

**КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ
средний – поздний палеозой**



**Новосибирск–Уфа–Владивосток
2016**

**КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ
СРЕДНИЙ – ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ**

Новосибирск–Уфа–Владивосток
2016

**MIDDLE-LATE PALEOZOIC MAGMATISM AND METALLOGENY
OF THE SOUTH URALS AND ALTAI LINKED TO SUPRA-SUBDUCTION,
TRANSFORM MARGIN AND COLLISIONAL SETTINGS: IMPLICATIONS
TO THE AMALGAMATION OF THE EURASIAN CONTINENT**

Editor in Chief
A. I. Khanshuk

Novosibirsk–Ufa–Vladivostok
2016

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУКИ И ОБРАЗОВАНИЯ РФ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
НАЦИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ ГОСУДАРСТВЕННЫЕ УНИВЕРСИТЕТЫ
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
Томский государственный университет, Томск, Россия
Башкирский государственный университет, г.Уфа, Россия
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
Восточно-Казахстанский государственный технический университет
им. Д. Серикбаева, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
Алтайский геолого-экологический институт, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

**КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ
ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ
СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ**

Научный редактор
Академик РАН А. И. Ханчук

Препринт № 1/16
ИГМ СО РАН
(на правах рукописи)

Новосибирск–Уфа–Владивосток
2016

УДК 551.24+552.3+553.3(282.247.42+235.222)

Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая (средний–поздний палеозой) / А.Г. Владимиров, А.М. Косарев, А.И. Ханчук, Д.Н. Салихов, Н.Н. Крук, И.Ю. Сафонова, И.В. Гаськов, Б.А. Дьячков, С.В. Хромых, М.Л. Куйбида, И.Б. Серавкин, И.Ф. Гертнер, И.Ю. Анникова, П.Д. Котлер, И.Р. Рахимов, О.Н. Кузьмина, Т.А. Ойцева [Научн. ред. Академик РАН А.И. Ханчук]. Новосибирск: Препринт № 1/16. Изд. ИГМ СО РАН – ИНГГ СО РАН, 2016. 51 с.

В средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных и трансформно-коллизийных обстановок в зоне перехода континент–океан. С субдукционными обстановками связан главный объем вулканических ассоциаций Магнитогорской мезазоны на Южном Урале и в Рудном Алтае (Россия-Казахстан), которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и колчеданному оруденению (ранний–средний девон). В позднем девоне произошла блокировка Магнитогорской и Рудно-Алтайской островных дуг с разрывом слэбов и, как следствие, – астеносферным диапиризмом. На рубеже позднего девона–раннего карбона в обоих регионах сформировалась новая зона субдукции и возникли редуцированные островные дуги: Александровская на Южном Урале и Жарма-Саурская в Восточном Казахстане. Раннекаменноугольная коллизия и повторная блокировка субдукционных зон привела к трансформным обстановкам, отвечающим зонам постколлизийного скольжения литосферных плит и вновь – появлению астеносферных окон («slab-windows»). В этой обстановке были сформированы промышленные Ti-Mgt месторождения мирового класса (C₁).

Утверждено УС ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (протокол № 2 от 9.03.2016 г.), УС ИГ УНЦ РАН, г. Уфа (протокол № 3 от 16.02.2016 г.), УС ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (протокол № 1 от 18.02. 2016 г.).

Научный редактор
Академик РАН Александр Иванович Ханчук

Авторский коллектив:
А.Г. Владимиров, А.М. Косарев, А.И. Ханчук, Д.Н. Салихов, Н.Н. Крук,
И.Ю. Сафонова, И.В. Гаськов, Б.А. Дьячков, С.В. Хромых, М.Л. Куйбида, И.Б. Серавкин,
И.Ф. Гертнер, И.Ю. Анникова, П.Д. Котлер, И.Р. Рахимов, О.Н. Кузьмина, Т.А. Ойцева

Рецензенты

Андрей Эмильевич Изох
Михаил Иванович Кузьмин
Герман Борисович Ферштатер

© ИГМ СО РАН, 2016

© ИНГГ СО РАН, 2016

ПРЕДИСЛОВИЕ

Корреляция главных возрастных рубежей, их стратиграфическое и геохронологическое обоснование, а также анализ структурных особенностей и состава магматических, метаморфических комплексов и рудных месторождений алтаид и уралид представляют собой основу для методологической базы составления геологических и металлогенических карт нового поколения, построения геодинамических и прогнозно-металлогенических сценариев магмо- и рудогенеза Центральной и Восточной Азии. За последние пять лет геологические объекты Центральной Азии были в фокусе публикаций ведущих международных журналов, а также *Journal of Asian Earth Sciences*.

В представленной работе предпринята попытка провести событийную корреляцию Южно-Уральской и Алтайской аккреционно-коллизийных систем, в пределах которых находятся крупнейшие горно-промышленные комплексы России и Казахстана. Эта работа была апробирована и вызвала особый интерес на Третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения», Новосибирск, 29 марта – 1 апреля 2016 г., Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 226 с.

Урало-Монгольский складчатый пояс является внутриконтинентальной геологической структурой Центральной Азии, вмещающей широкий диапазон полезных ископаемых. В составе этого пояса традиционно выделяются уралиды и алтаиды, в строении которых участвуют докембрийские кристаллические массивы и окаймляющие их сложные полигенные складчатые ансамбли рифтогенной, надсубдукционной и аккреционно-коллизийной геодинамической природы и широкого возрастного диапазона – от венда до верхнего палеозоя. Привлекает внимание присутствие в Южно-Уральском и Алтайском регионах промышленных месторождений колчедан-

ного типа, хромитов, золота, железных руд и редких металлов. Проведение комплексных геологических исследований в этих регионах, осуществление геодинамических реконструкций на базе современной теории шлейт- и плюмтектоники позволяет уточнить и пополнить арсенал критериев прогнозной оценки на различные виды полезных ископаемых и получить новые научные результаты.

Авторы приносят благодарность за консультации и обсуждение работы академикам РАН Н.Л. Добрецову, М.И. Кузьмину, В.В. Ярмолюку, В.А. Коротеву, член корреспонденту РАН В.Н. Пучкову, докторам геолого-минералогических наук Г.Б. Ферштатеру, В.В. Холоднову, В.В. Зайкову, В.В. Масленникову, А.С. Борисенко, Р.К. Ковалеву, А.Э. Изоху, И.В. Кармышевой, Т.А. Осиповой, Г.А. Калистову. Кроме того, коллектив авторов приносит свои благодарности нашим помощникам Г.Т. Шафигуллиной, З.И. Родичевой, Е.Г. Смирновой и Т.В. Мирясовой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-9.3, 27П), партнерских проектов СО РАН, УрО РАН, ДВО РАН и УНЦ РАН (№ 12-С-5-1022, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», № 79 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени»), проектов РФФИ № 12-05-31470, 14-05-00747, 14-05-00712, 14-05-20269-г, проекта РНФ № 15-17-10010, проекта Комитета науки МОН РК № 1171; гранта Комитета науки МОН РК (№ 57-313 -14), инновационного гранта АО «НАТР РК» (№ 403-313-411), Программ повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского, Башкирского и Восточно-Казахстанского государственных университетов (Россия-Казахстан), а также Проекта МПГК №592 ЮНЕСКО «Continental Construction in Central Asia».

ВВЕДЕНИЕ

Урало-Монголо-Тяньшанский складчатый пояс привлекает особое внимание исследователей, поскольку является крупнейшей внутриконтинентальной геоструктурой Центральной Азии, в составе которой традиционно выделяют уралиды и алтаиды [Берзин и др., 1994; Sengör et al., 1993; Пучков, 2003, 2010]. В строении уралид и алтаид участвуют докембрийские кристаллические массивы и облегающие их горно-складчатые ансамбли надсубдукционной и аккреционно-коллизийной геодинамической природы. Тектоническая эволюция уралид и алтаид отражает полный цикл Вильсона от существования океана (венд–кембрий–ордовик) через островные дуги и активные континентальные окраины (девон) до коллизийно-трансформного режима в верхнем девоне и карбоне [Зоненшайн и др., 1976; Ермолов и др., 1981; Беспаяев и др., 1997; Щерба и др., 1998; Буслов и др., 2003, Владимирова и др., 2003, 2008; Yakubovskiy,

2004; Yang G. et al., 2014]. Судя по тектоническому строению, магматизму и метаморфизму, структурно-вещественные комплексы уралид и алтаид слагают сегменты единой островной мегадуги (системы дуг), которые сейчас удалены друг от друга (рис. 1.), но имеют сходные геологические сценарии развития, вплоть до синхронизации основных рубежей перестройки, смены геодинамических режимов и металлогении [Владимирова и др., 2003; Косарев и др., 2005, 2006; Косарев и др., 2014; Гаськов, 2015].

В истории геологического развития уралид и алтаид наиболее противоречивой является оценка роли плюмтектоники, значение которой либо совсем отрицается [Sengör et al., 1993], либо ей придается исключительная роль в формировании магматических комплексов и связанных с ними крупных и уникальных магматогенных, гидротермальных и эпитептермальных месторождений [Добрецов и

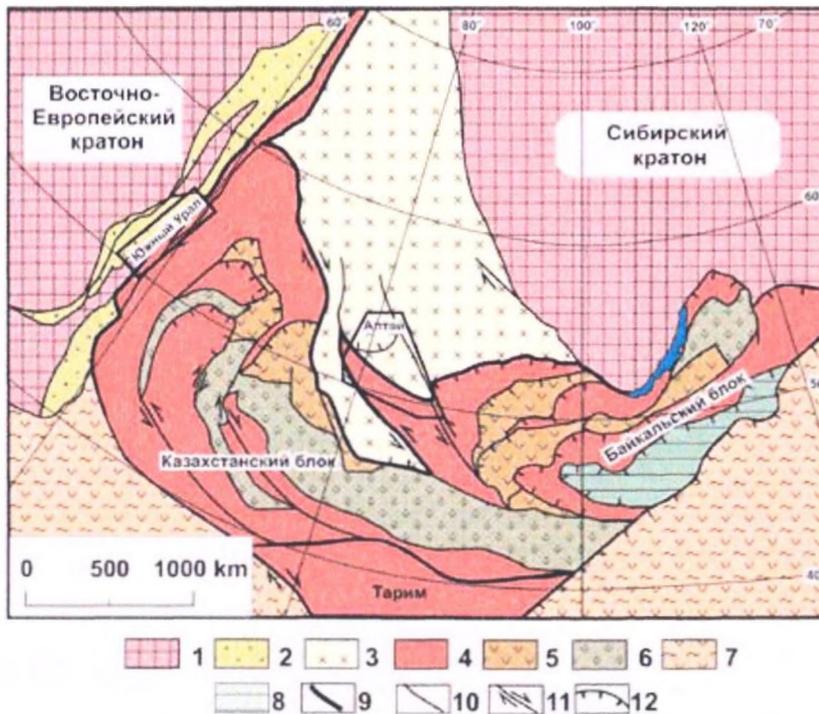


Рис. 1. Схема тектонического районирования Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса [Буслов, 2013]:

1 – докембрийские кратоны, 2 – венд-палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона, 3 – венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона, 4–7 – Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 – аккреционно-коллизийные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 – венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга; 5 – преимущественно магматические породы, 6 – образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 – раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 – раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона, 9 – ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 10 – позднпалеозойские разломы нерасчлененные, 11 – позднпалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений, 12 – позднпалеозойские и раннемезозойские надвиги.

Контурами выделены Южно-Уральские и Алтайские геологические структуры

др., 2005, 2010; Борисенко и др., 2006]. Вместе с тем остается недооцененной роль мантийного диапиризма, который является естественной реакцией (откликом) астеносферы на взаимодействие и(или) скольжение литосферных плит относительно друг друга после прекращения субдукции [Davis, Blacenburg, 1995; Хаин и др., 1996]. Астеносферные окна сейчас надёжно зафиксированы сейсмотомографическими методами для кайнозойских (Тихоокеанское побережье Северной Америки и др.) орогенов, где мантийный магматизм имеет специфические петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики [Мартынов, Ханчук, 2013]. Для областей древнего магматизма, в том числе – Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса, также выявлены необычные ассоциации магматических пород, геодинамическая интерпретация которых пока остается нерешенной с позиции плейт- и плюмтектоники. Решение этой проблемы является главной целью принятого исследования.

Обсуждение проблем магматизма и рудогенеза, связанного с автономными термохимическими плюмами и(или) мантийного (астеносферного) диапиризма в зонах конвергенции литосферных плит, было проведено на ряде совещаний: «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование» (1–4 апреля 2014 г., г. Новосибирск);

рабочее совещание по проблемам плюмов (28 мая – 1 июня 2014 г., г. Иркутск – о-в Ольхон); «Граниты и эволюция Земли» (17–20 августа 2014 г., г. Новосибирск); «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (17–20 сентября 2014 г., г. Владивосток); «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (15–18 октября 2014 г., г. Иркутск); XII всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрография магматических и метаморфических горных пород». КНЦ РАН, ИГ РК (г. Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.); 12th International Conference on “Gondwana to Asia”, abstract volume, University of Tsukuba, Tsukuba, October 21–23, 2014, International Association for Gondwana Research Conference Series, no. 21.

Эти материалы легли в основу предлагаемой статьи. Главный акцент сделан на решении вопросов корреляции вулканических ассоциаций, позволяющих проводить наиболее достоверные геодинамические реконструкции. Корреляция пикритоидных, габброидных и гранитоидных комплексов приведена в кратком виде, необходимой для понимания связей с Таримским плюмом. По этой причине золотое и редкометалльное оруденение, их геодинамические обстановки формирования будут рассмотрены в последующих статьях.

ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА

Южный Урал имеет площадь приблизительно 500х500 км, на западе включает край Восточно-Европейской платформы, на востоке – перекрыт Тургайским прогибом. По результатам проведенных исследований здесь выделены и охарактеризованы четыре палсвулканических пояса: Кракинско-Сакмарский, Магнитогорский, Восточно-Уральский, Александровско-Денисовский [Серавкин и др., 1992]. Сведения по этим вулканическим поясам позволяют проследить историю геологического развития и геодинамической эволюции Южного Урала от океанической через островодужную до трансформно-коллизивной, а также проанализировать место рудных месторождений в этом эволюционном ряду.

Магнитогорская мегазона включает зону Главного Уральского разлома (ГУР) или Вознесенско-Присакмарскую зону, Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорскую (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны (рис. 2, 3). В ее пределах располагаются колчеданные месторождения мирового класса, а также многочисленные месторождения золота и крупные месторождения железа [Серавкин, 2010]. В связи со слабой тектонической нарушенностью геологических разрезов в Магнитогорской мегазоне сохранилась стратиграфическая последовательность вулканических комплексов девонского и каменноугольного возрастов, которые датированы по конодонтовой фауне. Присутствие датированных разрезов на западном и восточном бортах Магнитогорской мегазоны позволяет провести их достоверную корреляцию и геодинамические реконструкции [Прокин и др., 1985, 1988; Маслов и др., 1993; Пучков, 2000, 2010; Серавкин, 1997, 2010; Косарев и др., 2014].

На западном фланге Магнитогорской мегазоны располагается Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) серпентинитового меланжа шириной 5–7 км, протяженностью около 400 км (см. рис. 2). В серпентинитовом матриксе присутствуют включения размерами от первых сантиметров до нескольких километров, представляющие собой фрагменты океанического кремнисто-базальтового разреза ($O-S_1$), островодужных вулканических, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород от силурийско-девонского возраста и вулканогенно-осадочных пород и известняков каменноугольного возраста. В обломках олистостромовых горизонтов, наряду с вышеперечисленными

разновидностями пород, присутствуют и сами серпентиниты. В генерализованном виде набор вышеперечисленных структурно-вещественных комплексов следует рассматривать как террейн аккреционной призмы.

Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) на западе по тектоническому контакту (с падением ЮВ 30–60°) сочленяется с толщами, слагающими Центрально-Уральскую зону (Уралтау). Последняя имеет антиформное строение и сложена, судя по геохронологическому возрасту и находкам фауны, протерозойскими, вендскими и палеозойскими породами [Пучков, 2010]. В Центрально-Уральскую зону входит максютовский эклогит-глаукофановый высокобарический комплекс, типоморфный для зон субдукции, и суваянский зеленосланцевый метаморфический комплекс. Западнее Центрально-Уральской зоны располагается Сакмарская зона аллохтонного строения, тектонически, сочленяющаяся с Восточно-Европейской платформой. Она состоит из серии пластин, сложенных терригенными, терригенно-туффито-кремнистым, ультрабазитовым и вулканогенными комплексами, имеющими возраст от кембрия до среднего девона [Руженцев, 1976; Пучков, 2000; Серавкин и др., 1992; Глубинное строение ..., 2001], и, судя по набору пород, представляет собой террейн аккреционной призмы. Важно подчеркнуть, что «горячего» воздействия на Восточно-Европейскую платформу (или) обдукции Магнитогорской мегазоны на её кристаллический фундамент не наблюдается*. С востока Магнитогорская мегазона контактирует с Восточно-Уральским поднятием по Восточно-Магнитогорской зоне разломов и серпентинитового меланжа (см. рис. 3).

Океанический вулканизм. Фрагменты океанических и островодужных вулканических пород, датированные вендским и палеозойским возрастом, известны в максютовском эклогит-глаукофановом комплексе Центрально-Уральской зоны и в Сысертско-

* Вопрос о присутствии докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы под Магнитогорской мегазоной остаётся остро дискуссионным. Согласно представлениям [Салихов, Рахимов, 2014] в момент коллизии раннекаменноугольного возраста структурно-вещественные комплексы Магнитогорской мегазоны были надвинуты на край Восточно-Европейской платформы, что предопределило специфику магматизма и оруденения. Sm-Nd изотопная систематика (см. ниже в настоящей статье) не подтверждает существование докембрийского кристаллического основания под Магнитогорской мегазоной.

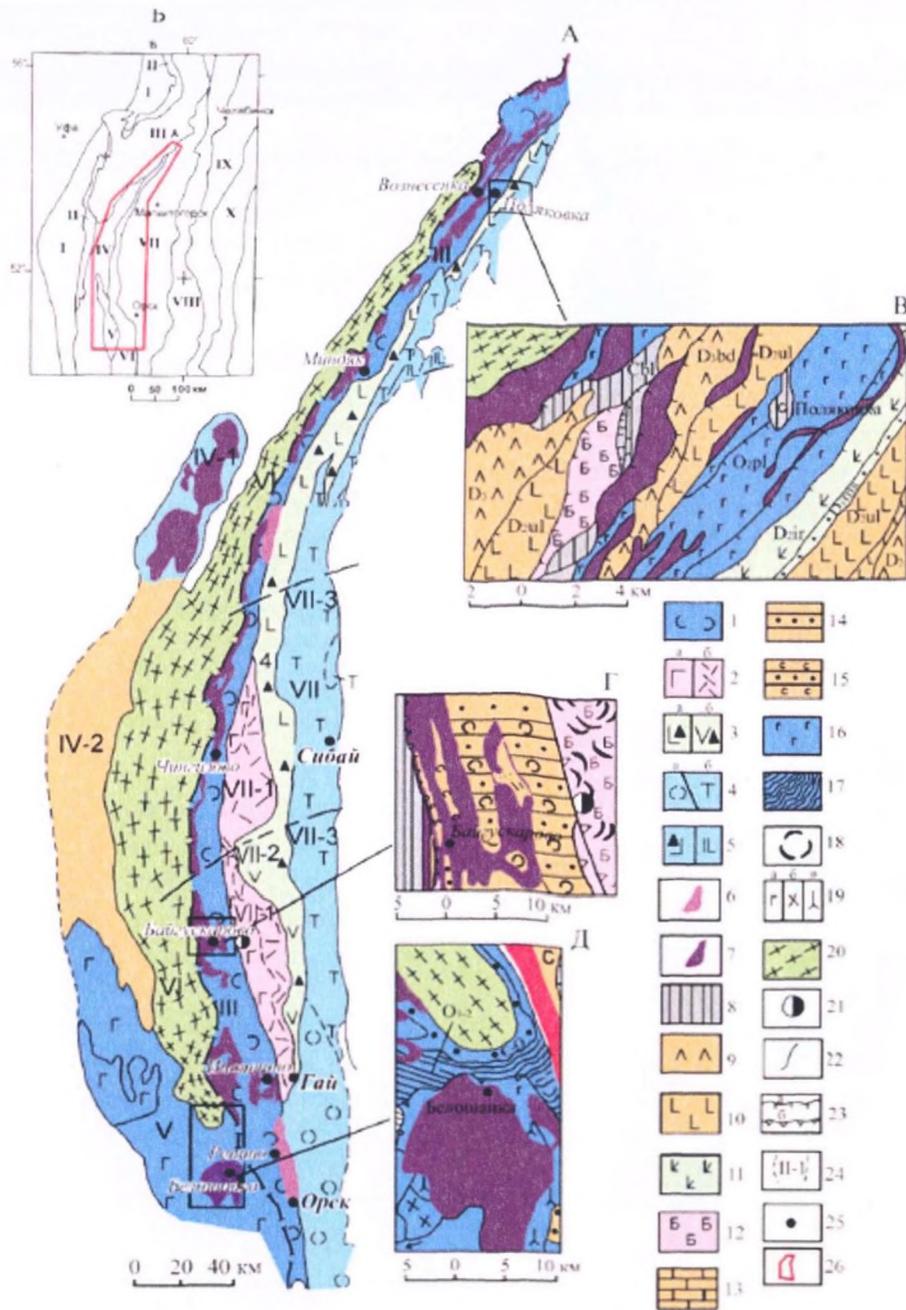


Рис. 2. Геологическая схема Магнитогорской мегазоны и фрагменты Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны. Составлены А.М. Косаревым на основе материалов [Сервакин и др., 1992; Жданов и др., 2003; Рязанцев и др., 2005].

А, Б. Формации: 1 – базальтовая (O-S); 2 – базальт-риолитовая (D1 cms): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезито-базальтовая (D2 cf1): базальт-андезитобазальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальт-риолитовая (D2): базальтовый (а) и контрастный (б) комплексы; 5 – андезито-базальтовая (D2); 6 – калисвых базальтов-трахитов (D1 c1); 7 – серпентинизированные ультрабазиты.

В, Г, Д: 8 – Балбукский интрузивный комплекс монцодиорит-сиснит-лейкогранитовый (C1-2 bl); 9 – буголакский эффузивно-тефроидный и субвулканический комплекс базальт-андезитобазальтового состава известково-щелочной и субщелочной серий (D3 bd) в общем контуре с мукасовской свитой (D3); 10 – улутауский эффузивно-тефроидный субвулканический комплекс андезитобазальт-андезит-риодацитового состава известковощелочной серии (D2zvul); 11 – ирендыкский эффузивно-тефроидный комплекс (D2cf gr); 12 – баймак-бурибасевский эффузивно-кремнистый и субвулканический комплекс базальт-дацит-риодацитового состава (D1c2bb); 13 – известняки; 14 – мазовская свита терригенно-тефроидная с обломками известняков (D1 ms); 15 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации и комплексы (узкий просвет), перекрытые более молодыми осадочными формациями; 16 – поляковский кремнисто-базальтовый комплекс (O2pl); 17 – кремнистые и кремнисто-глинистые глубоководные отложения (O1-2); 18 – базальтовые щитовые вулканы; 19 – интрузивные тела: а – габбро-диабазов, б – диоритов, габбро-диоритов, в – габброидов несрашенных; 20 – метаморфические комплексы зоны Уралтау; 21 – колчеданные месторождения; 22 – геологические границы; 23 – разрывные нарушения: а – надвигового, б – взросо-надвигового типов; 24 – номера структурных зон и подзон; 25 – населенные пункты; 26 – контур площади рис. 2, А на рис. 2, Б.

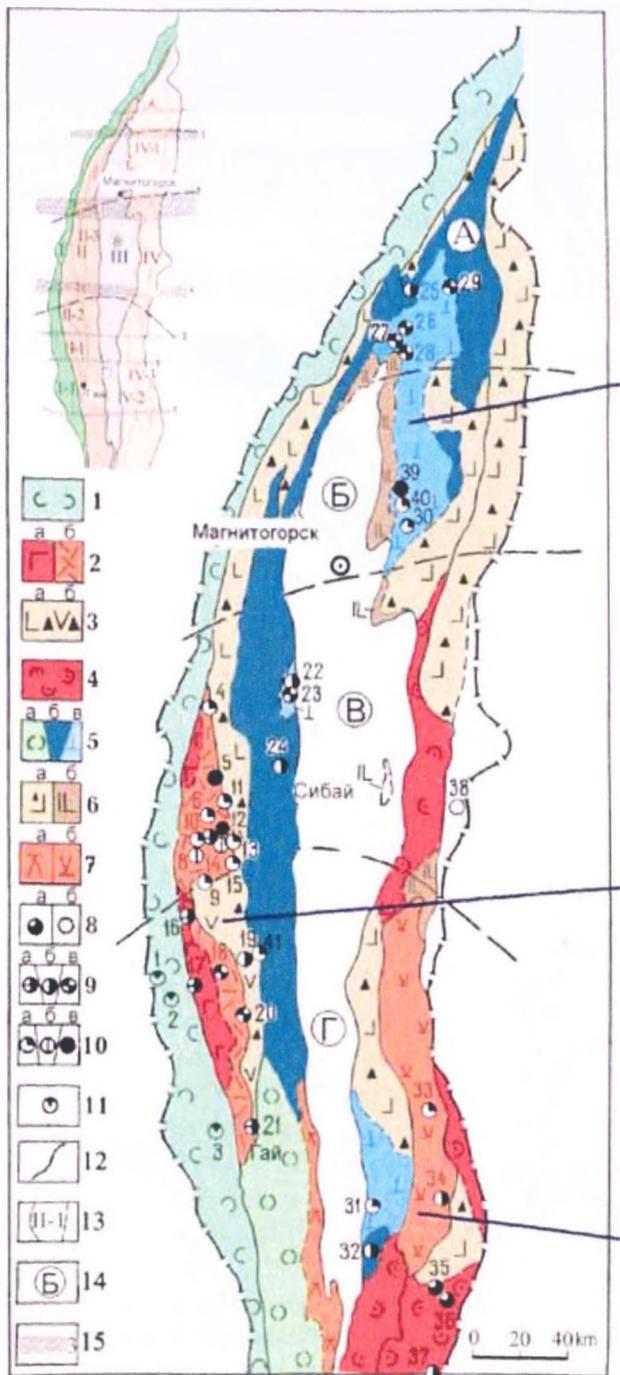


Рис. 3. Структурно-металлогеническая схема размещения колчеданных месторождений в вулканических комплексах Магнитогорской мегазоны [Серавкин, 2007]:

Формации: 1 - базальтовая (D1 c1); 2 - базальт-риолитовая (D1 c2): контрастный (a), непрерывный (b) комплексы; 3 - андезит-базальтовая (D2 c1): базальт-андезит-базальтовый (a) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (b) комплексы; 4 - базальтовая (D1 c); 5 - базальт-риолитовая (D2 c2): базальтовый (a) и контрастный (b), непрерывный (a) комплексы; 6 - андезит-базальтовая (D2) - (a), базальт-андезит-базальтовая K-Na (D3) (b); 7 - базальт-андезит-риолитовая Юсинский (D2) - (a), тоже Джусинский (D2 c1) - (b)

Колчеданные месторождения: 8 - Медноколчеданные (ломбаровский тип), 9 - цинково-медноколчеданные, $Cu > Zn$ (a), медно-цинковоколчеданные, $Cu < Zn$ (b) и медно-цинковоколчеданные с полиметаллической минерализацией (a) (уральский тип); 10 - золото-колчеданно-полиметаллические (a), золото-барит-полиметаллические (b) и золото-колчеданные (a) (баймакский тип); 11 - a - кобальт-медно-цинковоколчеданные (ивановский тип) и b - цинковоколчеданные (филизчайский тип). Названия колчеданных месторождений: 1 - Ивановское, 2 - Дергамышское, 3 - Ишкнинское, 4 - Тубинская группа, 5 - Куль-Юрт-тау, 6 - Уваряж, 7 - Бакр-тау, 8 - Горная Байкара, 9 - Майское, 10 - Таш-тау, 11 - Таналык-Баймакское, 12 - Семёновское, 13 - Юалинское, 14 - Туба-Канн, 15 - Балта-тау, 16 - Юбилейное, 17 - Бурибайское, 18 - Маканская группа, 19 - Подольское, 20 - Мамбетовское, 21 - Гайское, 22 - Бакр-Узак, 23 - Южный Бакр-Узак, 24 - Сибайское, 25 - Учалинское, 26 - Озерное, 27 - Узльгинское, 28 - Молодежное, 29 - Таш-Яр, 30 - Александринское, 31 - Исиргужинское, 32 - Западно-Ащевутакское, 33 - Джусинское, 34 - Барсучий Лог, 35 - Летнее, 36 - Осеннее, 37 - Весеннее, 38 - Амурское.

Схема районирования: 12 - границы Магнитогорской зоны и структурно-формационных зон I-go порядка (названия в тексте); 13 - границы и номера колчеданоносных зон (названия в тексте); 14 - поперечные блоки: А - Учалинский, Б - Магнитогорско-Верхнеуральский, В - Баймакско-Кацбахский, Г - Орско-Джусинский; 15 - широтные дислокации: 1 - Буйдинская, 2 - Белорешская, 3 - Агаповская, 4 - Юалинская, 5 - Подольская, 6 - Новочеркасская, 7 - Орская

Ильменогорском антиклинории на Южном Урале, где возраст метабазальтов и плагиогнейсов, определенных U-Pb изотопным методом, составляет соответственно 543 ± 46 и 590 ± 20 млн лет [Краснобаев и др., 1998; Пучков, 2000, 2010]. На южном продолжении Центрально-Уральской зоны, в казахской части Южного Урала (Эбетинская зона) известен лушниковский островодужный комплекс вендского возраста, датированный по цирконам из кислых экструзивных пород, 590 млн лет [Самыгин и др., 2007]. Формирование вендской островной дуги в Эбетинской зоне предполагает предшествующую позднепротерозойско-ранневендскую океаническую стадию, что следует из региональных материалов по Уралу [Пучков, 2010].

Более поздний этап океанического рифтогенеза и вулканизма проявился на Южном Урале в ордовик-раннесилурийское время. Наиболее представительные разрезы океанических вулканических комплексов известны в западной части Магнитогорской мегазоны в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны. Океанические комплексы (O_2-S_1) близкого возраста выделены во всех структурных зонах Южного Урала, включающих Сакмарскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую. Во всех случаях в составе океанических комплексов присутствуют обогащенные базальты, близкие к E-MORB, часто обладающие повышенной щелочностью [Серавкин и др., 1992]. Базальты,

близкие к N-MORB, установлены в составе полякового комплекса Вознесенско-Присакмарской зоны [Семенов, 2000; Spadca et al., 2002]. Для всех типов базальтов океанической стадии на Южном Урале обнаруживаются геохимические характеристики, сближающие их с базальтами оксанических плато [Симонов и др., 2004].

Магнитогорская островодужная система.

Вулканизм протекал в период от лохковского яруса раннего девона до фаменского яруса позднего девона в возрастном интервале от 418 до 359 млн лет (табл. 1). Среди интрузивных и вулканических комплексов, сформировавшихся в этот период времени, преобладали ассоциации, которые по характерным особенностям распределения макро- и микроэлементов относятся к надсубдукционному типу. Возраст вулканических комплексов обоснован конодонтовой, реже другими видами фауны и корреляцией разрезов по геологическим и петролого-геохимическим критериям (рис. 4) [Серавкин и др., 1992; Маслов и др., 1993; Маслов, Артюшкова, 2010; Пучков, 2000, 2010].

В целом девонский мегацикл делится на 4 цикла: 1 – раннедевонский ($D_{1lh}-D_{1e_1}$); 2 – позднеэмско-раннеэйфельский ($D_{1e_2}-D_{2ef_1}$); 3 – позднеэйфельско-раннефранский ($D_{2ef_2}-D_{3f_1}$); 4 – верхнедевонский ($D_{3f}-D_{3fm}$). Второй ($D_{1e_2}-D_{2ef_1}$) и третий ($D_{2ef_2}-D_{3f_1}$) циклы являются колчеданосными. Первый, второй и четвертый циклы завершаются проявлениями вулканизма калиево-натриевой шошонитовой серии. Тренд возрастания суммарной щелочности и калиевого содержания обнаруживается как в пределах каждого цикла снизу-вверх по разрезу, так и в разрезе всего мегацикла от нижнедевонской части к верхнедевонской и с запада на восток от фронтальной островной дуги к тыловодужной зоне (в современных координатах).

Состав колчеданных месторождений, характерных для Магнитогорской мегазоны, коррелируется с петролого-геохимическими особенностями рудовмещающих вулканических комплексов [Косарев и др., 2010; Серавкин, 2013; Косарев и др., 2014; Гаськов, 2015]. Среди колчеданных месторождений Южного Урала по химическому составу руд выделяется четыре главных типа: 1 – кобальт-медноколчеданные; 2 – медно-цинковые (Cu-Zn); 3 – цинково-медные (Zn>Cu); 4 – колчеданные золото-полиметаллические (Zn-Cu-Pb-Ba-Au). Ниже в возрастной последовательности приведена краткая характеристика вулканических комплексов и колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны.

Раннедевонский этап островодужного вулканизма представлен мостостроевским вулканическим комплексом (D_{1e_1}), который сохранился в зоне сочленения серпентинитового меланжа Вознесенско-Присакмарской зоны (ГУР) и Западно-Магнитогорской зоны в районе города Орска, а также представлен ивановским ($D_{1?}$), бурибайским и верхнетаналыкским (D_{1e_2}) вулканическими колчеданосными комплексами ЗМЗ и киёмбаевским комплексом ВМЗ.

Мостостроевский вулканический комплекс принадлежит к шошонит-латит-трахитовой умеренно-щелочной серии с примесью пикробазальтов и щелочными базальтами [Тищенко, 1971; Косарев, 2007]. Комплекс датирован (D_{1e_1}) по конодонтам зоны excavatus [Маслов, Артюшкова, 2010]. Наряду с эффузивными субщелочными породами в зоне ГУР известны многочисленные интрузии габбро-диоритов-плагиогранитов, датированные по цирконам U-Pb [Ферштатер и др., 2007; Грабежев, 2009; Ферштатер, 2013, 2015] и Sm-Nd [Косарев и др., 2014] методами с изотопным возрастом 418-399 млн лет (лохков-эмс). Значительная часть интрузивных пород этого возраста имеет островодужные геохимические характеристики [Ферштатер и др., 2010; Ферштатер, 2013, 2015; Косарев и др., 2014], что позволяет выделять раннедевонский ($D_{1lh}-e_1$) этап островодужного магматизма (см. табл. 1).

В Восточно-Магнитогорской зоне выделен джаилганский комплекс зоны задугового спрединга раннедевонского возраста, представленный высокотитанистыми базальтами тефрит-трахибазальтовой умеренно-щелочной серии [Серавкин и др., 1992; Косарев, 2007].

Ивановский вулкано-интрузивный комплекс раннедевонского (?) возраста по составу вулканитов принадлежит к умеренно-щелочной и толеит-бонинитовой сериям. Главными геохимическими особенностями базальтов являются их высокая магнезиальность, низкая титанистость и калиево-цинковая насыщенность [Косарев и др., 2005; Зайков и др., 2009]. Присутствуют также низкомагнезиальные вулканиты, принадлежащие к островодужной толеитовой серии [Зайков и др., 2009]. С этими вулканитами связаны колчеданные руды ивановского типа, которые представлены массивными и обломочными разновидностями, состоящими из пирита, пирротина, халькопирита, в подчиненном количестве содержатся кобальтин, арсенопирит, реже магнетит и хромит [Мелекесцева, 2007]. Кобальт-медноколчеданные месторождения

Таблица 1

Геологическая последовательность формирования магматических комплексов Южно-Уральской аккреционно-коллизийной системы

п/п	Зона	Магматические комплексы (ассоциации)	Возраст, млн лет (метод), стратиграфический индекс по конодонтовой и др. фауне	Источники
1	2	3	4	5
<i>«Обдукционные» комплексы, связанные с перестройкой Уральского орогена, отмиранием Тагильской островодужной системы и зарождением Магнитогорской островодужной системы (D)</i>				
1	ГУР	Хабарнинский офиолитовый аллохтон:		Ферштатер, 2015
2		базит-ультрабазитовые пластины и кольцевые интрузивы	415–400 (U-Pb)	Пушкарев и др., 2008
3		спессартитовые дайки	400–394 (U-Pb)	Ферштатер, 2013, 2015
4		«обдукционные граниты»	400–394 (U-Pb, Rb-Sr)	Ферштатер, 2013, 2015
5	ГУР	Нуралинский «лерцолитовый» аллохтон:		
6		габбро-диориты	400 (U-Pb)	Ферштатер, 2013, 2015
<i>Островодужные комплексы (D₁), Магнитогорская островодужная система</i>				
7	ЗМЗ	Мостостроевский трахибазальт-трахитовый, шошонитовая серия	D ₁ e ₁	Тищенко, 1971
8	ЗМЗ	Бурибаевский толеит-бонинит-риодацитовый	D ₁ e ₁ ¹	Маслов и др., 1993
9	ЗМЗ	Верхнетаналыкский базальт-андезит-риодацитовый, известково-щелочная серия	D ₁ e ₁ ^{II}	Маслов и др., 1993; Сравкин и др., 1992
10	ЗМЗ	Ирендыкский базальт-андезит-базальтовый, толентовая и известково-щелочная серия	D ₂ ef ₁	Маслов и др., 1993
11	ЗМЗ	Карамалыташский базальт-риолитовый, толеитовая островодужная серия	D ₂ ef ₂	Маслов и др., 1993
12	ЗМЗ, ВМЗ	Улутауский базальт-андезит-дацит-риодацитовый, известково-щелочная серия	D ₂ zv	Маслов и др., 1993
13	ВМЗ	Джайлганский тефрит-трахибазальтовый	D ₁ e ₁ ²	Косарев, 2007
14	ВМЗ	Киембаевский субоксанических базальтов	D ₁ e ₁	Маслов и др., 1993
15	ВМЗ	Джусинский трахибазальт-трахандезит-трахириодацитовый, шошонитовая и известково-щелочная серии	D ₁ ef ₁	Косарев, Артюшкова, 2007
16	ВМЗ	Урлядинский базальт-андезитбазальтовый, известково-щелочная серия	D ₂ zv	Маслов и др., 1993
17	ВМЗ	Аблязовский базальтовый	D ₁ f-fm	Маслов, Артюшкова, 2010
18	ВМЗ	Новоивановский трахибазальт-трахандезитовый	D ₁ fm	Маслов, Артюшкова, 2010
19	ВМЗ	Шумихинский трахибазальт-трахидацитовый	D ₁ fm	Маслов, Артюшкова, 2010
20	ЗМЗ	Вознесенский кварцдиоритовый	381±5 (U-Pb)	Грабежев, Ронкин, 2011
21	ВМЗ	Юбилейный плагиогранитный	374±3 (U-Pb)	Грабежев, 2014
22	ВМЗ	Верхнеуральский сиенито-диоритовый	362±9 (Rb-Sr)	Салихов, Митрофанов, 1994
23	ВМЗ	Краснинский тоналит-гранодиоритовый	366±6 (U-Pb)	Ферштатер и др., 2007
<i>Островодужные комплексы (D₁-C₁), Александровская островодужная система</i>				
24	ЗАУ	Березняковский базальт-андезит-риолитовый	D ₁ ?-C ₁	Тевелев, Кошелева, 2002
25	ЗАУ	Березинский трахибазальт-трахириолитовый	C ₁	Тевелев, Кошелева, 2002
<i>Раннеколлизийные комплексы (C)</i>				
26	ВМЗ	Березовский базальт-риодацитовый	C ₁ t-v ₁	Салихов, 2009
27	ВМЗ	Греховской базальт-риолитовый	C ₁ t-v ₁	Салихов, 2009
28	ВМЗ	Кассельский габбро-гранитный	342±6 (Rb-Sr)	Салихов, Митрофанов, 1994
29	ВУЗ	Пеплюевский тоналит-гранодиоритовый	345,5±1,7 (Rb-Sr) 342,3±1,7 (Rb-Sr) 341,1±1,7 (Rb-Sr) 340,2±2,6 (Rb-Sr)	Попов и др., 2003

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
<i>Позднеколлизионные комплексы (C_{1,2})</i>				
30	ВМЗ	Магнитогорская габбро-гранитная серия	333-330 (Rb-Sr) 338±6 (U-Pb)	Ронкин, 1989; Ферштатер и др., 2007
31	ЗМЗ	Худолазовский пикродолеритовый	328-324 (U-Pb)	Салихов и др., 2012
32	ВМЗ	Улугуртауский долеритовый	321±15 (Sm-Nd)	Рахимов и др., 2014
33	ВМЗ	Уйский Бор, гранитный	304±4,8 (Rb-Sr)	Богатов, Костицын, 1999
34	ВМЗ	Карагайский Бор, гранитный/Анухово-Карагайский	304±4,8 (Rb-Sr)	Богатов, Костицын, 1999

Примечание. ГУР - Главный Уральский разлом; ЗМЗ - Западно-Магнитогорская зона; ВМЗ - Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ - Восточно-Уральская зона; ЗАУ - Зауральская зона.

залегают в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны серпентинитового меланжа (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское). По результатам фациального анализа и палеовулканологических реконструкций они располагались на склоне глубоководного желоба в преддуговом бассейне фронтальной островной дуги (серпентинитовые осадочные брекчии в основании разреза ивановского вулкано-интрузивного комплекса, D_{1e2}?).

Бурибайский вулканический комплекс позднеэмского возраста (D_{1e2} br) датирован по конодонтовой фауне (зоны serotinus-patulus [Маслов, Артюшкова, 2010]. Мощность комплекса превышает 1000 м, в его составе присутствуют вулканы толеит-бонинитовой и известково-щелочной петрохимических серий (рис. 5) [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005]. Характерными чертами магнезиальных бонинитов и бонинитовых вариолитов являются повышенная магнезиальность (MgO 8-18%), низкие концентрации TiO₂ (0,35-0,58%), Zr (9-80 г/т), Nb (0,57-0,74), Th (0,04-0,25), La (0,7-1,5г/т), La/Yb (0,95-1,55), широкий размах концентраций Sr, Ni. По геохимическим характеристикам бонинитовые вариолиты близки к высококальциевым бонинитам [Crawford et al., 1989]. Медно-цинковые колчеданные месторождения уральского типа (Cu>Zn), залегающие в разрезе бурибайского вулканического базальт-бонинит-риодацитового комплекса, представлены средними и крупными месторождениями (Бурибайское, Юбилейное). Преобладающие массивные рудные залежи имеют пирит-халькопирит-сфалеритовый состав. Судя по геохимической характеристике и присутствию бонинитов, этот комплекс сформировался на раннем этапе становления фронтальной островной дуги [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2014].

Верхнетаналыкский вулканический комплекс (D_{1e2}) отвечает базальт-андезит-дацит-риолитовой

известково-щелочной серии повышенной магнезиальности [Косарев и др., 2005]. Разрез верхнетаналыкского комплекса наращивает вверх толщи бурибайского вулканического комплекса, формируя второй малый цикл вулканизма и завершая становление фронтальной позднеэмской островной дуги в Западно-Магнитогорской зоне. Верхнетаналыкский комплекс является рудовмещающим для колчеданных Au – полиметаллических месторождений Баймакского рудного района и для месторождений Макан-Октябрьского и Гайского рудных полей [Прокин и др., 1988; Серавкин, 2010] (см. рис. 4). Рудные залежи месторождений баймакского типа сложены сфалерит-халькопирит-пиритовыми массивными рудами. Среди прожилково-вкрапленных руд выделяются халькопирит-галенит-сфалеритовый с баритом и халькопирит-пиритовый с кварцем минеральные типы [Прокин и др., 1988]. В сфалеритовых рудах присутствуют теннантит, галенит, самородное золото, молибденит, арсенопирит и пирротин. Этот тип оруденения по наличию Au-Ba-Pb минерализации отвечает месторождениям «Куроко» [Серавкин, 2007].

В позднеэмское время в пределах ВМЗ формируется Домбаровская зона задугового спрединга, наследующая раннеэмский задуговой бассейн. В этом бассейне происходят массовые излияния субокеанических умереннотитанистых толентовых базальтов киембаевского (D_{1e2}) комплекса [Серавкин и др., 1992]. Отличия киембаевских базальтов от высокотитанистых трахибазальтов нижележащего джаилганского комплекса заключается в пониженных содержаниях всего ряда РЗЭ, высокозарядных, радиоактивных и крупноионных элементов. По геохимическим характеристикам базальты киембаевского комплекса близки к толеитам СОХ [Серавкин и др., 1992]. В толщах базальтов киембаевского комплекса формиру-

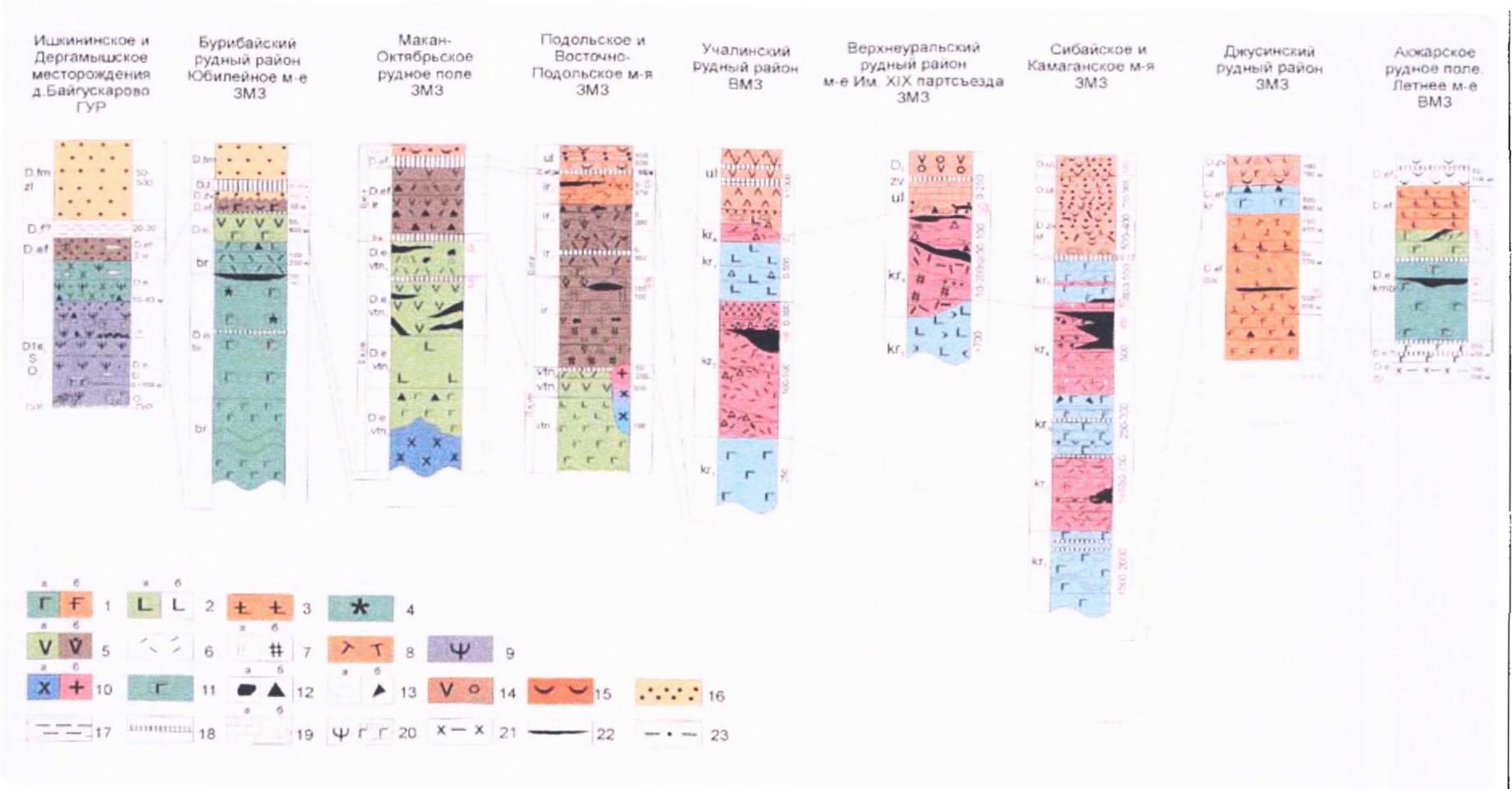


Рис. 4. Схема сопоставления и корреляции разрезов колчедановых вулканических комплексов Магнитогорской мегазоны на Южном Урале.

Составлена А.М. Косаревым:

1–8 – эффузивные породы: 1 – базальты: а) нормальной щелочности; б) умеренно-щелочной (шошонитовой) серии; 2 – андзитобазальты: а) афировые и плагиофировые; б) пироксен-порфировые; 3 – шошониты-латиты; 4 – бониниты вариолитовые; 5 – андзиты: а) плагиофировые; б) кварц-содержащие; 6 – дациты и риодациты плагиофировые, кварц-плагиоклазовые мелко-средне-порфировые; 7 – риодациты кварц-плагиоклазовые: а) крупнопорфировые; б) мсафировые; 8 – трахидациты, риодациты повышенной калийности; 9 – серпентинизированные ультрабазиты; 10 – интрузивные породы: а) габбро-диориты и диориты; б) граниты, гранодиориты; 11 – эффузивные породы с подушечной отдельностью; 12 – агломератовые туфы: а) глыбовые; б) крупнообломочные; 13 – а) агломератовые туфы мелкообломочные; б) гиалокластиты; 14 – туфы; 15 – тефриты; 16 – терригенные породы; 17 – кремнистые алевриты; 18 – кремни, яшмоиды; 19 – известняки: а) массивные; б) обломочные; 20 – серпентинитовый мсланж с фрагментами различного состава; 21 – сланцы зеленосланцевой фации метаморфизма тюлюкбайской толщи; 22 – рудные тела колчеданных месторождений; 23 – разрывные нарушения

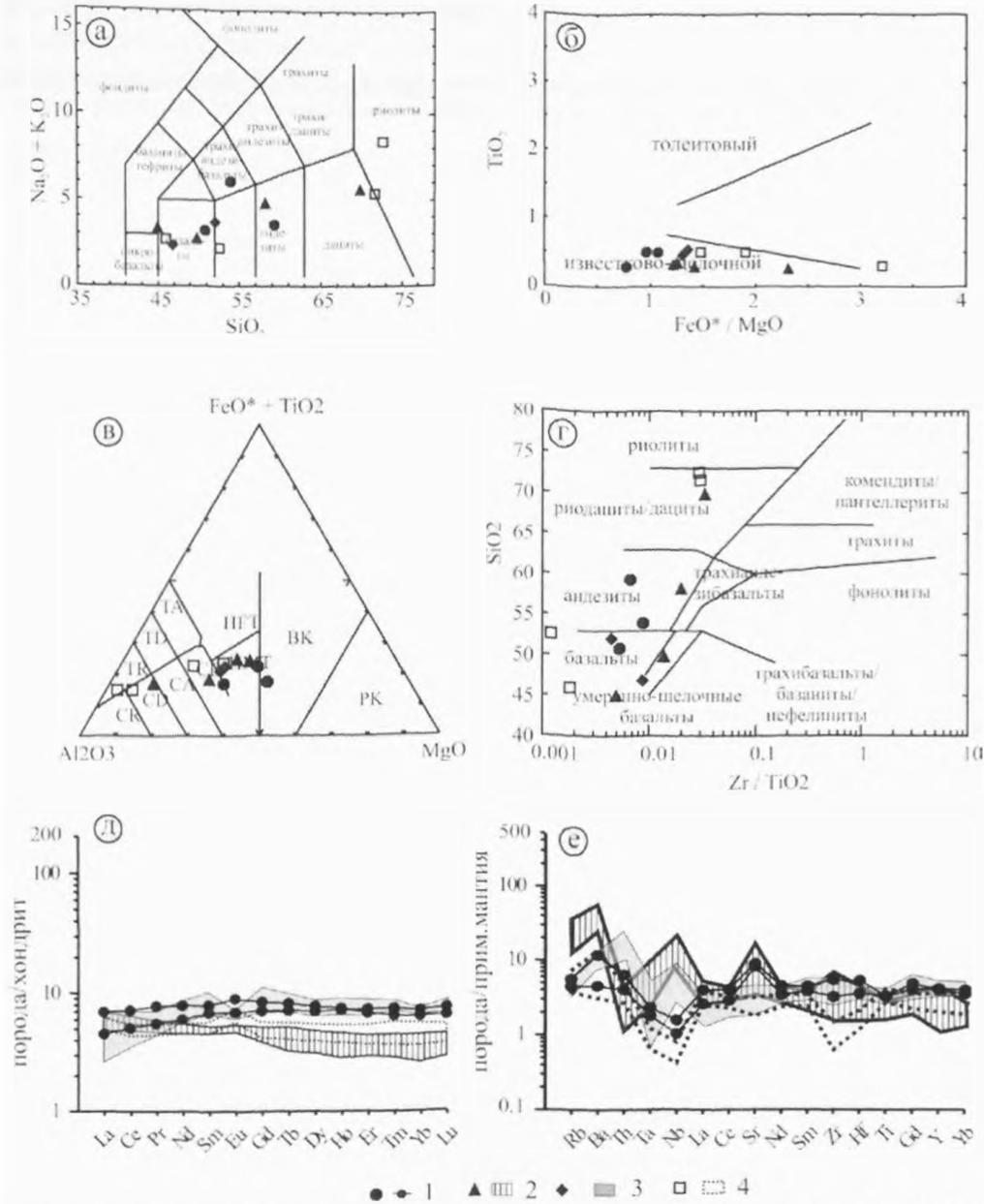


Рис. 5. Геохимические характеристики ранне-среднедевонских вулканитов Магнитогорской островодужной системы:

1 – фронтальная дуга, в том числе вулканические комплексы: 1 – бурibaйский, D1er, 2 – верхнетаналыкский, D1er, 3 – Северный Ирендык; 4 – Южный Ирендык, D2ef1 (ЗМЗ).

При построении графиков использованы данные [Косарев и др., 2005].

Дискриминационные диаграммы: а – TAS-диаграмма, поля по [Le Maitre, 1989], б – диаграмма «FeO*/MgO – TiO₂» [Miyashiro, 1974]; в – диаграмма «Al₂O₃-FeO*+TiO₂-Mg» [Jensen, 1976], г – диаграмма «Zr/TiO₂-SiO₂» [Winchester, Floyd, 1974], д – спектры распределения РЗЭ в базальтах (нормировано по составу хондрита [Boytton, 1984]), е – мультиэлементные диаграммы для базальтов (нормировано по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]).

ются средние по запасам колчеданные медные месторождения домбаровского типа [Прокин и др., 1988].

Среднедевонский этап островодужного вулканизма (фронтальная часть) представлен Ирендыкским вулканическим поясом (ЗМЗ), который прослеживается с севера на юг от района г.Карабаш до Гайского рудного поля (более 400 км при ширине выхо-

дов 7–20 км), в его состав входят северо-ирендыкский и южно-ирендыкский комплексы (D₂ef₁).

Северо-ирендыкский вулканический комплекс (D₂ef) относится к толеитовой островодужной и известково-щелочной сериям, которые образуют крупные стратовулканы с тейфроидами (см. рис. 5). В разрезах комплекса преобладают пироксен-

плагиоклазовые базальты и андезибазальты, реже встречаются оливин-клинопироксеновые пикробазальты. Вулканические породы имеют надсубдукционное геохимические характеристики, главным механизмом формирования всего комплементарного ряда была кристаллизационная дифференциация [Косарев и др., 2014]. В верхних частях вулканических разрезов отмечены анкармиты, трахибазальты и трахиандезиты, свидетельствующие о переходе к субщелочной серии [Косарев и др., 2005, 2014]. В отношении колчеданности этот комплекс безруден.

Южно-ирендыкский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс (D_2ef_1) получил развитие в южной части Ирендыкской структурной зоны (Бурибаевский и Баймакский рудные районы). По материалам глубоких скважин установлено, что южно-ирендыкский комплекс наращивает вверх толщи верхнетаналыкского комплекса. Наиболее детально этот комплекс изучен в пределах Подольского рудного поля, где был реконструирован кальдера-вулкан. Внутрикальдерный комплекс вулкаников имеет сложное строение с гетеродромной эволюцией составов [Сравкин и др., 1992]. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие толщи: 1 – дацит-риолитовая (рудомещающая); 2 – кварцевых андезитов и андезибазальтов гибридного происхождения (надрудная); 3 – пиллоу-базальт-дацит-риодацитовая; 4 – андезибазальт-кварцево-андезит-риодацитовая; 5 – трахидацит-риолитовая калиево-натриевая, относящаяся к посткальдерному комплексу. По геохимическим характеристикам вулканики нижних четырех толщ внутрикальдерного комплекса относятся к промежуточному ряду между островодужной толситовой и известково-щелочной сериями (см. рис. 5). Рудные залежи Подольского колчеданного месторождения ($Cu > Zn$) сложены пиритом, мельниковитом, халькопиритом, сфалеритом, присутствуют борнит, теннантит, галенит [Прокин и др., 1988; Сопко и др., 1983].

Сукраковский трахидацитовый комплекс (D_2e_1) завершает вулканический разрез Подольского кальдера-вулкана. Он сложен дацитами, риодацитами, в меньших количествах андезидацитами и риолитами, относящимися к пирокластической, эффузивной, субвулканической и тефроидной фациям, часто с краснокаменными изменениями. Вулканики имеют повышенную щелочность калиево-натриевого и натриевого типов, обнаруживают высокие FeO/MgO , характерные для калиевой известково-щелочной серии Западного пояса США. По имеющимся геохимическим материалам сукраковский комплекс

трахидацит-риодацитового состава рассматривается как переходная серия от известково-щелочной к шошонитовой, сформировавшаяся на завершающем этапе раннеэйфельского островодужного вулканизма [Косарев и др., 2005]. Рудные залежи Восточно-Подольского полиметаллического месторождения сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, баритом. Содержания Pb в рудах Восточно-Подольского месторождения по отношению к сумме $Zn+Cu+Pb$, составляет 20 %, что сближает это месторождение с богатыми Pb месторождениями Рудного Алтая.

Среднедевонский этап островодужного вулканизма (тыловая часть) рассматривается на примере джусинского вулканического комплекса, который на западном фланге Карабутакского поднятия ВМЗ по конодонтовой фауне соответствует раннеэйфельскому возрасту, синхронному с ирендыкской свитой ЗМЗ (см. рис. 4) [Косарев, Артюшкова, 2007; Маслов, Артюшкова, 2010].

Джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс гомодромного типа обладает повышенной общей щелочностью при наличии пород умеренно-щелочного (субщелочного) и нормального рядов [Тальнов, 2003]. В целом вулканики относятся к низкотитанистому островодужному типу. Среди вулканогенных пород повышенной щелочности присутствуют как натриевые ($Na_2O - 4-7\%$; $K_2O - 0,3-2,5\%$), так и калиево-натриевые ($Na_2O - 3,0-7,7\%$; $K_2O - 2,6-6,0\%$) разновидности, которые по геохимическим характеристикам отвечают шошонитовой петрохимической серии, характерной для тыловых островных дуг [Тальнов, 2003].

Джусинское, Барсучий Лог и Восточно-Подольское полиметаллические месторождения залегают в толщах вулкаников раннеэйфельского возраста, выделенных в ВМЗ в джусинский комплекс, а в ЗМЗ – в сукраковский комплекс. Главную массу руд составляет пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Предполагается, что джусинский комплекс и возрастные аналоги ВМЗ слагает отщепленную тыловодужную часть раннеэйфельской островной дуги [Косарев и др., 2014]. В зоне расщепления и последующего спрединга в позднеэйфельское время сформировался карамалыташский базальт-риодацитовый комплекс и его возрастные аналоги.

Позднеэйфельский вулканизм карамалыташской спрединговой зоны представлен одноименным комплексом ($D_2ef_2k_{tm}$), его возрастные аналоги прослеживаются от северного ограничения Магнитогорской мегазоны (г. Карабаш) до города Орска и далее

в Мугоджары (более 700 км, ширина выходов достигает 50–70 км). В этой зоне присутствуют два главных типа вулканических комплексов: 1 – базальтриолитовый, 2 – базальтовый. Первый из них – колчеданосный, сложен низкотитанистыми базальтами нормальной щелочности и кислыми вулканитами дацит-риолитового состава (Учалинский и Сибайский рудные районы). Второй тип – базальтовый, присутствуют умеренно- и высокотитанистые базальты умеренно-щелочной и толеитовой серий (рис. 6). Содержания SiO_2 варьируют в большескумакском комплексе от 44 до 57 %, что позволяет выделять ряд вулканитов от тефритов до бенморситов (см. рис. 6). Кремнекислые породы дацит-риодацитового

ряда представлены как нормально-щелочными, так и умеренно-щелочными разновидностями [Тальнов, 2003; Косарев, Артюшкова, 2007].

Рудные тела Учалинского месторождения приурочены к кровле толщи базокварцевых риолитдацитов (km_2). Незначительная по объему часть рудной минерализации отмечается стратиграфически выше, среди игнимбритовидных туфов и кварцплагиоклазовых порфириров (см. рис. 4). Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит и халькопирит, второстепенными – таннантит, галенит, магнетит [Прокин и др., 1988].

Рудные тела Сибайского месторождения залегают в кислых породах четвертой толщи (km_4).

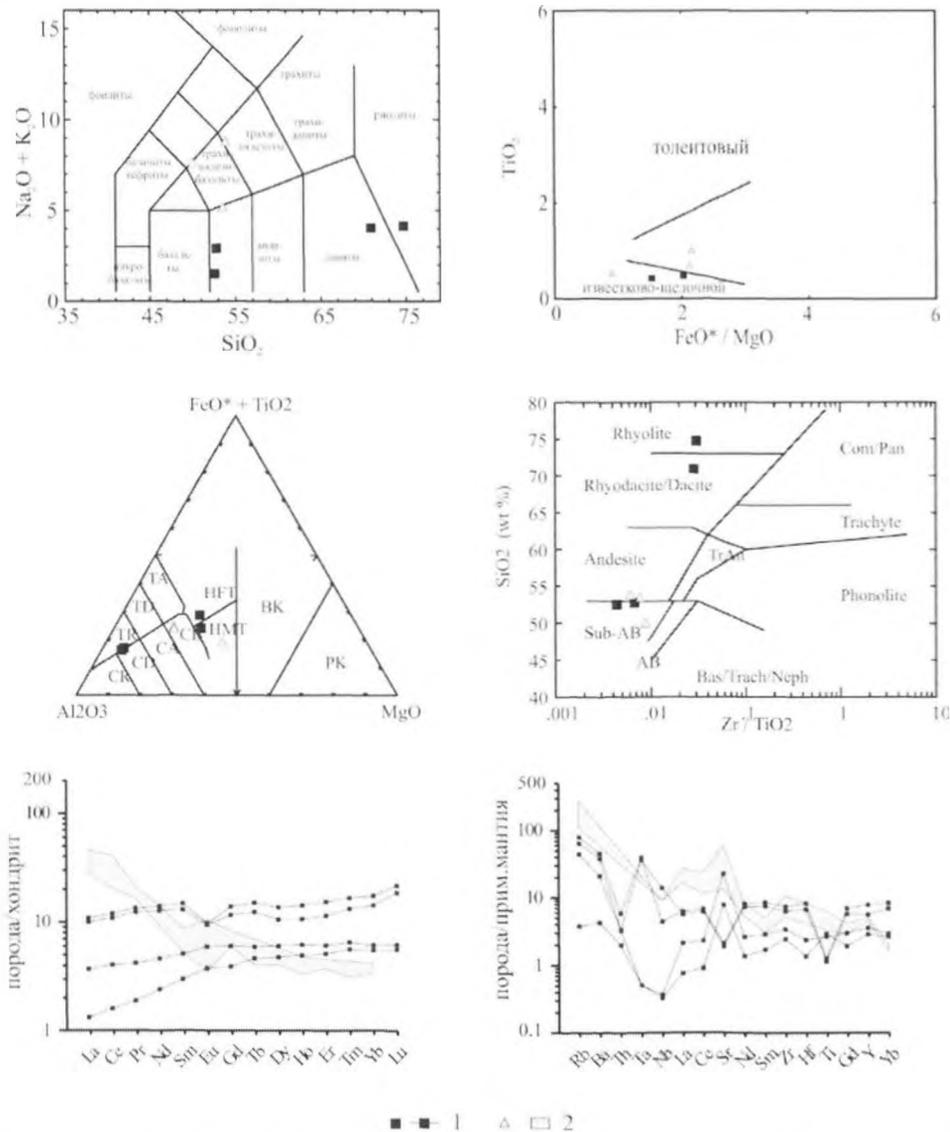


Рис. 6. Геохимические характеристики средне-позднедевонских вулканитов Магнитогорской островодужной системы:

1 – задуговый спрединг, карамылташский вулканический комплекс, D2ef2 (ЗМЗ), 2 – тыловая часть дуги, шелудивогорский вулканический комплекс, D3fr-fm (ВМЗ).

При построении графиков использованы данные [Косарев и др., 2006; Язева, Бочкарев, 1998]. Остальные обозн. см. рис. 5.

Основными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, второстепенными – пирротин, мельникерит, магнетит; редкими – галенит, арсенопирит, таннантит, борнит, гематит [Прокин и др., 1988].

Рудные тела Верхнеуральского рудного района, по сравнению с Учалинским месторождением, залегают на более высоком стратиграфическом уровне в пределах четвертой толщи карамалыташской свиты (km_4) и нижней толщи улутауской свиты (D_2zvul). Минеральный состав руд Узельгинского месторождения представлен главными минералами: пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, мельникерит, марказит; среди второстепенных присутствуют арсенопирит, магнетит, галенит [Прокин и др., 1988].

Александринское колчеданное месторождение располагается в разрезе одноименного вулканического комплекса, одновозрастного карамалыташской свите. Рудные тела цинково-медного состава, судя по повышенным содержаниям свинца, приближаются к баймакскому типу. Среди базальтов александринского комплекса установлены породы, принадлежащие к островодужной толситовой, известково-щелочной и умеренно-щелочной петрохимическим сериям.

Присутствие в составе карамалыташского вулканического комплекса и его возрастных аналогах больших объемов субокеанических базальтов указывает на океанический тип палеокоры в осевой зоне Карамалыташского спредингового бассейна. В пользу этого свидетельствует преобладающий цинково-медный ($Zn > Cu$) с низким свинцом тип колчеданного оруденения. На основании геохимических характеристик базальтов позднеэйфельского возраста для Карамалыташско-Мугоджарской спрединговой зоны проведены геодинамические реконструкции (рис. 7).

Островодужный вулканизм живетского времени обнаруживает тесную связь с предшествующим карамалыташским комплексом и имеет геохимические черты надсубдукционных образований. В живетско-раннефранское время здесь был сформирован улутауский непрерывный базальт-андезит-риолитовый комплекс ($D_2zv - D_3f_1$). Он залегает выше карамалыташских вулканитов, нередко находясь с последними в сложных фациальных взаимоотношениях. В составе комплекса выделяются толщи андезит-андезибазальтового, дацит-риолитового, реже базальтового состава, очень изменчивые по простиранию. По данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], Т.Н. Сурина [1997] и авторским данным большая часть вулканитов улутауского комплекса относится к пор-

фировому типу (известково-щелочная серия). Зона активного живетского вулканизма расположена главным образом в ВМЗ (см. рис. 7).

Островодужный вулканизм фран-фаменского времени характеризуется мозаичным характером размещения, проявленным на западном фланге Магнитогорской мегазоны, где был сформирован бугодакский комплекс [Маслов, Артюшкова, 2010]. На восточном фланге Магнитогорской мегазоны во франское время сформировался нововоронинский комплекс (D_3f). Сравнение вещественного состава вулканитов верхнедевонского нововоронинского и улутауского комплексов показывает возрастание щелочности в верхнедевонском комплексе, по сравнению с живетским комплексом [Косарев и др., 2006].

Шелудивогорский, зингейский, новоивановский вулканические комплексы абсарокит-шошонит-латитового состава ($D_3 f-fm?$) представляют собой фрагменты зоны субщелочного вулканизма на Южном Урале, связанного с последними стадиями формирования зрелой островной дуги [Серавкин и др., 1992; Язева, Бочкарев, 1998], или формировались в обстановке скольжения океанической плиты и формирования астеносферных диапиров. Вулканогенным и интрузивным породам здесь свойственны повышенная железистость и щелочность, высокие содержания K_2O , легких РЗЭ, Rb, Sr, Hf, Th, Zr (см. рис. 6). La/Yb-отношения в абсарокитах и шошонитах варьируют от 7,7 до 11,3, в банакитах достигают 20,5. Геохимические характеристики позволяют предполагать нарастающее метасоматическое обогащение деплетированного мантийного клина литофильными элементами [Tatsumi et al., 1986; Пирс и др., 1987; Сондерс, Тарни, 1987]. Возможно, что обогащение мантийного субстрата крупноионными элементами и водой субдукционного флюида, стимулировалось заклиниванием субдукционной плиты [Chemenda et al., 1997; Пучков, 2000].

Геодинамические факторы и продуктивность колчеданосных девонских комплексов. Вулканиты двух колчеданосных циклов ($D_1e_2 - D_2ef_1$, $D_2ef - D_3f_1$) обнаруживают от цикла к циклу уменьшение объема вулканитов бонинитовых и толситовых серий и возрастание объемов известково-щелочных и шошонитовых вулканитов. Эти тренды можно увязать с погружением субдукционной плиты (см. рис. 7), углублением зоны магмообразования и понижением от фронтальной зоны к тыловодужной зоне объемов субдукционных флюидов. Количество последних контролирует процесс выплавления и объем выплавок, связан-

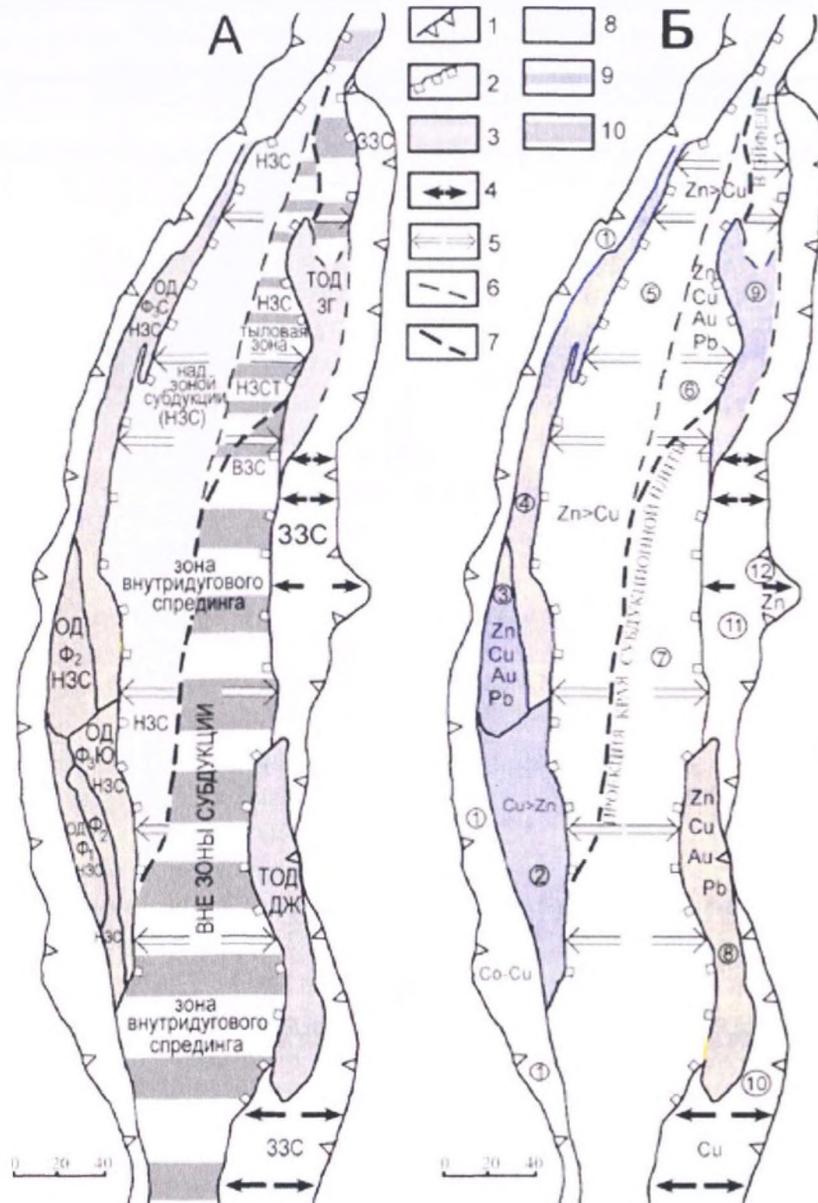


Рис. 7. Схема геодинамической и металлогенической зональности Магнитогорской мегазоны, Южный Урал [Косарев и др., 2014]:

А – схема геодинамической зональности; Б – то же с металлогеническими характеристиками отдельных блоков, зон, ползон, отличающихся спецификой рудных объектов колчеданной формации.

1 – границы Магнитогорской мегазоны, 2 – границы зоны внутридугового спрединга, 3 – фрагменты (D1c2–D2ef1), островной дуги, 4 – зона задугового субконтинентального и оксанического рифтогенеза (D1c1–e2), 5 – зона внутридугового спредингового бассейна (D2ef), 6 – фрагмент контура минимума теплового поля, 7 – просекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время, 8–10 – для рис. 2, А, Карамалыташской (D2ef2) зоны внутридугового спрединга (ВС): 8 – 9 – надсубдукционные зоны (НЗС); 8 – Западная, прилегающая к фронтальной островной дуге, 9 – тыловая подзона НЗСТ, 10 – область ВС вне зоны субдукции (ВЗС). Буквенные обозначения: для рис. 5-А ОД1 – фрагмент фронтальной островной дуги (темно-серый цвет) в Западно-Магнитогорской зоне; Ф1 – площадь распространения бурибайского вулканического комплекса (D1c2'); Ф2 – то же, верхнетанальского комплекса (D1c2''); Ф3 – то же, ирендыкского комплекса (D2ef1); ТОД – тыловая отщепленная зона островной дуги в Восточно-Магнитогорской зоне: северный фрагмент – зингский комплекс (D2ef1), южный фрагмент – джусинский комплекс (ДЖ) (D2ef1); ЗЗС – тыловая зона задугового спрединга. Буквенные и цифровые обозначения для рис. 5, Б. Химические элементы и их сочетания соответствуют металлогенической специализации колчеданного оруденения в зонах, блоках. Цифры в кружках – названия зон, блоков: 1 – Вознесенско-Приакмарская; 2 – Тубинско-Гайский и Южно-Ирендыкский металлогенические пояса; 3 – Баймакский блок; 4 – Северо-Ирендыкская зона; 5 – Учалинско-Сибайская область ВС-НЗС; 6 – Александринская подзона НЗСТ; 7 – Ащбутахская подзона ВЗС; 8 – Джусинский блок ТОД ДЖ; 9 – Зингский блок ТОД ЗГ; 10 – Домбаровский фрагмент Джайланско-Третьяковской ЗЗС; 11 – Третьяковский фрагмент ЗЗС; 12 – Амурская рудоносная зона

ных с астеносферным диапиризмом. В конце формирования колчеданоносных комплексов появляются кремнекислые вулканиды, вероятнее всего, – выплавки из нижней базальтовой коры, которые происходят в результате соприкосновения с апикальной частью астеносферного диапира [Ферштатер, 2013].

Продуктивность рассмотренных вулканических комплексов Магнитогорской островодужной системы на колчеданное оруденение различна (см. рис 4, 7). Наиболее высокая продуктивность установлена: а) в бимодальных надсубдукционных толеит-бонинит-риодацитовых и переходных к известково-щелочной сериям фронтальной и развитой островных дуг; б) в бимодальных островодужных толеит-риодацитовых надсубдукционных сериях внутридугового спредингового бассейна (карамалыташский комплекс). Средняя колчеданоносность (мелкие и средние месторождения) установлена в надсубдукционных комплексах известково-щелочного (Баймак), субщелочного (Джуса, Барсучий Лог) и переходного от толеитового к известково-щелочному (Александринский) типов, а также в базальтовом (Осеннее, Летнее месторождения) и контрастном (Акжарские рудопроявления) комплексах окраинно-океанического бассейна (D_1e_2). Слабая колчеданоносность обнаружена в переходных и субокеанических субщелочных и толеитовых комплексах. Смена магматических и вулканических поясов на Южном Урале, содержащих в океаническом секторе подвижного пояса колчеданные месторождения Магнитогорской островодужной девонской системы ($Co-Cu \rightarrow Cu-Zn \rightarrow Zn-Cu \rightarrow Zn-Cu-Au-Ba-Pb$), имеет закономерный характер и связана с процессом палеосубдукции и рифтогенеза в палеозое Южного Урала [Косарев и др., 2010, 2014].

Александровская островодужная система ($D_3^? - C_1$). Вулканизм и существенно тоналит-гранодиоритовый интрузивный магматизм (рис. 8) достоверно установлены в Зауралье и Восточно-Уральской зоне (Челябинский гранитоидный баголит), где отвечают возрастному интервалу 360-345 млн лет (см. табл. 1) [Серавкин и др., 1992; Ферштатер, 2013]. Раннекаменноугольный этап означает второй кардинальный момент в тектонической перестройке Южно-Уральского орогена, который сначала завершился коллизионным вулканизмом в Магнитогорско-Богдановском грабене ($C_1t_2 - v_1$), а затем в результате синорогенического коллапса привёл к пёстрому по составу базитовому и гранитоидному магматизму, охватившему всю рассматриваемую территорию ($C_{2,3} - P$) [Ферштатер, 2013]. Субплатформенный

этап был практически амагматичен, за исключением кисинейского гранит-порфирового комплекса [Тевелёв и др., 2009]. Прямыми геологическими признаками тектонической перестройки, связанной с отмиранием Магнитогорской островодужной системы и заложением Александровской редуцированной дуги с обратной вергентностью слэба, являются многочисленные разобщенные фрагменты гипербазитов и серпентитового меланжа. Отметим также, что данная модель находит подтверждение в сейсмическом геотраверсе через Южный Урал, который позволил обосновать существование «бивергентных» орогенов [Пучков, 2000, 2010]. По этой причине раннекаменноугольный магматизм целесообразно рассмотреть последовательно для островодужной и коллизионной стадий, завершающих активную вулканическую деятельность на Южном Урале (с востока на запад в современных координатах).

Зауральская мегазона включает ряд раннекаменноугольных островодужных вулканических поясов субмеридионального простираения (см. рис. 8). В ее состав входят вулканические комплексы Троицко-Кенгуссайской, Александровской, Октябрьско-Денисовской и Валерьяновской зон. Граница между Валерьяновской и Октябрьско-Денисовской зонами проходит по Лиссаковскому разлому, между Александровской и Октябрьско-Денисовской – по Тобольскому сдвигу, трассируемому многочисленными телами ультрабазитов и серпентинитов [Серавкин и др., 1992].

Валерьяновская зона представляет собой область распространения наиболее мощного раннекаменноугольного андезитоидного вулканоплутонического магматизма [Серавкин, 2010]. К этой зоне относится главный железорудный пояс Тургая, прослеженный на расстояние более 800 км [Серавкин и др., 1992]. Металлогенический профиль определяют скарново-магнетитовые месторождения. В пределах этой полосы Ti -магнетитовые месторождения контролируются крупными кольцевыми вулканотектоническими структурами (палеокальдеры и вулканокупола), сложенные вулканидами известково-щелочной андезитобазальтовой серии, а затем прорванные интрузивными телами комагматичной габбро-диорит-гранодиоритовой серии, C_1 [Ферштатер, 2013].

В Александровской зоне широко развиты вулканиды андезибазальт-андезитового (C_1) и одновозрастные интрузивные массивы тоналит-гранодиоритового состава. Вулканиды этой зоны выделены в одноимен-

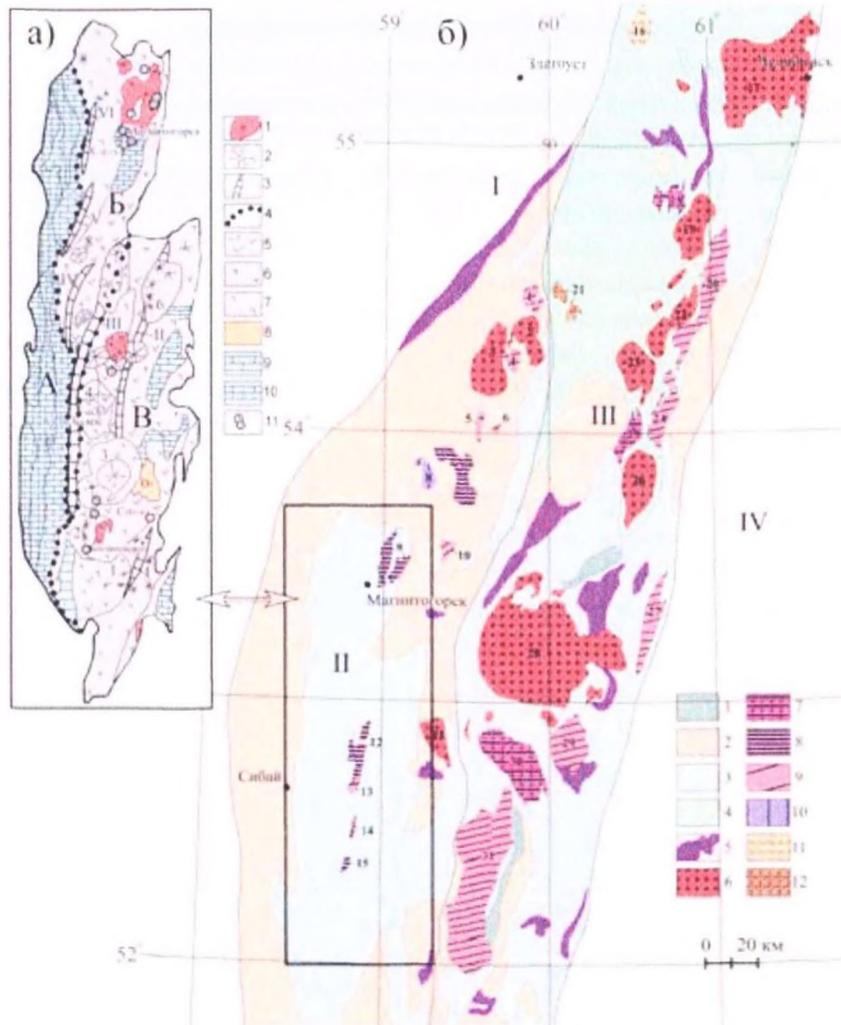


Рис. 8. Схема распространения гранитоидных массивов Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон с палеовулканической врезкой Магнитогорско-Богдановского грабена, Южный Урал. Составлена Д.Н. Салиховым, И.Р. Рахимовым на основе материалов [Геологическая..., 1971].

Врезка (а). Палеовулканическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена:

1 - интрузивы гранитоидные, 2 - палеовулканические постройки, 3 - палсораздвиги, 4 - границы зон грабена, 5 - вулканы кислые, 6 - вулканы трахидацитовые, 7 - вулканы базальтоидные, 8 - островодужные комплексы дсвова, 9 - карбонатные отложения, 10 - вулканогенно-терригенные отложения, 11 - месторождения и рудопроявления скарново-магнетитового типа: 1 - Ивановское, 2 - Малый Куйбас (2а - собственно магматическое, 2б - скарново-магнетитовое), 3 - Башик, 4 - Димитровское, 5 - Берёзки, 6 - Подотвальное, 7 - Магнитогорское, 8 - Микубай Мартыновское, 9 - Грязнушинское, 10 - Полевое, 11 - Малокараганское, 12 - Богдановское.

Цифрами обозначены: 1 - Гусихинская кольцевая вулканогенно-тектоническая структура, 2 - Богдановский стратовулкан, 3 - Чесменский стратовулкан, 4 - Грязнушинский стратовулкан, 5 - Греховский стратовулкан, 6 - Жарумбайская щитовая вулканическая постройка с вулканическим центром Утарка, 7 - Зингейская щитовая вулканическая постройка с двумя вулканическими центрами (кальдерами) - Черноотрожинским (южный) и Тикосайским (северный), 8 - Новоянгельская вулканическая постройка;

I - Гусихинский раздвиг, II - Жарумбайский раздвиг, III - Центральный раздвиг, IV - Уральский раздвиг, V - Западный раздвиг. Буквами обозначены подзоны грабена: А - Кизильская, Б - Магнитогорская (базитовая), В - Кипчак-Аркаимская (дацит-риолитовая).

Врезка (б). Схема распространения гранитоидных массивов Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон:

1-4 - вулканогенно-осадочные комплексы: 1 - раннепалеозойские, 2 - существенно девонские, 3 - существенно карбоновые, 4 - позднепалеозойско-мезозойские; 5 - офиолиты; 6-12 - гранитоиды различных типов: 6 - гранитного, 7 - адамеллит-гранитный, 8 - габбро-гранитный; 9 - тоналит-гранодиоритовый, 10 - монцодиоритовый, 11 - гнейсовидный, 12 - неясной формационной принадлежности.

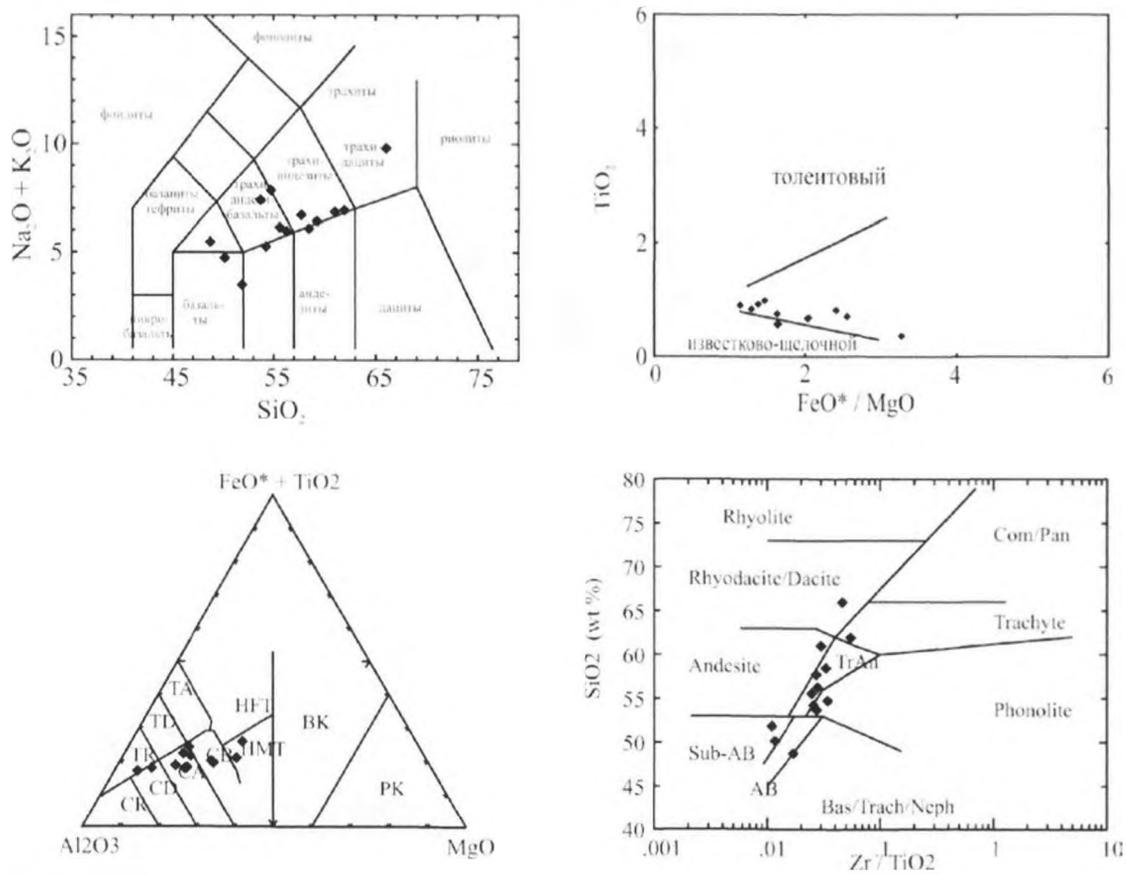
Номера массивов на карте: 1 - Воронинский, 2 - Уйкоборский, 3 - Ахуново-Карагайский, 4 - Петропавловский, 5 - Нижегородский, 6 - Карасинский, 7 - Заматохинско-Кассельский, 8 - Верхнеуральский, 9 - Магнитогорская группа интрузий, 10 - Рассыпнянский, 11 - Кацбахский, 12 - Карабулакский, 13 - Разборненский, 14 - Чесменский, 15 - Богдановский; 16 - Аргазинский, 17 - Челябинский; 18 - Ключевский; 19 - Варламовский, 20 - Кослинско-Пластовский, 21 - Уйско-Вандышевский, 22 - Борисовский Новоукраинский, 23 - Санарский, 24 - Чернореченский, 25 - Степнинский, 26 - Чесменский; 27 - Толстинский, 28 - Джабыкский; 29 - Варшавский, 30 - Неплюевский, 31 - Суундукский.

Структурные мегазоны: I - Восточно-Европейская платформа, II - Магнитогорская, III - Восточно-Уральская, IV - Зауральская.

ный базальт-андезибазальт-андезитовый комплекс (C₁). Эталонотипный разрез изучен А.М.Косаревым по р. Карталы-Аят. Здесь в береговых обрывах залегают плагионорфировые и пироксен-плагиофировые базальты, андезибазальты, андезиты, изредка кремнекислые породы, а также вулканические брекчии, лапиллиевые и гравийные туфы, туфовые брекчии. Вулканиды подвергнуты краснокаменным изменениям, что свидетельствует о субэральных условиях вулканизма. По петрогеохимическому составу (рис. 9) базальты относятся к высокоглиноземистым, содержат пониженные и умеренные содержания Ti, Cr, Ni, Co, Zr, LREE, повышенные K₂O (до 1,7 масс.%), Al₂O₃ (до 19,6 масс.%). Во всем ряду вулканидов обнаруживаются высокие концентрации Sr (2500–850 г/т). Как видно из дискриминационных диаграмм (см. рис. 9), вся серия вулканидов александровского комплекса сопоставима с известково-щелочными серия-

ми зрелых островных дуг. Металлогения определяется скарново-магнетитовыми рудопроявлениями, характерными для андезитоидных вулканоплутонических поясов. Судя по распространению вулканических пород и комагматичных им интрузивных пород (C₁), Александровская островодужная система на западе Южного Урала включает собственно Магнитогорскую мегазону, а на востоке – Зауральскую мегазону.

Таким образом, в рамках раннекаменноугольного надсубдукционного магматизма, Валерьяновская зона может рассматриваться в качестве фронтальной магматической дуги, Александровская зона соответствует переходной к тыловодужной системе, а вулканиды Восточно-Уральской зоны представляют тыловодужный сектор. В этом варианте калиевые субщелочные базальты, формировавшиеся на постостроводужной стадии, следует рассматривать как



◆ 1

Рис. 9. Геохимические характеристики раннекаменноугольных вулканидов Александровской островодужной системы (Зауралье).

При построении графиков использованы данные по александровскому вулканическому комплексу, C1 [Сравкин и др., 1992]. Остальные обозначения см. рис. 5

признак проявления нового этапа астеносферного дидризма и рифтогенеза в земной коре (Магнитогорская мегазона).

Трансформно-коллизийный вулканизм Южного Урала (С) сформировался в условиях отмирания Александровской островодужной системы в результате смены субдукции на скольжение океанической плиты и, как следствие, – заклинивания и разрыва океанической субдукционированной литосферной плиты. Орогенез был обусловлен синдвиговым сжатием островодужных комплексов в переходной зоне

между континентом и океаном в обстановке трансформной границы литосферных плит. Наиболее ранний орогенный вулканизм проявился в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена в Восточно-Магнитогорской зоне (см. табл. 1, врезка на рис. 8).

Вулканическая деятельность началась в першинском веке на северном замыкании грабена, затем распространилась на всю территорию структуры и, особенно интенсивно – в центральном и южном секторах грабена [Салихов, 2009]. Вулканическая деятельность связана с трещинным излиянием

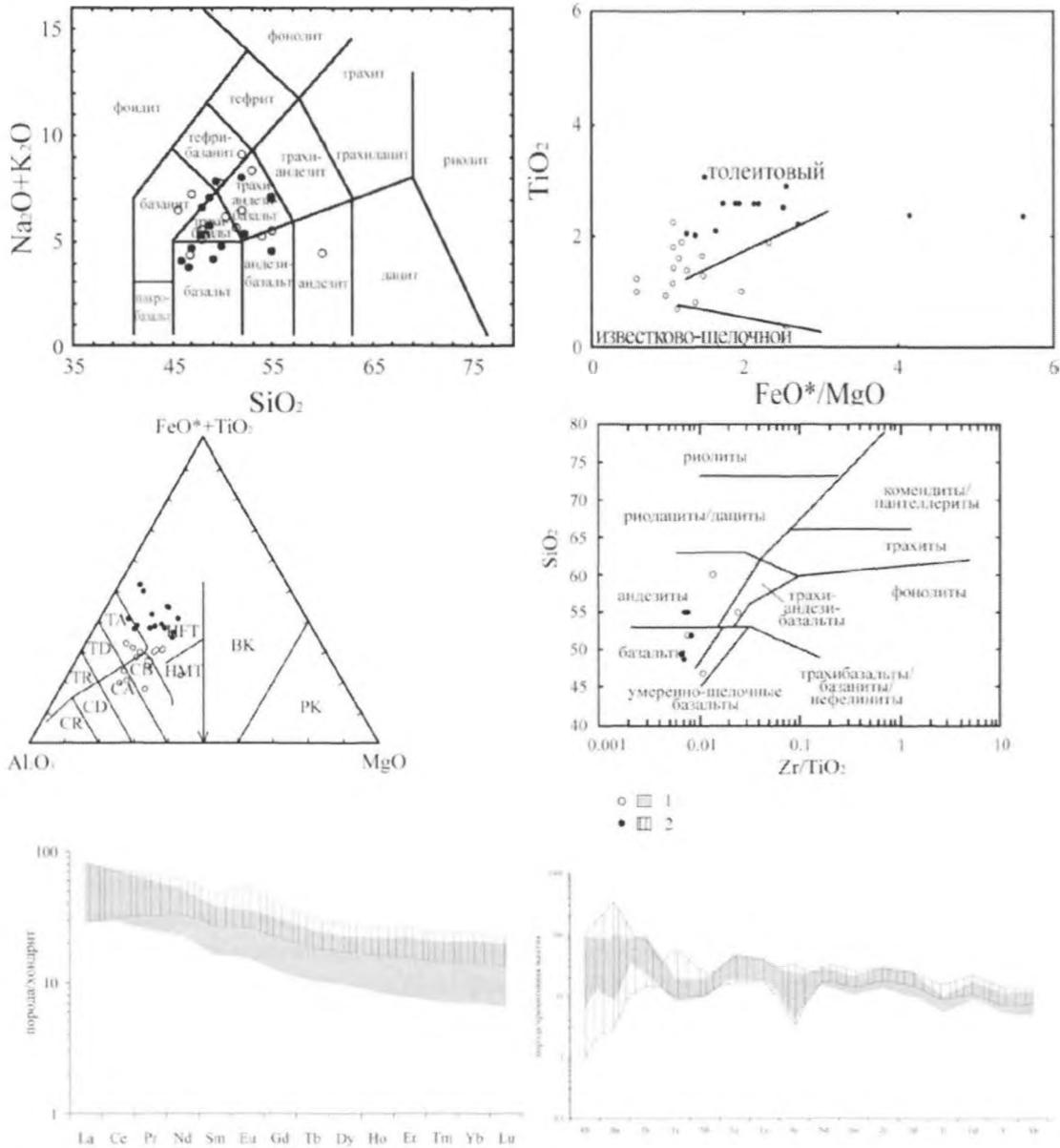


Рис. 10. Геохимические характеристики базальтов раннекаменноугольного возраста, отвечающих коллизийной геодинамической обстановке (Магнитогорская мегазона):

1 – березовский дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс (С111–t2b), 2 – греховский дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс (С112–v1g).

Остальные обозначения см. рис. 5.

в сдвигово-раздвиговых зонах и с вулканическими постройками центрального типа – стратовулканами и небольшими аппаратами ареального извержения. Базальтовые образования ритмично переслаиваются с кислыми фациями, начиная с уровня кизилковского века, увеличиваясь в объеме к верхним частям вулканогенных разрезов (антидромный тренд). Кислые фации присутствуют в виде субвулканических тел и даек, иногда в виде экструзивов. Вулканические породы раннекаменноугольного возраста по особенностям химизма делятся на два комплекса: берёзовский ($C_1t_2-v_1$) и греховский ($C_1t_2-v_2$).

Берёзовский комплекс состоит преимущественно из умереннощелочных, в меньшей мере щелочных низко- и умеренно-титанистых базальтов, андезибазальтов и риодацитов с сохранившимися чертами надсубдукционных комплексов (рис. 10). На спайдер-диаграммах намечаются негативные геохимические аномалии Nb, Ti, слабее Zr, положительные геохимические аномалии U, Th, K, Pb, иногда Sr, Eu. Концентрации Sr, дающие отрицательные аномалии, свидетельствуют о его выносе при вторичных метаморфических и метасоматических процессах. Дифференцированные субщелочные вулканы берёзовского комплекса локализованы преимущественно в восточном борту зоны растяжения на площади Восточно-Магнитогорской зоны.

В составе *греховского комплекса* преобладают высокотитанистые базальты умеренно щелочной серии «внутриплитного» типа (см. рис. 10). Их появление может быть связано с разрывом субдукционной плиты и внедрением в «окно» астеносферного мантийного диапира [Косарев, Пучков, Серавкин, 2006; Салихов, 2014]. Высокотитанистые базальты греховского комплекса сконцентрированы в палеобассейнах пулл-апарт-типа в бортах коллизионных сдвигов в Восточно-Магнитогорской и в Восточно-Уральской зонах.

В Западно-Магнитогорской зоне синхронно формировались конформные залежи габброидов, контролируемые бортовыми частями обширных син-

клиналей – мульд. Известно четыре комплекса – утлыкташский, верхнеуральский, файзуллинский, басаевский, которые сложены субщелочными базитами с теми же геохимическими параметрами, что и вулканы смежного Магнитогорско-Богдановского грабена. Утлыкташский комплекс сопровождается небольшим скарново-магнетитовым меторождением.

Магнитогорская габбро-гранитная интрузивная серия отличается совмещенными «внутриплитными» и «надсубдукционными» геохимическими характеристиками [Ферштатер, 2013]. Эта серия формировалась вслед за завершением нижнекаменноугольного вулканизма, знаменуя дальнейшую тектоно-магматическую активизацию региона. Общим в строении интрузивных массивов является уменьшение с глубиной количества гранитоидов, объем габброидов при этом нарастает. С габброидами связано высокотитанистое титано-магнетитовое оруденение Куйбасовского массива (месторождение Малый Куйбас). Возраст интервала 340–330 млн лет отвечает верхнему визе [Ронкин и др., 2006; Ферштатер и др., 2007].

В Западно-магнитогорской зоне проявилась более поздняя во времени дифференцированная серия мелких интрузивов пикродолеритового состава худозовского комплекса, контролируемая поясом разрывов диагонального простирания. По химическому составу они отвечают высококальциевым толеитам и промежуточному известково-щелочному типу базитов. Время проявления пикробазальтового магматизма и сопутствующего Cu-Ni оруденения соответствует интервалу $328 \pm 0,5$ – $324 \pm 0,8$ млн лет [Салихов и др., 2012].

Гранитоидные полихронные батолиты Южно-Уральской аккреционно-коллизионной системы пермского возраста в данной статье не рассматриваются, их развернутая петрологическая и геохронологическая характеристика, которая используется при обсуждении результатов, приведена в [Тальнов, 2003; Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006; Ферштатер и др., 2007; Ферштатер, 2013].

АЛТАЙСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА

В отличие от Южного Урала, где большинство разновозрастных вулканических комплексов надстраивают друг друга в стратиграфических разрезах или совмещены в полихронных гранитоидных батолитах, на Алтае средне-позднепалеозойские магматические комплексы разобщены в пространстве, что, вероятнее всего, связано с различной интенсивностью тангенциального сжатия литосферных плит и, как следствие, – спецификой геодинамических режимов. Девонский этап отвечал Рудно-Алтайской активной континентальной окраине [Щерба и др., 1998; Буслов, 2013; Крук, 2015]. В раннем карбоне была сформирована Жарма-Саурская островодужная система [Ермолов и др., 1977; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2008; Yang et al., 2014]. Позднепалеозойский этап отвечал косою коллизии Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов (C_{2-3}) на фоне левосдвиговых деформаций литосферы (С-Р) и, как следствие, – формированием Алтайского аккреционно-коллизии орогена [Владимиров и др., 2003].

Геологические и корреляционные схемы Рудно-Горного Алтая, Зайсанской сутурной зоны и Восточного Казахстана приведены на рис. 11–13, 16, которые размещены ниже в статье в соответствии с последовательностью изложения текста. На врезках к этим рисункам представлена схема тектонического районирования Алтайской аккреционно-коллизии системы. В рамках традиционного тектонического районирования рассматриваемая территория включает западную часть Алтае-Саянской и Обь-Зайсанскую складчатые области. На современном уровне эрозионного среза она представляет собой фрагмент герцинского орогенного пояса, перекрытого на севере мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге – прослеживающегося в Китай и Монгольские Гоби. В пределах Большого Алтая выявлены крупные и уникальные колчеданно-полиметаллические, титан-магнетитовые, медь-никелиевые и редкометалльные месторождения [Беспяев и др., 1997; Гасков и др., 1999; Шокальский и др., 2000; Щерба и др., 2002]. Наиболее значимые рудные объекты вынесены на тех же геологических схемах (см. рис. 11, 13, 16).

В восточном секторе Алтайской аккреционно-коллизии системы выделяются геодинамические террейны различной природы: 1) Чарская аккреционная призма; 2) Калба-Нарымский преддуговой прогиб 3) Рудно-Алтайская активная континентальная окраина (Рудный и Горный Алтай).

В составе серпентитового меланжа Чарской аккреционной призмы участвуют вулканические и осадочные породы, которые относятся к океаническому ложу, гайотам и склонам островных дуг. Их стратиграфический возраст датируется главным образом поздним девоном–нижним карбоном, хотя в кремнистых породах обнаружены ордовикские радиолярии [Ермолов и др., 1981]. Серпентинитовый меланж I типа содержит включения (блоки размером от нескольких метров до сотен метров) высокобарических пород – эклогиты, гранат-барруазитовые и барруазитовые амфиболиты, глаукофаниты. Меланж II типа включает блоки и чешуи метагабброидов, габбро и базальтов, гарцбургитов, лерцолитов, дунитов и пироксенитов. В то же время серпентинитовый меланж III типа практически не содержит метаморфических пород, в него включены фрагменты меланжей I и II типов [Ермолов и др., 1981; Ермолов, 2013; Safonova, 2014]. По данным [Волкова, Скляр, 2007; Симонов и др., 2010] протолиты metabазальтов из включений в меланже I типа соответствуют как океаническим (N-MORB, IOB) так и островодужным базальтам. Возраст тех и других по данным U-Pb датирования единичных зерен цирконов (LA-ICP-MS) отвечает диапазону 600–500 млн лет. Возраст высокобарического метаморфизма по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования фенгита и барруазита составляет 450–446 млн лет. U-Pb изотопные даты по циркону из метачерт Чарской зоны (466–456 млн лет) отражают пик субдукционного метаморфизма.

Калба-Нарымский преддуговой прогиб выполнен мощными осадочными толщами. Наиболее древними (D_{1-2}) из палеонтологически датированными образованиями являются породы орловской (в северной части) и кыстав-курчумской (в южной части) свит. Для этих толщ характерно чередование терригенных пород (песчаников и алевролитов) и низкотитанистых базальтов, близких по составу к N- и E-MORB. В резко подчиненных количествах встречаются кремнистые породы [Навозов и др., 2009]. Осадочные толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что делает невозможным восстановление первичных взаимоотношений пород. Тем не менее, пространственная ассоциация пород океанического (базальты, кремни) и периконтинентального (терригенные породы) генезиса позволяет рассматривать эти образования как фрагменты аккреционной призмы. Ранне-среднедевонские отложения перекры-

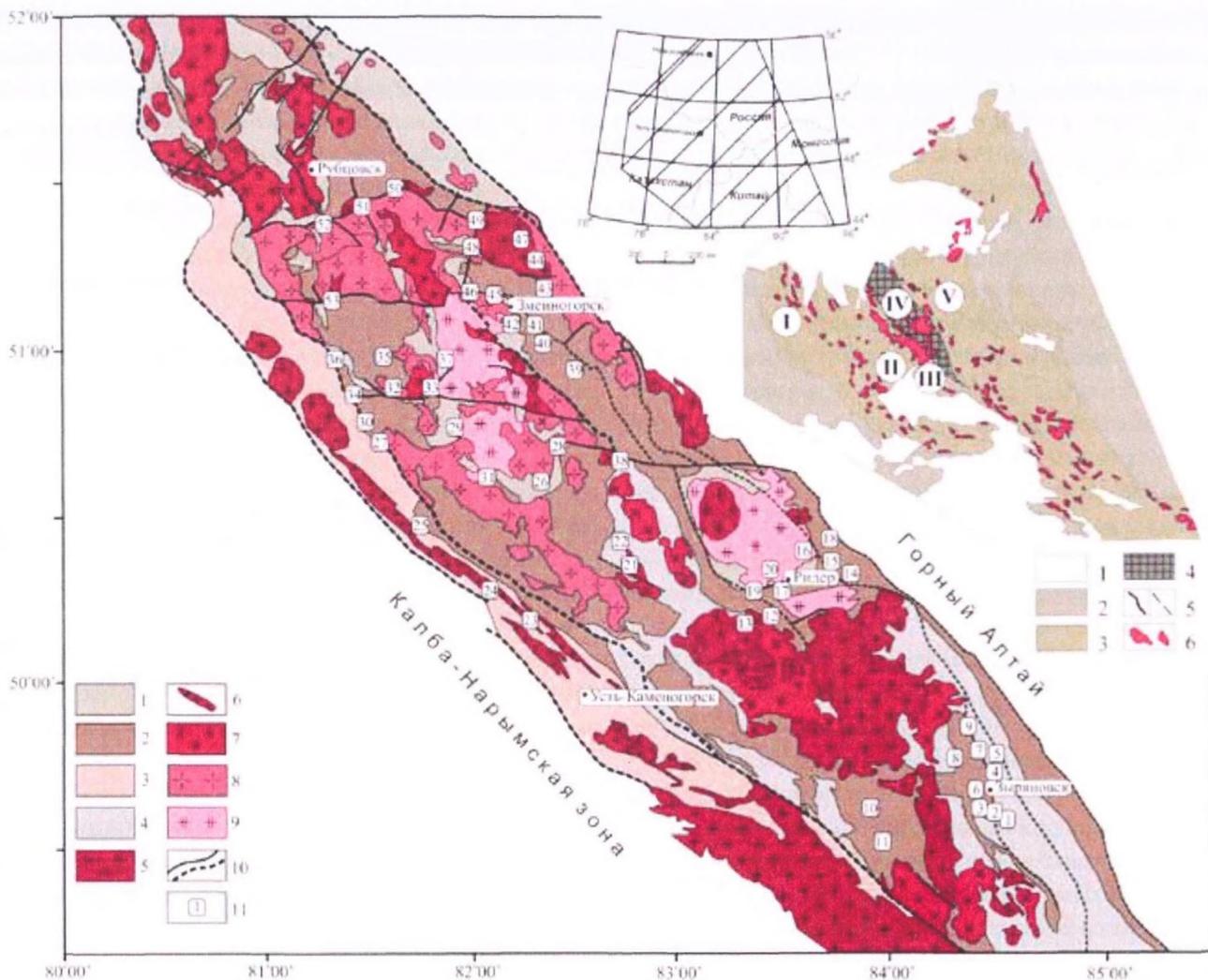


Рис. 11. Геологическая схема Рудного Алтая. Составлена М.Л. Куйбидой, И.В. Гаськовым и Н.Н. Круком на основе материалов [Мурзин и др., 1999; Куйбида и др., 2013, 2015; Гаськов, 2015]:

1 – складчатый фундамент Рудного Алтая, S-D1?; 2 – надсубдукционный вулканический пояс, D1-3; 3 – метаморфические комплексы Иртышской сдвиговой зоны, D2-3; 4 – континентальная моласса, C1; 5 – внутриплитные гранитоиды (калбинский, лениногорский, синюшинский к-сы), P1-T2; 6 – синкинематические гранитоиды Иртышской сдвиговой зоны, C3-P1; 7 – коллизионные гранитоиды (гилевский, волчихинский к-сы), C2-3; 8 – гранитоиды трансформной обстановки (змеиногорский, усть-беловский, устьянский к-сы), D3; 9 – надсубдукционные гранитоиды (алсейский к-с), D1; 10 – разломы, 11 – колчеданные месторождения: 1 – Греховское, 2 – Снегиревское, 3 – Зыряновское, 4 – Богатыревское, 5 – Осочихинское, 6 – Майско-Зыряновское, 7 – Путинцевское, 8 – Парыгинское, 9 – Малесевское, 10 – Заводинское, 11 – Бухтарминское; 12 – Ридер-Сокольное, 13 – Тишинское, 14 – Шубинское, 15 – Старковское, 16 – Стрижковское, 17 – Гусяковское, 18 – Чекмарь, 19 – Новолениногорское, 20 – Успенское, 21 – Анисимов ключ, 22 – Снегерихинское; 23 – Белоусовское, 24 – Иртышское, 25 – Березовское, 26 – Новоберезовское, 27 – Николаевское, 28 – Покровское, 29 – Шемонаихинское, 30 – Камышинское, 31 – Артёмьевское; IV – 32 – Юбилейное, 33 – Крючковское, 34 – Золотухинское, 35 – Новозолотухинское, 36 – Орловское, 37 – Гериховское, 53 – Локтевское; 38 – Воровское, 39 – Семеновское, 40 – Маслянское, 41 – Лазурское, 42 – Змеиногорское, 43 – Корбалихинское, 44 – Среднее, 45 – Зареченское, 46 – Стрижковское, 47 – Майское, 48 – Тушканихинское; 49 – Степное, 50 – Таловское, 51 – Захаровское, 52 – Рубцовское.

На врезке – схема районирования Алтайской аккреционно-коллизионной системы [Владимиров и др., 2003]: 1 – кайнозойские отложения; 2 – неопротерозойские-палеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, нерасчлененные; 3 – окраинно-континентальные структурно-вещественные комплексы средне-позднепалеозойского возраста, нерасчлененные; 4 – территория Рудного Алтая; 5 – главные разломы, отражающие левосторонние сдвиговые деформации в период коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов; 6 – позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоидные батолиты, нерасчлененные.

Римские цифры: I – Чингиз-Тарбагатайская и Жарма-Саурская островные дуги (D-C), нерасчлененные, II – Чарская аккреционная призма (E-Pz1-2), III – Калба-Нарымский преддуговой бассейн (D-C), IV – Рудный Алтай, фронтальная часть Алтайской активно-континентальной окраины (D), V – Горный Алтай, тыловая часть Алтайской активно-континентальной окраины (D). Остальные пояснения в тексте

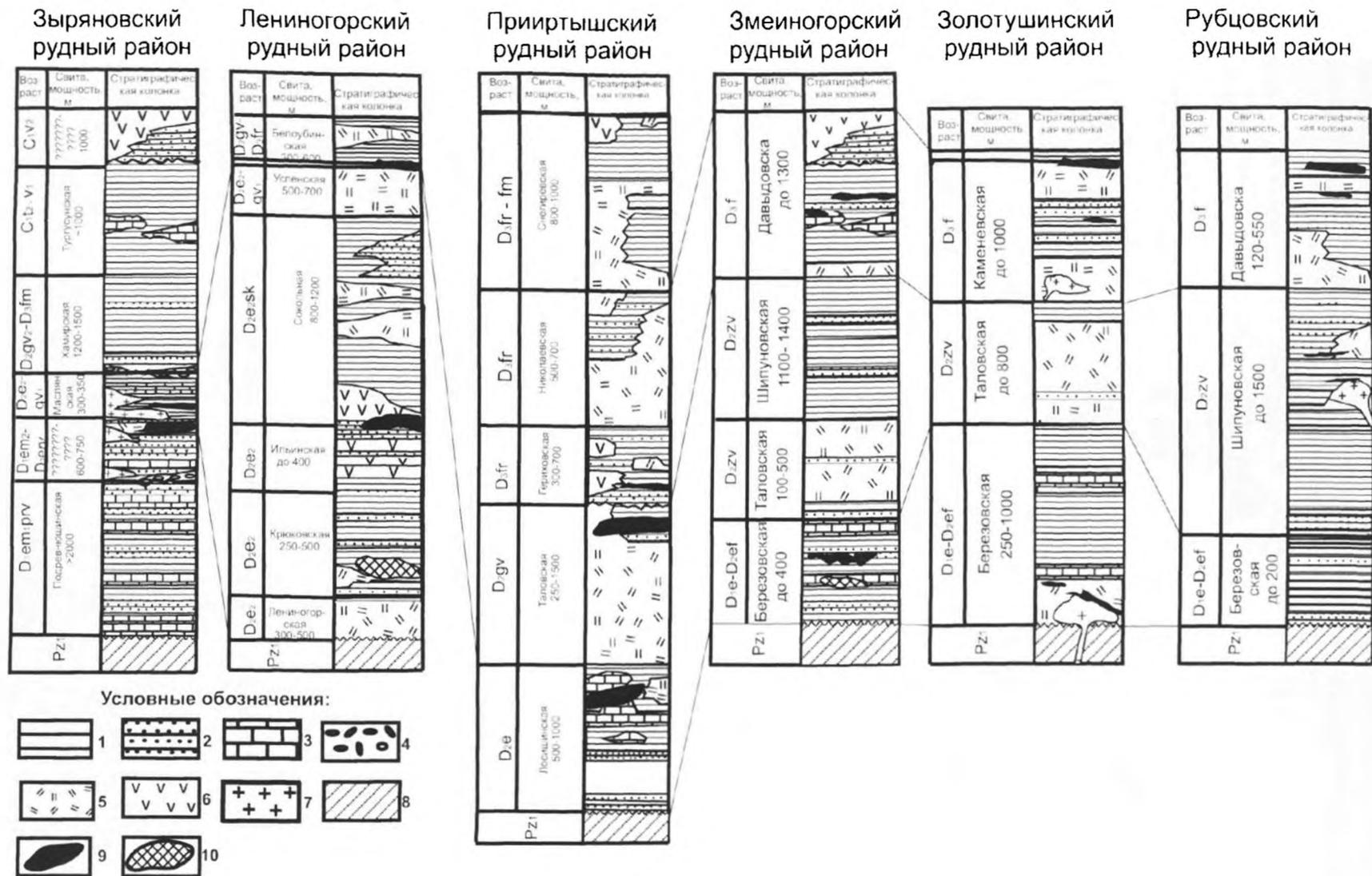


Рис. 12. Схема сопоставления и корреляции разрезов колчедановых вулканических комплексов Рудного Алтая [Гаськов, 2015]:

1 – аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники; 2 – песчаники и туфопесчаники разнозернистые; 3 – известняки и известковитые породы; 4 – базальные конгломераты и гравелиты; 5 – туфы и лавы риолитовых и риолито-дацитовых порфиров; 6 – туфы и лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиров; 7 – субвулканические тела риолитовых и риолито-дацитовых порфиров; 8 – метаморфические сланцы; 9 – колчеданно-полиметаллическое оруденение; 10 – золото-серебро-барит-полиметаллическое оруденение

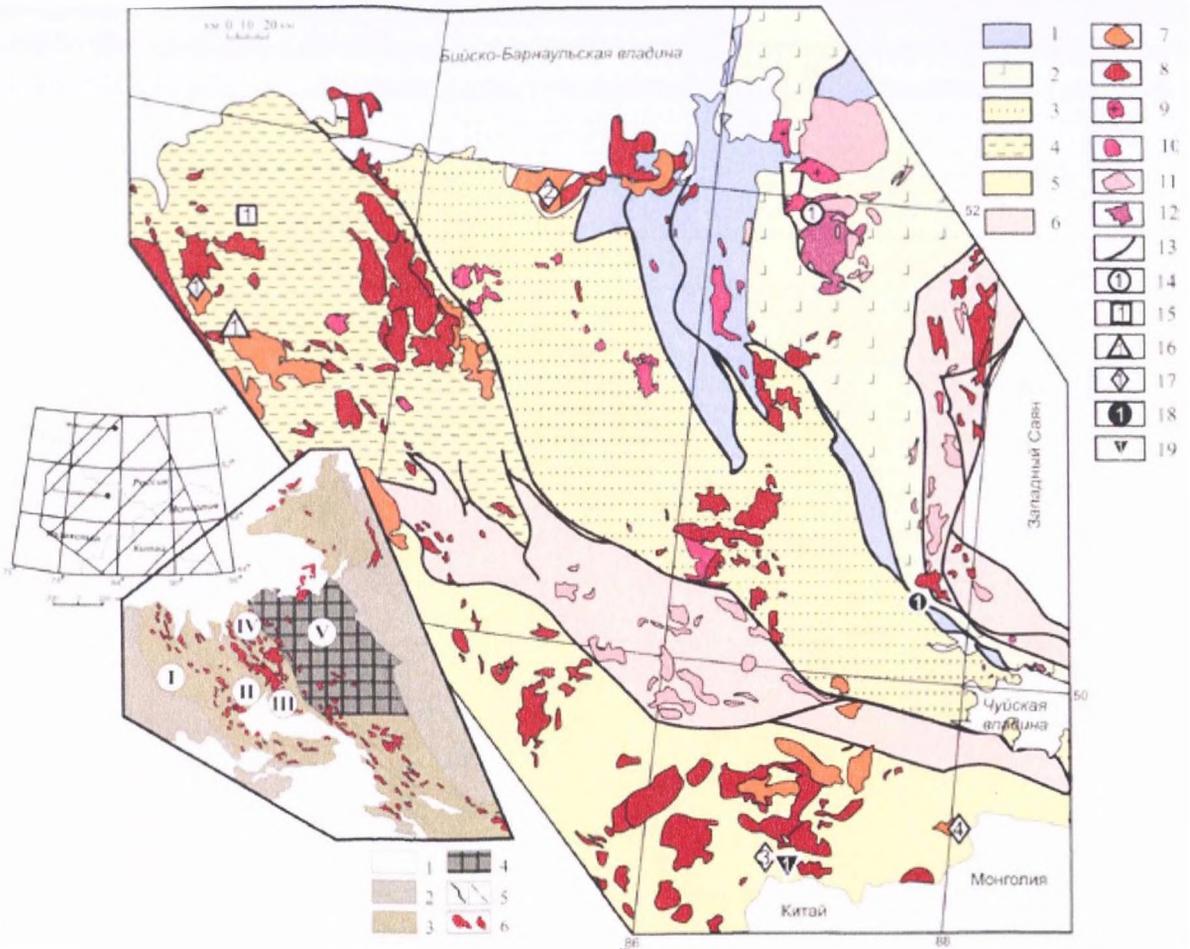


Рис. 13. Геологическая схема Горного Алтая. Составлена Н.Н. Круком и П.Д. Котлером на основе материалов [Шокальский и др., 2000; Государственная..., 2013].

1-6 - геологические блоки (террейны): 1 - океанические; 2 - островодужные; 3-5 - турбидитовых бассейнов (3 - Чарышско-Талицкий, 4 - Ануйско-Чуйский, 5 - Холзунско-Чуйский); 6 - метаморфические; 7-12 гранитоиды: 7 - позднепалеозойские - ранне-мезозойские, 8-9 - позднелавровские (8 - фаменские, 9 - франкские), 10 - среднедевонские, 11 - раннедевонские, 12 - позднемезозойские; 13 - главные разломы; 14-19 - рудные месторождения: 14 - золоторудные, 15 - титановые, 16 - железорудные, 17 - вольфрам-молибденовые, 18 - ртутные, 19 - литий-танталовые.

На врезке - схема районирования Алтайской аккреционно-коллизонной системы [Владимиров и др., 2003]: 1 - кайнозойские отложения; 2 - неопротерозойские-палеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, нерасчлененные; 3 - окраинно-континентальные структурно-вещественные комплексы средне-позднепалеозойского возраста, нерасчлененные; 4 - территория Горного Алтая; 5 - главные разломы, отражающие левосторонние сдвиговые деформации в период коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов; 6 - позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоидные батолиты, нерасчлененные.

Римские цифры: I - Чингиз-Тарбагатайская и Жарма-Саурская островные дуги (D-C), нерасчлененные, II - Чарская аккреционная призма (E-Pz1-2), III - Калба-Нарымский преддуговой бассейн (D-C), IV - Рудный Алтай, фронтальная часть Алтайской активно-континентальной окраины (D), V - Горный Алтай, тыловая часть Алтайской активно-континентальной окраины (D). Остальные пояснения в тексте.

ты мощной (не менее 5 км) толщей позднедевонских-раннекаменноугольных турбидитов такырской серии (D₃-C_{1v}). Характерными особенностями этих толщ являются черносланцевый облик отложений, свидетельствующий о больших глубинах седиментации, а также полное отсутствие каких-либо включений пород океанической коры. Очевидно, что эти толщи могут надстраивают составной полигенный бассейн, который сначала развивался как синдвиговой турбидитовый, а затем превратился в преддуговой бассейн, связанный с Жарма-Саурской островной дугой (C₁).

Доревонские кристаллические комплексы.

Рудно-Атайская активная континентальная окраина имеет гетерогенное строение. Во фронтальной части развиты герцинские комплексы Рудного Алтая, в центральной и тыловой - поздние каледониды Горного Алтая (см. рис. 11-13).

Рудный Алтай представляет собой блок с корой мафического состава. Судя по данным геофизических исследований, для него характерна увеличенная мощность базитового слоя (28-36 км) и сокращенная мощность сиалического слоя (8-14 км) [Щерба и др.,

1998]. Породы базитового основания на современном уровне эрозионного среза не вскрыты. Предположительно они соответствуют океаническим базальтам N-MORB, аналогичным раннепалеозойским породам Чарской зоны [Куйбида и др., 2013]. Древнейшими изученными отложениями являются флишoidы корбалихинской толщи (S_2-D_1), которые смяты в сложные многоуровневые складки, неоднородно метаморфизованы. Породы корбалихинской толщи несогласно перекрываются девонским вулканогенно-осадочным разрезом Рудно-Алтайской активной континентальной окраины.

В Горном Алтае выделяется два крупных мегаблока: восточную его часть слагают фрагменты венд-раннекембрийских внутриокеанических поднятий и энсиматических островных дуг, центральную и западную – фрагменты позднекембрийско-раннеордовикских турбидитовых бассейнов. В блоках океанической коры преобладают базальты (N- и E-MORB, реже OIB) [Utsunomiya et al., 2009], в подчиненном количестве присутствуют карбонатные, кремнистые и терригенные породы. Островодужные террейны сложены вулканогенно-осадочными толщами. В лавовой фации резко преобладают базальты и андезитобазальты (высокомагнезиальные, высокоглиноземистые, реже бонинит- и анкарармит-подобные). Кислые породы (дациты, риолиты) встречаются значительно реже, они характеризуются низкими содержаниями калия и высокой известковистостью [Крук и др., 2010]. В пирокластической фации наряду с базальтовыми обычны туфы андезитов и более кислых пород. Осадочные породы представлены граувакковыми песчаниками и алевролитами. Усредненный состав как пирокластических, так и осадочных пород соответствует низкокальциевым андезитам. Все островодужные породы характеризуются крайне низкими содержаниями несовместимых элементов [Крук и др., 2010], модельный Nd возраст пород составляет 0,7–0,85 млрд лет [Крук, 2015].

Позднекембрийские-раннеордовикские осадочные бассейны выполнены мощными флишoidными толщами, известными как горноалтайская серия (C_3-O_1). Песчаники и алевролиты характеризуются более высокими, в сравнении с породами островодужных разрезов, концентрациями несовместимых элементов. Усредненный состав осадков на больших территориях относительно выдержан (по содержаниям петрогенных компонентов он отвечает андезидациту). Результаты Nd-изотопных исследований свидетельствуют о том, что в современном турбидитовом мега-

бассейне Горного Алтая совмещены фрагменты трех различных бассейнов, имевших различные источники сноса: Ануйско-Чуйский, Чарышко-Талицкий и Холзунско-Чуйский с модельными возрастными осадочных пород 0.8-0.95, 1.1-1.3 и 1.4-1.6 млрд лет соответственно [Крук и др., 2010]. Основание турбидитовых бассейнов вскрыто лишь в единичных случаях и представлено океаническими базальтами, варьирующими по составу от N-MORB до OIB [Safonova et al., 2011].

Рудно-Алтайская активная континентальная окраина ($D_{1,2}$). В ее эволюции выделены два этапа, различающихся характером магматизма, стилем тектонических деформаций и особенностями осадконакопления [Крук и др., 2014]. Первый этап (со второй половины эмса до конца живета) соответствовал режиму АКО Андского типа, обусловленной субдукцией литосферы Чарской океанической литосферы под край Сибирского палеоконтинента. На этом этапе в пределах Горного и Рудного Алтая была сформирована система линейных вулканических поясов, конформная с положением границы континента.

В Рудном Алтае, фронтальная часть АКО (см. рис. 11), «надсубдукционный» вулканизм представлен породами *мельнично-сосновского* и *давыдовско-каменевского* комплексов. Первый сложен исключительно кислыми вулканитами, в то время как в основании верхней части второго присутствуют базальты и андезиты. Характерной чертой описываемого вулканизма является широкое развитие палеовулканов центрального типа, приуроченных к зонам пересечения разломов субширотного и северо-западного простирания.

Базальты по составу отвечают породам нормального ряда, характеризуются невысокой титанистостью, умеренной глиноземистостью и сравнительно высокой магнезиальностью при низких содержаниях фосфора (рис. 14, а–з). Для них характерны низкие содержания LILE ($Rb < 10$ г/т, $Ba < 300$ г/т), HFSE ($Zr < 100$ г/т, $Hf < 3$ г/т, $Y < 25$ г/т, $Nb < 7$ г/т, $Ta < 0.5$ г/т) и P3Э ($\Sigma P3Э < 80$ г/т). На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Nb, Ta, Ti и Sr (рис. 14, д, е). Кремнекислые вулканиты обладают близкими параметрами вещественного состава и характеризуются невысокой общей щелочностью, низкими содержаниями калия и несовместимых элементов.

Вулканизм центральной части АКО (запад и центр Горного Алтая) представлен породами *онгудайского* и *куратинского* комплексов (см. табл. 2). В со-

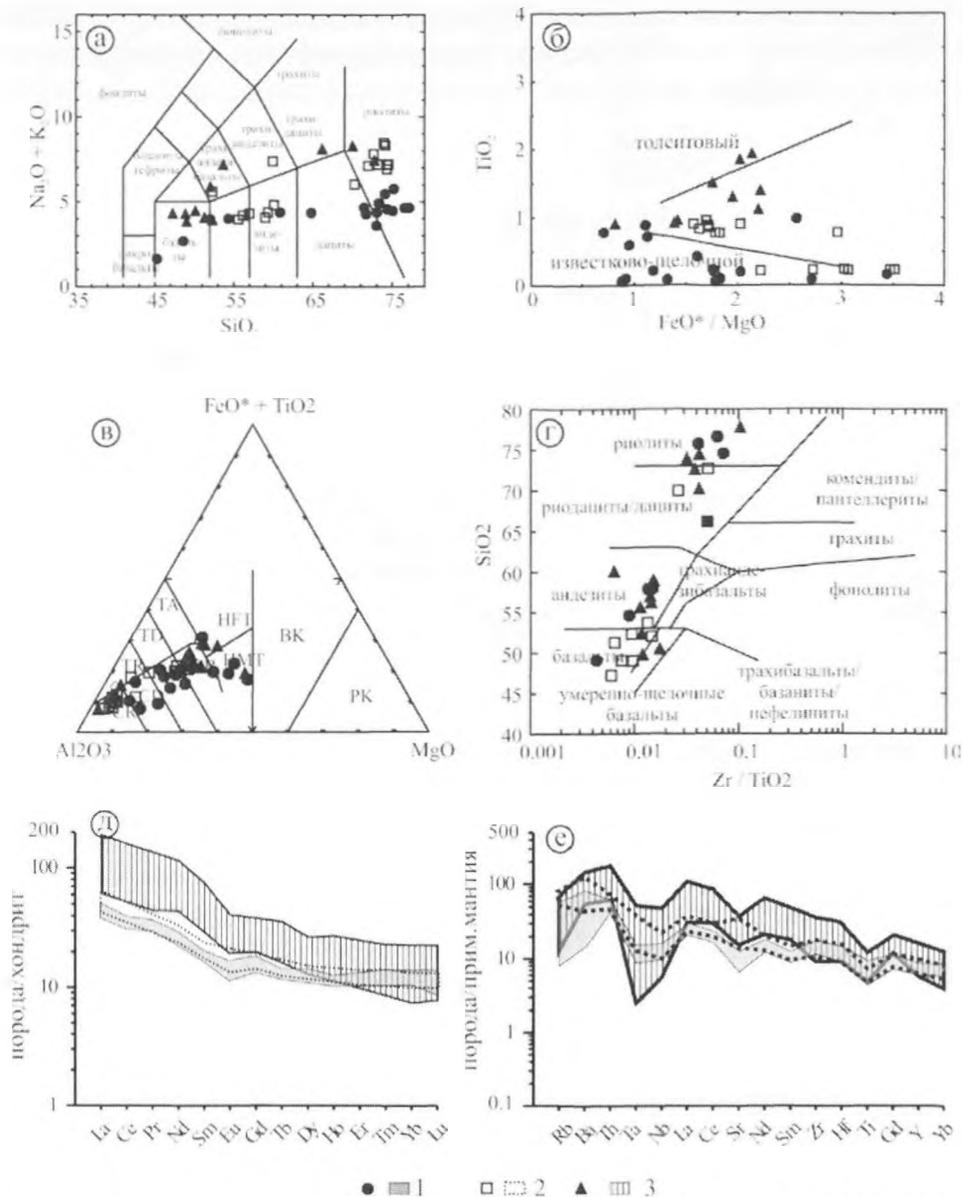


Рис. 14. Геохимические характеристики ранне-среднедевонских вулканитов Алтайской активной континентальной окраины (Рудный Алтай):

1 – вулканиты Рудного Алтая (фронтальная часть окраины), 2 – вулканиты Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая (центральная часть окраины); 3 – вулканиты Лебедского прогиба (тыловая часть окраины).

Использованы данные [Крук и др., 2007; Государственная..., 2013], а также неопубликованные материалы И.И. Крука и М.Л. Куйбиды. Остальные обозначения см. рис. 5.

стве онгудайского комплекса преобладают порфировые и афировые андезибазальты, андезиты, базальты и их туфы. Куратинский комплекс сложен риолитами и риодацитами, их туфами и игнимбритами, в резко подчиненном количестве присутствуют более основные породы. Химический состав базальтов и андезибазальтов характеризуется нормальной натровой или калий-натровой щелочностью, низкой титанистостью (менее 1 мас. % TiO_2), умеренной или повышенной магнизиальностью и глиноземистостью (см. рис. 14 а-в). В сравнении с аналогичными по кремниеслотов-

ности породами Рудного Алтая базальтоиды онгудайского комплекса обогащены LILE (Rb – 30–35 г/т, Ba – 300–500 г/т), Nb и Ta (6–10 и 0,9–1,2 г/т соответственно), а также P3Э ($\Sigma P3Э$ – 90–110 г/т, рис. 14 д). На мультиэлементных диаграммах фиксируется обогащение LILE по сравнению с HFSE, минимумы по Ta и Nb, а также слабый максимум по Sr (рис. 14 е).

В тыловом секторе ранне-среднедевонскому этапу соответствуют вулканиты *ныринского* и *саганского* комплексов (см. табл. 2), первый из которых имеет преимущественно основной состав, а

Таблица 2

Геологическая последовательность формирования магматических комплексов Алтайской аккреционно-коллизонной системы (девон – карбон)

п/п	Зона, террейн	Магматические комплексы (ассоциации)	Возраст, млн лет (метод), стратиграфический индекс по конодонтовой и др. фауне	Источники
<i>«Обдукционные» комплексы, связанные с опмиранием Чарской островодужной системы и зарождением Рудно-Алтайской активной континентальной окраины (D₁)</i>				
1	ЗСЗ	Олистолиды и олистоплаки карбонатно-терригенно-вулканогенного состава в покровных структурах, серпентинитовый меланж III типа в Чарском офиолитовом поясе	D ₁ (?)	Ермолов и др., 1981, 1983
<i>Комплексы активной континентальной окраины Андского типа (D₁₋₂) Рудно-Алтайская островодужная система</i>				
2	ГА	Онгудайский базальт-андезитовый	D _{1,2}	Шокальский и др., 2000
3	ГА	Куратинский дацит-риолитовый	D ₂	Шокальский и др., 2000
4	ГА	Нырнинский риодацит-андезибазальт-базальтовый	D _{1,2}	Шокальский и др., 2000
5	ГА	Саганский трахибазальт-риолит-риодацитовый	D ₂	Шокальский и др., 2000
6	ГА	Топольнинский габбро-гранодиорит-гранитовый	397±3 (U-Pb)	Гусев и др., 2012
7	ГА	Кызылташский габбро (?) граносиенит-гранитовый	402±3 (U-Pb)	Руднев и др., 2001
8	РА	Мельнично-Сосновский риолитовый	D _{1,2}	Шокальский и др., 2000
9	РА	Давыдовско-Каменевский базальт-дацит-риолитовый	D _{2,3}	Шокальский и др., 2000
10	РА	Алейский плагиогранитный	395–386 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001; Куйбида и др., 2015б
<i>Комплексы трансформной геодинамической обстановки (D₃-C₁), Рудный и Горный Алтай</i>				
11	ГА	Богучинский риолит-базальтовый	D _{3fr}	Шокальский и др., 2000; Крук, Сенников, 2012
12	ГА	Майорский габбро (?) –щелочно-гранитовый	381±4 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001
13	ГА	Усть-Беловский габбро-диорит-гранодиоритовый	375–364 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001, Vladimirov et al., 2001
14	ГА	Боровлянский гранодиорит-гранитовый	375–362 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001, Kruk et al., 2014
15	ГА	Кубадринский гранодиорит-гранитовый	373±6 (U-Pb)	Крук и др., 2004
16	ГА	Рахмановский гранодиорит-гранитовый	375±11 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001
17	РА	Пихтовский базальт-андезит-дацитовый	D _{3im}	Шокальский и др., 2000
18	РА	Змеиногорский габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитный	376–371 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001; Kruk et al., 2014
19	РА	Устьянский гранит-лейкогранитовый	372±5 (U-Pb)	Владимиров и др., 2001; Куйбида и др., 2015б
20	РА	Междуреченский (усть-беловский) габбро-диорит-гранодиоритовый	372±4 (U-Pb)	Kruk et al., 2014; Куйбида и др., 2015а
21	ГА	Харловский габбро-монцодиорит-граносиенитный	340–335 (U-Pb)	Шокальский, 1990; Крук и др., 2008
<i>Островодужные комплексы (C₁). Жарма-Саурская островодужная система</i>				
22	ЗСЗ	Аркалыкский базальт-андезитовый	C _{1v2,3}	Щерба и др., 1998; Ковалев и др. 2015
23	ЗСЗ	Верачарский андезит-дацит-риодацитовый	C ₁	Ермолов и др., 1983; Yang et al., 2014; Хромых, 2014
<i>Раннеколлизонные комплексы (C₂)</i>				
24	РА	Гилевский (волчихинский) плагиогранитный	322-318 (U-Pb)	Куйбида и др., 2013
25	ЗСЗ	Даубайский и майтубинский базальт-андезибазальт-андезит-дацитовые	C _{2,3}	Ермолов и др., 1983
26	ЗСЗ	Николаевский плагиогранитный	323 (U-Pb)	Kuibida et al., 2016
<i>Позднеколлизонные комплексы (C_{2,3} ÷ P₁?)</i>				
27	КНЗ	Калгутинский габбро-гранодиорит-гранитный	309–303 (U-Pb)	Хромых С.В. (устное сообщение)
28	КНЗ, ЗСЗ	Кунушский тоналит-гранодиорит-плагиогранитный	307–300 (U-Pb)	Куйбида и др., 2009; Кузьмина и др., 2013
29	ЗСЗ	Аргимбайский субщелочной габбро-граносиенитовый	293±2 (U-Pb)	Хромых и др., 2013

Примечание. ГА – Горный Алтай, РА – Рудный Алтай, КНЗ – Калба-Нарымская зона, ЗСЗ – Зайсанская сутурная зона.

второй представлен в основном кислыми породами. По составу среди базальтов преобладают низко- и умеренно-титанистые (0,8–1,5 мас.% TiO_2), низкокалиевые и низкомагнезиальные (см. рис. 14, а–в) разности с повышенными содержаниями Al_2O_3 (до 19 мас.%) и P_2O_5 (0,17–0,23 мас.%). В основании разреза залегают лейкократовые субщелочные базальты с повышенными концентрациями TiO_2 (до 2 мас.%) и P_2O_5 (до 0,5 мас.%) при умеренных содержаниях Al_2O_3 (15–17 мас.%) и K_2O (1,0–1,35 мас.%). Эти породы в максимальной степени обогащены LILE (Rb – до 30 г/т, Ba – более 500 г/т), HFSE (Zr – до 300 г/т, Y – до 50 г/т) и РЗЭ (до 220 г/т) (см. рис. 14 д). Глиноземистые базальты, слагающие основной объем свиты, характеризуются более низким уровнем накопления несовместимых элементов. Для всех базальтоидов характерно наличие на спайдер-диаграммах отрицательных аномалий по Nb и Ta, езначительных минимумов по Sr и Ti (см. рис. 14, е).

«Надсубдукционный» эффузивный магматизм сопровождался внедрением мелких гранитоидных и габбро-гранитных интрузий. В Рудном Алтае этому этапу соответствуют плагигранитоиды алейского комплекса с возрастом 395–386 млн лет [Куйбида и др., 2015а], в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйский блок) – габбро, диориты, гранодиориты и граниты топольнинского комплекса (398–395 млн лет) [Гусев и др., 2012], в тыловой части АКО (Уймено-Лебедской блок) – гранит-лейкограниты кызылташского комплекса (400 млн лет, см. табл. 2). Геохимические характеристики гранитоидов обнаруживают высокую степень сходства их составов с «надсубдукционными» риолитами и риодацитами, что свидетельствует об их комагматичности. Как в эффузивных, так и в интрузивных сериях среднего девона отчетливо проявлена типичная для активных «надсубдукционных» окраин латеральная зональность составов с возрастанием щелочности и калиевости пород вглубь континента [Крук, 2015].

Металлогения. Наибольший интерес представляют средне-верхнедевонские вулканические толщи Рудного Алтая, с которыми связан ряд крупных и уникальных колчеданно-полиметаллических месторождений (см. рис. 12). Рудный пояс имеет протяженность более 500 км при ширине около 100 км и граничит с юго-запада со структурами Калба-Нарымской зоны, а на северо-востоке – Горного Алтая (см. рис. 11). Большая часть этого пояса расположена в республике Казахстан, на северо-западе он продолжают на территории России, а на юго-востоке – в Ки-

тае. Распределение оруденения имеет четко выраженный узловый характер. В пределах рассматриваемой территории выделяются шесть рудных районов, три из которых расположены в Казахстане – Зырянковский, Лениногорский, Прииртышский и три – на территории России – Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский [Гаськов и др., 1999].

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая тесно связано с вулканогенными образованиями базальт-риолитовой формации, которая широко проявилась в пределах среднего и верхнего девона (см. рис. 12). Вулканические процессы носили дискретный характер и развивались на фоне общего терригенно-вулканогенного осадконакопления в пределах мелководного шельфа. Отмечается пространственная связь вулканизма и рудных узлов с субширотными структурами, что даст основание рассматривать их как основные магмо- и рудоподводящие каналы и связывать их формирование с субдукционными процессами, проявившимися в это время на Рудном Алтае [Гаськов и др., 1999; Гаськов, 2015].

Колчеданно-полиметаллическое оруденение всех рудных районов локализуется на разных стратиграфических уровнях девонских вулканогенно-осадочных отложений, охватывая возрастной диапазон от эмса до франа включительно. Рудные залежи разных месторождений образуют в основном стратифицированные рудные тела пластообразной и линзовидной морфологии среди горизонтов туфогенно-осадочных пород и совместно с вмещающими породами участвуют в складчатости (см. рис. 12). Руды характеризуются гнездово-прожилково-вкрапленными, массивными и редко слоистыми текстурами и сложены тонко- и мелкозернистыми агрегатами с колломорфными и глобулярными структурами. Рудные залежи месторождений сопровождаются асимметричными ореолами гидротермально-метасоматических пород кварц-серицитового, серицит-кварц-хлоритового состава с более широким развитием в подрудной части. Все месторождения Рудного Алтая относятся к единой вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации [Гаськов, 2015]. В пределах этой формации выделяются два минеральных типа – собственно колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический, различающиеся по минеральному составу и условиям образования.

Колчеданно-полиметаллический минеральный тип объединяет месторождения, в минеральном составе которых более 25 % составляет пирит. Месторождения этого типа имеют преимущественное раз-

вите в регионе и характеризуются различными масштабами. Они локализуется на трех литолого-стратиграфических уровнях эмс-эйфельском, живетском и франском среди вулканогенно-осадочных отложений в тесной пространственной и генетической связи с субвулканическими образованиями и их эффузивными аналогами (см. рис. 12). Оруденение на отдельных месторождениях характеризуется зональным строением со сменой снизу вверх колчеданных и медно-колчеданных руд колчеданно-полиметаллическими и полиметаллическими. Промышленная важность этих месторождений определяется содержанием сфалерита, галенита и халькопирита. В качестве второстепенных минералов отмечаются блеклая руда, марказит, магнетит. Концентрации главных рудных элементов характеризуются широкими вариациями и разными соотношениями Cu, Pb и Zn, что обусловлено составом рудогенерирующих вулканитов. Руды характеризуются повышенным содержанием Cd, As, Bi, Co, Se, относительно невысокими концентрациями золота и серебра, изменяющимися на разных месторождениях от 0,25 до 1 г/т и - от 12 до 148 г/т соответственно. Изотопный состав серы сульфидов руд ($\delta^{34}\text{S} = +2,2\%$) близок к метеоритному стандарту и свидетельствует о её эндогенном источнике [Гаськов и др., 2015]. Формирование мелких и средних месторождений, как правило, происходило в одну стадию, а крупных - связано с многостадийным рудным процессом, обусловленным многоактным проявлением вулканизма [Гаськов и др., 1999, 2015].

Барит-полиметаллические месторождения установлены лишь в Лениногорском (Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское) и Змеиногорском (Зареченское, Змеиногорское) рудных районах (см. рис. 11). Месторождения этого типа локализируются на нижних литолого-стратиграфических уровнях в отложениях крюковской (D_2-e_1 *kr*) и березовской (D_1 *cm_2*- D_2 *e br*) свит. Отличительной особенностью этих месторождений являются низкая колчеданность, повышенное содержание барита, золота (4,3–40,3 г/т) и серебра (43–390 г/т). Эти месторождения характеризуются более сложным минеральным составом, включающим до 40 рудных и нерудных минералов. Наиболее распространенными рудными минералами являются сфалерит, галенит и халькопирит. В меньшем количестве (до 5% суммарно) развиты блеклая руда, марказит, пирит, дигенит, алтаит, магнетит, гематит, аргенит, электрум, самородное золото, серебро и др. Основными нерудными минералами являются барит, кальцит и кварц. В рудах установлены повы-

шенные содержания Cd, Sb, In и Te. Изотопный состав серы руд ($\delta^{34}\text{S} = -2,8\%$) также свидетельствует о её эндогенном источнике [Гаськов, 2015].

Трансформный магматизм Алтая (D). В начале позднего девона произошла тектоническая перестройка, фиксируемая практически на всей территории Алтая проявлениями складчатости и локальными несогласиями. Этому моменту соответствовало прекращение вулканической деятельности в линейных вулканических поясах (за исключением фронтальной части АКО) и формированием локальных ареалов с специфическим составом вулканитов. В этот период в условиях общей транспрессии региона отмечается реактивация крупнейших сдвигов Горного Алтая (Курайско-Телецкая, Башелакско-Южночуйская), формирование и тектоническое экспонирование в их пределах высокоградных метаморфических комплексов [Владимиров и др., 2003; Крук и др., 2004]. Резкие изменения осадконакопления установлены в Калба-Нарымской зоне Восточного Казахстана. Терригенно-вулканогенно-карбонатные отложения аккреционного клина сменились мощными толщами глубоководных черносланцевых турбидитов такырской серии (D_3-C_1), не содержащих фрагментов океанической литосферы. В целом, совокупность наблюдаемых геологических фактов свидетельствует о прекращении на рубеже среднего – позднего девона субдукции океанической литосферы под край Сибирского палеоконтинента.

Первые проявления «сининверсионного» вулканизма в Горном Алтае зафиксированы на рубеже среднего и позднего девона. Этому этапу соответствует формирование пород богучинского комплекса, слагающих локальный ареал площадью около 40 км² в центральной части Ануйско-Чуйского блока (см. рис. 13). Для вулканитов характерна антидромная последовательность внедрения: риолиты R дациты R базальты и их туфы. По химическому составу породы богучинского комплекса (рис. 15) идентичны вулканитам континентальных рифтов: базальты характеризуются повышенными содержаниями титана (до 4 мас. % TiO_2) и фосфора (до 1 мас. % P_2O_5) для риолитов типичны высокая калиевая щелочность, резко повышенные содержания высокозарядных (Zr – 2000 до г/т, Hf – до 40 г/т, Y – до 160 г/т, Nb – до 100 г/т, Ta – до 8 г/т) и редкоземельных ($\Sigma\text{PЗЭ}$ – до 720 г/т) элементов [Крук, Сенников, 2012].

В Рудном Алтае «сининверсионный» вулканизм проявился в позднем фране – раннем фамене. Он представлен породами пихтовского комплекса,

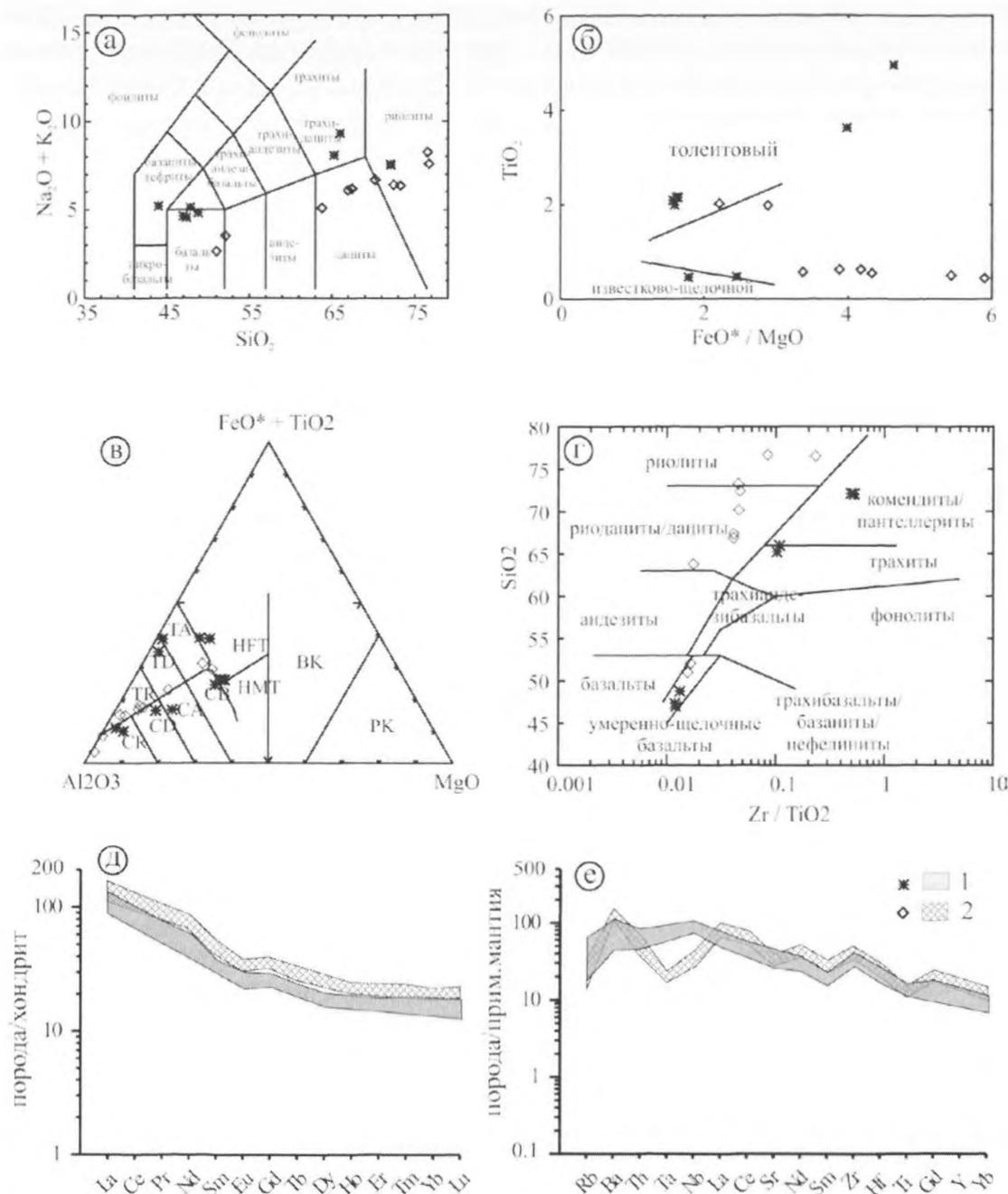


Рис. 15. Геохимические характеристики позднедевонских (фран-фамен) вулканических серий, отражающих трансформную геодинамическую обстановку (Рудный и Горный Алтай):

1 – вулканы богучинской свиты в Ануиско-Чуйском прогибе Горного Алтая (D3); 2 – вулканы пихтовской свиты Рудного Алтая (D3).

Использованы данные [Крук, Сенников, 2012], а также неопубликованные материалы Н.Н. Крука и М.Л. Куйбиды. Остальные обозначения см. рис. 5.

слагающими серию вулкано-тектонических структур вдоль юго-западного края Рудно-Алтайского блока. Комплекс сложен породами непрерывной базальт-риолитовой (с преобладанием андезитов) вулканической серии. Базальты характеризуются слабо повышенной щелочностью, высокой железистостью, повышенными содержаниями титана и фосфора (см.

рис. 15), обогащением Sr и Ba, HFSE (Y – до 50 г/т, Zr – до 330 г/т) и PЗЭ (Σ PЗЭ – до 230 г/т). С ростом кремнискислотности пород наблюдается падение общей щелочности, понижение концентраций большинства несовместимых элементов (включая HFSE и PЗЭ).

Стадия инверсии тектонического режима сопровождалась внедрением большого числа мелких

гранит-лейкогранитных, реже габбро-гранитоидных интрузий с возрастом 384-381 млн лет, локализованных в центральной и западной частях Горного Алтая (см. табл. 2). Их характерной особенностью является широкое распространение калиевых «восстановленных» гранитоидов умеренно-щелочной и щелочной серии с геохимическими характеристиками А-гранитов (майорский комплекс) [Шокальский и др., 2000]. Другой особенностью является «инверсия» характера латеральной зональности магматизма в сравнении с предшествующими надсубдукционными образованиями: щелочность и калиевость франских гранитоидов, также как и степень обогащения их несовместимыми элементами, понижаются с запада на восток (в современных координатах) [Крук и др., 2015].

Конец позднего девона (фаменский век) ознаменовался формированием на всей территории Алтая многочисленных интрузий габброидов и гранитоидов с возрастом 371 - 376 млн лет. В Рудном Алтае «трансформный» магматизм, в формировании которого участвовали плагиограниты, калий-натриевые граниты и диориты-гранодиориты (змеиногорский, устьянский и усть-беловский комплексы, 377-372 млн лет), не сопровождался значительным изменением составов гранитоидов в сравнении с «надсубдукционными» породами [Куйбида и др., 2015б]. Его специфика заключалась в резком увеличении объема гранитоидов и закономерной эволюции их составов: на раннем этапе были образованы низкоглиноземистые плагиограниты, сменившиеся во времени калий-натриевыми гранитами. Формирование гранитоидных магм может быть объяснено в рамках модели плавления «древних» надсубдукционных метагабброидов [Ферштатер, 2013]. Спецификой Рудного Алтая являлось постепенное вовлечение в область магмогенерации метатерригенных пород верхних горизонтов кристаллического основания (от 8 до 5 кбар).

Появление на заключительном этапе девонского магматизма гранитоидов с калиевым уклоном свидетельствует об увеличении мощности коры и соответственно – увеличении глубин генерации первичных магм.

В Горном Алтае среди фаменских гранитоидов стали преобладать известково-щелочные габброиды, диориты и гранодиориты (усть-беловский комплекс), а также калиевые плюмазитовые гранит-лейкограниты S-типа, массивы которых приурочены к позднекембрийским-раннеордовикским турбидитовым палеобассейнам (боровлянский комплекс).

Устойчивая корреляция геохимических и Sr-Nd изотопных характеристик гранитоидов с составом протолитов свидетельствует о значительной роли метасадочных пород верхней коры в генерации гранитоидных магм [Kruk et al., 2011].

Жарма-Саурская островодужная система (С). Вулканизм островодужного типа (аркалыкский комплекс, $C_1v_{2,3}$) и габбро-тоналит-плагиогранитный магматизм (саурская серия и бугазский комплекс) достоверно установлены в Жарма-Саурской зоне и Зайсанской сутурной зоне (рис. 16) [Ермолов и др., 1977, 1983; Щерба и др., 1998; Дьячков и др., 2011]. К этим же образованиям, вероятнее всего, относится верачарский андезит-дацит-риодацитовый комплекс [Ермолов и др., 1981; Хромых, 2014]. U-Pb изотопный возраст по цирконам (331 ± 3 млн лет) определен для островодужных андезитов и дацитов Джунгарского вулканического пояса [Yang et al., 2014], которые по геологической позиции, петрографии и геохимии сопоставимы с вулканитами аркалыкского комплекса (рис. 17). Необходимо подчеркнуть, что геохимическое моделирование процессов выплавления раннекарбоновой базальт-андезит-дацитовой серии позволяет уверенно предполагать, что их формирование было связано с внутриокеанической субдукцией [Yang et al., 2014]. Это означает, что в ходе перестройки Алтайского орогена произошел перескок (откат) субдукции («rolling-back») с вергентностью субдукционной океанической литосферной плиты на запад (в современных координатах) [Владимиров и др., 2003].

Особо отметим, что в северо-западной части Горного Алтая детально изучено и разведано крупное месторождение титаново-магнетитовых руд магматического генезиса, связанных с габброидами Харловского массива (см. рис. 13). Этот массив (площадь около 10 км²) находится вблизи Чарышского сдвига и прорывает турбидитовые толщи позднего кембрия – раннего ордовика. В экзоконтакте массива сформирована зона роговиков мощностью 500-800 м. Массив детально изучен С.П. Шокальским, который выделил четыре интрузивные фазы: 1) лейко- и мезократовые габбро, оливинсодержащие габбро, титаномангнетитовые оливиновые меланогаббро и клинопироксениты (слагает около 80% массива); 2) мелко-среднезернистые такситовые биотит-амфиболовые диориты; 3) среднезернистые биотит-роговообманковые кварцевые монцодиориты; 4) мелко-среднезернистые граносиениты. Дайковая серия представлена поясом даек диабазов,

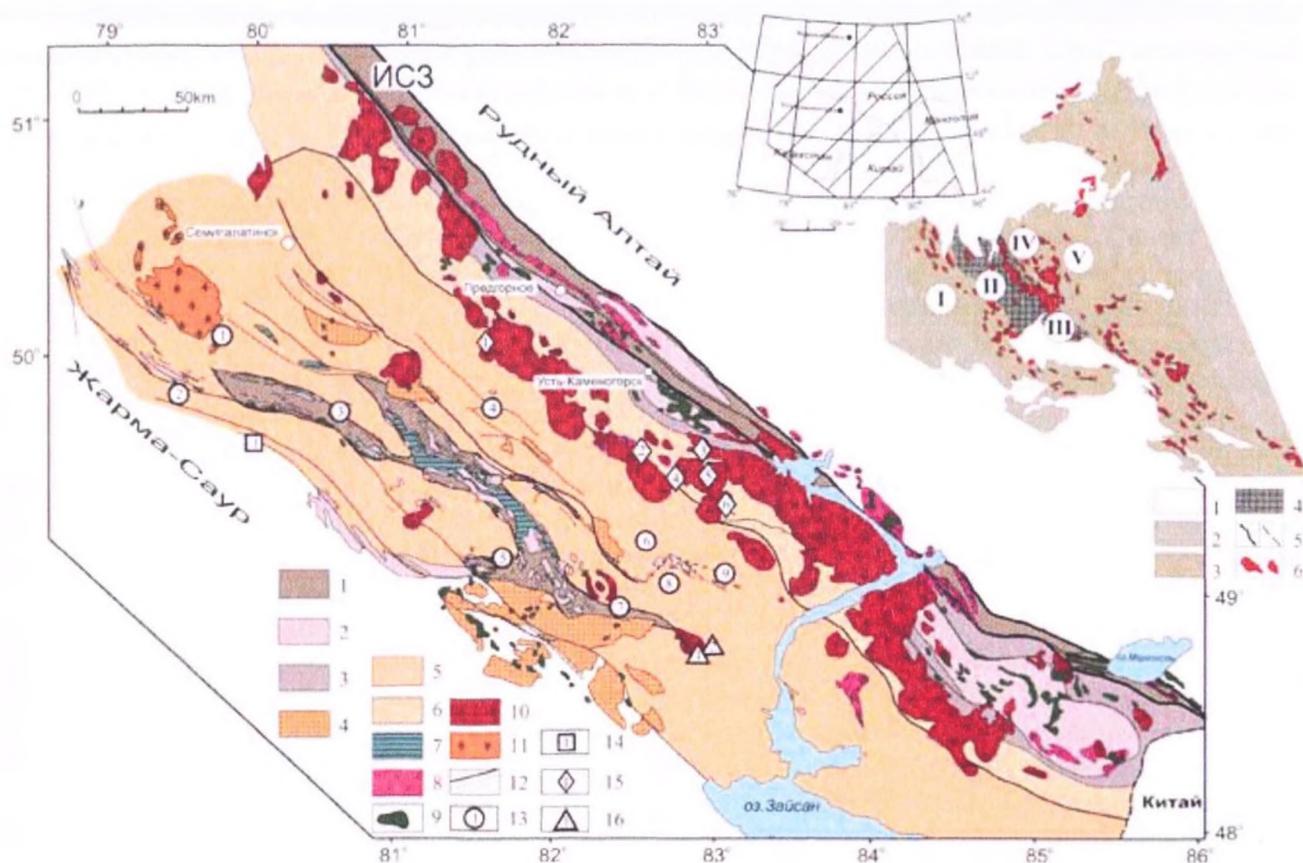


Рис. 16. Геологическая схема Восточного Казахстана (Большой Алтай). Составлена А.Г. Владимировым, С.В. Хромых и П.Д. Котлером на основе материалов [Дьячков и др., 1994, 2011; Беспав и др., 1997; Щерба и др., 1998, 2002; Владимиров и др., 2008; Хромых, 2013; Кузьмина, 2013]:

1 – blastomylonites Irtysh zone (ИСЗ) and serpentinite melange of the Charskaya ophiolite suture; 2 – tectonic blocks: deeply metamorphosed rocks of the ISZ and allochthonous carbonate-terrigenous-volcanogenic complexes of the Charskaya suture zone (accretionary prism); 3 – green schist border of the ISZ and Kurchumskiy outcrop, unclassified; 4 – collisional orogenic synclines and post-orogenic pull-apart basins unclassified; 5 – Charsko-Zamuнаevskaya and West-Kalbinskaya zones unclassified (accretionary prism); 6 – Kalba-Narymskaya zone; 7 – serpentinite melange; 8 – granitoids S3; 9 – granitoids P1; 10 – granitoids T1; 11 – gabbroids; 12 – faults of different order; 13 – gold deposits: 1 – Suzdalskoye, 2 – Zhannan, 3 – Zhayma, 4 – Bakyrchik, 5 – Akjal, 6 – Sentash, 7 – Baladjal, 8 – Baybura, 9 – Kuludjun; 14 – Ni-Cu deposits: 1 – Makсут, 15 – rare metal deposits and mineralizations (Ta-Nb, Li-Rb-Cs, Sn, W): 1 – Quartzite, 2 – Točka-Medvedka, 3 – Bakennos, 4 – Akhmetkinskoye, 5 – Yubileynoye, 6 – Belogorskoye, 7 – Chebutaynskoye; 16 – rare earth deposits Ti-Zr: 1 – Karaotkель, 2 – Satpavskoye.

На врезке – схема районирования Алтайской аккреционно-коллизонной системы [Владимиров и др., 2003]: 1 – кайнозойские отложения; 2 – неопротерозойские-палеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, нерасчлененные; 3 – окраинно-континентальные структурно-вещественные комплексы средне-позднепалеозойского возраста, нерасчлененные; 4 – территория Восточного Казахстана; 5 – главные разломы, отражающие левосторонние сдвиговые деформации в период коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов; 6 – позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоидные батолиты, нерасчлененные.

Римские цифры: I – Чингиз-Тарбагатайская и Жарма-Саурская остронные дуги (D-C), нерасчлененные, II – Чарская аккреционная призма (Pz1-2), III – Калба-Нарымский преддуговой бассейн (D-C), IV – Рудный Алтай, фронтальная часть Алтайской активно-континентальной окраины (D), V – Горный Алтай, тыловая часть Алтайской активно-континентальной окраины (D). Остальные пояснения в тексте.

андезитобазальтовых порфиров и гранодиорит-порфиров.

Рудная минерализация приурочена к меланократовым габброидам первой фазы. Рудоносные габброиды отвечают породам умеренно-щелочной серии с преобладанием натрия над калием. Для них характерны высокие содержания титана (до 6 мас. %

TiO₂ в меланократовых разностях и до 4 мас. % – в лейкократовых), железа (до 35 мас. % Fe₂O₃), повышенные концентрации калия и фосфора (до 1 мас. % K₂O и 0,5 мас. % P₂O₅ соответственно). Редкоземельный состав характеризуется высокими содержаниями ряда «транзитных» элементов (Sc – до 50 г/т, V – до 700 г/т), низкими концентрациями высокозарядных и

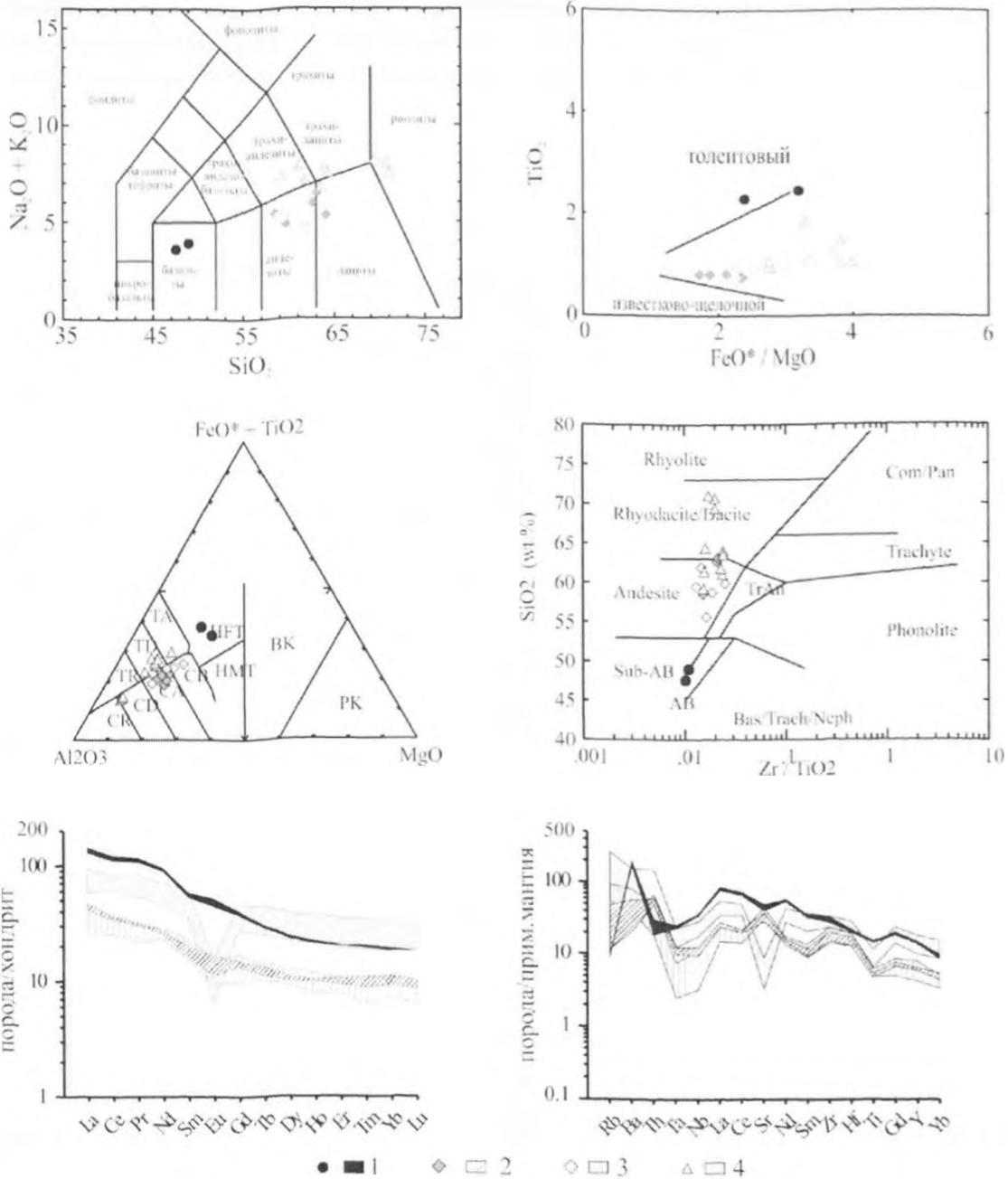


Рис 17. Геохимические характеристики вулканических пород Жарма-Саурской островодужной системы (С1). Островодужные вулканические комплексы: 1 – аркалыкский базальт-андезит-дацитовый [Ковалев и др., 2015], 2 – верчарский базальт-андезитовый [Ермолов и др., 1983; Хромых, 2014], 3 – урумбаевский базальт-андезитовый [Yang et al., 2014], 4 – андезиты и дациты С-3 Джунгарии [Yang et al., 2014]. Остальные обозначения см. рис. 5

редкоземельных элементов, что подчеркивает кумулюсную природу меланократовых габброидов. Лейкократовые разности обладают повышенными концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов (Zr – до 350 г/т, Hf – до 8 г/т, Y – до 40 г/т, Ta – до 3 г/т, Nb – до 45 г/т, Σ РЗЭ – до 210 г/т) и соответствуют по редкоземельному составу базальтам ОИВ [Крук и др., 2009; Kruk et al., 2014]. Возраст пород

Харловского интрузива, определенный U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II), составляет $328,8 \pm 2,4$ млн лет [Крук и др., 2009].

Позднекаменноугольно-раннепермский магматизм Алтая представлен: 1) трахибахальт-трахиандезит-дацит-риолитовыми и дацит-риолитовыми вулканическими ассоциациями, которые участвуют в строении орогенных прогибов Зайсанской

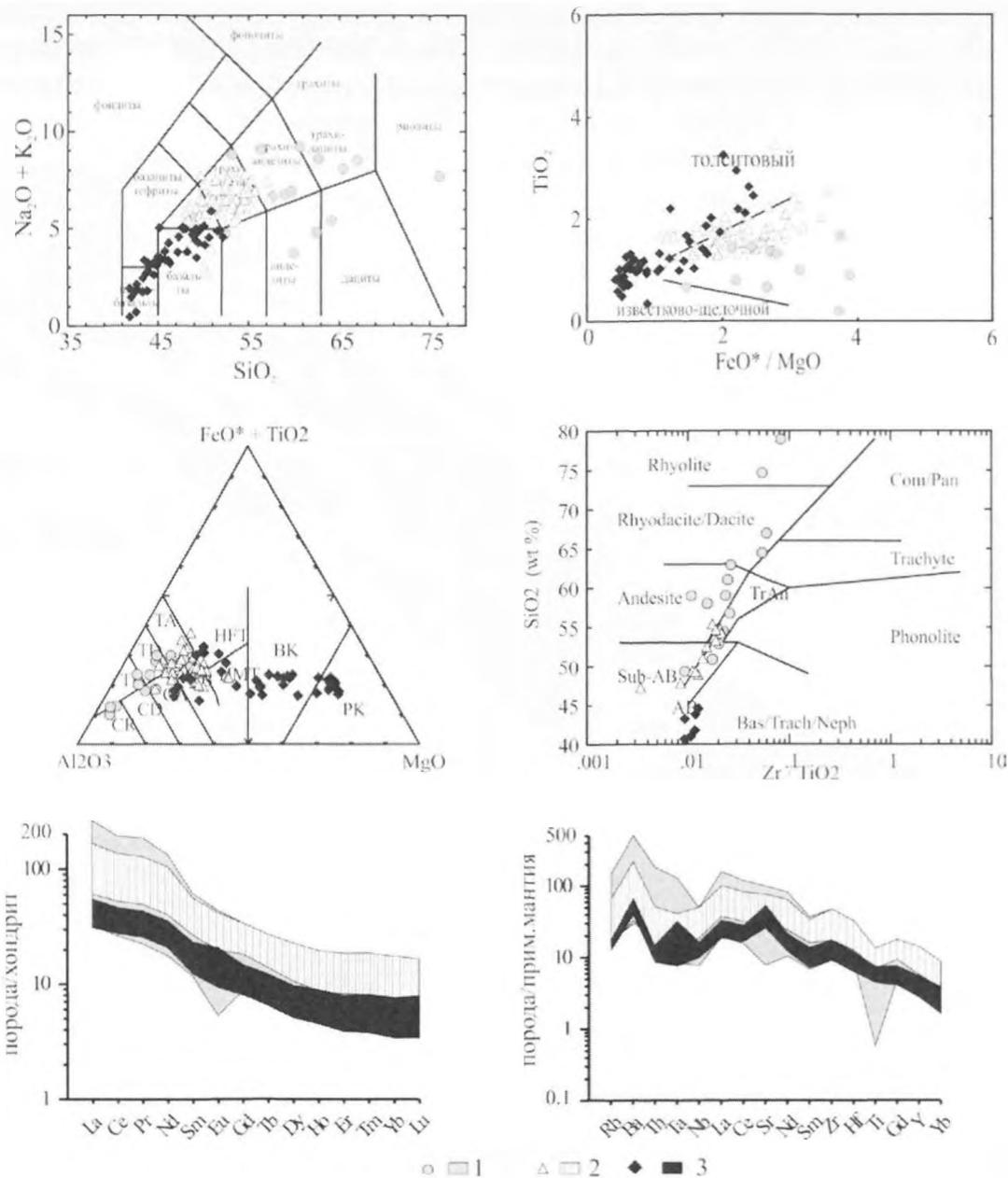


Рис. 18. Геохимические характеристики коллизионных вулканических комплексов (С2-3) и габбро-пикритов (P1), отвечающих постколлизивной геодинамической обстановке скольжения литосферных плит. Коллизионные вулканические комплексы: 1 – даубайский трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолитовый комплекс, С3 [Ермолов и др., 1983], 2 – аргимбайский габбро-плагиосиенитовый комплекс, P1, 3 – максутский пикродолеритовый комплекс, P1 [Владимиров и др., 1979; Ермолов и др., 1983; Хромых и др., 2011, 2013]. Остальные обозначения см. рис. 5

сутурной зоны [Ермолов и др., 1983; Владимиров и др., 2008], 2) интрузивными массивами гранодиорит-плагиогранитного состава, которые сейчас удалось надежно идентифицировать и выделить в самостоятельный гилевский комплекс на Рудном Алтае [Куйбида и др., 2012]. В результате U-Pb, Ar-Ar изотопных исследований было установлено, что плагиограниты гилевского комплекса отвечают среднекарбонovому времени (322–318 млн лет). Специфика веществ-

ного состава рассмотренных пород заключается в их принадлежности к высокоглиноземистому типу плагиогранитоидов, формирование которых связывается с плавлением метабазитов (в данном случае близких по составу к N-MORB) при высоких давлениях ($P > 10$ кбар). В то же время среди пород дайковой серии гилевского комплекса присутствуют плагиограниты как высокоглиноземистого, так и низкоглиноземистого типа, что отражает последовательное плавл-

ление утолщенной земной коры в ходе коллизионного процесса [Куйбида и др., 2012].

На рубеже позднего карбона – ранней перми базитовый магматизм проявлен в виде значительных по площади (~500 км²) вулканических мульд, сложенных субщелочными базальтами, андезибазальтами, андезитами, с участием трахидацитов и трахириолитов, и интрузиями габброидов и пикритоидов, относимых к аргимбайскому габбровому и максутскому габбро-пикритоидному комплексам. Эти массивы сосредоточены в двух главных очаговых ареалах Чарской сутурной зоны – Аргимбайском на юге и Максутском на севере, а также участвуют в строении многофазных габбро-сиенит-гранитоидных массивов (Тастауский, Прображенский, Дельбегетейский).

Аргимбайский арсал (интрузивный пояс) вытянут с северо-запада на юго-восток на 60 км, в его составе выделено около 10 массивов. Наиболее крупным является петротипический для аргимбайского комплекса одноименный массив, расположенный в северо-западной части арсала и сложенный среднезернистыми субщелочными габбро, которые прорваны редкими маломощными жилами плагиосиенитов. С этим массивом связано титаномагнетитовое скарновое оруденение.

Максутский габбро-пикритоидный арсал включает одноименный многофазный плутон и несколько сателлитных массивов. В составе петротипического массива выделяется три фазы внедрения от оливинных габбро-диабазов к габброноритам и норитам второй фазы, и затем – к небольшим телам плагиоперидотитов и пикритов [Ермолов и др., 1983]. В нижней придонной части массива установлено сульфидное Cu-Ni оруденение, масштабы которого в полной мере еще не оценены. Общими особенностями химического состава габброидов и пикритоидов (рис. 18), является их повышенная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 5,2 до 7,8 мас. % в габброидах и от 2 до 5 мас % в пикритоидах), в том числе повышенные содержания калия (K_2O до 2,8 мас. % в габбро, до 1,3 в

пикритоидах). Также индикаторными являются высокие содержания фосфора (P_2O_5 до 0,8 мас. % в габбро, и до 0,3 мас. % в пикритоидах). Габброиды аргимбайского комплекса демонстрируют значительные вариации содержаний CaO (4–12 мас. %) и MgO (2–8 мас. %), что свидетельствуют о фракционировании пироксена и плагиоклаза, а наиболее близкими к составу родоначальной магмы аргимбайского комплекса могут являться наиболее основные разновидности субщелочных габбро. Редкоэлементный состав габброидов характеризуется повышенными содержаниями легких лантаноидов, Ba (до 1000 г/т), Sr (до 980 г/т), Zr (до 350 г/т), Rb (до 25 г/т). Для оливинных долеритов и пикритов максутского комплекса характерны закономерные вариации в содержаниях MgO (10–25 мас. %), Al_2O_3 (8–17 мас. %), CaO (3–9 мас. %), что свидетельствует о существенном фракционировании оливина. Наиболее близкими к составу родоначальной магмы максутского комплекса могут являться среднезернистые стеклосодержащие пикриты [Ермолов и др., 1983]. Концентрации редких и редкоземельных элементов в оливинных долеритах и пикритах максутского комплекса понижены по сравнению с габбро аргимбайского комплекса (Ba до 280 г/т, Sr до 830 г/т, Rb до 8 г/т, Zr до 110 г/т), однако являются повышенными для ультраосновных пород. Геохронологические исследования, проведенные U-Pb методом для габброидов аргимбайского комплекса и ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом для пикритоидов максутского комплекса позволили установить значение возраста 293 ± 2 млн лет для габброидов аргимбайского комплекса и 280±2 млн лет для пикритоидов максутского комплекса [Хромых и др., 2011; Хромых и др., 2013].

Геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные, необходимые для дальнейшего обсуждения корреляции карбон-пермского магматизма Южного Урала и Алтая, включая Калба-Нарымский батолит, приведены в [Хромых и др., 2015; Kuybida M. et al.].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные фактические материалы по геологическому строению, магматизму и оруденению Южного Урала и Алтая позволяют обсудить две взаимосвязанные проблемы: а) плейт-тектонические факторы, ответственные за магмо- и рудогенез в удаленных друг от друга сегментах земной коры, которые в конечном итоге привели к формированию сходных по строению и составу металлогенических провинций с промышленными месторождениями мирового класса (Cu-Pb-Zn, Fe-Ti-Mgt), роль астеносферного диапиризма и его значение при формировании крупных и уникальных рудномагматических систем.

Палинспатические реконструкции. Начиная с семидесятых годов прошлого века, стало очевидным, что геологическое строение, эволюционные (формационные) ряды средне-позднепалеозойских вулканических и интрузивных серий, а главное, – воз-

растные рубежи и минеральный состав сингенетических крупных промышленных месторождений (Cu-Pb-Zn, Fe-Ti-Mgt) обнаруживают отчетливое сходство Южного Урала и Большого (Рудного) Алтая [Попов и др., 1975; Сопко и др., 1986]. Первые попытки с позиций плейт-тектоники провести палинспатические реконструкции и выделить геологические мегаструктуры, в которых участвовали Уральские, Казахские и Алтайские блоки земной коры, дали противоречивые результаты (рис. 19). Однако была сформирована главная идея о существовании гигантской островной дуги среднепалеозойского возраста, испытавшей изоклинальную деформацию в результате амальгамации Восточно-Европейского, Казахского и Сибирского палеоконтинентов [Sengor et al., 1993]. Предложенная модель впоследствии была неоднократно подтверждена, что нашло отражение в

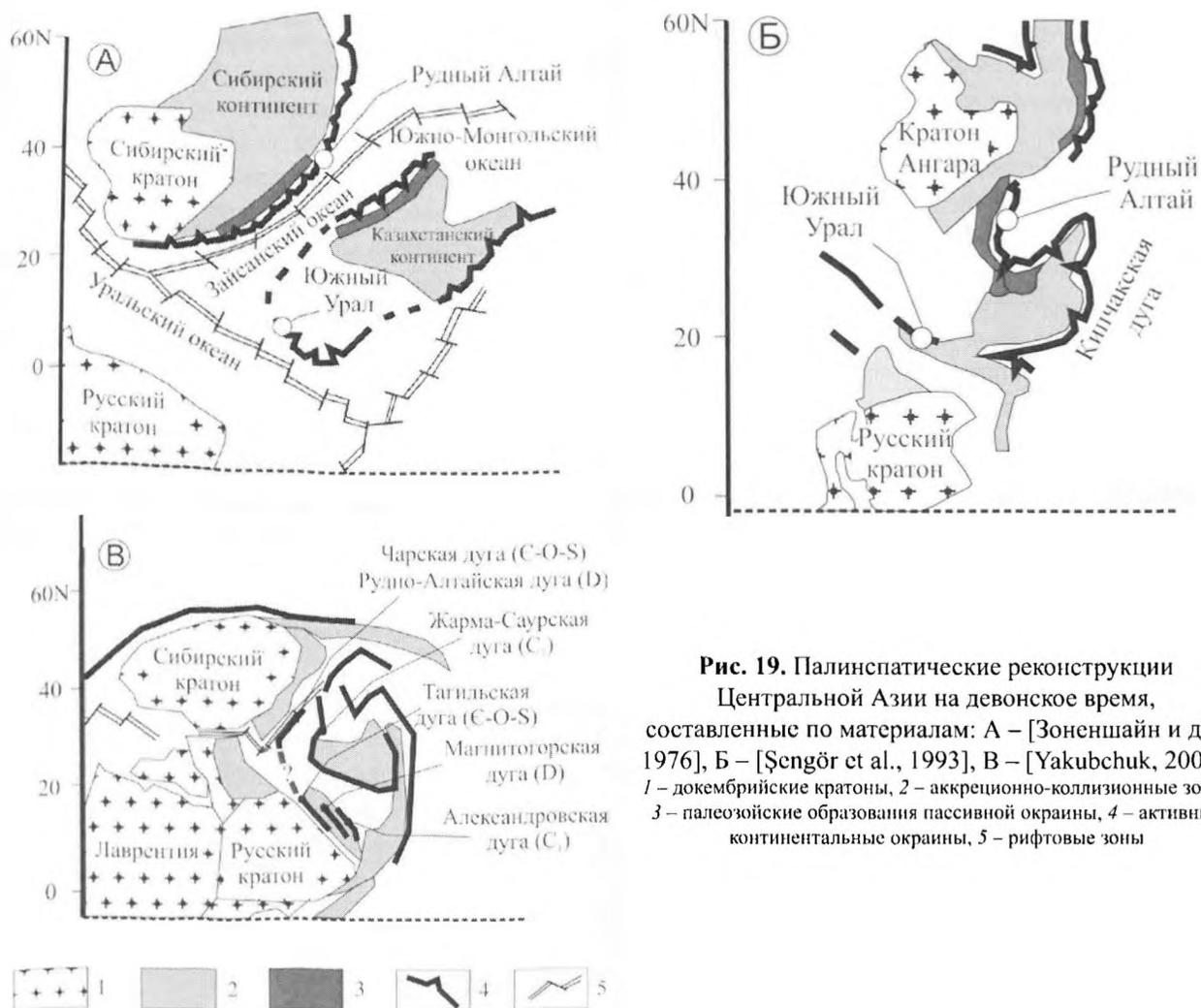


Рис. 19. Палинспатические реконструкции Центральной Азии на девонское время, составленные по материалам: А – [Зоненшайн и др., 1976], Б – [Şengör et al., 1993], В – [Yakubchuk, 2004]: 1 – докембрийские кратоны, 2 – аккреционно-коллизийные зоны, 3 – палеозойские образования пассивной окраины, 4 – активные континентальные окраины, 5 – рифтовые зоны

ряде обзорных статей и региональных монографиях [Yakubchuk, 2004; Пучков, 2010; Ермолов, 2013; Ферштатер, 2013; Yang et al., 2014].

Здесь важно подчеркнуть, что при палинспатических реконструкциях и попытках определить пространственное взаимоотношение уралид и алтаид наиболее слабым звеном является геодинамическая характеристика кристаллического основания Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСОБ), под которым одни исследователи «а priori» предполагают существование Казахстанского палеоконтинента, другие интерпретируют с позиций реликтового океанического бассейна с фланговыми структурно-вещественными комплексами Урала, Казахстана и Алтая, погружающимися под юрско-меловой чехол ЗСОБ. В связи с этим встаёт главный вопрос при геодинамических реконструкциях, – где континент? Если для Алтайской активной континентальной окраины этот вопрос решается однозначно (см. текст статьи), то для Южного Урала предложены альтернативные модели, где Магнитогорская островная дуга, отражает океаническую литосферную плиту, которая

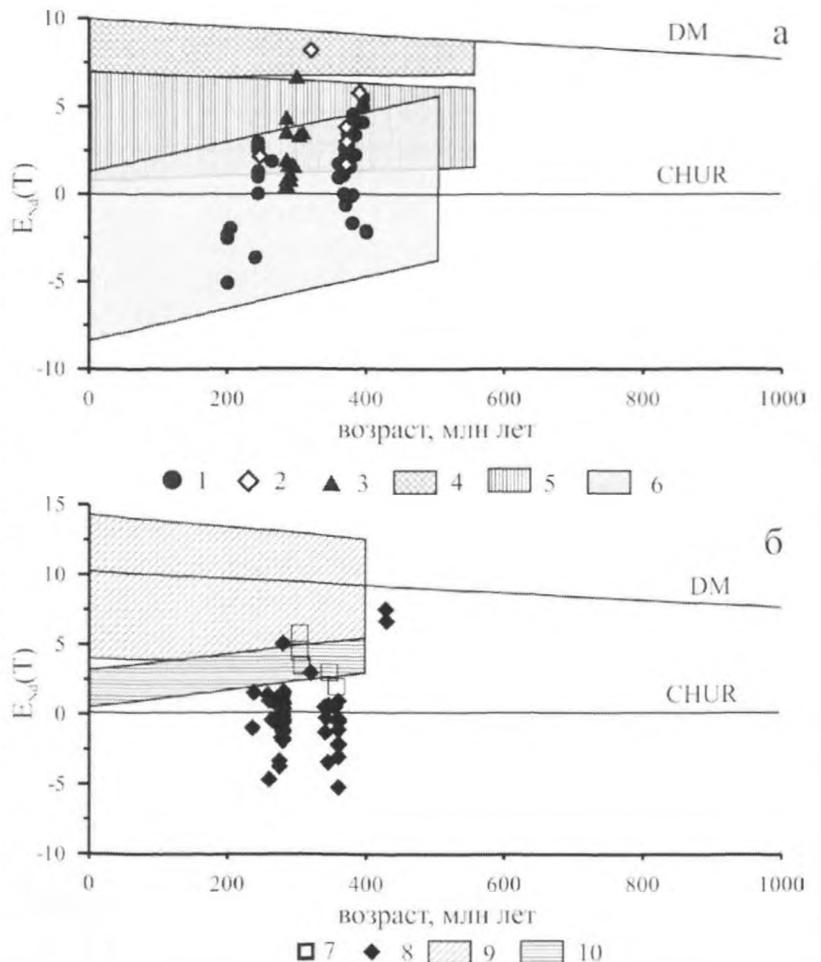
погружается по Казахстанский палеоконтинент [Ферштатер, 2013], или представляет собой внутриконтинентальную субдукцию с погружением слэба с запада на восток (в современных координатах) [Пучков и др., 2010; Косарев и др., 2014 а,б]. В настоящей статье принята вторая точка зрения, что позволяет объяснить существенно мафический профиль Магнитогорской мегазоны и «промежуточный» – для Алтайской активной континентальной окраины.

Sm-Nd изотопная систематика. Имеющиеся Nd изотопные данные для Южно-Уральского и Алтайского сегментов земной коры сведены на рис. 20. Из приведенного рисунка видно, что Nd-изотопный состав гранитоидов, локализованных в раннекаледонских палеоокеанических и палеоостроводужных блоках Горного Алтая не превышают 0.9 млрд лет и не выходит за пределы поля эволюции изотопного состава океанических базальтов MORB и OIB. В позднекаледонских турбидитовых бассейнах значения $T_{Nd}(DM-2)$ в гранитоидах варьируют от 0.8 до 1.33 млрд лет, не превышая, однако, модельных возрастов раннепалеозойских осадоч-

Рис. 20. Соотношение изотопных характеристик Nd в гранитоидах и породах кристаллического основания Алтайской (а) и Южно-Уральской (б) аккреционно-коллизийных систем:

1–3 – среднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды (1 – Горный Алтай, 2 – Рудный Алтай, 3 – Калба-Нарымская зона) 4–6 – породы кристаллического основания Алтайской коллизийной системы (4 – базальты океанической коры с характеристиками N-MORB, 5 – базальты внутриокеанических поднятий и симаунтов, имеющие геохимические характеристики E-MOR и OIB, 6 – раннепалеозойские осадочные породы), 7, 8 – гранитоиды Южного Урала (7 – Магнитогорская мегазона, 8 – Восточно-Уральская зона), 9, 10 – океанические базальты Южного Урала (9 – N-MORB, 10 – E-MORB и OIB). Авторские данные [Крук и др., 1999, 2010; Сафонова и др., 2008, 2011; Utsunomiya et al., 2009; Kruk et al., 2011; Крук, 2015; Spadea et al., 2002].

Линия эволюции деплетированной мантии (DM) проведена по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd=0,2136$), линия эволюции единого хондритового резервуара (CHUR) – по данным [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd=0,1967$)



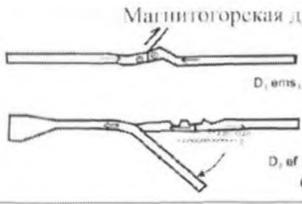
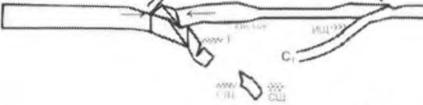
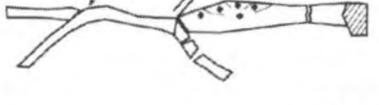
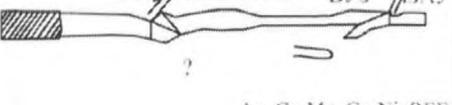
Южный Урал	Возрастные рубежи	Алтай
<p>Магнитогорская дуга</p>  <p>D_1, ems_1 D_2, af Cu-Zn-Pb ± Au</p>	<p>$D_1 - D_2$ 400-385 Ma</p>	<p>Рудно-Алтайская дуга</p>  <p>Cu-Zn-Pb ± Au</p>
<p>Постостроводужная трансформная обстановка</p>  <p>$D_2, M=?$ Ti-Mgt, Au</p>	<p>D_3 385-360 Ma</p>	<p>Постостроводужная трансформная обстановка</p>  <p>Ti-Mgt, Au</p>
<p>Александровская дуга</p>  <p>C_1 Ti-Mgt, Au</p>	<p>$D_3 - C_1$ 360-325 Ma</p>	<p>Жарма-Саурская дуга</p>  <p>Ti-Mgt, Au</p>
<p>Постколлизияльная трансформная обстановка</p>  <p>ГУР, ЗМЗ, ВМЗ, ВУЗ, АЗАУ Au, Cu-Mo, Cu-Ni, REE</p>	<p>$C_{1-2} - P$ 325-300 Ma</p>	<p>Постколлизияльная трансформная обстановка</p>  <p>ЗСЗ, ИСЗ, РА, ГА Таримский плом Au, Cu-Ni, Li-Rb-Cs, Ta-Nb</p>

Рис. 21. Корреляция геодинамических сценариев, отражающих магматические события и эндогенное оруденение Южного Урала и Алтая. Пояснения в тексте.

ных пород. Это позволяет утверждать, что в раннекаледонских блоках источником гранитоидов была ювенильная базитовая кора, претерпевшая в процессе геологической истории многократную дифференциацию, в то время как в позднекаледонских блоках большинство гранитоидов имело «комбинированный» источник, включающий, наряду с породами «ювенильной» коры древний материал терригенных осадков. В гранитоидах Рудного Алтая и Калбы значения $T_{Nd}(DM-2)$ в гранитоидах варьируют от 0.46 млрд лет (низкокальциевые тоналиты и трондьемиты) до 1.03 млрд лет (кальциевые плюмазитовые гранит-лейкограниты). Таким образом, для большинства гранитоидов Алтайской аккреционно-коллизийной системы диагностируется заметный вклад в их источнике «древнего» рециклингового корового материала.

Для Магнитогорской мегазоны Южного Урала модельные возрасты $T_{Nd}(DM-2)$ в гранитоидах варьируют от 0.7 до 1.0 млрд лет, в большинстве случаев укладываясь в поле эволюции изотопного состава базальтов E-MORB и OIB, в то время как гранитоидов Восточно-Уральского поднятия характерны $T_{Nd}(DM-2) > 1$ млрд лет. Таким образом, в Магнитогорской мегазоне формирование гранитоидов происходило преимущественно за счет ювенильной коры, в то время как на Восточно-Уральском поднятии в источнике гранитоидных магм преобладал «древний» коровый материал, диагностика природы которого требует дальнейших исследований.

Суммируя приведенные данные можно утверждать, что минимальный вклад «древнего» корового материала в источнике расплавов фиксируется для гранитоидов Магнитогорской мегазоны Юж-

ного Урала и в раннекаледонских блоках Горного Алтая, максимальный – для гранитоидов Восточно-Уральского поднятия.

Геологические сценарии и их геодинамическая интерпретация. Завершая обзор уралид и алтаид, необходимо отметить, что в том и другом случае, вероятнее всего, была реализована модель развития эпиконтинентальных островодужных систем и их коллизии в обстановке скольжения литосферных плит, которая обусловила в конечном итоге формирование трансформно-коллизионных орогенов, аналогичным мезозойским и кайнозойским орогенам обрамления Тихого океана. Ведущее место имели механизмы скольжения литосферных плит, отвечающие за блокировку и разрыв слэба [Мартынов, Ханчук, 2013]. Для алтаид этот механизм отвечает Рудно-Алтайской активной континентальной окраины ($D_{1,2}$), затем переходу к трансформной окраине (D_3), перескоку и заложению редуцированной внутриоконтинентальной Жарма-Саурской дуги (C_1) с последующим закрытием Чарского палеоокеанического бассейна ($C_{2,3}$).

Для уралид трансляция геодинамических обстановок, вероятнее всего, включала зарождение Магнитогорской островодужной системы ($D_{1,2}$), смену угла погружения слэба с его разрывом и астеносферным диапиризмом в задуговом бассейне (D_3), а затем перескоком и заложением редуцированной Александровской дуги (C_1). Подчеркнем, что постколлизивная стадия тектогенеза, по существу, в том и другом случае отвечала трансформной геодинамической обстановке скольжения литосферных плит. Характерными чертами этой геодинамической обстановки являются – разрыв слэба и, как следствие, – мантийный (астеносферный) диапиризм, протекавший в условиях интенсивных вязко- и хрупкопластичных деформаций в земной коре и литосфере [Ханчук, Иванов, 1999; Мартынов, Ханчук, 2013].

В генерализованном виде схема событийной корреляции Южного Урала и Алтая показана на

рис. 21. Эту схему следует рассматривать как предварительную, основанную на корреляции осадочно-вулканогенных разрезов и геохимических характеристиках вулканических пород. Окончательное решение требует проведение седиментологических и геохимических исследований Магнитогорского (Южный Урал) и Чарского (Алтай) бассейнов, детритовой цирконометрии и Sm-Nd изотопной систематики стратифицированных осадочных и вулканических образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформно-коллизионных обстановок в переходной зоне континент-океан. С субдукционными обстановками связан главный объем вулканических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале и в Рудном Алтае, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и колчеданному оруденению (ранний – средний девон). В позднем девоне произошла блокировка Магнитогорской и Рудно-Алтайской островных дуг и сменной субдукции трансформным скольжением океанической плиты с разрывом слэбов и, как следствие, – астеносферным диапиризмом.

2. На рубеже позднего девона – раннего карбона в обоих регионах возникла новая зона субдукции над которой возникли редуцированные островные дуги: Александровская на Южном Урале и Жарма-Саурская в Восточном Казахстане. Повторная блокировка субдукционных зон в раннем карбоне привела к трансформным обстановкам, отвечающим зонам син- и постколлизивного скольжения литосферных плит и вновь – появлению астеносферных окон («slab-windows»). В этой обстановке были сформированы промышленные Ti-Mgt месторождения мирового класса (C_1).

ЛИТЕРАТУРА

- Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика 1994 Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
- Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д.* Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Гылым, 1997, 288 с.
- Богатов В.И., Костицын Ю.А.* Rb-Sr изотопный возраст и геохимия гранитоидов на севере Магнитогорского прогиба, Южный Урал. // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1999, № 2. С. 34–41.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.* Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
- Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И. и др.* Колчеданные месторождения мира / Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2, С. 49–75.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.
- Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С.* О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы // Геология и геофизика. 1979. № 9. С. 43–52.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А.* Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Храмых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12, С. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Храмых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимирова В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д.* Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. № 7, С. 621–636.
- Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., Салихов Д.Н., Крук Н.Н., Гаськов И.В., Храмых С.В., Серавкин И.Б., Котлер П.Д., Рахимов И.Р.* Эволюция средне-позднепалеозойского магматизма и оруденения Юного Урала и Алтая как отражение субдукционных, трансформных и коллизионных обстановок при становлении Евразийского континента // Материалы XII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрография магматических и метаморфических горных пород». КНЦ РАН, ИГ РК (г. Петрозаводск 15-20 сентября 2015 г.). 2015. С. 294–296.
- Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Калугин И.А., Тикунов Ю.В.* Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 1999. № 5. С. 703–715.
- Гаськов И.В.* Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015 (в печати).
- Геологическая карта Урала / под ред. И.Д. Соболева* Масштаб 1:1 000 000. 1971.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала* (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. 286 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000.* Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VIII (Шебадино). – СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2013. 242 с.
- Грабежьев А.И., Ронкин Ю.Л.* U-Pb Возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 3. С. 104–116.
- Грабежьев А.И.* Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): Shrimp II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Докл. РАН. 2014. Т. 454, № 3. С. 315–318.

- Гусев А.И., Гусев Н.И., Красова А.С., Табакаева Е.М. Золотогенерирующие гранитоиды Топольнинского арсала Горного Алтая: возраст, петрология и геохимия // Современные наукоемкие технологии. 2012. № 1. С. 8–12.
- Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // Докл РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохронологическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
- Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1977. 245 с.
- Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарского пояса // Офиолиты. Алма-Ата, 1981. С. 103–187.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
- Зоненшайн, Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Наука, 1976. 226 с.
- Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 2015 (в печати).
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте // Литосфера. 2005. № 4. С. 24–40.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Косарев А.М. Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54–70.
- Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Докл. РАН, 2010. Т. 435, № 5. С. 658–662.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 2–25.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Каравиева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. 2015.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Кузнецов Г.П. Возраст и происхождение гнейсов Челябинского комплекса // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 3. С. 386–389.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журявлев Д.З. Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 3. С. 395–397.
- Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Савиных Я.В., Левченков О.А., Ковач В.П., Киреев А.Д. Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2004, Т. 45, № 6, С. 688–702.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А., Руднев С.Н., Куйбида М.Л. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского арсала, Горный Алтай // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 548–568.
- Крук Н.Н., Шокальский С.П., Хромых С.В., Николаева И.В. Магматизм ранних стадий коллизии Сибирского и Казахстанского континентов // Докл. РАН, 2009. Т. 428, № 4. С. 500–504.

- Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А.* Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 551–570.
- Крук Н.Н., Сенников Н.В.* Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 5. С. 550–555.
- Крук Н.Н.* Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. № 9.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В., Лепехина Е.Н.* U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 84–88.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Кириозова Т.И., Травин А.В.* Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1668–1684.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Мурзин О.В.* Гранитоиды трансформной континентальной окраины Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2015а (в печати).
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Мурзин О.В.* Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. РАН. 2015б (в печати).
- Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. и др.* Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1889–1904.
- Лобковский Л.И., Гарагаш И.А., Кононо М.В., Вержбицкий В.Е., Котелкин В.Д.* Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая эволюция Арктического региона в мезозое-кайнозое / Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М.: ГЕОС, 2010. Вып. 2. С. 8–40.
- Лобковский Л.И.* Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2015.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / Отв. ред. В.А. Маслов. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 286 с.
- Мелекесцева И.Ю.* Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур / Отв. ред. В.В. Зайков. М.: Наука, 2007. 245 с.
- Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. второе. Сер. Алтайская. Лист М-44-Х, XI (Российская часть). Объяснит. зап., 1999. – 131 с.
- Осипова Т.А., Тевелев А.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd и Rb-Sr возраст габбронидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал) // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 5. С. 670–675.
- Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Попов В.С., Изох Э.П., Ферштатер Г.Б.* Корреляция герцинских интрузивных серий Южного Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и юго-западного Алтая // Геология и геофизика. 1975. № 7. С. 60–71.
- Попов В.С., Тевелев А.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А.* Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.
- Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А.* Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.
- Прокин В.А., Нечехин В.М., Сопко П.Ф. и др.* Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения, Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др.* Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 242 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала, 2000, Уфа: Даурия, 145 с.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2003. № 1/2. С. 28–39.

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

Пушкарев Е.В., Феритатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия. Ежегодник-2007. Екатеринбург, 2008. С. 277–285.

Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н. и др. Башкирский Sr-Nd возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Докл. РАН. Т. 457, № 4. 2014. С. 445–450.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция–индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1989. С. 107–110.

Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубина С.В. и др. Очерки по региональной тектонике // Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. М.: Наука, 2005. Т. 1: Южный Урал. С. 84–135.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1992. 138 с.

Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.

Салихов Д.Н. Каменноугольный вулканизм Магнитогорско-Богдановского грабена на Южном Урале // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Материалы Международного полевого совещания «Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России. Южноуральская сессия. Уфа – Сибай, 13–18 августа 2009 г. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 147–158.

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

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулкано-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литос-

фера. 2014, № 5. С. 33–56.

Салихов Д.Н., Рахимов И.Р. Мантийный и мантийно-коровый каменноугольный магматизм аккреционно-коллизионного пояса Южного Урала // Эволюция и рудогенерирующий потенциал флюидно-магматических систем Южного Урала. Раздел 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2014. 198 с.

Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Корякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 1. С. 81–85.

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4, С. 541–567.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана, 2000, Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 362 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.

Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н.П.Юшкин, В.Н.Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.

Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана / Уфа: Гилем, 2010. 284 с.

Серавкин И.Б. Корреляция состава руд и рудовмещающих пород вулканогенных колчеданных месторождениях (на примере Южного Урала) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 238–258.

Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. и др. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан // Петрология. 2004. Т. 12, № 2. С. 191–205.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., «Мир», 1987, с. 102–133.

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

Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, 1997. 309 с.

Тальнов Е.С. Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы) / Тр. НИИГео СГУ им. Н.Г.Чернышевского. Нов. сер. Т. XV. Саратов: Изд-во «Научная книга», 2003. 175 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Вострецовва Е.С., Густова А.С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. Тр. лаб. Геологии складчатых поясов МГУ (вып. 4). М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.

Тищенко В.Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тез. докл. к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс: УНЦ РАН, 1971. С. 43–44.

Феритатер Г.Б., Краснобаев А.А. Обдукционный магматизм и сопряженная мигматизация (на примере Урала) // Литосфера. 2007. № 3. С. 12–34.

Феритатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородин Н.С. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.

Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Феритатер Г.Б. Раннедевонский интрузивный магматизм Урала – индикатор переломного эта-

па в палеозойской истории подвижного пояса // Литосфера. 2015 (в печати).

Хаш В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Травин А.В., Лобанов С.С. Габбро-пикритовые массивы в складчатой системе герцинид Восточного Казахстана – индикатор взаимодействия плюма с коллизионной литосферой // Докл. РАН, 2011. Т. 441, № 5. С. 651–656.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

Хромых С.В. Базит-ультрабазитовый магматизм Алтайской коллизионной системы герцинид: эволюция мантийных источников // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН. 2014. С. 323–324.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Крук Н.Н., Юдин Д.С., Бурмакина Г.И., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2015. Т. 56.

Шокальский С.П. Петрохимия Харловского титаноносного интрузива в Горном Алтае // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск, 1990. № 776. С. 91–118.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

- Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым, 1998, 395 с.
- Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн 2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2002. 400 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. 1998. Екатеринбург: УрО РАН, 204 с.
- Bea F.; Fershtater G. B.; Montero P.; Smirnov V. N.; Molina Palma J. M. Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia // *Lithos*. 2005. V. 81. P. 209-233.
- Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984, P. 63-114.
- Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure / low temperature rocks // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 276, No 1-4 (Europrobe volume). – P. 217-227.
- Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites // *Boninites/ A.J.Crawford (Ed.)*. Unwin Hyman, London, 1989. P. 2-49.
- Davies J.H., Blanckenburg F. Slab break off: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – V. 129. – P. 85-102.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth and Planetary Science Letter*, 1984. V. 67. P. 137-150.
- Jensen S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines, 1976, 22 p.
- Kuybida M., Safonova I., Yermolov P., Vladimirov A., Kruk N., Yamamoto S. Tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for Kazakhstan-Siberia collision // *Geoscience frontiers*, 7, 2016. P. 141-150.
- Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V.42 (5). P. 928-948.
- Kruk N.N., Kuybida M.L., Murzin O.V., Gusev N.I., Shokalsky S.P., Vladimirov A.G., Smirnov S.Z., Gaskov I.V., Travin A.V., Khromykh S.V., Volkova N.I., Kuybida Ya.V., Annikova I.Yu., Kotler P.D., Mikheev E.I. Granitoids of the North-West Altai. Guide of geological excursions (21-27 August 2014, Zmeinogorsk, Russia) of the 2-nd International Geological Conference «Granites and Earth's evolution: granites and continental crust» (17-20 August 2014, Novosibirsk, Russia). Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2014. 84 p.
- Le Maitre R. W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989, 193 p.
- Mao J.W., Goldfarb R.J., Wang Y.T., Hart C.J., Wang Z.L., Yang J.M. Late Paleozoic base and precious metal deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and geodynamic setting // *Episodes*. – 2005. – Vol. 28. Iss. 1. P. 23-36.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*, 1974, V. 274, P.321-355.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – V. 364. – P. 299-307.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhannina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc Complex // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present*. Geophysical Monograph. 2002. 132. P. 101-134.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. – «*Journal of Volcanology and Geothermal Research*», 1986, v. 29, issues 1-4, p. 293-309.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. Blackwell, London, 1985, 312 p.
- Utsunomiya A., Jahn B., Ota T., Safonova I.Y. A geochemical and Sr-Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: Implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogen // *Lithos*, 2009, V. 113, P. 437-453.
- Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev S.N., Kruk N.N., Annikova I.Yu., Borisov S.M., Buslov M.M., Vladimirov V.G., Vystavnoi S.A., Gavrilov V.I., Gusev N.I., Gibsher A.S., Dobretsov N.L., Zykin V.S., Zybin V.A., Kruk E.A., Moroz E.N., Novikov I.S., Palessky S.V., Saphonova I.Yu., Stupaakov S.I., Titov A.V., Fedoseev G.S., Khromykh S.V., Sukhorukov V.P., Shokalsky S.P. Geology, Magmatism and Metamorphism of the Western Part of Altai-Sayan Fold Region: the Field Excursion Guide for geological of the Third Workshop of the IGCP-420 project «Continental growth in the phanerozoic: evidence from Central Asia» [Editors-in-chief: N.L.Dobretsov, A.G.Vladimirov]. Novosibirsk, Russia, august 6-16, 2001, 140 p.

Vladimirov, A.G., Kosarev A.M., Khanchuk A.I., Safonova I.Yu., Salikhov D.N., Gaskov I.V., Seravkin I.B., Kruk N.N., Kuibida M.L., Chromykh S.V., Kotler P.D., Rakhimov I.R., . Middle-Late Palaeozoic magmatism and metallogeny of the South Urals and Altai linked to supra-subduction, transform margin and collisional settings: implications to the amalgamation of the Eurasian continent. In: Tsunogae T., Takamura Y., Endo T. (Eds.), the 2015 IAGR Annual Convention and 12th International Conference on "Gondwana to Asia", abstract volume, University of Tsukuba, Tsukuba, October 21-23, 2014, International Association for Gondwana Research Conference Series, no. 21. 2015. P. 119–120.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation

products using immobile elements // *Chemical Geology*, 1977, V. 20, P. 325-343.

Xia L.Q., Xu X.Y., Li X.M., Ma Z.P., Xia Z.C. Reassessment of petrogenesis of Carboniferous–Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas // *Geoscience Frontiers*, 2012, 3, P. 445–471.

Yakubchuk A. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, V. 23, P. 761–779.

Yang G., Li Y., Safonova I., Yi S., Tong L., Seitmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // *International Geology Review*, 2014. P. 1-21.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	5
ВВЕДЕНИЕ	6
ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА	8
АЛТАЙСКАЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА.....	25
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	40
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	43
ЛИТЕРАТУРА.....	44

Препринт № 1/16
ИГМ СО РАН
(на правах рукописи)

**КОРРЕЛЯЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ
СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ**

Научный редактор
Академик РАН А.И. Ханчук

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Ученым советом Института геологии УНЦ РАН
Ученым советом Дальневосточного геологического Института ДВО РАН

Подписано в печать 29.03.2016 г. Формат 60 × 84¹/₈. Гарнитура "Таймс".
Печать офсетная. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 6,04.
Тираж 100 экз. Заказ № 66

Издательство СО РАН,
630090 Новосибирск, Морской проспект, 2
E-mail: psb@sibran.ru
Тел.: (383)330-05-86
Отпечатано в типографии Издательства СО РАН
Интернет-магазин Издательства СО РАН
<http://www.sibran.ru>

