образованиями, а также на ряде участков перекрывающая её позднеживетско-раннефранская новобуранная свита, сложенная главным образом туфогенно-осадочными породами [14, 16, 17]. Гумбейская толща представлена порфиристыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми базальтами, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, реже туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, яшмами, изредка отмечаются прослои радиоляритов, а в верхах толщи изредка отмечаются дациты, риодациты или их туфы. Мощность толщи с учётом геофизических данных составляет от 1300 до 4400 м. Нижний контакт толщи – тектонический. Граничит она с раннедевонской киембаевской свитой. В самой гумбейской свите эйфельские конодонты найдены в средней части разреза. Поскольку в нижней её части никакого перерыва в вулканизме не было, логично предположить их разновозрастность. Жерловые образования представлены лавобрекчиями и кластолавами базальтов и андезибазальтов или, гораздо реже, экструзиями или жерловыми фациями (типа некков) дацитов и риодацитов. Субвулканические образования представлены дайками разнообразного состава: от базальтов до дацитов и риодацитов. Новобуранная свита состоит из ритмичной толщи полимиктовых конгломератобрекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями туффитов дацитов и риодацитов, реже – кремнистых пород. Обломочный материал представлен главным образом переотложенной кислой пирокластикой переменного (от андезитов до риолитов) состава. В южной части Гумбейской подзоны в составе свиты также выявлены маломощные

эффузивные образования кислого состава. Мощность свиты варьирует в пределах 150–400 м.

Сравнение петрогеохимических особенностей андезитов и кислых пород гумбейской толщи и новобуранной свиты показало их полную идентичность с той лишь разницей, что в целом для новобуранной свиты характерны более кислые образо-

вания [16, 17], поэтому, с петрологической точки зрения, необходимо рассматривать всю совокупность магматических пород гумбейской ассоциации как единую в генетическом отношении.

Тип вулканизма в Гумбейской зоне – отчётливо проявленный центральный. Коэффициент эксплозивности составляет около 40%. Среди продуктов

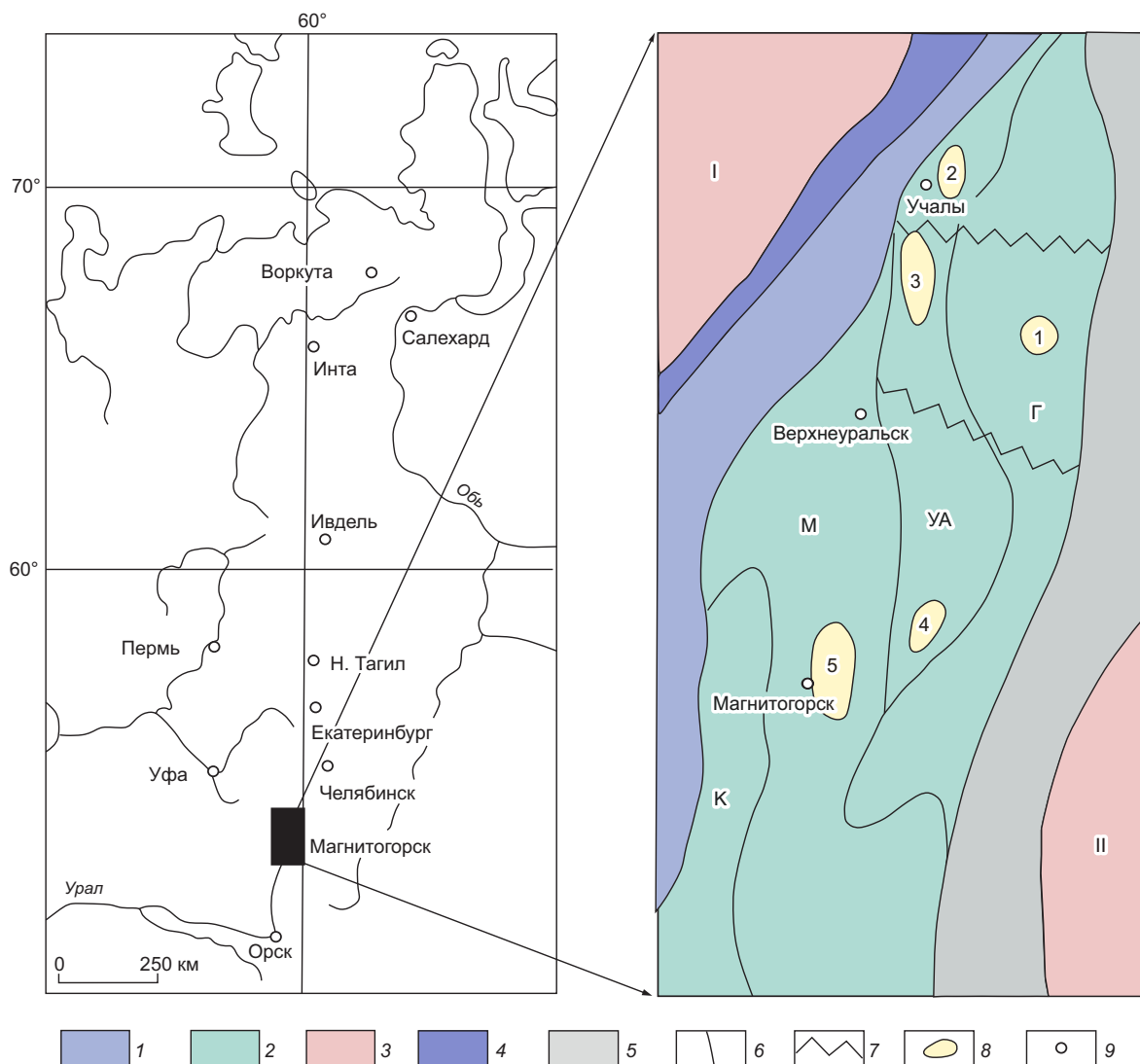


Рис. 1. Месторасположение и структурно-формационное районирование северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги:

1 – образования Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги и междугового бассейна; 2 – структурно-формационные зоны Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, М – Магнитогорская, К – Кизильская); 3 – сопредельные структуры 1-го порядка: Центрально-Уральское (I) и Восточно-Уральское (II) поднятия; 4–5 – крупнейшие сутурные зоны: 4 – Главная Уральская и 5 – Уйско-Кацбахская (5); 6 – границы зон; 7 – зоны поперечных дислокаций; 8 – крупнейшие рудные поля (1 – Куросанское золото-серебруродное, 2–4 – медно-цинковоколчеданные: 2 – Учалинское, 3 – Узельгинское, 4 – Александринское, 5 – Магнитогорское железорудное); 9 – крупные города

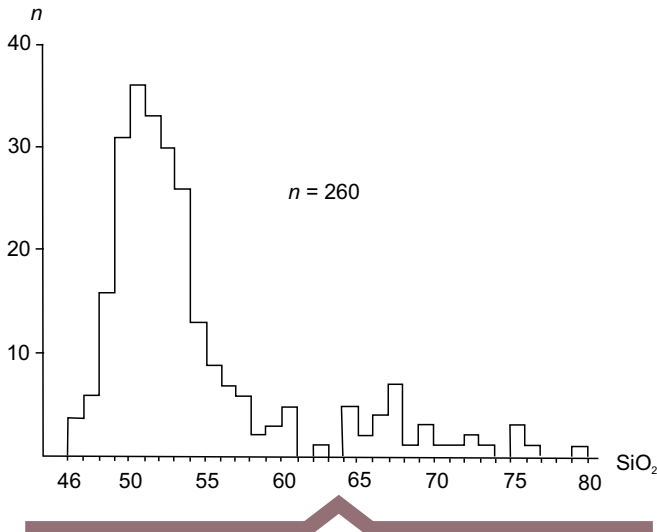


Рис. 2. Гистограмма распределения кремнезёма в вулканиках гумбейской ассоциации (n – число определений)

извержений присутствуют как туфы различной размерности, так и многочисленные лавовые потоки различной мощности (от 1 до 20 м). Тип извержений, по-видимому, был близок к стромболианскому. Значительное увеличение мощности вулкаников вблизи построек позволяет предположить, что вулканы по форме были близки к щитовым. На поздней стадии развития зоны, во время затухания вулканизма, возникали отдельные вулканические постройки, с гидротермальной деятельностью которых связано формирование золото-серебряных руд. В целом же эволюция вулканизма в Гумбейской зоне обнаруживает отчётливо проявленную гомодромную направленность, что выражается в наличии среди поздних по времени дифференциатов отдельных тел андезитов, дацитов и риодацитов.

Петрофонд гумбейской ассоциации представлен (в %): базальтами – 60, андезибазальтами – 21, андезитами – 6,5, дацитами – 7 и более кислыми породами – 5,5 (рис. 2).

Петрографические особенности пород отличаются большим разнообразием. Все разновидности базальтов характеризуются отчётливо проявленными миндалекаменными текстурами и порфировыми структурами. По составу вкрапленников они подразделяются на пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые. Размер вкрапленников варьирует в широких пределах (от 0,5 мм до 0,8 см). Обычно наблюдаются несколько (до 5) генераций вкраплен-

ников. Кристаллизация, очевидно, почти всегда начиналась до достижения расплавами поверхности, причём обычно первым кристаллизующимся минералом был пироксен. Количество вкрапленников сильно варьирует, составляя от 5–7% объёма пород до 25–30% в серийно-порфировых эффузивах. Среди пироксеновых базальтов нередко встречаются двупироксеновые. Ортопироксен образует единичные субидiomорфные выделения размером до 1 мм, обычно со следами коррозии. Он всегда нацело замещён вторичными минералами (баститом, хлоритом, карбонатом) и распознаётся лишь по форме псевдоморфоз. Клинопироксен чаще всего образует отчётливо идиоморфные кристаллы, в серийно-порфировых базальтах наблюдаются многочисленные сростки его с плагиоклазом, а также иногда клинопироксеновые сегрегации из множества (до 50) мелких индивидов. Оливины не обнаружили. Плагиоклаз образует идиоморфные крупные выделения (первая генерация), а также множественные более мелкие лейсты (последующие генерации) и мелкие индивиды в основной массе пород. Нередко можно видеть своеобразные крестообразные плагиоклазовые двойники. Магнетит образует две отчётливые генерации. Первая представлена относительно крупными (до 0,5 мм) вкрапленниками, вторая – мелкой вкрапленностью в основной массе пород. Нередко отмечаются включения раннего магнетита в более поздних по времени кристаллизации минералах (клинопироксене, плагиоклазе). Структуры основной массы варьируют от интерсертальных, гиалопилитовых, микролитовых до почти полнокристаллических диабазовых. Последние характерны для центральных частей мощных лавовых потоков и субвулканических образований. Важно отметить, что даже в небольших по мощности потоках отмечается отчётливо проявленная гравитационная дифференциация, выражающаяся в концентрации клинопироксеновых выделений в нижней и центральной частях отдельных тел, тогда как плагиоклаз, по-видимому, в результате «всплывания» накапливается в прикровельной части потоков. Далее мы рассмотрим химизм этого процесса. В восточной части Гумбейской зоны, а также в отдельных блоках в пределах шовной Уйско-Кацбахской зоны породы подвержены метаморфизму эпидот-актинолитовой ступени, нередко расслаиваются или катаклазированы.

Андезибазальты отличаются от базальтов в целом повышенной ролью плагиоклаза в составе

пород и, соответственно, пониженной ролью клинопироксена, хотя это отношение, естественно, сохраняется далеко не всегда. Иногда в них появляется базальтическая роговая обманка, которая или замещает клинопироксен, или обрастает его со всех сторон. В целом же они весьма схожи в петрографическом отношении с базальтами.

Андезиты по составу породообразующих минералов подразделяются на плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-роговообманково-плагиоклазовые. Структуры, как правило, мелкопорфировые в эффузивах или призматически-зернистые в субвулканических породах. Плагиоклаз составляет до 30% объёма пород, часто около 20%. Как правило, он образует несколько генераций (до 4–5), обычно не менее трёх. Ранняя представлена крупными (1,5–2 мм) лейстами, более поздние – мелкими призмами и микролитами в основной массе. Клинопироксен образует мелкие (до 0,5 мм) идиоморфные выделения, нередко сросшиеся с плагиоклазом. Роговая обманка составляет до 10% объёма пород, обычно 5–7%. В субвулканических породах она выполняет интерстиции между многочисленными зёрнами плагиоклаза в основной массе пород. Изредка в андезитах наблюдаются реликтовые выделения ортопироксена (?) в виде включений в амфиболе, замещённые вторичными минералами. В эффузивных андезитах также иногда отмечается базальтическая роговая обманка, мелкие вкрапленники (до 1 мм) которой составляют около 7% объёма пород. Для всех типов андезитов характерны крупные (до 2 мм) ранние выделения магнетита, много его и в основной массе пород, причём иногда в изрядном количестве. Основная масса в эффузивах обычно микролитовая, пилотакситовая, реже гиалопилитовая (андезитовая).

Дацинты по составу подразделяются на плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и кварцсодержащие роговообманково-плагиоклазовые. Структуры пород обычно мелкопорфировые. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой, причём плагиоклаз обычно в значительной мере преобладает, но иногда отмечаются и обогащённые амфиболом породы. Плагиоклаз образует мелкие (до 2 мм) вкрапленники призматической формы, составляющие 10–15% объёма пород. Роговая обманка представлена удлиненными (до 4–5 мм) кристаллами, составляет обычно не более 5–7% объёма пород. Очень редко в породе наблюдаются реликты клинопиро-

ксена, замещаемого амфиболом. Кварц достаточно редко образует очень мелкие (до 0,5 мм) вкрапленники, причём они, как правило, резорбированы. Вкрапленники магнетита встречаются редко, но достаточно обычна «рудная пыль» в основной массе пород. В лавовых фациях основная масса микролитовая или гиалопилитовая, реже фельзитовая (с вторичным кварцем), очень плохо раскристаллизована. В субвулканических породах она, наоборот, почти полнокристаллическая (призматически-зернистая), причём кварц заполняет интерстиции между выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Очень редко в основной массе пород также наблюдаются весьма мелкие микролиты калиевого полевого шпата. Важная особенность дацитов – наличие в них мелких гомеогенных включений андезитового состава, впрочем, достаточно редких.

Риодациты и риолиты также обычно обладают мелкопорфировой структурой. По составу вкрапленников выделяются плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые разновидности пород. Плагиоклаз образует идиоморфные выделения табличной формы, составляющие до 10% объёма пород. Обычно присутствуют 2–3 генерации вкрапленников, размер их варьирует от 1 до 3 мм. Кварц (если он присутствует) образует единичные хорошо огранённые кристаллы размером до 2 мм характерного тригонально-призматического габитуса. Структуры основной массы в эффузивах обычно фельзитовые, реже гиалопилитовые, иногда с элементами сферолитовой.

Субвулканические и экструзивные образования состоят практически из кварца и плагиоклаза, причём нередко в них наблюдается характерная аллотриоморфнозернистая (то есть образовавшаяся в результате перекристаллизации) структура.

Обычно все породы гумбейской ассоциации в той или иной степени вторично изменены. С образованиями гумбейской ассоциации связана мощная гидротермальная деятельность, приводящая к формированию своеобразных пирит-карбонат-кварц-серицитовых метасоматитов с халцедоном, гидрослюдами и (что очень важно!) адуляром, несущих золото-серебряную минерализацию. На месторождениях Курсанского рудного поля вмещающие породы нередко изменены до неузнаваемости. Тем не менее иногда в них наблюдаются реликтовые миндалекаменные текстуры (рис. 3). По нашим данным, эти метасоматиты представляют собой сильно изменённые («осветлённые»)

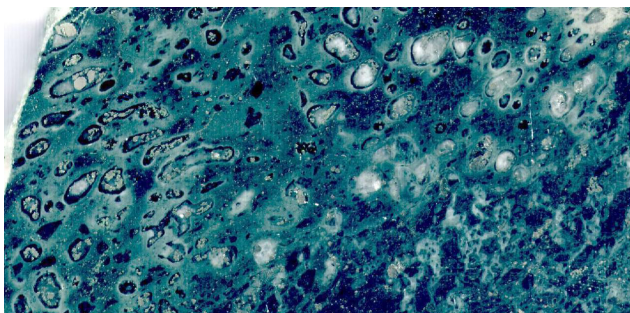


Рис. 3. Миндалекаменная текстура андезибазальта на фланге месторождения Восточный Куросан (скв. 4401, глубина 120 м):

миндалины выполнены хлоритом (чёрное), адуляром (светлое) и пиритом (серое). Хорошо различима зональность миндалин

базальты и андезибазальты, а не дациты, как считается в работе [31]. На возможность совершения подобных ошибок ранее уже указывалось [26].

Средние химические и нормативные составы пород гумбейской ассоциации приведены в табл. 1. Следует обратить внимание на высокую долю полевых шпатов в нормативном составе всех типов пород, при этом содержание анортита постепенно уменьшается, а ортоклаза, наоборот, увеличивается по мере роста кремнезёмистости пород. Нормативный цветовой индекс также закономерно уменьшается в этом же направлении, причём базальты являются оливин-нормативными при высокой доли фаялита в составе нормативного оливина. Андезибазальты являются кварц-нормативными, по мере роста содержания кремнезёма количество нормативного кварца «быстро» увеличивается, достигая очень высокого значения в риолитах. Последние содержат нормативный корунд, то есть пересыщены глинозёмом.

Рассмотрим изменение средних составов пород при помощи ряда известных диаграмм (рис. 4). По соотношению кремнезёма и суммарной щёлочности образования гумбейской ассоциации принадлежат к образованиям нормальной щёлочности, хотя нельзя не отметить близость тренда, образуемого средними составами пород к границе между породами нормального ряда и субщелочными образованиями. По нашим наблюдениям, субщелочные породы – не редкость в Гумбейской подзоне [21], причём можно отметить, что щёлочность пород закономерно возрастает в направле-

нии с севера на юг, что является выражением продольной зональности палеоостроводужной структуры, то есть её удалением в указанном направлении от палеозоны субдукции. Этот факт может свидетельствовать о том, что зона субдукции не была субпараллельна островодужной структуре и в южной части была наиболее удалена от вулканического фронта, чем в северной. Сумма щелочей увеличивается по мере накопления кремнезёма, причём при переходе от средних по составу пород к кислым наблюдается особенно «быстрый» её рост. По соотношению кремнезёма и калия породы в целом являются представителями низкокалиевой известково-щелочной серии, хотя и базальты, и кислые образования близки по содержанию калия к представителям калиевой известково-щелочной серии. С увеличением кислотности пород в них заметно возрастает роль калия в сумме щелочей, но тип щёлочности при этом сохраняется калиево-натриевым. На диаграмме А. Миаширо средние составы пород также образуют отчётливо проявленный «известково-щелочной» тренд, близкий к тренду «гиперстенной» серии Куно. «Медленное» возрастание коэффициента фракционирования по мере роста кремнезёмистости пород также позволяет уверенно отнести вулканы гумбейской ассоциации к образованиям известково-щелочной серии. Степень окисленности железа также в целом закономерно возрастает по мере увеличения содержания кремнезёма, при этом в области риодацитовых составов наблюдается характерный минимум указанной величины, что является, по нашему мнению, ясным указанием на мощную дегазацию расплава. Возможно, именно с последним процессом связано формирование гидротермально-метасоматических изменений и золото-серебряной минерализации Куросанского рудного поля. Повышение калиевости по отношению к натриевости вместе со снижением кальциевости пород также является выражением типичного боуэновского пути дифференциации. Именно повышенная калиевость отличает кислые вулканы гумбейской ассоциации от аналогичных по кремнезёмистости колчеданосных вулканитов Учалино-Александринской зоны, поскольку последние имеют отчётливо натриевый тип щёлочности и являются по существу вулканическими аналогами трондьемитов [22]. Содержание глинозёма от базальтов к андезибазальтам несколько повышается, а в дальнейшем с увеличением кислотности пород неуклонно

понижается (см. рис. 4), что является результатом пироксенового фракционирования на начальном этапе эволюции исходного расплава, и плагиоклазового – на дальнейших этапах. Это подтверждается изучением петрографических особенностей пород. Содержание титана постепенно уменьшается в ряду от базальтов до риолитов, что типично

именно для островодужных известково-щелочных серий.

Выше уже отмечалось, что в отдельных случаях в эффузивных потоках отмечается отчётливо проявленная гравитационная дифференциация с обогащением нижних частей потоков пироксеном и, соответственно, верхних частей – плагиоклазом.

1. Средние химические и нормативные составы вулканитов гумбейской вулканической ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,395	54,429	58,975	65,224	68,124	74,367
TiO ₂	0,851	0,823	0,777	0,660	0,583	0,282
Al ₂ O ₃	16,387	16,750	16,466	15,061	14,716	12,646
Fe ₂ O ₃	4,009	3,683	3,164	2,860	1,961	1,379
FeO	6,568	5,808	4,432	3,426	2,831	1,598
MnO	0,160	0,145	0,120	0,140	0,096	0,047
MgO	7,274	5,463	4,039	1,922	1,511	0,847
CaO	10,078	7,731	6,782	3,538	3,030	1,237
Na ₂ O	2,854	3,703	3,894	4,622	4,477	4,210
K ₂ O	1,197	1,233	1,155	2,305	2,488	3,309
P ₂ O ₅	0,229	0,232	0,196	0,242	0,182	0,079
Q	0,000	3,601	11,668	18,867	23,301	32,879
C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,078
Or	7,074	7,287	6,826	13,622	14,703	19,555
Ab	24,150	31,334	32,950	39,111	37,884	35,624
An	28,364	25,438	24,036	13,539	12,708	5,620
Di	16,226	9,217	6,719	1,983	0,929	0,000
Hy	11,782	15,682	11,282	6,918	6,102	3,527
Ol	4,445	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mt	5,813	5,340	4,588	4,147	2,843	1,999
Ilm	1,616	1,563	1,476	1,253	1,107	0,536
Ap	0,530	0,537	0,454	0,560	0,421	0,183
№ pl	54,013	44,807	42,179	25,715	25,119	13,626
Wo (Di)	8,406	4,759	3,477	1,015	0,473	0,000
En (Di)	5,500	3,012	2,246	0,588	0,261	0,000
Fs (Di)	2,320	1,446	0,997	0,380	0,194	0,000
En (Hy)	8,287	10,595	7,814	4,200	3,502	2,110
Fs (Hy)	3,495	5,087	3,468	2,718	2,600	1,417
Fo (Ol)	3,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fa (Ol)	1,411	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n	156	55	17	11	11	10

Примечание. 1–6 – породы: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты, 6 – риолиты; n – число анализов. Анализы пересчитаны на безводную основу; нормативные минералы: Q – кварц, C – корунд, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Di – диопсид, Hy – гиперстен, Ol – оливин, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Fo – форстерит, Fa – фаялит, № pl – номер нормативного плагиоклаза. Петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУГП «Челябинскгеосъемка» (г. Челябинск); отдельные образцы также анализировались рентгено-спектральным методом на СРМ-18 (оксиды, кроме Na₂O и п.п.п., определявшихся химическим анализом) в лаборатории института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

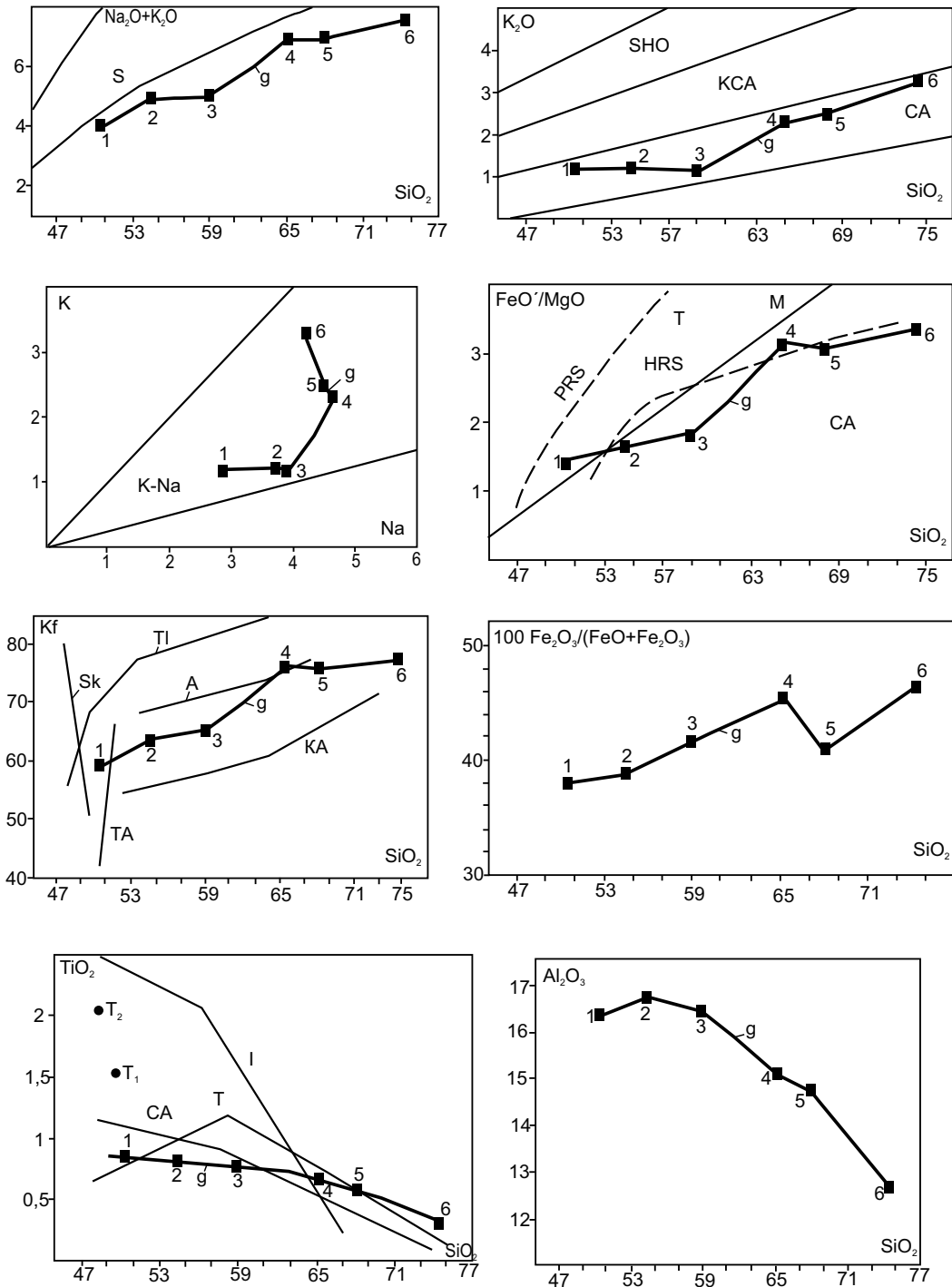


Рис. 4. Вариационные бинарные диаграммы для средних составов вулканитов гумбейской ассоциации:

номера у квадратиков соответствуют номерам составов в табл. 1; поля составов: субщелочных пород (S), шошонитовых (SHO), калиевых известково-щелочных (KCA), известково-щелочных (CA), толеитовых (T), калиевых (K), калиево-натриевых (K-Na) и натриевых (Na) серий; тренды: g – гумбейской вулканической ассоциации, PRS и HRS – соответственно пижонитовой и гиперстеновой серий Японии [38], Sk – интрузии Скергаард, T1 – вулкана Тингмули (Исландия), TA – толеитовой серии Алеутской островной дуги, A – андезитовой серии Анд, KA – известково-щелочной серии Каскадных гор, I – толеитовой серии Исландии, T и CA – соответственно толеитовой и известково-щелочной островодужных серий [12, 37]; точки средних составов базальтов океанов (T₁) и океанических островов (T₂) [12]

Имеющиеся данные (табл. 2) позволяют рассмотреть химизм этого процесса. В разрезе по скважине № 2, пробуренной в южной части Гумбейской подзоны, изучено четыре потока (назовём их условно А, В, С и D), в которых химизм пород обнаруживает чётко проявленную зависимость от их петрографических особенностей, а последние, в свою очередь, сильно меняются от положения, занимаемого породой в разрезе конкретного потока. Во всех изученных потоках снизу вверх существенно возрастает содержание кремнезёма, щелочей и фосфора, причём состав пород меняется от базальтов до лейкобазальтов (А), от базальтов до андезитов (В), от базальтов до лейкоандезибазальтов (С), от андезибазальтов до андезитов (D). Содержание натрия в потоках А и В возрастает в 10 и более раз, в потоке С – почти в 5 раз, а в потоке D – почти в 2 раза. Почти та-

кие же пропорции соблюдаются и для калия, причём андезиты из прикровельной части потока В по суммарному содержанию щелочей приближаются к субщелочным образованиям. Титанистость пород несколько возрастает в этом же направлении, за исключением андезитового потока D, в котором она практически остаётся неизменной. Глинозём концентрируется в верхних частях потоков (вместе с плагиоклазом), причём на примере потоков В и С можно видеть, что состав пород при этом изменяется от низко- до высокоглинозёмистого. В андезитовом потоке D глинозёмистость пород почти не изменяется, что соответствует их петрографическим особенностям, свидетельствующим об изменении химизма пород главным образом за счёт отсадки пироксенов, а не аккумуляции плагиоклаза. Железистость пород существенно понижается по разрезу снизу вверх, причём

2. Изменение химизма эффузивов гумбейской толщи в отдельных потоках (разрез по скважине № 2, Амамбайский участок)

Компоненты	Потоки								
	А		В		С		D		
	Глубина								
	118,5	119,5	183,5	186,0	228,0	231,0	266,5	267,5	277,0
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	51,919	49,136	60,952	52,166	55,335	48,270	58,876	57,955	55,483
TiO ₂	0,622	0,613	0,545	0,349	0,680	0,643	0,722	0,753	0,741
Al ₂ O ₃	18,714	15,047	18,532	10,346	17,615	11,283	17,920	16,727	18,057
Fe ₂ O ₃	2,551	2,231	3,227	2,019	3,107	4,854	2,458	3,755	2,942
FeO	6,538	8,098	2,395	9,386	3,588	8,882	2,762	2,800	3,736
MnO	0,182	0,223	0,062	0,316	0,136	0,236	0,063	0,085	0,116
MgO	6,527	11,255	2,940	14,177	6,841	14,283	4,289	4,985	7,144
CaO	7,053	12,850	4,646	10,608	8,619	10,575	6,026	8,432	8,002
Na ₂ O	4,930	0,335	5,386	0,458	3,619	0,782	6,078	3,924	3,313
K ₂ O	0,815	0,067	1,141	0,131	0,324	0,096	0,628	0,424	0,328
P ₂ O ₅	0,150	0,145	0,175	0,044	0,136	0,096	0,178	0,159	0,138

Примечание. 1–9 – породы: 1 – базальт мелкокордкпорфировый пироксен-плагиоклазовый (верхняя часть потока), 2 – базальт крупнообильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 3 – андезит мелкопорфировый плагиоклазовый (верхняя часть потока), 4 – базальт крупнообильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 5 – андезибазальт порфировый пироксен-плагиоклазовый (верхняя часть потока), 6 – базальт обильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 7 – андезит мелкопорфировый плагиоклазовый (самая верхняя часть потока), 8 – андезит мелкообильнопорфировый рогообманково-плагиоклазовый (верхняя часть того же потока), 9 – андезибазальт среднеобильнопорфировый пироксен-плагиоклазовый (нижняя часть того же потока); анализы пересчитаны на безводную основу; петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинеглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск).

в потоках В и С она понижается в два с лишним раза. В потоке D железистость остаётся постоянной, лишь в верхней «закалочной» части несколько понижается. Важная особенность химизма – существенное повышение степени окисленности железа снизу вверх по разрезу всех потоков, что, по нашему мнению, является ясным свидетельством накопления летучих в верхней части изученных тел. По-видимому, эволюция расплава происходила в условиях, близких к «закрытой» системе. Поведение марганца аналогично поведению железа. Содержание магния во всех случаях значительно уменьшается от нижних к верхним частям потоков, причём в потоке В оно снижается почти в 5 раз. Кальций ведёт себя также, как железо и магний, то есть накапливается главным образом в нижних частях эффузивных потоков, притом его поведение «зеркально» противоположно поведению щелочей. Таким образом, даже в пределах небольших по мощности магматических тел химизм пород меняется существенным образом, поэтому охарактеризованные выше средние составы пород отражают лишь общие тенденции эволюции магматических расплавов в очагах, тогда как непосредственно после их извержения на поверхность или внедрения в верхние горизонты коры дифференциация продолжается *in situ*.

Геохимическая характеристика вулканитов гумбейской ассоциации приведена в табл. 3. Общий спектр микроэлементного состава пород характеризуется спайдер-диаграммой (рис. 5), на которой хорошо видно, что в целом вулканиты гумбейской ассоциации характеризуются весьма заметной по отношению к базальтам типа N-MORB обогащённостью крупноионными литофилами и в меньшей степени обогащённостью элементами с высокозарядными ионами. Характерная черта почти всех графиков – чётко выраженные ниобиевый и титановый минимумы, что является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок [2, 4, 18, 27, 34, 39 и др.]. Базальты обнаруживают некоторое обогащение цирконием и иттрием, в андезибазальтах их содержание заметно понижено, а в андезитах и дацитах вновь наблюдается повышение концентраций этих элементов. В целом их поведение обнаруживает прямую корреляцию с изменением K_2O/Na_2O , то есть типом щёлочности. Точно такое же поведение этой пары элементов обнаружено в известково-щелочных образованиях из некоторых вулканов Курильской островной дуги, что обусловлено фракционированием циркона на одной из ранних стадий эволюции исходного расплава [24]. Вот почему

3. Геохимическая характеристика пород гумбейской вулканической ассоциации

Элементы	1	2	3	4	5
Rb	34,3	29,4	33,8	39,7	34,7
Sr	472,8	433,7	495,0	311,3	240,0
Ba	140	160	250	205	–
Cr	208,6	162,6	69,3	70,7	–
Ni	91,1	70,8	11,7	5,0	–
Co	52,3	33,8	20,0	8,0	–
V	526,0	393,4	325,3	83,3	–
Zr	117,7	70,6	134,3	279,5	–
Y	34,5	19,8	36,7	50,0	–
Nb	9,7	9,6	10,0	5,0	–
<i>n</i>	35	10	4	3	3

Примечание. 1–5 – породы: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты и риолиты; *n* – число анализов; прочерк – элемент не определялся. Ba, Rb и Sr определялись рентгено-флуоресцентным методом на VRA-30 в лабораториях Уральского филиала «Зеленогорскгеология» ФГУП «Урангеологоразведка»; остальные микроэлементы определялись количественным эмиссионным спектральным методом на ДФС-30 в институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

в спектре андезибазальтов на спайдер-диаграмме не выявляется чёткого титанового минимума. Важно отметить, что Zr/Y при этом остаётся практически постоянным, варьируя в пределах 3,4–3,7, несколько повышаясь в дацитах (4,9), что свиде-

тельствует о слабодеплетированном (близком к составу первичной мантии) источнике первичных расплавов (см. рис. 5), а повышенная щёлочность кислых пород объясняется специфической эволюцией исходных магм. Обогащённость вулканитов

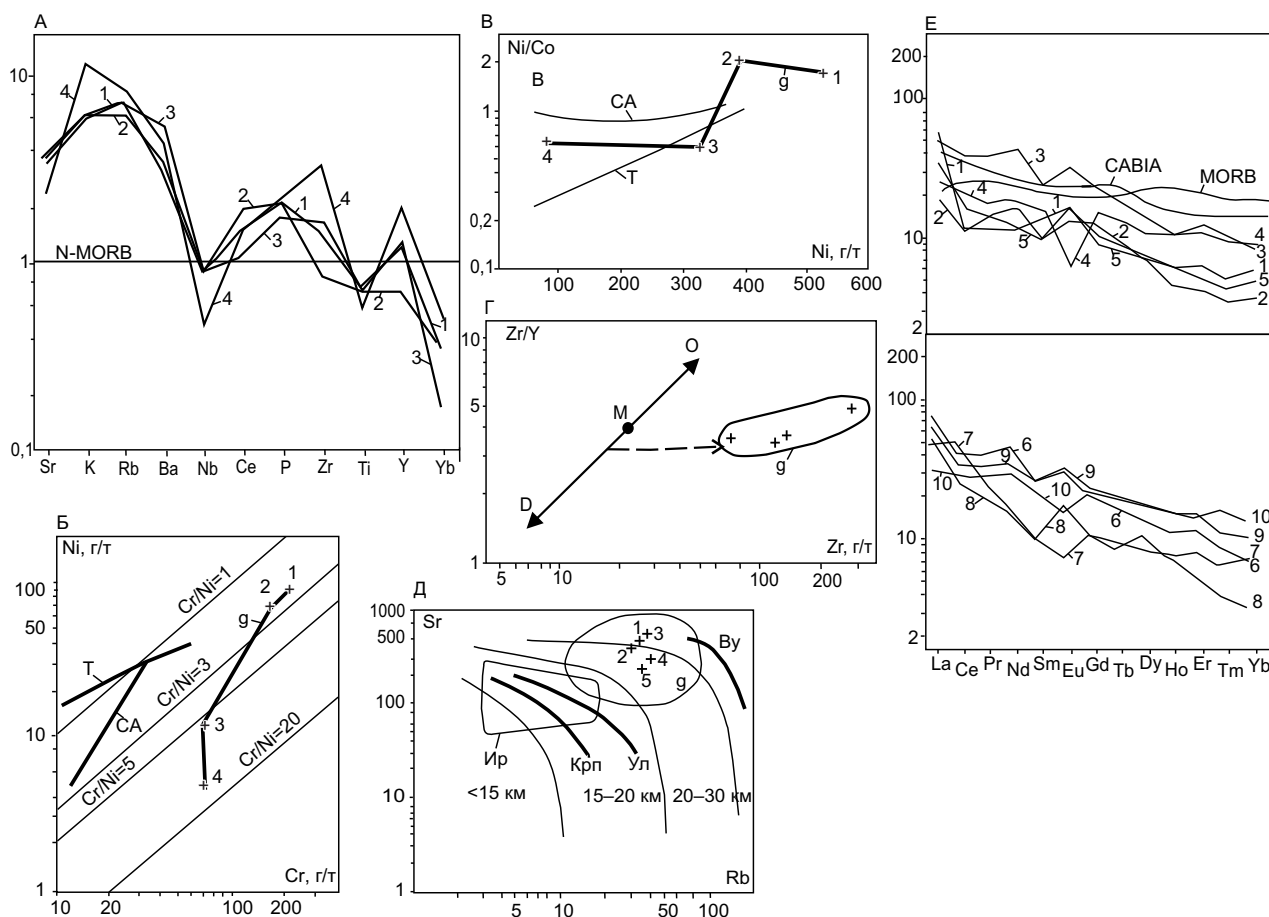


Рис. 5. Геохимические диаграммы для вулканитов гумбейской ассоциации:

А – диаграмма нормированных по N-MORB [40] средних содержаний малых и микроэлементов в вулканитах гумбейской ассоциации, цифры на графиках соответствуют номерам колонок в табл. 3; Б–Д – бинарные геохимические диаграммы Ni–Cr (Б), Ni/Co–V (В), Zr/Y–Zr (Г) и Sr–Rb (Д) для средних составов вулканитов гумбейской ассоциации, крестики – средние составы пород гумбейской ассоциации. Номера у крестиков соответствуют номерам колонок в табл. 3; g – вариационные линии и поля составов вулканитов гумбейской ассоциации, показаны усреднённые тренды эволюции состава пород островодужных серий: Т – толеитовой, СА – известково-щелочной [11, 31, 12, 37], стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (D) мантийных источников (М), пунктирная стрелка – тренд частичного плавления мантийного источника [39], на диаграмме Rb–Sr (Д) тонкие линии разделяют поля вулканитов, сформированных на коре различной мощности (в км) [33], Ир – поле составов вулканитов ирендыкского комплекса Западно-Магнитогоской палеоостровной дуги [3], Крп, Ул, Бу – вариационные линии вулканитов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (палингенная известково-щелочная серия карамалыташской базальт-риолитовой формации, улутауская базальт-андезит-дацит-риолитовая известково-щелочная серия и верхнеуральская шошонитовая серия соответственно) [21, 22]; Е – нормированное по хондриту [35] распределение PЗЭ в основных (вверху), средних и кислых (внизу) вулканитах гумбейской ассоциации; числа на графиках соответствуют номерам анализов в табл. 4; показано распределение PЗЭ в базальтах типа N-MORB [40] и среднем известково-щелочном островодужном базальте (CABIA) [1]

гумбейской ассоциации высокозарядными элементами (Zr, Y, Nb) является их существенным отличием от аналогичных пород ирендыкского комплекса [3, 31]. Другой важной особенностью характеризующих вулканитов является высокое содержание в них сидерофильных элементов. По мере роста кремнезёмистости пород содержание никеля «быстро» убывает, тогда как концентрация хрома в андезитах и дацитах также остается повышенной, что согласуется с постоянным присутствием пироксенов в их составе. Важно отметить, что в этом ряду постепенно возрастает величина Sr/Ni, как это обычно наблюдается в известково-щелочных сериях, в отличие от толеитовых (см. рис. 5). Базальты отличаются высоким содержанием ванадия, что вполне согласуется с постоянным присутствием в них «ранних» выделений магнетита, иногда в значительных количествах. С увеличением кислотности пород его концентрация постепенно уменьшается, что подтверждает наличие значимого процесса раннего фракционирования оксидных фаз и факт их ранней кристаллизации [27]. Точно такое же поведение отмечено и для известково-щелочных образований из некоторых вулканов Курильской островной дуги [24]. Содержания кобальта в целом несколько повышенные, но вполне соизмеримые с таковыми в производных островодужных известково-щелочных серий, с увеличением кислотности пород они закономерно уменьшаются. Величина Ni/Co всегда несколько повышенная и составляет около 2 в базальтах и андезибазальтах и около 0,6 в андезитах и дацитах, что отличает эти породы от дифференциатов толеитовых серий, в которых Ni/Co постепенно уменьшается вместе с содержанием ванадия (см. рис. 5). Содержания рубидия и стронция варьируют в вулканитах гумбейской ассоциации в широких пределах. Так, в отдельных образцах метасоматически изменённых базальтов содержание рубидия достигает 100, а стронция – 900 г/т. В неизменённых же базальтах содержание рубидия обычно колеблется в пределах 15–60, а стронция – 310–680 г/т. В целом же средние содержания рубидия для разных типов вулканитов изменяются незначительно, в то время как содержание стронция в дацитах и риодацитах существенно понижено по сравнению с более основными породами. По нашему мнению, это является свидетельством плагиоклазового контроля на конечных стадиях эволюции исходного расплава. Повышенные содержания указанной пары элементов также ука-

зывают на существенные отличия характеризующих вулканитов от образований ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги (см. рис. 5). Возможно, это свидетельствует о формировании их на «зрелой» островодужной коре мощностью порядка 20–30 км (см. рис. 5).

Распределение редкоземельных элементов в вулканитах гумбейской ассоциации приведено в табл. 4. Все проанализированные базальты характеризуются отчётливо выраженным преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми, величина $(La/Yb)_N$ при этом варьирует в пределах 2,70–9,92, в среднем составляя 6,2. Конфигурация графиков распределения РЗЭ в целом аналогична таковой для островодужных известково-щелочных базальтов, но общее содержание РЗЭ по сравнению со средним представителем указанного типа заметно понижено, что также свидетельствует об образовании первичных расплавов из слабодеплетированного мантийного источника (см. рис. 5). Для большинства образцов выявляются положительные европиевые аномалии, при этом величина этих аномалий обнаруживает прямую зависимость от величины лантан-иттербиевого отношения (см. табл. 4), что подтверждает существенную роль аккумуляции плагиоклаза при образовании этих пород и находится в соответствии с их петрографическими особенностями. Что касается единственного образца с отрицательной европиевой аномалией (см. табл. 4, № 4), то он характеризуется наименьшей величиной $(La/Yb)_N$, равной 2,70, что, наоборот, является следствием удаления из расплава плагиоклаза и одновременной аккумуляции пироксена и также согласуется с петрографическими наблюдениями. Заметим, что подобное поведение РЗЭ точно соответствует коэффициентам разделения между базальтовым расплавом и указанными минералами [32]. Андезибазальты в ещё большей степени обогащены лёгкими РЗЭ цериевой группы по сравнению с тяжёлыми иттриевыми при средней величине $(La/Yb)_N$ 8,9 (см. табл. 4). Интересно, что в андезибазальтах, так же как и в базальтах, выявляются два типа распределения РЗЭ: обогащённый всеми РЗЭ с положительной европиевой аномалией и обеднённый с отрицательной аномалией в содержании европия. Не вызывает сомнения геохимическая «комплементарность» двух указанных типов, то есть их происхождение из одного андезибазальтового расплава в результате аккумуляции плагиоклаза в первом случае и пироксена – во втором, что подтверждается и

петрографическими данными. Роговообманково-плагиоклазовый андезит (см. табл. 4, ан. № 8) отличается от всех изученных пород максимальной обеднённостью тяжёлыми РЗЭ при величине $(La/Yb)_N$ 16,52, что в сочетании со значительной положительной европиевой аномалией свидетельствует об образовании этой породы за счёт удаления из расплава амфибола (роговой обманки) при одновременной аккумуляции плагиоклаза [32]. Подобное распределение РЗЭ указывает на близость андезитов гумбейской ассоциации к так называемому «алеутскому» типу известково-щелочных островодужных пород, то есть сформированных на «развитой» стадии формирования островодужной структуры [2]. В этом их главное отличие от аналогичных пород ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской островной дуги, относящихся к более «примитивному» типу с меньшей

(почти в 2 раза) концентрацией лёгких редких земель [3, 31]. Проанализированные дацит и риодацит (см. табл. 4, соответственно анализы 9 и 10) оказались обогащёнными средними и тяжёлыми РЗЭ по сравнению с андезибазальтами и андезитами при близких концентрациях лёгких РЗЭ, что может быть следствием определённой роли аккумуляции роговой обманки при их образовании. Величины $(La/Yb)_N$ являются в них существенно пониженными по сравнению с таковыми в указанных типах пород. В даците отмечается небольшая по интенсивности положительная европиевая аномалия, что свидетельствует о ведущей роли полевошпатового фракционирования (кумуляции плагиоклаза) в их петрогенезисе и полностью соответствует петрографическим наблюдениям. Субвулканический риодацит, изученный нами на одном из месторождений Куросанского рудного поля,

4. Распределение РЗЭ в породах гумбейской вулканической ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Пробы									
	к-33	к-95	к-83	22/5/48.5	к-221	к-85	к-302	к-214	к-210	8082-1-1
La	14,25	4,69	12,20	6,00	8,53	18,42	11,76	12,97	16,04	7,90
Ce	7,65	7,00	25,07	13,70	10,66	26,37	31,34	16,69	21,57	18,20
Pr	1,14	1,44	3,72	1,70	1,32	3,84	2,60	1,91	3,12	2,70
Nd	5,48	7,71	20,74	8,50	5,83	21,60	7,88	7,28	16,11	13,80
Sm	2,07	1,55	3,62	2,40	1,47	3,88	1,47	1,55	3,97	3,50
Eu	0,95	0,78	1,90	0,35	0,95	1,73	0,43	1,04	1,90	0,90
Gd	2,17	2,60	4,77	3,10	1,91	4,16	2,17	2,25	4,86	4,50
Tb	–	–	–	0,50	–	–	0,32	–	–	0,75
Dy	1,92	1,75	3,50	2,70	1,79	3,54	2,70	2,10	4,55	4,50
Ho	0,35	0,26	0,61	0,60	0,35	0,61	0,41	0,44	0,87	0,90
Er	1,05	0,70	2,01	1,80	0,88	1,93	1,31	0,88	2,54	2,40
Tm	0,13	0,09	0,26	0,25	0,11	0,22	0,16	0,10	0,28	0,40
Yb	0,97	0,61	1,40	1,50	0,79	1,14	1,16	0,53	1,67	2,20
$(La/Yb)_N$	9,92	5,19	5,88	2,70	7,29	10,91	6,84	16,52	6,48	2,42
Eu/Eu*	1,37	1,19	1,40	0,39	1,73	1,32	0,74	1,70	1,32	0,69

Примечание. 1–10 – породы: 1–5 – базальты: 1 – пироксен-плагиоклазовый (река Сухая Амамбайка), 2 – плагиоклаз-пироксеновый (р. Зингейка у пос. Победа), 3 – пироксеновый (там же), 4 – плагиоклаз-пироксеновый (район пос. Амамбайка), 5 – роговообманково-пироксеновый (Самаринские горы), 6–7 – андезибазальты: 6 – афировый (р. Зингейка у посёлка Победа), 7 – плагиоклаз-пироксеновый (юго-восточнее Южно-Кассельского массива), 8 – роговообманково-плагиоклазовый андезит (ручей Сухой Куросан), 9 – дацит (р. Куросан), 10 – риодацит субвулканический (Куросанское месторождение); 1–4, 6 – южная часть Гумбейской зоны; 5, 7–10 – северная часть Гумбейской зоны; прочерк – элемент не определялся. Величина La/Yb нормирована по хондриту (Evensen et al., 1978), величина Eu/Eu^* рассчитана по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) \cdot (Gd_N)]^{1/2}$; анализы выполнены в лаборатории института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) количественным эмиссионным спектральным методом на ДФС-3 после обогащения осадка химическим методом.

отличается от охарактеризованного дацита заметно пониженными концентрациями лёгких РЗЭ (см. табл. 4, ан. 10), что в сочетании с высокими содержаниями иттриевых редких земель привело к резкому снижению величины $(La/Yb)_N$. Важно отметить, что в проанализированном риодаците по сравнению с дацитом европиевая аномалия меняет знак на отрицательную, что в сочетании с уменьшением в общем спектре доли лёгких редких земель свидетельствует об удалении из остаточного расплава полевошпатовой фазы.

Не вызывает сомнения тот факт, что базальты гумбейской ассоциации не отвечают по составу первичным мантийным выплавкам и претерпели значительную дифференциацию в промежуточных магматических очагах. В пользу этого свидетельствуют многие петрографические и петрогеохимические особенности пород. К петрографическим относятся: исключительно порфиоровые структуры, наличие интрателлурических вкрапленников, отсутствие оливина, присутствие реликтовых выделений ортопироксена, ранняя кристаллизация магнетита и др. К петрогеохимическим можно отнести: в целом пониженную титанистость и магнезиальность, повышенную железистость и глинозёмистость, высокое содержание ванадия, стронция, рубидия, широкие вариации в распределении РЗЭ с наличием как положительных, так и отрицательных европиевых аномалий и др. О деплетированном характере мантийного источника свидетельствуют также высокие содержания сидерофилов в базальтах, а кроме того, отмеченная выше низкая величина Zr/Y и в целом низкие концентрации в базальтах РЗЭ. Целый ряд признаков определённо указывает на большую роль летучих компонентов (в первую очередь, воды) в петрогенезисе. Это, прежде всего, повышенная эксплозивность образований гумбейской ассоциации, ранняя кристаллизация пироксена по сравнению с плагиоклазом, обилие ранних выделений магнетита, геохимические особенности пород (наличие титанового и ниобиевого минимумов на спайдер-диаграмме) и др. В целом низкая титанистость пород косвенно свидетельствует об окислительной обстановке в источнике. По аналогии с современными островодужными обстановками можно лишь предположить, что глубина магмогенерации не превышала 40–45 км при давлении 10–16 кбар [2, 11, 27 и др.].

При подъёме к поверхности первичный расплав испытывал интенсивную дифференциацию

с отсадкой фемических компонентов. Высокая концентрация воды в расплаве является причиной «сдвига» среднего состава базальта относительно «сухой» пироксен-плагиоклазовой котектики в сторону лейкократовых составов (рис. 6), причём соотношение указанных нормативных компонентов свидетельствует о величине водного давления около 4,5–5 кбар. Если допустить, что промежуточные магматические очаги, в которых обособились базальтовые расплавы (близкие к составам тех пород, что мы наблюдаем на поверхности), существовали в нижней части коры или на границе коры и мантии, а водное давление было близко к литостатическому, то глубина их залегания составляла около 18–20 км [7]. Это соответствует представлениям о формировании вулканитов гумбейской ассоциации в условиях островодужной коры повышенной мощности [21]. На диаграмме плавкости системы «Срх-О1-Pl» (см. рис. 6) средний состав базальта располагается тем не менее в пределах поля составов базальтов энсиматических островных дуг, хотя и обнаруживает заметное смещение в сторону поля базальтов энсиалических дуг, что в целом также соответствует сделанному выше выводу. Повсеместно проявленная ранняя кристаллизация магнетита свидетельствует о высокой фугитивности кислорода на начальной стадии эволюции базальтового расплава. Дальнейшая кристаллизационная дифференциация происходила при фракционировании клинопироксен-плагиоклазовой ассоциации минералов и сопровождалась аккумуляцией плагиоклаза в верхних, а пироксена – в нижних частях очагов, чем объясняется большое разнообразие как петрографических, так и петрогеохимических особенностей пород. По существу, в данном случае мы имеем дело с классическим боуэновским трендом дифференциации, экспериментально обоснованным Е. Осборном ещё в 1959 г. Существенное снижение общего давления при продвижении расплава к поверхности сопровождалось не только интенсивным фракционированием минералов, но и накоплением летучих в расплаве при одновременном снижении его температуры. Средний нормативный состав андезитов близок к тройной пироксен-оливин-плагиоклазовой эвтектике при водном давлении 3 кбар (см. рис. 6). Обособление андезитовых расплавов, очевидно, происходило в приповерхностном периферическом очаге. В случае быстрого накопления летучих в таком очаге и превышения в нём внутреннего давления над лито-

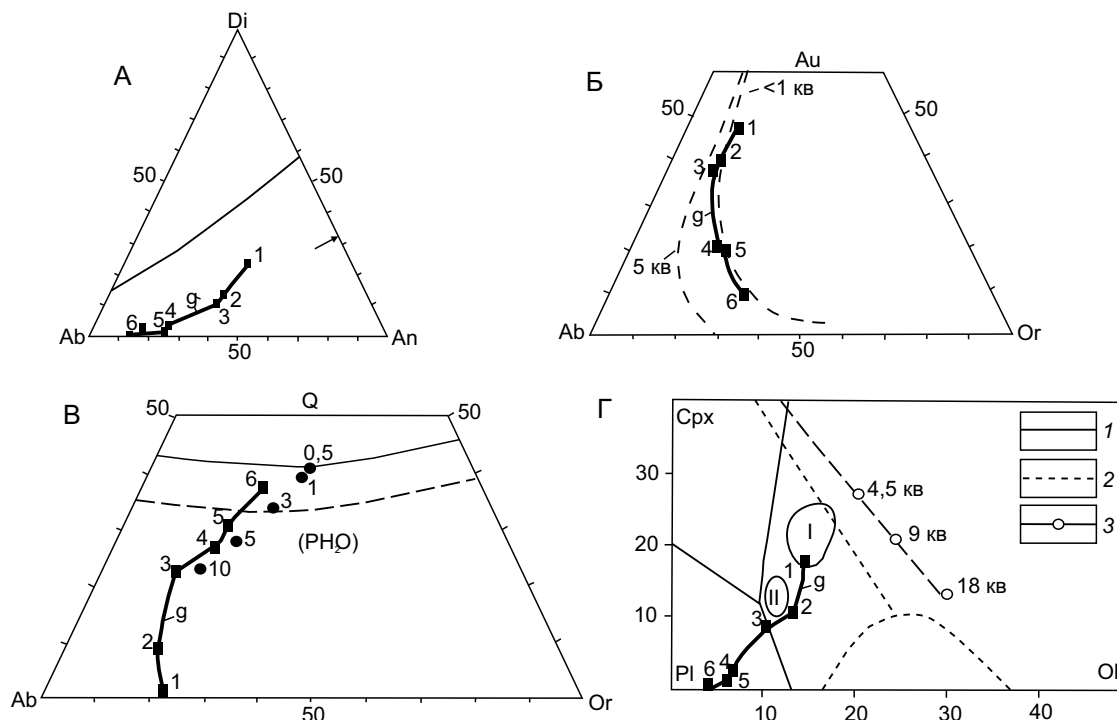


Рис. 6. Положение средних нормативных составов вулканитов гумбейской ассоциации на тройных диаграммах: А – альбит–анортит–диопсид, Б – альбит–анортит–ортоклаз, В – альбит–ортоклаз–кварц, Г – диаграмма плавкости системы плагиоклаз–клинопироксен–оливин [27]:

А – котектика диопсид–плагиоклаз при атмосферном давлении, стрелка – положение эвтектики диопсид–анортит при $P(H_2O) = 5$ кбар; Б – прерывистые линии ограничивают поле плагиоклаза при различных давлениях; В – положение изобарического минимума в системе альбит–ортоклаз–кварц–вода при различных давлениях воды; Г – котектические линии: 1–2 – при давлении: 1 – воды 3 кбар для плагиоклаза № 70 с форстеритом и диопсидом и 2 – 1 бар для плагиоклаза № 70 и оливина с 20 % фаялита, 3 – линия смещения тройной точки (эвтектики) плагиоклаз–клинопироксен–оливин при изменении давления; поля составов островных дуг: I – энсиматических и II – энсиалических; остальные усл. обозн. см. рис. 4

статическим происходило извержение расплавов в виде пирокластики. Если же расплав поднимался к поверхности по проницаемым зонам, он испытывал дегазацию, что приводило к значительному увеличению его вязкости и извержению его на поверхность в виде лавовых потоков. Последние после образования закалочной шлаковой корки перекрывались аналогичными потоками, в результате в каждом из них в условиях закрытой системы *in situ* происходили процессы кристаллизации и гравитационной дифференциации, химизм которых был рассмотрен выше. По нашему мнению, механизм этих процессов в принципе был аналогичен таковому в приповерхностном очаге. Не вдаваясь в подробности, отметим, что в данном конкретном случае происхождение андезитового расплава вполне объясняется фракционированием

магнетита, а затем пироксенов и плагиоклаза из более основного по составу расплава. Наличие более ранних по отношению к клинопироксену реликтов ортопироксена определённо указывает на невысокое давление не более 2 кбар, при котором обособлялись андезитовые расплавы (глубина около 8 км), по аналогии с экспериментальными данными [8]. В целом большой суммарный объём вкрапленников в андезибазальтах и андезитах по сравнению с базальтами свидетельствует о накоплении воды в расплавах среднего состава, так как увеличение её содержания существенно понижает температуру ликвидуса. Развитие амфибола по пироксену, установленное в некоторых образцах андезибазальтов, также подтверждает этот вывод. Наконец, появление роговой обманки в виде вкрапленников в андезитах определённо

говорит о высокой концентрации водного флюида в расплавах среднего состава, до 5–6% [8, 27], при невысоких (950–970 °С) температурах ликвидуса [6, 36]. Значительная роль амфиболового фракционирования на конечной стадии эволюции расплава является причиной пересыщенности глинозёмом наиболее кислых пород гумбейской ассоциации. При «сквозном» фракционировании плагиоклаза появление амфибола на ликвидусе приводит к увеличению роли калия в сумме щелочей при общем увеличении щёлочности и кремнезёмистости остаточного расплава. Нормативное соотношение полевых шпатов в кислых породах гумбейской ассоциации не выходит за пределы состава твёрдых растворов полевых шпатов при низких давлениях (см. рис. 6), что позволяет предположить существенную роль калия в сосуществующем флюиде. При дальнейшем увеличении содержания флюидной компоненты и одновременном понижении температуры в очаге флюид неизбежно становится надкритическим и удаляется из очага по проницаемым зонам, что в конечном итоге приводит к формированию своеобразных низкотемпературных адулярсодержащих метасоматитов. Само наличие адуляра в рудоносных метасоматитах определённо указывает на их формирование в условиях субвулканической фации глубинности. Вследствие удаления флюида из очага кислый расплав становится очень вязким и почти не способен изливаться на поверхность. Интенсивная дегазация риодацитового расплава является причиной «скачкообразного» понижения степени окисленности железа в породах. Если же флюидная компонента не имеет возможности удалиться из очага по проницаемым зонам, её накопление приведёт к взрывному извержению. Вот почему кислые образования гумбейской ассоциации встречаются либо в виде субвулканических тел, либо в виде пирокластики (чаще всего переотложенной) и очень редко в виде лав. Заканчивается дифференциация на небольшой глубине при водном давлении (1,5–2 кбар) (см. рис. 6) и невысокой температуре (650–700 °С), о чём свидетельствует «низкотемпературная» форма кварцевых вкрапленников, если, конечно, они присутствуют в породах, что наблюдается далеко не всегда.

В середине прошлого века в северной части Гумбейской зоны был открыт ряд достаточно своеобразных и в целом нетипичных для Урала месторождений (Куросанское рудное поле или куросанская группа). Кратко история их открытия

и разведки рассмотрены в работе [23]. В дальнейшем они изучались многими геологами, но единство взглядов на их генезис и рудно-формационную принадлежность до сих пор не достигнуто. Сначала месторождения были отнесены к «колчеданному» или «золотополиметаллическому» типу [29]. В дальнейшем они рассматривались как «золото-колчеданные», «золото-порфиновые», «медно-полиметаллические» (медно-порфиновые), «золото-кварцево-сульфидно-полиметаллические» или «золото-полиметаллические» [19]. Все эти точки зрения близки между собой и не учитывают ряд важнейших геологических, минералогических и геохимических особенностей этих месторождений, которые мы далее кратко рассмотрим.

Во-первых, все месторождения куросанской группы характеризуются значительными содержаниями и запасами серебра. Величина Au/Ag в значительной степени варьирует, составляя в среднем 2:5. Во-вторых, все месторождения обнаруживают отчётливо выраженную приуроченность к небольшим по размерам вулканическим постройкам центрального типа, сложенным среднедевонскими порфиристыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами гумбейской толщи. Сами эти постройки расположены практически на одной субмеридиональной линии, трассирующей синвулканическое «магмоподводящее» тектоническое нарушение. В-третьих, руды представлены как прожилково-вкрапленным, так и жильным типами, контролируются мощными телами метасоматитов весьма специфического состава. Главные метасоматические минералы – адуляр, кварц, серицит, барит, кальцит, гидрослюда, халцедон. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блёклыми рудами, молибденитом, арсенопиритом, пирротином и самородным золотом. Важно отметить, что последнее отличается невысокой пробностью, от 640 до 870‰ [19]. В-четвёртых, пространственная близость концентрически-зонального Краснинского габбро-гранодиоритового массива и сложные, подчас даже противоречивые взаимоотношения руд и рудоносных метасоматитов с контакто-изменёнными породами позволили ряду исследователей либо вообще связывать образование этих руд непосредственно с интрузивными гранитоидами [29], либо выделять несколько стадий рудообразования, в том числе «доскарновую» и «послескарновую» [19, 29]. Проведённое нами петролого-геохимическое изучение магматических

пород гумбейской вулcano-плутонической ассоциации (в том числе и входящих в неё интрузивных пород краснинского комплекса) показало, что все они обязаны своим происхождением дифференциации единого родоначального расплава, отличаются целым рядом общих петрогеохимических особенностей, то есть являются комагматичными [16, 21]. Именно последним обстоятельством вполне объясняются наблюдаемые весьма непростые взаимоотношения вулканитов, субвулканических и интрузивных пород, скарнов, роговиков, гидротермально-изменённых пород и руд, поскольку все они образовались в геологическом смысле близкоодновременно. Видимая «стадийность» минералообразования, по нашему мнению, вполне объясняется пульсационной гидротермальной активностью, что в целом весьма характерно для приповерхностных магматических очагов.

Охарактеризованные особенности месторождений куросанской группы позволяют достаточно уверенно отнести их к «золото-серебряной формации островных дуг», множество месторождений которой известно практически по всей периферии Тихого океана [9, 30]. Предположение о том, что данные рудные объекты являются именно золото-серебряными вулканогенными островодужными месторождениями, было впервые высказано ещё в 1990 г. Е. П. Шираем в многочисленных устных сообщениях. Время подтвердило выводы этого выдающегося учёного [21, 26, 28]. К сожалению, не все уральские геологи пока признали это мнение. В качестве наиболее существенного возражения высказываются сомнения в региональном распространении адуляризации в Гумбейской зоне: «Этого быть не может» [19, с. 148]. Мы вовсе не утверждаем, что все породы во всей зоне адуляризованы, но установили, что указанный процесс хорошо проявлен не только в пределах Куросанского рудного поля, но и во многих других местах Гумбейской зоны, что свидетельствует об её высокой перспективности для поисков данного типа руд [16, 17].

Приуроченность Куросанских месторождений к вулканическим постройкам и широкое развитие адуляра в рудоносных метасоматитах со всей определённою свидетельствуют о вулканогенном близповерхностном, а точнее, на уровне субвулканической фации глубинности, генезисе руд. В современной систематике рудных формаций подобные образования находят место среди месторождений «золото-серебряной адуляр-кварцевой формации» [9, 10, 18] или близких к ней по назва-

нию, а конкретнее – к серебряно-золотому промышленному типу; см. обзор этой проблемы в работе [30]. Субвулканический генетический тип является характерным для подобного рода месторождений [9]. Здесь же уместно указать, что впервые адуляриты на этих объектах были выявлены и изучены ещё в 1964 г. А. И. Шмидтом и Е. П. Шираем. Наличие непосредственно на Куросанском рудном поле субвулканических андезитов [23, 31], детально нами изученных [21], по нашему мнению, свидетельствует не о генетической [19], а о парагенетической связи с ними рудоносных гидротерм, так как источником и тех, и других являлся периферический магматический очаг, в которых базальтовый расплав испытывал интенсивную дифференциацию, сопровождающуюся значительным накоплением летучих компонентов. Пульсационная дегазация этого очага и приводит к формированию гидротерм, в местах выходов которых на дневную поверхность образуются специфические гематит-кварцевые породы с повышенным содержанием марганца и благородных металлов [23]. Поэтому мы не можем согласиться ни с представлением о значительно более позднем по сравнению с основным объёмом вулканитов формировании субвулканических тел андезитов [31], ни с основанном на нём выводе о полихронности данного оруденения [19].

При создании геолого-генетической модели данного типа месторождений показано, что в центральных частях подобных вулканогенно-гидротермальных систем формируются «высокосульфидные» золотоносные ассоциации, а на их флангах – «низкосульфидные» адуляровые метасоматиты со свободным золотом [41]. Особенности месторождений Куросанского рудного поля свидетельствуют о сочетании и смене во времени рудоотложения двух указанных типов [19, 28, 29].

Нами изучены петрохимический состав метасоматической колонки на месторождении Западный Куросан и распределение в ней золота и серебра (табл. 5). Месторождение приурочено к небольшой, диаметром в первые сотни метров, вулканической постройке, сложенной агломератовыми лавобрекчиями порфириковых плагиоклаз-клинопироксеновых андезибазальтов. Рудные тела заполнены зонами адуляр-кварцевых пород и массивных адуляритов сложной морфологии с сочетанием согласных с напластованием пород и более мощных крутопадающих штокверковых зон. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом,

5. Химический состав пород и распределение золота и серебра в метасоматической колонке месторождения Западный Куросан

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Пробы								
	2804-2	2804-3	2804-4	2804-5	2804-6	2804-7	2804-8	2804-9	2804-10
SiO ₂	55,91	47,57	60,63	54,43	61,09	62,08	64,31	64,26	58,15
TiO ₂	0,81	0,94	0,80	1,01	0,94	0,93	0,87	0,74	0,64
Al ₂ O ₃	15,94	19,40	15,47	23,51	18,71	19,31	16,32	14,55	16,04
Fe ₂ O ₃	3,09	5,73	3,55	5,40	2,43	1,73	4,04	5,72	7,56
FeO	4,93	8,05	4,39	1,37	0,44	0,37	0,31	0,40	0,44
MgO	2,28	6,06	4,11	0,99	1,20	0,57	0,60	0,56	0,26
CaO	5,87	1,53	1,12	0,55	0,83	0,69	0,69	0,69	0,32
Na ₂ O	3,41	1,99	0,86	0,28	0,30	0,46	0,33	0,28	0,46
K ₂ O	2,29	3,07	4,75	8,55	9,34	12,17	9,65	8,42	10,94
S	0,12	0,16	0,80	0,28	0,80	0,16	0,47	3,88	4,58
CO ₂	2,63	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Au (г/т)	0,015	0,05	0,03	0,03	0,15	1,5	0,9	0,3	0,3
Ag (г/т)	0,05	2	1	10	5	20	20	7	2

Примечание. 1–9 – породы: 1 – андезибазальт осветлённый (баритизированный, карбонатизированный и серицитизированный), 2 – андезибазальт хлоритизированный и серицитизированный, 3 – хлорит-гидрослюдистый метасоматит, 4 – гидрослюдистый аргиллизит каолинизированный, 5 – гидрослюдисто-кварц-адуляровый аргиллизит, 6 – барит-кварц-адуляровый метасоматит, 7 – барит-адуляр-кварцевый метасоматит, 8 – пирит-барит-адуляр-кварцевый метасоматит, 9 – пирит-барит-кварц-адуляровый метасоматит; петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск); золото и серебро определялись спектрозолотометрическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск).

сфалеритом, арсенопиритом и блёклыми рудами. Золото содержится в свободной форме. Границы рудных тел не выходят за пределы адуляр-кварцевых метасоматитов [28]. В результате установлено, что на данном месторождении максимум содержания золота и серебра приурочен к наиболее калиевым (то есть максимально адуляризованным) метасоматитам с низкими содержаниями серы (рис. 7). При сульфидизации руд содержания золота и серебра в них резко уменьшаются. Подобная картина типична для «низкосульфидных» эпитермальных золото-серебряных месторождений [41].

Принципиальное сходство Куросанских месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг, по нашему мнению, вполне определённо говорит о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение. Дело в том, что эти месторождения никогда не встречаются поодиночке, а обыч-

но образуют «цепочечные» скопления значительной протяжённости, а масштабы оруденения в них бывают весьма существенными [30]. В пользу её высоких перспектив также свидетельствуют, во-первых, отмеченная выше регионально проявленная адуляризация вулканитов, а во-вторых, обнаружение уже целого ряда рудопроявлений указанного типа в различных её частях [5, 16, 17].

По результатам геологосъёмочных работ на территории листов N-40-XXIV (Магнитогорск) и N-40-XXX (Агаповка), то есть примерно на 150 км по меридиональному простиранию Гумбейской зоны, прогнозные ресурсы по кат. P₂ + P₃ золота оценены в 75 т, а серебра в не менее чем 100 т [16, 17]. Предварительно прогнозируются как минимум два рудных поля, в пределах которых рекомендуется провести специализированные исследования и поисковые работы (рис. 8).

Таким образом, на основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

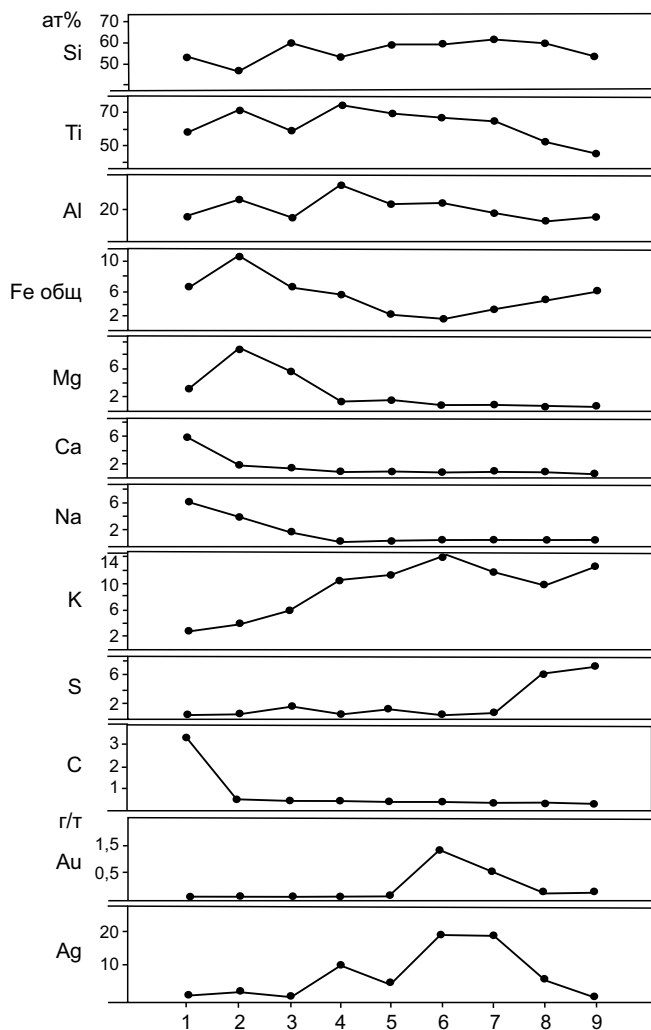


Рис. 7. Изменение содержаний петрогенных компонентов, золота и серебра в метасоматической колонке месторождения Западный Курсан:

1–9 – см. номера столбцов в табл. 5; пояснения в тексте

1. Гумбейская вулканическая ассоциация представлена непрерывной гомодромной серией базальт–андезит–дацит–риодацит. Особенности состава вулканитов позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии, а точнее, к образованиям «развитых» островных дуг.

2. Вулканиты гумбейской ассоциации ни по возрасту, ни тем более по составу не являются аналогами образований ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Это является одним из доказательств определённой

автономности двух палеоостровных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской), составляющих единую островодужную систему [21]. В последнее время данный вывод подтверждён изучением распределения и литологических особенностей осадочных пород [15].

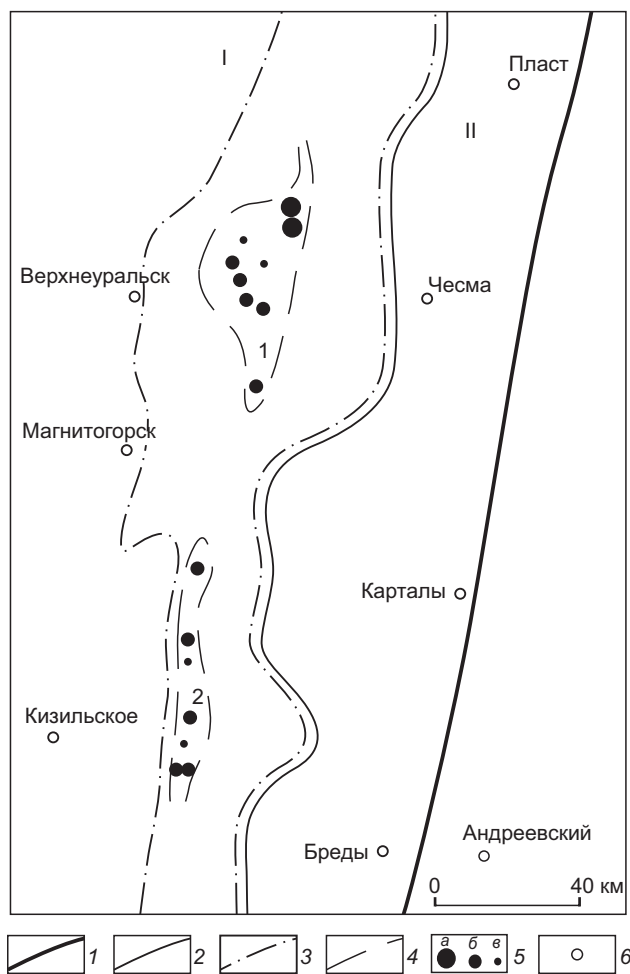


Рис. 8. Схема расположения прогнозируемых золото-сереброрудных полей в Восточной части Магнитогорской мегазоны. По [16, 17], с упрощениями:

1 – восточная граница Уральской металлогенической провинции; 2 – граница между металлогеническими мегазонами (I – Магнитогорской, II – Восточно-Уральской); 3 – границы Верхнеуральско-Гумбейской медно-цинково-золотоносной металлогенической зоны; 4 – контуры прогнозируемых рудных полей (1 – Южно-Курсанское, 2 – Южно-Гумбейское); 5 – известные месторождения (а), рудопоявления (б) и пункты минерализации (в) золото-серебряной рудной формации; 6 – крупные населённые пункты

3. Главным процессом, определяющим облик и состав единой петрогенетической серии пород гумбейской ассоциации, является фракционная кристаллизация родоначальных базальтовых расплавов в глубинных, а затем в приповерхностных периферических очагах. К ранее кристаллизовавшимся пироксенам добавлялся плагиоклаз, а позднее клинопироксен сменялся роговой обманкой. Сам ряд фракционирующих минералов отражает накопление летучих (прежде всего, воды) в расплаве и снижение его температуры. Гравитационная дифференциация также осуществлялась *in situ* при становлении отдельных магматических тел.

4. Принципиальное сходство Куросанских месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг, по нашему мнению, вполне определённо говорит о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение.

Автор с благодарностью вспоминает Е. П. Ширая (ЦНИГРИ), В. В. Зайкова (Институт минералогии УрО РАН), В. В. Бочкарева, Р. Г. Язеву и В. Н. Сазонова (Институт геологии и геохимии УрО РАН), Г. С. Гусева (ИМГРЭ), а также признателен Н. А. Румянцевой (ВСЕГЕИ), В. М. Мосейчуку, И. Г. Михайлову (ООО «Геопоиск») и А. В. Тевелеву (МГУ) за плодотворное обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М. : Наука, 1976. – 268 с.
2. *Богатилов О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. – М. : Наука, 1988. – 248 с.
3. *Горожанина Е. Н.* Ирландский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Елена Николаевна Горожанина. – Свердловск, 1991. – 22 с.
4. *Гущин А. В.* Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин // Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. – М., СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1994. – С. 73–126.
5. *Зайков В. В., Зайкова Е. В.* Палеогидротермальное поле «Лисьи горы» – перспективный участок для поисков золото-полиметаллического оруденения куросанского типа (Южный Урал) // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. – Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1994. – С. 319–320.
6. *Иванов Б. В.* Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. – М. : Наука, 1990. – 213 с.
7. *Кадик А. А., Луканин О. А., Латин И. В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. – М. : Наука, 1990. – 346 с.
8. *Кадик А. А., Максимов А. П., Иванов Б. В.* Физико-химические условия и генезис андезитов. – М. : Наука, 1986. – 158 с.
9. *Константинов М. М., Стружков С. Ф., Аристов В. В.* Генетические типы золото-серебряных месторождений вулcano-плутонических поясов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1997. – № 1. – С. 62–66.
10. *Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б., Шафигуллина Г. Т.* Колчеданосные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология. – 2022. – Т. 30, № 1. – С. 91–118.
11. *Куширо И.* Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология. 27-й МКГ. Доклады. – М. : Наука, 1984. – С. 122–131.
12. *Леонова Л. Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. – 1979. – № 2. – С. 179–197.
13. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. – М. : Недра, 1980. – 247 с.
14. *Маслов В. А., Яркова А. В., Артюшкова О. В., Мосейчук В. М., Кузнецов Г. П., Кашина Л. В., Нурмухаметов Э. М.* Корреляция вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны. Ч. 2. // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. – Екатеринбург : УрО РАН, 1997. – С. 31–33.
15. *Мизенс Г. А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2002. – 191 с.
16. *Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Цин Д. Ф.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 127 с.
17. *Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Юрецкий В. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Ураль-

- ская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2013. – 222 с.
18. *Пирс Дж. А., Линпард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. – М. : Мир, 1987. – С. 134–165.
 19. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала (2-е издание). – Екатеринбург : УГГА, 2001. – 622 с.
 20. *Сидоров А. А.* О рудноформационном анализе золотых и золотосодержащих месторождений // Геология рудных месторождений. – 1992. – № 6. – С. 70–79.
 21. *Сурин Т. Н.* Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – М. : ИМГРЭ, 1999. – С. 284–328.
 22. *Сурин Т. Н.* Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации (Южный Урал). – Уфа : УфНЦ РАН, 1993. – 45 с.
 23. *Теленков О. С.* Магнетит-гематит-кварцевые породы золоторудного месторождения Южный Куросан (Южный Урал) // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. – Свердловск : УрО АН СССР, 1989. – С. 140–149.
 24. *Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. – М. : Наука, 1989. – 239 с.
 25. *Филатов Е. И., Ширай Е. П.* Металлогеническая зональность переходных областей от океана к континенту // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург : УрО РАН, 1996. – С. 38–43.
 26. *Филатов Е. И., Ширай Е. П.* Формационный анализ рудных месторождений. – М. : Недра, 1988. – 144 с.
 27. *Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. – М. : Недра, 1989. – 261 с.
 28. *Ширай Е. П.* Металлогения юных островных дуг // Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. – М. : МПР РФ и др., 1999. – С. 187–268.
 29. *Шмидт А. И.* Возрастные соотношения серноколчеданного и золотополиметаллического оруднения Куросанского рудного поля (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. – 1961. – № 6. – С. 27–40.
 30. *Щепотьев Ю. М., Вартанян С. С., Орешин В. Ю., Гузман Б. В.* Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 244 с.
 31. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). – Екатеринбург : УрО РАН, 1998. – 204 с.
 32. *Arth J. G.* Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // Journal of Research of the U. S. Geological Survey. – 1976. – V. 4. – P. 41–47.
 33. *Condie K. C.* Archean magmatism and crustal thickening // Geological Society of America Bulletin. – 1973. – V. 84. – P. 2981–2992.
 34. *Ellam R. M., Hawkesworth C. J.* Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1988. – V. 98. – P. 72–80.
 35. *Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1978. – V. 42. – P. 1199–1212.
 36. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics. – Berlin; N.Y.: Springer, 1981. – 390 p.
 37. *Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Journal of Research of the U. S. Geological Survey. 1972. – V. 83. – P. 29–40.
 38. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. – 1974. – V. 274. – P. 321–355.
 39. *Pearce J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1979. – V. 69. – P. 33–47.
 40. *Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. – 1981. – Bd. 68. – P. 110–119.
 41. *White N. C., Hedenquist J. W.* Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration // SEG Newsletter. – 1995. – P. 8–13.

REFERENCES

1. *Balashov Yu. A.* Geokhimiya redkozemel’nykh elementov [Geochemistry of rare earth elements], Moscow, Nauka, 1976, 268 p. (In Russ.)
2. *Vogatikov O. A., Tsvetkov A. A.* Magmaticheskaya evolyutsiya ostrovnykh dug [Magmatic evolution of island arcs], Moscow, Nauka publ., 1988, 248 p. (In Russ.)
3. *Gorozhanina Ye. N.* Irendyckiyy ostrovoduzhnyy (porfiritovyy) kompleks srednego devona Yuzhnogo Urala [Irendyk island-arc (porphyritic) complex of the Middle Devonian of the Southern Urals], Sverdlovsk, 1991, 22 p. (In Russ.)
4. *Gushchin A. V.* Magmatizm ostrovnykh dug i aktivnykh kontinental’nykh okrain [Magmatism of island arcs

- and active continental margins]. *Geologicheskoye kartirovaniye vulkano-plutonicheskikh poyasov*, Moscow, St. Petersburg, VSEGEI publ., 1994, pp. 73–126. (In Russ.)
5. *Zaykov V. V., Zaykova Ye. V.* Paleogidrotermal'noye pole "Lis'i gory" – perspektivnyy uchastok dlya poiskov zoloto-polimetallicheskogo orudneniya kurosanskogo tipa (Yuzhnyy Ural) [Paleohydrothermal field "Fox Mountains" is a promising area for searching for gold-base metal mineralization of the Kurosan type (Southern Urals)]. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsiy tektoniki plit*, Yekaterinburg, Institut geologii i geokhimii UrO RAN publ., 1994, pp. 319–320. (In Russ.)
 6. *Ivanov B. V.* Tipy andezitovogo vulkanizma Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa [Types of andesitic volcanism of the Pacific mobile belt], Moscow, Nauka publ., 1990, 213 p. (In Russ.)
 7. *Kadik A. A., Lukanin O. A., Lapin I. V.* Fiziko-khimicheskiye usloviya evolyutsii bazal'tovykh magm v pri-poverkhnostnykh ochagakh [Physico-chemical conditions for the evolution of basaltic magmas in near-surface chambers], Moscow, Nauka publ., 1990, 346 p. (In Russ.)
 8. *Kadik A. A., Maksimov A. P., Ivanov B. V.* Fiziko-khimicheskiye usloviya i genezis andezitov [Physico-chemical conditions and genesis of andesites], Moscow, Nauka publ., 1986, 158 p. (In Russ.)
 9. *Konstantinov M. M., Struzhkov S. F., Aristov V. V.* Geneticheskiye tipy zoloto-serebryanykh mestorozhdeniy vulkano-plutonicheskikh poyasov [Genetic types of gold-silver deposits of volcano-plutonic belts]. *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka*, 1997, No. 1, pp. 62–66. (In Russ.)
 10. *Kosarev A. M., Puchkov V. N., Seravkin I. B., Shafigulina G. T.* Kolchedanonosnyye vulkanicheskiye komplekсы Magnitogorskoy paleostrovoduzhnoy megazony na Yuzhnom Urale: modeli rudno-magmatics-kikh sistem, geodinamicheskiye rekonstruktsii [Pyrite-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk paleo-island-arc megazone in the Southern Urals: models of ore-magmatic systems, geodynamic reconstructions]. *Petrologiya*, 2022, V. 30, No. 1, pp. 91–118. (In Russ.)
 11. *Kushiro I.* Genezis magm ostrovnykh dug na primere Yaponskikh dug [Genesis of magmas of island arcs using the example of the Japanese arcs]. *Petrologiya*. 27 MGK. Doklady, Moscow, Nauka publ., 1984, pp. 122–131. (In Russ.)
 12. *Leonova L. L.* Geokhimiya chetvertichnykh i sovremennykh vulkanicheskikh porod Kuril'skikh ostrovov i Kamchatki [Geochemistry of Quaternary and modern volcanic rocks of the Kuril Islands and Kamchatka]. *Geokhimiya*, 1979, No. 2, pp. 179–197. (In Russ.)
 13. *Lutts B. G.* Geokhimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma [Geochemistry of oceanic and continental magmatism], Moscow, Nedra publ., 1980, 247 p. (In Russ.)
 14. *Maslov V. A., Yarkova A. V., Artyushkova O. V., Moseychuk V. M., Kuznetsov G. P., Kashina L. V., Nurmukhametov E. M.* Korrelyatsiya vulkanogennykh kompleksov devona Magnitogorskoy megazony. Pt. 2. [Correlation of Devonian volcanogenic complexes of the Magnitogorsk megazone. Part 2]. *Magmatizm, metamorfizm i glubinnoye stroyeniye Urala*, Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1997, pp. 31–33. (In Russ.)
 15. *Mizens G. A.* Sedimentatsionnyye basseyny i geodinamicheskiye obstanovki v pozdnem devone–ranney permi yuga Urala [Sedimentation basins and geodynamic settings in the Late Devonian–Early Permian of the south of the Urals], Ekaterinburg, IGG UrO RAN publ., 2002, 191 p. (In Russ.)
 16. *Moseychuk V. M., Yarkova A. V., Mikhaylov I. G., Kashina L. V., Surin T. N., Plokhikh N. A., Tsин D. F.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XXIV. Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation scale 1:200 000. South Ural Series. Sheet N-40-XXIV. Explanatory letter], Moscow, VSEGEI publ., 2017, 127 p. (In Russ.)
 17. *Moseychuk V. M., Yarkova A. V., Mikhaylov I. G., Kashina L. V., Surin T. N., Plokhikh N. A., Yuretskiy V. N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XXX. Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. South Ural series. Sheet N-40-XXX. Explanatory letter]. Moscow, VSEGEI publ., 2013, 222 p. (In Russ.)
 18. *Pirs Dzh. A., Lippard S. Dzh., Roberts S.* Osobennosti sostava i tektonicheskoye znachenie ofiolitov nad zonoy subduksii [Compositional features and tectonic significance of ophiolites above a subduction zone]. *Geologiya ukrainnykh basseynov*, Moscow, Mir publ., 1987, pp. 134–165. (In Russ.)
 19. *Sazonov V. N., Ogorodnikov V. N., Koroteyev V. A., Polenov Yu. A.* Mestorozhdeniya zolota Urala (2-ye izdaniye) [Gold deposits of the Urals (2nd edition)], Ekaterinburg, UGGA publ., 2001, 622 p. (In Russ.)
 20. *Sidorov A. A.* O rudnoformatsionnom analize zolotykh i zolotosoderzhashchikh mestorozhdeniy [On ore formation analysis of gold and gold-bearing deposits]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1992, No. 6, pp. 70–79. (In Russ.)
 21. *Surin T. N.* Geokhimicheskiye i metallogenicheskiye osobennosti rudonosnykh magmatics-kikh kompleksov Vostochno-Magnitogorskoy paleostrovnoy dugi [Geochemical and metallogenic features of ore-bearing igneous complexes of the East Magnitogorsk paleo-island arc]. *Geokhimicheskaya i metallogenicheskaya spetsializatsiya strukturno-veshchestvennykh*

- kompleksov, Moscow, IMGRE publ., 1999, pp. 284–328. (In Russ.)
22. *Surin T. N.* Petrologiya i geokhimiya vulkanitov rannezhivetskoy bazal't-riolitovoy kolchedanonosnoy formatsii (Yuzhnyy Ural) [Petrology and geochemistry of volcanics of the Early Givetian basalt-rhyolite sulfide-bearing formation (Southern Urals)], Ufa, UfNTS RAN publ., 1993, 45 p. (In Russ.)
 23. *Telenkov O. S.* Magnetit-gematit-kvartsevyye porody zolotorudnogo mestorozhdeniya Yuzhnyy Kurosan (Yuzhnyy Ural) [Magnetite-hematite-quartz rocks of the South Kurosan gold deposit (Southern Urals)]. Kremnisto-zhelezistyye otlozheniya kolchedanonosnykh rayonov, Sverdlovsk, UrO AN SSSR publ., 1989, pp. 140–149. (In Russ.)
 24. *Fedorchenko V. I., Abdurakhmanov A. I., Rodionova R. I.* Vulkanizm Kuril'skoy ostrovnoy dugi: geologiya i petrogenезis [Volcanism of the Kuril Island Arc: geology and petrogenesis], Moscow, Nauka, 1989, 239 p. (In Russ.)
 25. *Filatov Ye. I., Shiray Ye. P.* Metallogenicheskaya zonal'nost' perekhodnykh oblastey ot okeana k kontinentu [Metallogenic zoning of transition regions from ocean to continent]. Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsiy tektoniki plit. Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1996, pp. 38–43. (In Russ.)
 26. *Filatov Ye. I., Shiray Ye. P.* Formatsionnyy analiz rudnykh mestorozhdeniy, Moscow, Nedra publ., 1988, 144 p. (In Russ.)
 27. *Frolova T. I., Perchuk L. L., Burikova I. A.* Magmatizm i preobrazovaniye zemnoy kory aktivnykh okrain [Magmatism and transformation of the earth's crust of active margins], Moscow, Nedra publ., 1989, 261 p. (In Russ.)
 28. *Shiray Ye. P.* Metallogeniya yunyx ostrovnnykh dug [Metallogeny of series of geodynamic settings of island arcs]. Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok ostrovnnykh dug, Moscow, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation et al. publ., 1999, pp. 187–268. (In Russ.)
 29. *Shmidt A. I.* Vozrastnyye sootnosheniya serno-kolchedannogo i zolotopolimetallicheskogo orudneniya Kurosanskogo rudnogo polya (Yuzhnyy Ural) [Age relationships between sulfur-pyrite and gold-polymetallic mineralization of the Kurosan ore field (Southern Urals)]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1961, No. 6, pp. 27–40. (In Russ.)
 30. *Shchepot'yev Yu. M., Vartanyan S. S., Oreshin V. Yu., Guzman B. V.* Zolotorudnyye mestorozhdeniya ostrovnnykh dug Tikhogo okeana [Gold deposits of the island arcs of the Pacific Ocean], Moscow, TSNIGRI publ., 1989, 244 p. (In Russ.)
 31. *Yazeva R. G., Bochkarev V. V.* Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya) [Geology and geodynamics of the Southern Urals (experience of geodynamic mapping)], Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1998, 204 p. (In Russ.)
 32. *Arth J. G.* Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application. Journal of Research of the U. S. Geological Survey, 1976, V. 4, P. 41–47.
 33. *Condie K. C.* Archean magmatism and crustal thickening. Geological Society of America Bulletin, 1973, V. 84, P. 2981–2992.
 34. *Ellam R. M., Hawkesworth C. J.* Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, V. 98, P. 72–80.
 35. *Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, V. 42, P. 1199–1212.
 36. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin, New York, Springer publ., 1981, 390 p.
 37. *Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Journal of Research of the U. S. Geological Survey. 1972, V. 83, P. 29–40.
 38. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 1974, V. 274, P. 321–355.
 39. *Pearce J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, V. 69, P. 33–47.
 40. *Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. Naturwissenschaften, 1981, Bd. 68, P. 110–119. (In Russ.)
 41. *White N. C., Hedenquist J. W.* Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, 1995, P. 8–13. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 07.07.23 ; одобрена после рецензирования 15.09.23; принята к публикации 15.09.23.
The article was submitted 07.07.23 ; approved after reviewing 15.09.23; accepted for publication 15.09.23.