

УДК 550.42+551.2.03 (470.5)

РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, КОРРЕКТИРОВКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ, РОЛЬ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

© 2022 г. В. В. Холоднов^а, Г. Ю. Шардакова^а*, В. А. Душин^б, А. В. Коровко^а, Е. С. Шагалов^а

^аИнститут геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^бУральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

*e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 06.08.2021 г.

После доработки 05.01.2022 г.

Принята к публикации 14.01.2022 г.

На основе обобщения большого объема изотопно-геохимических данных и применения ряда модифицированных дискриминантных диаграмм, анализа величины Y/Nb произведена геохимическая типизация магматических пород Маньхамбовского блока (южная часть Ляпинского антиклинория), приуроченного к зоне сочленения Уральского орогена с реликтами пояса тиманид–кадомид. Формирование магматитов маркирует два этапа геодинамической эволюции Маньхамбовского блока. Первый этап (RF_{2-3}) характеризуется толеитовым типом магматизма (субвулканические базиты шокуринского и мороинского комплексов). По составу пород и типу источника ($Y/Nb = 3-5$, E-MORB) эти породы могут быть сопоставлены с рифтогенными плюм-зависимыми сериями пассивной окраины Восточно-Европейского континента. Магматизм второго этапа (650–500 млн лет) характеризует процесс формирования трансформной окраины дивергентного типа. Сначала (653–608 млн лет) имеет место известково-щелочной магматизм (сысьинский и парнукский комплексы), затем (569–554 млн лет) формируются контрастные базит-риолитовые ассоциации (саблегорский и лаптопайский комплексы), в составе которых наблюдаются вариации от толеитовых до известково-щелочных разностей. Высокие величины Y/Nb (5–8) в базитах саблегорского комплекса могут означать, что их формирование происходило при усилении интенсивности трансформных движений, в ходе которых плюм-зависимая базитовая магма (источник E-MORB-типа) взаимодействовала с более деплетированным веществом океанического слэба. Риолиты саблегорского комплекса маркируют начало формирования риолит-гранитной ассоциации А-типа ($Y/Nb = 0.2-1$), которую продолжают граниты (522–490 млн лет) массивов Маньхамбо и Илья-Из. Генезис последних может быть связан с дифференциацией магм, происходящих из двух возможных источников. Производными источника E-MORB-типа являются А-граниты с $Y/Nb = 2.0$ (I фаза массива Маньхамбо). Граниты II фазы ($Y/Nb = 0.2-1$) образовались из гетерогенных источников с участием вещества OIB-типа. В целом для пород венд-кембрийского этапа, по сравнению с более древними разностями, характерна наиболее высокая степень плюм-литосферного взаимодействия, участие вещества субдукционно-модифицированной литосферной мантии. Роль коровой контаминации возрастает от риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов к гранитам массива Маньхамбо. На присутствие в их субстрате древнего вещества коры указывают наличие реликтовых кристаллов циркона и коровые отношения изотопов Sr и Nd . Формирование риолит-гранитной ассоциации может быть связано с внедрением “маньхамбовского” плюма. Увеличение роли плюмового фактора в генерации магматических образований Маньхамбовского блока возрастает с их омоложением.

Ключевые слова: Приполярный Урал, магматизм, субстрат, мантийные плюмы, геохимия, геодинамика, трансформные окраины

DOI: 10.31857/S0869590322040033

ВВЕДЕНИЕ

Оценка роли плюм-литосферного взаимодействия при анализе геодинамических процессов и

генерации магматических серий является важной петрологической задачей. Многие крупные структуры земной коры, например, складчатые системы, как известно, проходили полный цикл геодинамического развития: заложение континентального рифта, последующий океанический спрединг, начальные конвергентные (субдукция, обдукция,

Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322040033 для авторизованных пользователей.

эдукция) процессы, ранняя и поздняя (жесткая) коллизия континентов. Одни системы имеют древний возраст, другие формируют свой облик на Земле в настоящее время (O'Brien, 2001; Tous-saint et al., 2004; Хаин, 2001; Гребенников, Ханчук, 2021 и мн. др.). При этом, как правило, в древних складчатых системах (орогенных поясах) почти стираются свидетельства существования океанического бассейна, а в ходе конвергентных процессов на окраинах континентов формируются гетерогенные аккреционно-коллизийные зоны, сложенные блоками (террейнами) разного состава, возраста и генезиса. В контурах таких окраинных структур (или на их границах), часто представляющих собой континентальные блоки с древним кристаллическим основанием, имеют место сдвиг-раздвиговые (трансформные) процессы, обусловленные, например, послерифтовым воздыманием, или движениями над областью отрыва субдукционного слэба, или реконструированием ранее существующих рифтовых разломов и т.п. Порой трансформные движения сопровождаются деятельностью мантийных диапиров (плюмов), которые могут формироваться на разных уровнях астеносферной и литосферной мантии (Coffin, Eldholm, 1994; Bryau, Ferrari, 2013; Ernst, 2014; Пучков, 2018 и др.).

Главной целью данного обобщения является анализ большого объема современных петрогеохимических и изотопно-геохронологических данных по докембрийским магматическим комплексам, приуроченным к крупным положительным структурам (антиклинориям, поднятиям, блокам, антиформам) Приполярного Урала, в пределах ко-

торых эти комплексы выходят на современный эрозионный срез. Согласно одной из точек зрения (Erdmann, 1998; Пучков, 2010 и др.), они причленены к восточному краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в результате аккреционно-коллизийных процессов. Наряду с этим более распространена точка зрения о том, что Уральский подвижный пояс (УПП), сформировавшийся в палеозое, непосредственно соотносится с ВЕП не по всей своей протяженности, а только на Среднем и части Южного Урала (Кузнецов и др., 2006, 2007; Kuznetsov et al., 2007). В южных секторах Южного Урала УПП сочленяется с кадомидами фундамента Скифско-Туранской плиты (Кузнецов, Романюк, 2021), а на Северном (от Ляпинского антиклинория и севернее), Приполярном и Полярном Урале – с блоками тиманид (Кузнецов и др., 2014). Последние являются фрагментами венд-кембрийского складчатого пояса, по которому с ВЕП контактирует другая структура континентального типа – Баренцевоморская платформа (Kuznetsov et al., 2007; Кузнецов, 2009 и др.). С этой позиции древние блоки, примыкающие к ВЕП с севера, показаны на рис. 1. Далее, во избежание разночтений, будем именовать их блоками “доуралид”.

В некоторых из таких граничных структур доминировал разнообразный по составу и масштабам внутриплитный базитовый магматизм при резко подчиненной роли проявлений кислых пород (Кваркушко-Каменногорский антиклинорий), в других – развиты преимущественно гранитоидные серии (Кожимский, Уфалейский блоки), в третьих – присутствуют основные и кислые магматические

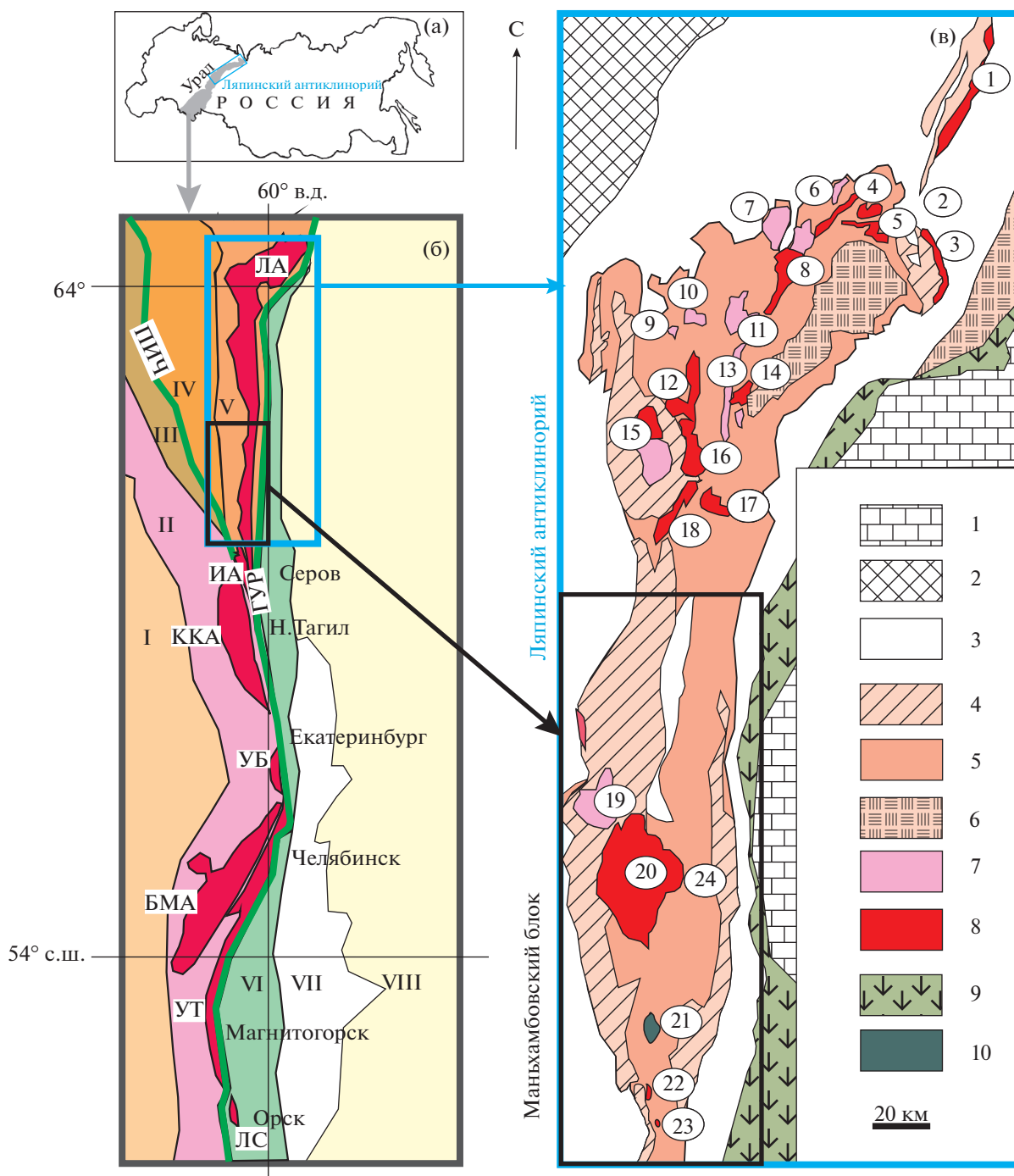
Рис. 1. Позиция объектов исследования в структурах Урала и его обрамления.

(а) Положение Уральского складчатого сооружения на карте России.

(б) Тектоническая схема Урала и его обрамления, с расположением объектов исследования, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2006) с дополнениями. Зоны разломов: ПИЧ – Припечоро-Ильч-Чикшинская зона, ГУР – Главный Уральский разлом. Структуры и мегазоны: I – Восточно-Европейская платформа; II, III – Тиманский мегаблок: II – Тиманская и III – Ижемская зоны; IV, V – Печорский мегаблок: IV – Печорская и V – Большеземельская зоны; VI, VII – Восточно-Уральская мегазона: VI – Тагильская и Магнитогорская зоны (не расчлененные), VII – зона Восточно-Уральского поднятия; VIII – Западно-Сибирская платформа. Блоки с древним фундаментом, в пределах которых развиты магматические породы рифей-венд-кембрийского возраста (с севера на юг): ЛА – Ляпинский антиклинорий; ИА – Ишеримский антиклинорий; ККА – Кваркушко-Каменногорский антиклинорий; УБ – Уфалейский блок; БМА – Башкирский мегантиклинорий; УТ – зона поднятия Уралтау; ЛС – Лушниковская структура. Голубая рамка – Ляпинский антиклинорий, Кожимский (север) и Маньхамбовский (юг) блоки (рис. в).

(в) Геологическая схема Ляпинского антиклинория, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2005; Петров, 2019; Государственная ..., 2017).

1 – мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты; 2 – пермо-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и тиманид; 3–8 – позднекембрийско-палеозойские комплексы (доуралиды и уралиды) Западно-Уральской мегазоны: 3 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы (уралиды), 4–8 – позднекембрийско-кембрийские комплексы (доуралиды); 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (саблиторской свита и ее аналоги), 5 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, 6 – гнейсово-амфиболитовые и гнейсово-мигматитовые комплексы, 7 – гранитоиды I-типа, 8 – гранитоиды А-типа; 9 – палеозойские вулканогенно-осадочные и офиолитовые комплексы Восточно-Уральской мегазоны; 10 – габброиды. Номерами показаны гранитные массивы. *Кожимский блок*: 1 – Лемвинский, 2 – Яротский и Бадьяуский, 3 – Тынаготский, 4 – Хаталамба-Лапчинский, 5 – Кожимский, 6 – Лапчавожский, 7 – Малдинский, 8 – Народинский, 9 – Вангырский, 10 – Водораздельный, 11 – Парнукский, Маньхобюский, Городковский, 12 – Неройско-Патокский, 13 – Сальнерский, 14 – Няртинский, 15 – Малопатокский, 16 – Тынаготский, Кефталынский, 17 – Хартесский, 18 – Кулемшорский. *Маньхамбовский блок*: 19 – Илья-Из, 20 – Маньхамбо, 21 – Сотчемельский (габбровый), 22 – Торрепоре-Из, 23 – Ыджиляга, 24 – Сысынский (вне масштаба).



породы (Ишеримский, Маньхамбовский блоки, поднятие Уралтау, Башкирский мегантиклинорий). Такое многообразие магматических образований отражает различие в геодинамических режимах, обоснование которых является предметом неоднократных дискуссий (Махлаев, 1996; Душин, 1997; Андреичев, 2010; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006, 2007; Петров и др., 2005, 2013; Шардакова, 2016 и др.). Магматиты режима активной континентальной окраины доуралид, фиксирую-

щие связь с субдукцией (северная часть Ляпинского антиклинория, Ишеримский блок и др.), представлены непрерывно-дифференцированной вулканоплутонической ассоциацией I-типа. При последующей деструкции континентальной коры и рифтогенезе формировались гранитоиды А-типа (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006).

По мнению Н.Б. Кузнецова, А.А. Соболевой (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006), ряд

гранитоидов Полярного Урала принадлежит к син- и постколлизийным образованиям, завершающим эволюцию венд-кембрийского Протоуральского (Тиманского) коллизийного орогена. С этим этапом связывается появление гранитов S-типа, которые маркируют осевую зону этого орогена. В ряде секторов Полярного (хр. Енганепе) и Южного Урала (Лушниковская структура) известны также и доордовикские магматические комплексы с океаническими и островодужными характеристиками (Душин, 1997; Волчек, 2004; Косарев и др., 2005; Самыгин и др., 2010; Рязанцев, 2018).

Во многом специфическим является бимодальный рифтогенный магматизм Башкирского мегантиклинория (БМА). Эта структура формировалась на архейско-протерозойском фундаменте ВЕП, перекрытом на востоке БМА ниже- и среднерифейскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами (Пучков, 2010). В пределах БМА надежно установлены признаки проявления неоднократных интенсивных процессов рифтогенеза (ранний и средний рифей, венд). Последовательно формировались рифтогенные грабены (Горожанин и др., 2014), внедрялись магматические породы разной основности – базальты и риолиты машакской свиты, габбро и граниты Кузинско-Копанской группы интрузий (Пучков, 2010 и др.), которые считаются плюм-зависимыми образованиями. Согласно (Ernst, 2014; Пучков, 2018), плюмы являются восходящими субвертикальными ветвями мантийных конвективных потоков, имеющих глубинное заложение, и проявляются на поверхности Земли как внутриплитные зоны активности, которые могут продуцировать образование линейных дивергентных структур и разномасштабных магматических провинций. Набор магматических комплексов, генерация которых связана с плюмами, разнообразен. Существенная доля проявлений плюм-зависимого магматизма представлена вулканитами основного состава, кроме того, с деятельностью плюмов связано образование карбонатитов, кимберлитов, пикритов, трахибазальтоидов, расслоенных базитовых интрузий; менее распространены плюм-зависимые кислые породы (граниты и риолиты) (Ernst, 2014).

Магматизм машакского возрастного уровня БМА является одним из проявлений плюмовой активности крупной изверженной провинции (LIP), следы активности которой известны и в других регионах планеты (Африка, Северная Америка, Канада и пр.) (Ernst, 2014; Холоднов и др., 2017; Пучков, 2018 и др.). Последующие импульсы плюм-зависимого магматизма в блоках доуралид имели место неоднократно: В.Н. Пучковым (2018) выделены: игонинский (735–706 млн лет), кирябинский (680–670 млн лет), маньхамбовский (564–485 млн лет) и др.

Используемые далее в настоящей работе названия уральских подразделений верхнего докембрия соответствуют подразделениям Международной хроностратиграфической шкалы следующим образом: нижний и средний рифей (RF₁, RF₂) соответствуют мезопротерозою, верхний рифей – нижнему и среднему неопротерозою, а венд (V) – верхнему неопротерозою (Жамойда, 2015).

Поскольку магматическая история большинства блоков доуралид различается, важно установить, развивались ли они индивидуально по разным сценариям или имеются некоторые закономерности геодинамического развития, определяющие состав магматических серий. Предлагаемая статья – это только первый этап работы, которую авторы планируют продолжать. Объект этого исследования – Маньхамбовский блок, расположенный в южной части Ляпинского антиклинория, крупной структуры западного палеоконтинентального сектора Приполярного Урала. Его характерная черта – ранний многоэтапный базитовый и последующий интенсивный риолитовый вулканизм и внедрение гранитных интрузий. До сих пор не вполне ясно, был ли такой разнообразный по составу магматизм связан с режимом субдукции, как считается рядом исследователей, или он имел иную природу и геодинамику (Душин, 1997; Соболева, 2001; Кузнецов и др., 2005, 2006).

Авторы попытались оценить роль конвергентных и трансформных движений, а также процессов плюм-литосферного взаимодействия, сыгравших роль в формировании позднекембрийских магматитов Маньхамбовского блока, что позволяет внести ряд уточнений в существующие схемы типизации и корреляции магматических образований. Полученные результаты могут иметь важное значение и для уточнения общей геолого-геодинамической схемы эволюции гетерогенной зоны, образованной блоками доуралид около восточного края ВЕП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Настоящая работа представляет собой обобщение литературных и авторских петрогеохимических данных по магматитам Маньхамбовского блока и ряда других блоков доуралид. Существенная часть этих данных опубликована в геологических отчетах и статьях (Душин и др., 2012; Петров и др., 2013; Государственная ..., 2005, 2017) при описании отдельных объектов, поэтому сведения о методах аналитических исследований и лабораториях здесь не приведены.

Для типизации пород использован ряд известных дискриминантных диаграмм, позволяющих установить геодинамический тип и состав магматических источников. Известно, что традиционные диаграммы Дж. Пирса (Pearce, Cann, 1973;

Pearce et al., 1984 и др.) не являются универсальными для пород разной основности: одни из них применимы только для базитов, другие – для гранитоидов. Здесь нами используется предлагаемая несколько ранее диаграмма Y–Nb (Холоднов и др., 2021a). Наша интерпретация о положении фигуративных точек составов магматических пород на этой диаграмме отличается от заключения из (Eby, 1992), касающегося преимущественно А-гранитов. Анализ позиции на диаграмме Y–Nb точек ключевых магматических комплексов позволяет произвести первичную геохимическую типизацию магматических серий, наметить геодинамический режим и тип магмогенерирующего источника. Для этого на нее нанесены изолинии значений Y/Nb и реперные точки основных геодинамических типов источников (N-MORB = 12; E-MORB = 2.6; OIB = 0.6) (Sun, McDonough, 1989), а также главных геохимических типов гранитоидов (А, S и I), средние составы верхней (ВКК) и нижней (НКК) континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Величина Y/Nb в магматитах также позволяет оценить интенсивность мантийно-корового взаимодействия. Такой высокорядный элемент, как Nb, наряду с Ti и Ta, является типоморфным для обогащенных мантийных магм. Увеличение концентрации Nb в них указывает на участие в генерации плюмовых источников, подобных E-MORB и OIB-типам. В то же время существенное снижение содержания Nb на фоне более выдержанной концентрации Y в ультраосновных и основных породах характеризует рост деплетированности магматических источников (от OIB- к E-MORB и N-MORB-типам). Изменение величины Y/Nb в магматических сериях разных геодинамических обстановок прослежено нами на примере эволюции палеозойского магматизма УПП (Холоднов, 2021a). В офиолитах это отношение составляет 20–40; в островодужных вулканитах варьирует от 20 до 5 (от фронтальных зон к тыловодужным), а в магматитах окраинно-континентального типа (Средний и Южный Урал) Y/Nb = 5–3, порой немного ниже (Ферштатер, 2013; Петров, 2019; Холоднов и др., 2021a). Важно, что в плюм-зависимых сериях эта величина понижена от 1 до 0.2. Кроме того, соотношение Y и Nb в магматических сериях может характеризовать и особенности их петрогенезиса, например роль кристаллизационной дифференциации (Холоднов и др., 2021a, 2021б), когда эти элементы накапливаются в конечных кремнекислых продуктах. В ультрабазит-базитовых сериях этот процесс идет одновременно с увеличением в менее основных разностях содержаний Ti, Fe, P, щелочей при уменьшении концентрации Mg. В габбро-гранитных сериях, особенно повышенной щелочности, фиксируется рост содержаний Y и Nb от ранних

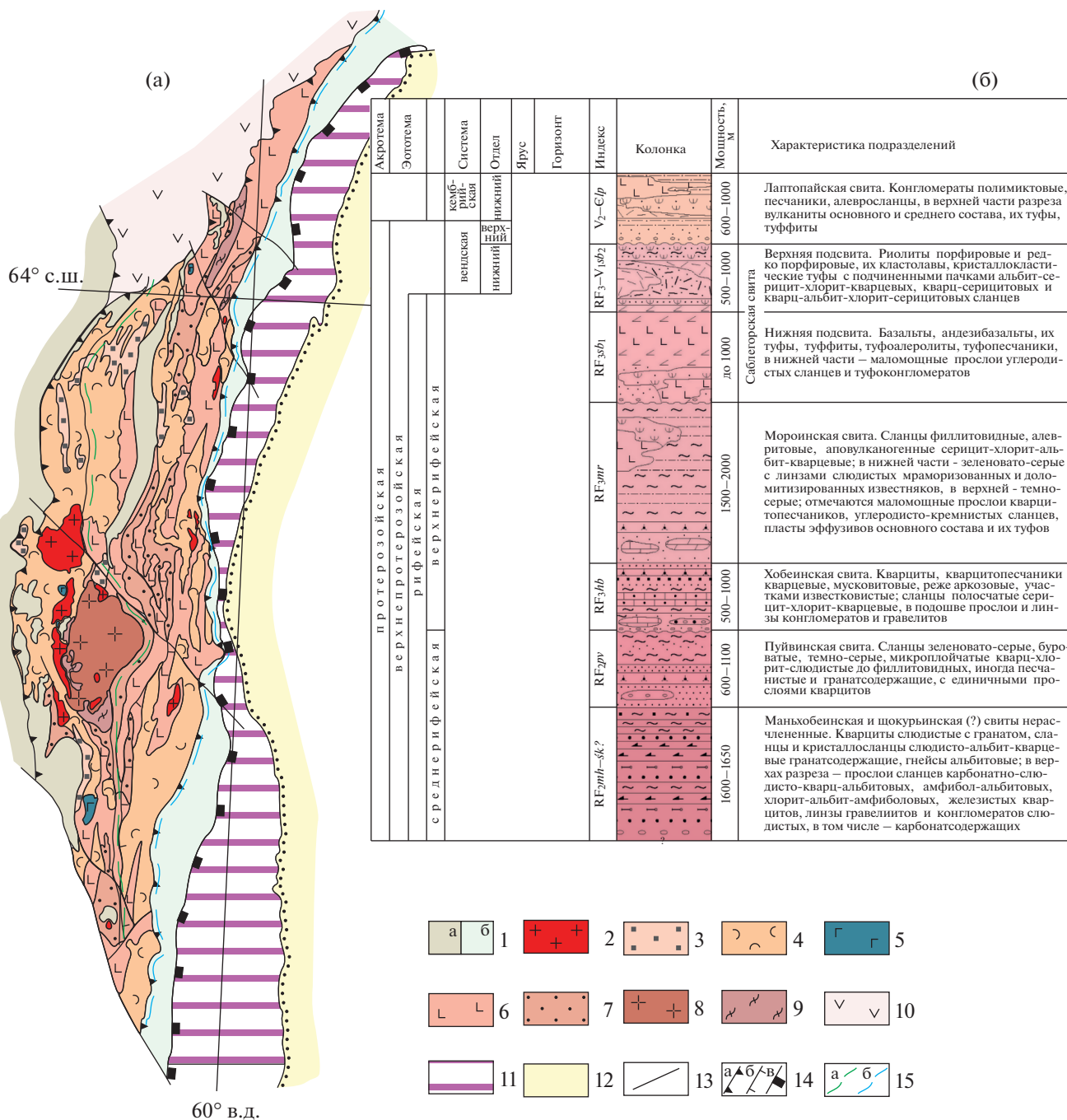
фаз к поздним. В качестве примеров можно привести докембрийские базиты и гранитоиды Кузинско-Копанской интрузии, палеозойской магнитогорской габбро-гранитной серии и др. (Холоднов и др., 2017, 2021a).

Напротив, в гранитоидных сериях, где проявлены последовательные этапы корового анатексиса, от ранних выплавов повышенной основности к более поздним кремнекислым содержания Y и Nb снижаются, Y/Nb также уменьшается. Яркими примерами такого процесса являются эволюция долгоживущих габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных батолитов (Верхисетский, Ахуново-Карагайский массивы и др.), формирование лейкогаббро-анортозит-плаггиогранитной серии в Черноисточинском массиве Платиноносного пояса Урала (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021б) с накоплением Nb в реститовых фазах.

Комплексное использование результатов проведенного нами обобщения, применение ключевых дискриминантных диаграмм (Pearce et al., 1984, 2021; Pearce, 2008; Kepezhinskas et al., 1997; Woodhead et al., 2001; Мартынов, 2010; Гребенников, 2014; Гребенников и др., 2019; Гребенников, Ханчук, 2021), сопоставление особенностей состава магматитов Маньхамбовского блока с параметрами доордовикских базитовых и гранит-риолитовых комплексов из других блоков доуралид – все это расширяет представление о геодинамических обстановках проявлений магматизма, позволяет оценить состав магмогенерирующих источников, влияние плюм-литосферного взаимодействия и коровой контаминации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА

Маньхамбовский блок приурочен к южной части Ляпинского антиклинария; северная часть его, Кожимский блок, отделенный от Маньхамбовского блока крупным разрывным нарушением, также входит в состав пояса доуралид (Кузнецов и др., 2005 и др.). Маньхамбовский блок является сложно построенной структурой, имеющей купольно-чешуйчатое строение. В нем представлены докембрийские (доуралиды) (рис. 2а, 2б) и фанерозойские образования, широко проявлена разномасштабная тектоника и магматизм разного состава. Его строение, особенности разреза и минералого-петрографическая характеристика пород подробно описаны в работах (Душин, 1997, 2008; Душин и др., 2009, 2012; Кузнецов и др., 2005, 2006; Павлова, 2011; Государственная ..., 2017; Удоратина и др., 2006; Udoratina et al., 2017, 2021 и др.). По мнению (Душин, 1997, 2008), Маньхамбовский блок является “допалеозойским блоком субплатформенной природы, выступом дорифейского основания”



В.Е.П. Другие авторы считают (Кузнецов и др., 2005 и др.), что Ляпинский антиклинорий, южной частью которого является Маньхамбовский блок, относится к активной Большеземельской окраине континента Арктида, столкнувшейся в венде–кембрии с пассивной окраиной Балтики; при этом коллизийный шов Тиманид–Протуралид проходит к юго-западу от Маньхамбовского блока. Ниже мы кратко приводим геологические данные, касающиеся магматических образований RF–V–Є (от древних к молодым). Химиче-

ские анализы пород, используемые в настоящей работе, см. в Supplementary², ESM_1.xls.

В составе доордовикских свит Маньхамбовского блока (Душин и др., 2012; Петров и др., 2013;

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.xls (Supplementary) – Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (г/т) в доордовикских магматических породах Маньхамбовского блока (Приполярный Урал).

Рис. 2. Структурно-формационная карта Маньхамбовского блока (составил В.А. Душин)* (а) и фрагмент Стратиграфической колонки (б), по (Государственная ..., 2017).

Палеоконтинентальный сектор – *Палеозойские комплексы*: 1 – карбонатно-терригенные шельфа (а) и терригенно-сланцевые склона (б); *рифейско-кембрийские комплексы*: 2 – гранит-лейкогранитовый (ильязский $V-E_1$), 3 – галечно-песчаный (молассовая, лаптопайская свита V_2-E_1), 4 – терригенно-вулканогенный базальт-риолитовый (саблегорская свита RF_3-V_1), 5 – габбро-диорит-монцонитовый (парнукский RF_3-V_1), 6 – метатерригенно-углеродисто-базальтовый (мороинская свита RF_3), 7 – метатерригенный (хобеинская свита RF_3), 8 – гранитовый (маньхамбовский $RF_{2-3}(?)$)*, 9 – метатерригенно-карбонатно-углеродистый (маньхобеинская, шокуринская, пуйвинская свиты объединенные RF_{1-2}), 10 – терригенно-вулканомиктовый (саблегорская свита, RF_3-V_1); 11 – PZ образования палеоокеанического сектора; 12 – мезозойско-кайнозойские толщи чехла Западно-Сибирской плиты; 13 – границы комплексов; 14 – тектонические нарушения: надвиги главные (а), надвиги второстепенные (б), Главный Уральский надвиг (в); 15 – активизированные шовные зоны: Кулешорско-Маньхамбовская (а), Салатимско-Нундерминская (б).

*На схематической карте Ляпинского антиклинория (рис. 1в) массивы Маньхамбо (на фазы не разделен, так как они вне масштаба) и Илья-Из отрисованы отдельными телами. Из-за того, что в определениях возраста гранитов Маньхамбо существует большой разброс, в разных редакциях карт они обозначены не одинаково. По мнению автора карты (рис. 2), центральная часть тела гранитов массива Маньхамбо имеет рифейский возраст; она обрамлена более молодыми гранитами венд-кембрийского возраста (включая массив Илья-Из), которые В.А. Душин относит к ильязскому комплексу. Последний на листе Р-41-ХII (1 : 200 000; Государственная ..., 2017) не выделяется, массив Илья-Из отнесен ко II фазе сальнеро-маньхамбовского комплекса. На карте другого масштаба и авторского коллектива лист Р-40 (1 : 1 000 000; Государственная ..., 2005) граниты главных тел массивов Маньхамбо и Илья-Из обозначены как I фаза сальнеро-маньхамбовского комплекса, а ко II фазе отнесены лишь секующие их малые тела лейкогранитов. Большая часть авторов настоящей статьи считает наиболее реальным кембрийский возраст гранитов обеих фаз массива Маньхамбо (см. текст ниже). Различия в составах фаз мы постарались показать в настоящей работе.

Государственная ..., 2017): маньхобеинской и шокуринской (нерасч.) (RF_2), мороинской (RF_3), саблегорской (RF_3-V_1); лаптопайской (V_2-E_1) (рис. 2) присутствуют эффузивные породы. Им комагматичны малоглубинные базиты и пикриты, выделенные в ранге субвулканических комплексов (Государственная ..., 2017). Кроме того, среди этих древних толщ локализованы Сысынский габ-

бро-диорит-гранитный (RF_3) и Парнукский габбро-диорит-монцонитовый (V_1) массивы, гранитные интрузии сальнеро-маньхамбовского комплекса ($RF_{2-3}-E_3$), в том числе два крупных массива – Мань-Хамбо и Илья-Из.

Шокуринские субвулканические образования (RF_2) объединяют малоглубинные разности бази-

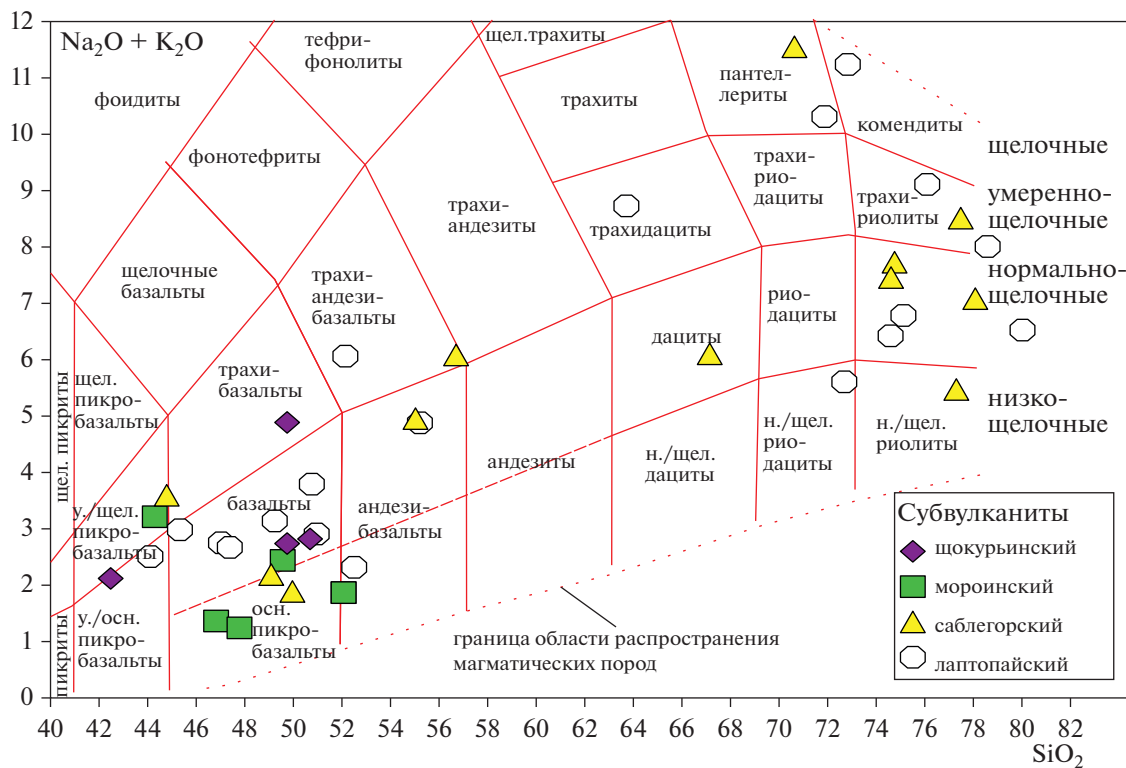


Рис. 3. TAS-диаграмма для классификации субвулканических образований Маньхамбовского блока.

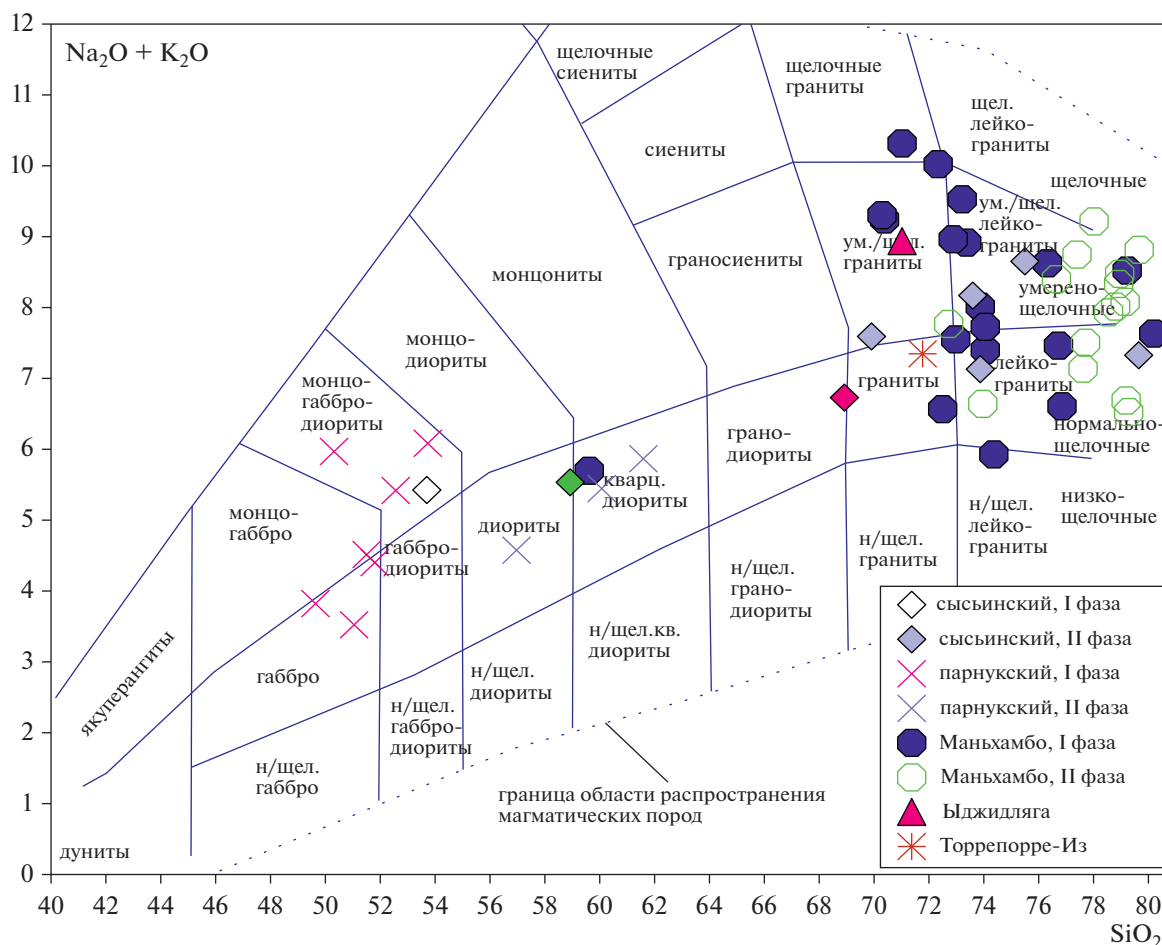


Рис. 4. TAS-диаграмма для классификации интрузивных пород Маньхамбовского блока.

тов, комагматичные эффузивам шокуринской свиты (Государственная ..., 2017). В юго-восточном и восточном обрамлении массива Маньхамбо они представлены силлами и дайками, залегающими среди пород маньхобеинской и шокуринской свит (нерасч.), тяготея к разломам С–В и С–З направлений. Отметим, что маньхобеинская, шокуринская свиты и шокуринские субвулканические образования выделяются не на всех вариантах геологических карт. В частности, в последнем издании листа Р-40 (Государственная ..., 2007) деление на свиты несколько иное.

Субвулканыты, комагматичные базитам шокуринской свиты, представлены метадолеритами, габбро-амфиболитами, отвечающими по химическому составу базальтам и пикробазальтам (рис. 3). Принадлежат они преимущественно к толеитовой серии с калий-натриевым типом щелочности; характерны пониженные содержания глинозема и магния (Supplementary, ESM_1.xls), высокое содержание титана (до 3%). Субвулканыты шокуринского комплекса развиты только в пределах полей

распространения указанной свиты; на этом основании принят его среднерифейский возраст.

В мороинской свиты (RF₃) пластообразные тела эффузивов (и их туфов) чередуются с преобладающими терригенными породами. В составе **мороинского субвулканического комплекса** преобладают дайки и субпластовые интрузии долеритов и габбро-долеритов, которые часто метаморфизованы и смяты в складки. Породы также относятся к толеитовой серии, отличаются от других субвулканических Маньхамбовского блока (см. ниже) пониженной щелочностью (рис. 3), более низкими содержаниями калия и титана (Supplementary, ESM_1.xls). Позднерифейский возраст мороинских субвулканических определяется их комагматизмом с метабазами одноименной свиты (Государственная ..., 2017).

Сысьинский гипабиссальный **габбро-диорит-гранитный комплекс** (RF₃) представлен одноименным массивом, секущим породы мороинской свиты. Породы I фазы (габбро и габбро-диориты) распространены по периферии Сысьинской гранитной интрузии; II фазу образуют штоки и дайки

диоритов и кварцевых диоритов в северной части интрузии; III фаза — граниты и лейкограниты. Все породы принадлежат к высокоглиноземистой известково-щелочной серии, имеют калий-натриевый тип щелочности: от габбро-диоритов к гранитам-лейкогранитам содержание калия увеличивается (рис. 4). С гранитами связана золотосульфидно-кварцевая минерализация. Возраст среднезернистых гранитов (U-Pb метод по цирконам) составляет 653.8–652.5 млн лет (Государственная ..., 2017), отвечая позднему рифею.

Парнукский гипабиссальный **габбро-диорит-монцититовый комплекс (V₁)** (петротип — одноименный габбро-диорит-тоналитовый массив) включает интрузии основного и среднего состава, имеющие субмеридиональную ориентировку, контролирующиеся региональными разломами. В Кожимском блоке Ляпинского антиклинория породы этого комплекса прорывают толщу метаморфитов мороинской свиты, но секутся гранитоидами II фазы сальнеро-маньхамбовского комплекса (Государственная ..., 2017). В Маньхамбовском блоке к парнукскому комплексу отнесены породы Сотчельского массива, тоже рвущего терригенные породы мороинской свиты, а также ряд даек северо-восточного обрамления массива Маньхамбо. В составе парнукского комплекса доминируют амфиболовые габбро, присутствуют габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и тоналиты. Они отвечают нормальным и умеренно-щелочным разностям (рис. 4), принадлежат к известково-щелочной серии, при незначительном преобладании калия над натрием. U-Pb (LA-ICP-MS по цирконам) возраст габбро составляет 608 ± 20 – 618 ± 18 млн лет (Государственная ..., 2017). С породами комплекса связаны мелкие проявления вкрапленных титаномagnetитовых руд.

Субвулканические образования саблегорского комплекса комагматичны эффузивам саблегорской свиты (RF₃–V₁), залегающей с перерывом на мороинской свите (Государственная ..., 2017). Эффузивы саблегорской свиты образуют субмеридиональные рои в северо-западной и центральной частях Маньхамбовского блока, выполняя синклинальные структуры зон растяжения. Саблегорские субвулканические интрузии представлены малыми телами габбро-долеритов, долеритов, диоритов (I фаза), риолитов и трахириолитов (II фаза). Их внедрение контролируется крупными разломами северо-западного и субмеридионального простираний; встречаются они также в виде радиальных и кольцевых даек в палеовулканических структурах центрального типа.

Саблегорская свита в нижней ее части содержит лавы базальтов, андезибазальтов, их туфы, а также туфоалевролиты и туфопесчаники с маломощными прослоями углеродистых сланцев, линзами конгломератов и туфоконгломератов. Верхняя часть раз-

реза сложена лавами и кластолавами риолитов и трахириолитов, их туфами с прослоями алевроаргиллитов. Саблегорские субвулканиды представляют собой контрастную серию (см. рис. 3); а вулканиды среднего состава встречаются редко. Значительная часть саблегорских малоглубинных базитов относится к известково-щелочным образованиям, но присутствуют и толеитовые разности. Преобладающий тип щелочности — натриевый и калий-натриевый. Среди кислых пород (67–78 мас. % SiO₂) встречаются щелочные высококалиевые разности (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Sm-Nd возраст базальтового порфирита составляет 569 млн лет, а U-Pb возраст (LA-ICP-MS) магматогенного циркона из метариолитов (гора Нейлентумп) — 568.3 ± 4.3 млн лет (Петров и др., 2014).

Лаптопайский субвулканический долерит-риолитовый комплекс (V₂–E₁) представлен штоками и дайками долеритов, габбро-долеритов, трахи-долеритов, малыми интрузиями риолитов и трахириолитов. Ареалы их развития приурочены к узлам пересечения меридиональных и северо-западных дизъюнктивов, а также системам субмеридиональных нарушений. Риолиты здесь более ранние, содержат 71–78 мас. % SiO₂, (Na₂O + K₂O) варьирует от 6 до 11 мас. %. Позиция кислых пород на TAS-диаграмме показана на рис. 3. Они имеют преимущественно калий-натриевый тип щелочности, являются умеренно- и высококалиевыми (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Более молодые базиты по составу отвечают базальтам, трахибазальтам нормальной и умеренной щелочности (Na₂O + K₂O = 2.7–4.2 мас. %) и принадлежат натриевой серии, варьируя от толеитовых до известково-щелочных разностей. По химическому составу лаптопайские субвулканические базиты близки к базальтам и трахибазальтам одноименной свиты. Последняя слагает грабенообразную структуру, представлена полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевроаргиллитами. В верхней ее части развиты вулканиды основного (II фаза) и кислого (I фаза) составов, их туфы и туффиты с общим антидромным характером внедрения. Возраст лаптопайской свиты принят как V₂–E₁ на основании залегания ее на саблегорской свите. U-Pb возраст (по цирконам) трахириолитов лаптопайского комплекса — 554 ± 4.2 и 556 ± 11 млн лет (Государственная ..., 2017).

Сальнеро-маньхамбовский гранит-лейкогранитный комплекс. В пределах Ляпинского антиклинория широко развиты гранитоиды, относимые к сальнеро-маньхамбовскому комплексу. Неоднократно отмечалась его гетерогенность. В частности, М.В. Фишман (Фишман, Голдин, 1963) на основе геологических данных выделил массивы сальнерского (распространены в Кожимском блоке) и маньхамбовского типов. Последующее изучение (Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) пока-

зало, что гранитоиды этих типов отличаются по минеральному и химическому составам. В Маньхамбовском блоке породы сальнеро-маньхамбовского комплекса представлены массивами Маньхамбо, Илья-Из, Торрепорре-Из, Ыджидляга (рис. 1, 2) и рядом мелких тел. Первые два — наиболее крупные, приурочены к сводовой части положительной структуры (Маньхамбовский купол), которая, как и Кожимский блок, по геолого-геофизическим данным, является наиболее приподнятым фрагментом коры доуралид с разномасштабной тектоникой. В сводовых частях этих блоков на поверхность выведены наиболее древние породы. Гранитные массивы локализованы в зоне пересечения разломов субмеридионального и северо-западного направлений (Государственная ..., 2017).

Массив Маньхамбо (39 × 22 км) имеет почти изометричные очертания, представлен двумя фазами. I фаза (>85% площади) образована крупно-среднезернистыми, часто порфиroidными биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, содержащими крупные зерна голубого кварца. Изредка встречаются породы повышенной основности (гибридная фация). По геофизическим данным, граниты прослежены до глубины более 5 км (Душин, 2008). I фаза соответствует гранитам (SiO₂ 69.6–76.0 мас. %) нормального, умеренно-щелочного, иногда щелочного состава (Na₂O + K₂O от 5.9 до 10.3 мас. %), а также лейкогранитам (рис. 4). Породы являются высоко- и умеренно-калиевыми, принадлежат к известково-щелочной, умеренно-щелочной сериям, имеют высокую железистость. Лейкограниты и аляскиты II фазы развиты в виде секущих малых тел в экзо-, эндоконтактах и северной части массива Маньхамбо. Содержание SiO₂ в них высокое (72–79 мас. %), породы отвечают нормальным и умеренно-щелочным лейкогранитам. В апикальной северо-восточной части массива и вдоль разломов граниты подверглись альбитит-грейзеновым изменениям, содержат колумбит, фергусонит, малакон и другие минералы редких элементов. Некоторые тела несут радиоактивно-редкоземельно-благороднометалльное оруденение (рудопроявления Турман, Неизвестное, Щербинское и др.) (Душин, 2008, 2009; Душин и др., 2012; Государственная ..., 2017).

Породы разных тел сальнеро-маньхамбовского комплекса в Ляпинском антиклинории отнесены (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) к А-, I- и S-типам. В работе (Удоратина и др., 2006) отмечено, что биотитовые граниты Маньхамбовского блока сопоставимы с гранитами I-типа, лейкограниты с гранитами А-типа, ряд лейкократовых разновидностей близки к безреститовому I-типу. Граниты S-типа в Маньхамбовском блоке не выделяются. Возраст Маньхамбовского массива до сих пор остается дискуссионным.

По одной из точек зрения (Душин, 2008; Павлова, 2011 и др.), его образование началось в рифее (в дохобеинское время), так как U-Pb методом был получен возраст циркона из пробы крупнозернистого гранита — 1.32 млрд лет. При этом Nd-модельный возраст этих пород составил 1.42 млрд лет (Душин и др., 2009). С другой стороны, для пород I фазы (Udoratina et al., 2017) определен возраст 522 ± 6 млн лет, а для пород II фазы имеются U-Pb (по цирконам) конкордантные датировки 489, 507–513, 522 млн лет (от раннего до позднего кембрия) (Государственная ..., 2017). Поэтому допускается, что в массиве совмещены гранитоиды разных возрастных уровней. Ниже мы опишем граниты массива Маньхамбо, придерживаясь точки зрения о его кембрийском возрасте.

Массив Илья-Из расположен к северо-западу от массива Маньхамбо, отделен от него крупным разрывным нарушением. По составу граниты массива Илья-Из близки к породам II фазы массива Маньхамбо. В самой южной части Маньхамбовского блока находятся небольшие массивы **Торрепорре-Из** и **Ыджидляга**. Западная часть первого перекрыта песчаниками тельпосской свиты (O₁). Массив Ыджидляга прорывает породы хобеинской свиты (RF₃), а на севере также перекрыт песчаниками тельпосской свиты. Массивы сложены лейкократовыми биотитовыми и мусковитовыми гранитами и гранит-порфирами; в приконтактовых частях породы сильно изменены. Породы мелко-среднезернистые, часто порфиroidные, встречаются биотитовые и мусковитовые разновидности. Они относятся к известково-щелочному ряду, натриево-калиевому типу, калий преобладает над натрием. Возраст циркона из гранит-порфира массива Ыджидляга составляет 563–567 млн лет (Петров и др., 2013), эти цифры близки к датировкам циркона из саблегорских риолитов (568.3 ± 4.3 млн лет).

В целом вариации структурно-тектонических характеристик и состава рифей-венд-кембрийских магматитов Ляпинского антиклинория достаточно широки. В интервале 653–652 млн лет высокотитанистые толеитовые серии сменяются известково-щелочными непрерывными, затем (569 млн лет) — контрастными базит-риолитовыми ассоциациями (Соболева, 2005; Удоратина, 2006). Завершают доордовикский магматизм в Маньхамбовском блоке кембрийские граниты массива Маньхамбо, поздние фазы которого имеют специализацию на редкие металлы.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДООРДОВИКСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА

В этом разделе обсуждается поведение индикаторных элементов — Y и Nb в основных и кис-

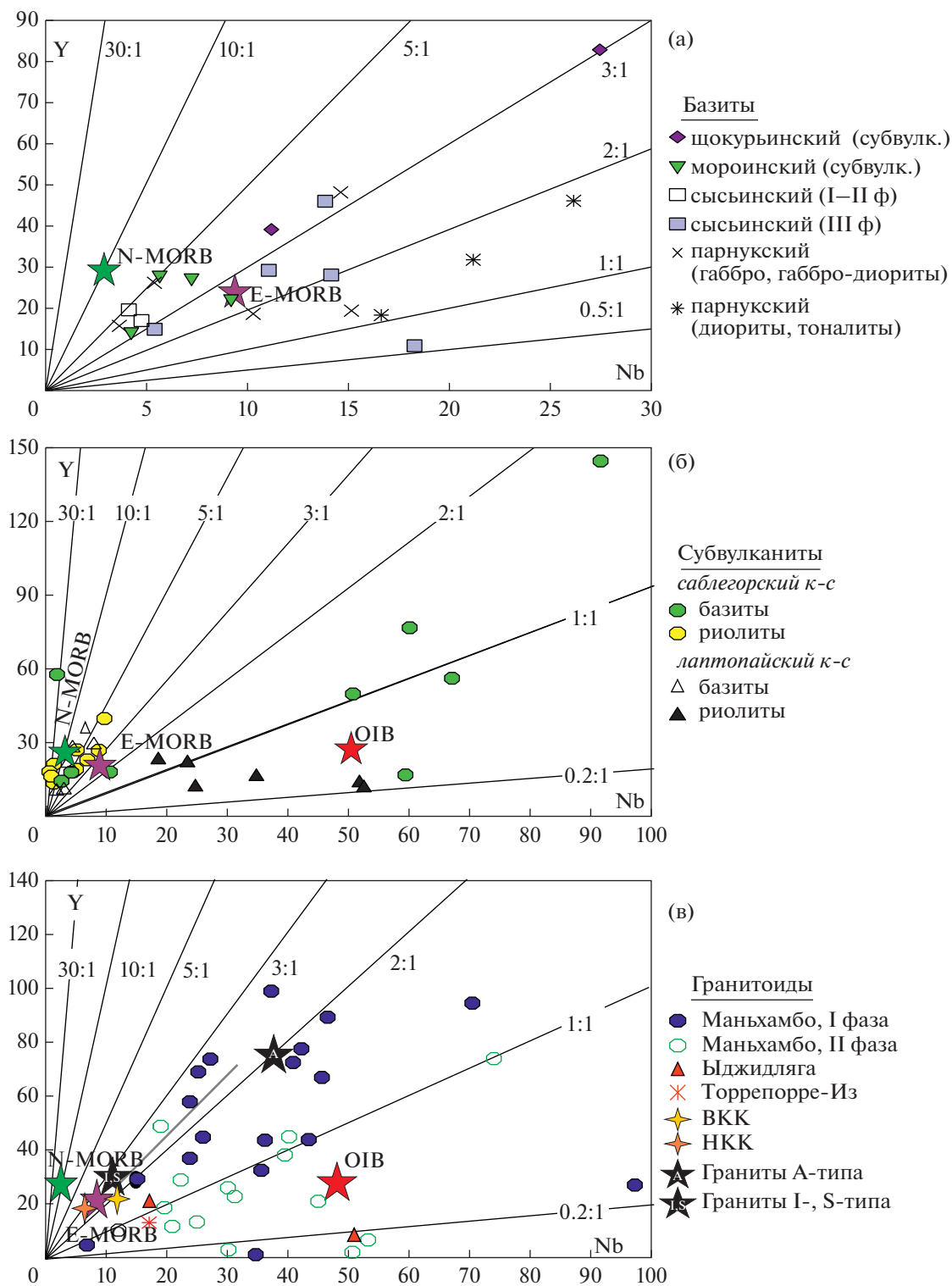


Рис. 5. Диаграммы Y–Nb для магматитов Маньхамбовского блока.

Звездами разного цвета обозначены составы в разной степени обогащенных мантийных источников: зеленая – N-MORB, фиолетовая – E-MORB, красная – OIB; желтая и оранжевая – верхняя (ВКК) и нижняя (НКК) континентальная кора соответственно.

Серая линия на рис. (в) – тренд составов базальтов контрастной ассоциации севера Ляпинского антиклинория, по (Соболева, 2005).

лых магматических породах разных этапов доордовикской эволюции Маньхамбовского блока (от древних комплексов к молодым), позволяющее оценить особенности состава пород, степень мантийно-корового взаимодействия, геодинамический тип источников, продуцирующих расплавы, из которых формировались магматиты разной основности. Комментируется также поведение ряда индикаторных элементов (Ba, Th, Rb и др.), имеющих тенденцию к закономерному изменению содержаний (и отношений) синхронно с вариациями Y и Nb.

Рифейский этап

В рифейское время в Маньхамбовском блоке образовались субвулканические базиты в составе шокуринской (RF₂) и мороинской (RF₃) свит. Ниже для ясности (для отличия от базальтоидов в составе свит) субвулканические базиты будут называться одноименными им комплексами.

В субвулканических базитах (толеитовый тип) Маньхамбовского блока концентрации Y и Nb (рис. 5а) понижаются от более древнего шокуринского к более молодому – мороинскому комплексу. Это происходит на фоне уменьшения в породах содержаний калия и титана (Государственная ..., 2017). Величина Y/Nb стабильна – около 3.0. Концентрации Y и Nb в пределах этих комплексов снижаются с увеличением содержания SiO₂ в породах (см. в Supplementary, ESM_1.xls): в базитах шокуринского комплекса – от более магнезиальных метагаббро-амфиболитов к более высокотитанистым и субщелочным метатрахибазальтам, а в бедных калием субвулканических мороинского комплекса – с увеличением SiO₂ от 44 до 55 мас. %. Синхронно снижаются концентрации Rb, Sr, Zr, Hf, Ba и P3Э.

В большей части пород **сысьинского габбро-диорит-гранитного комплекса** (653–652 млн лет) Y/Nb ~ 3.0 (рис. 5а), как и в базитах шокуринского и мороинского комплексов. Однако, в отличие от последних, в сысьинском комплексе от габбро-диоритов, кварцевых диоритов (I, II фазы) к роговообманковым гранитам и далее к микропертитовым мусковитовым и двуслюдяным гранитам, лейкогранитам (III фаза) концентрации Y и Nb возрастают (г/т): Y – от 15–19 до 46, Nb – от 4–5 до 14. Синхронно в лейкогранитах увеличиваются концентрации Rb, Be, Cs, Zr, Hf, Ta, Pb, Th, U и P3Э и снижаются – Sr, Li и ряда других микроэлементов (см. в Supplementary, ESM_1.xls). В этот ряд не укладывается состав отдельных проб (рис. 5а), где Y/Nb = 2 и ниже при возрастании концентрации Nb.

Точки составов пород **парнукского габбро-диорит-тоналитового комплекса** (608–618 млн лет) образуют обширное поле (рис. 5а). Габброиды этого

комплекса имеют высокие величины Y/Nb = 3–5, близкие к таковым для предшествующих им по времени базитов шокуринского, мороинского и сысьинского комплексов. В габбро-диоритах и тоналитах парнукского комплекса значение Y/Nb снижается до 2–1 за счет возрастания в породах концентрации Nb (от 6–14 до 17–26 г/т) при некотором уменьшении Y.

По соотношениям SiO₂–Nb парнукские базиты образуют непрерывную серию, отличающуюся от аналогов из сысьинского комплекса более интенсивным накоплением Nb (а также Sr, Ba, Pb и TR) (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Породы парнукского комплекса содержат 10–110 г/т Rb, его количество растет от габбро к тоналитам. По сравнению с предыдущими объектами, в породах парнукского комплекса присутствуют более высокие содержания TiO₂ (до 2 мас. % в габбро), Sr (до 600 г/т и более), Ba (до 600 г/т в тоналитах). Как и сысьинские аналоги, породы парнукского комплекса бедны Zr (30–65 г/т), имеют низкую величину Rb/Sr (до 0.10–0.24).

Поздневендский этап

Для концентраций Y и Nb в базитах (569 млн лет) и риолитах (568.3 млн лет) (Государственная ..., 2017) **саблегорского комплекса** характерна дискретность. Точки базитов (рис. 5б) формируют компактное поле, вытянутое между изолиний с наиболее высоким для Маньхамбовского блока Y/Nb = 5.0–8.0. От магнезиальных долеритов и габбро-долеритов к трахибазальтам, базальтам и андезибазальтам концентрации Y и Nb здесь возрастают, характеризуя общий тренд эволюции исходной магмы.

Точки составов риолитов саблегорского комплекса образуют обособленный рой, внутри которого условно можно выделить две геохимические фазы: 1) Y/Nb = 1.0 при увеличении концентраций Y до 50 г/т, Nb до 47 г/т, 2) Y/Nb = 0.50–0.20 при увеличении концентраций Y до 15 г/т, Nb до 53 г/т. Наиболее кремнекислые (до 75–78 мас. % SiO₂) члены этих групп, богатые Nb, различаются по содержанию щелочей (см. в Supplementary, ESM_1.xls): для пород I фазы (по сравнению со II фазой) характерно обогащение Na₂O при Rb/Sr = 3.0, Zr/Hf = 28–29. Породы II фазы (низкое значение Y/Nb) богаты K₂O; в них повышено Rb/Sr = 30–40 при пониженном Zr/Hf = 12–22. По соотношению SiO₂ и Nb (см. в Supplementary, ESM_1.xls) в саблегорских субвулканических породах фиксируется бимодальность. По соотношению Rb и Nb они продолжают тренд пород парнукского комплекса.

Базиты в составе контрастного **лаптопайского комплекса** (554–556 млн лет) образуют поле (рис. 5б), также вытянутое вдоль изолиний с

$Y/Nb = 5.0-3.0$. Отметим, что наиболее высокие концентрации Y (до 67 г/т) и Nb (до 17 г/т) имеют трахибазальты, переслаивающиеся с терригенными породами, в составе самой лаптопайской свиты (Государственная ..., 2017). В ряду субвулканических базитов концентрации Y и Nb увеличиваются линейно.

Кислые породы I фазы лаптопайского комплекса по соотношению Y и Nb отличаются от базитов. Для большей части риолитов характерны $Y/Nb = 0.8-1.6$ (единичное 0.3). Преобладают риолиты с концентрацией Nb до 50–67 г/т, отдельные – содержат около 10 г/т. По соотношению Rb и Nb первые продолжают тренд риолитов саблегорского комплекса (область более высоких концентраций Rb и Nb). В целом по величине Y/Nb лаптопайские риолиты близки к кислым субвулканикам саблегорского комплекса, но отличаются наличием разностей с более высокими концентрациями Nb (до 60–90 г/т).

Гранитоидный магматизм позднего кембрия

Сальнеро-маньхамбовский гранит-лейкогранитный комплекс в Маньхамбовском блоке представлен массивами Маньхамбо, Илья-Из, Ыджидляга, Торрепорре-Из. Породы двух фаз массива Маньхамбо различаются по величине Y/Nb . Точки пород I фазы сосредоточены, главным образом, между изолиниями со значениями Y/Nb , равными 1, 2, 3 (рис. 5в). Для пород II фазы значения $Y/Nb = 1$ и ниже; ряд проб II фазы имеет $Y/Nb < 0.2$, в них концентрация Nb существенно выше, чем Y . В целом диапазон концентрации Nb в породах обеих фаз близкий. Породы II фазы обогащены Rb (до 200–600 г/т), концентрация которого коррелирует с таковой Nb (при уменьшении концентрации Y). $Rb/Nb = 4-8$, тогда как в породах I фазы – 2–4.

Граниты массива **Илья-Из** по величине $Y/Nb = 0.40$ близки к породам II фазы массива Маньхамбо. Характерна высокая концентрация Nb (до 60 г/т) при малой Y (25 г/т). Единичные анализы гранит-порфиров массива **Ыджидляга** указывают на близость их составов к гранитам массива Мань-Хамбо (Nb 51.5 г/т, Y 8.4 г/т, Y/Nb около 0.20 г/т). Наряду с этим в массивах **Ыджидляга** (563–567 млн лет) и **Торрепорре-Из**, по данным (Петров и др., 2013), имеются породы, сходные с I-гранитами – бедные Nb (17 г/т) при $Y/Nb = 1.0$. К сожалению, эти отрывочные данные не позволяют четко характеризовать геодинамический тип и геохимическую принадлежность двух последних массивов.

ОБСУЖДЕНИЕ

О природе базитов

Природа блоков доуралид, находящихся в приуральской краевой зоне Восточно-Европейской платформы (и примыкающих к ней более северных структур), до сих пор остается предметом дискуссии (Фишман, Голдин, 1963; Махлаев, 1996; Водолазская и др., 1999; Душин, 1997, 2008, 2012; Андреичев, 2010; Пучков, 2000; Соболева, 2001; Кузнецов и др., 2006; Петров и др., 2013 и мн. др.). Как показано во Введении, каждый из этих блоков характеризуется спецификой тектономагматической истории. В пределах Ляпинского антиклинория доордовикские магматические серии его северной (Кожимский блок) и южной (Маньхамбовский) частей также различаются по составу и геодинамической принадлежности (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006). Гранитоиды северной части Ляпинского антиклинория авторы планируют рассмотреть в следующих публикациях. Для Маньхамбовского блока приведенный ниже анализ геохимических данных с использованием ряда наиболее известных дискриминантных диаграмм способствует прояснению некоторых проблемных вопросов.

Позиция большей части точек базитовых комплексов Маньхамбовского блока на диаграмме Пирса (рис. 6) в разной степени близка к мантийному источнику E-MORB-типа. Ряд точек основных субвулканических саблегорского и парнукского комплексов на этой диаграмме смещены в сторону N-MORB. Отметим, что и на диаграмме $Y-Nb$ ($Y/Nb = 5-8$) точки их пород также смещены от E-MORB к N-MORB при концентрации $Nb = 1-7$ г/т. Причиной этого могло быть, например, смешение обогащенных магм E-MORB-типа с веществом слэбов океанической коры; об этом речь пойдет ниже.

Величина Th/Yb позволяет оценить роль гибризма и контаминации первичных мантийных (астеносферных) магм Маньхамбовского блока веществом литосферной мантии и коры. По мере омоложения базитов этот параметр варьирует: шокуринский – 0.7–0.9, мороинский – 0.2–0.6, сысьинский – 2.0, парнукский – 0.1–4.0, саблегорский – 0.3–2.0, лаптопайский – 0.10–3.0. Наименьшую степень субдукционного вклада и коровой контаминации имеют базиты мороинского комплекса, положение точек их составов почти совпадает с E-MORB. Отметим, что в породах саблегорского и парнукского комплексов величина Th/Yb увеличивается с возрастанием содержания SiO_2 , указывая на усиление влияния коровой контаминации (точки близки к НКК и далее к ВКК).

Особенности состава известково-щелочных базитов лаптопайского комплекса отражают разную степень субдукционного вклада и коровой

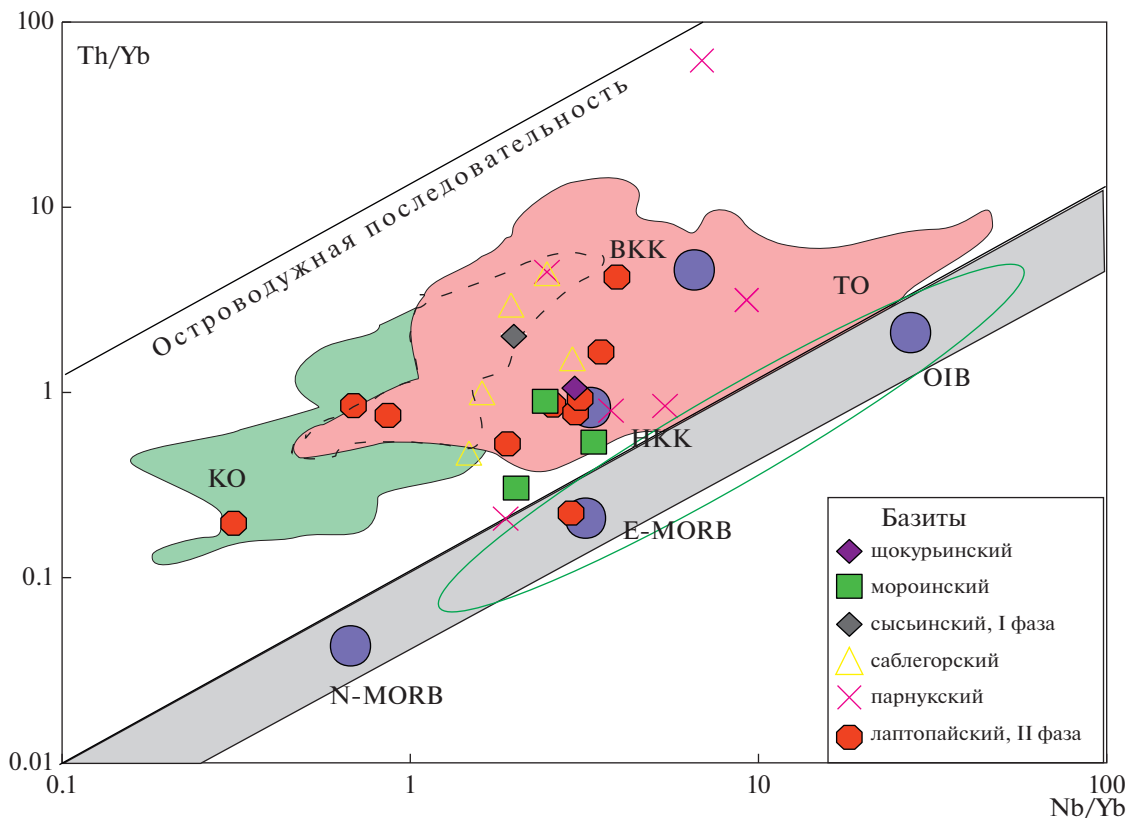


Рис. 6. Диаграмма Th/Yb–Nb/Yb с позицией средних составов мантийных источников (Pearce et al., 2008) для субвулканических базитов Маньхамбовского блока.

Зеленой линией околонуто поле составов внутриплитных базитов Кваркушко-Каменногорского антиклинория, по данным (Петров и др., 2005; Карпухина и др., 2001). ВКК и НКК – средние значения для верхней и нижней континентальной коры (Тейлор, МакЛеннан, 1998). Поля магматических пород трансформных (ТО) и конвергентных (КО) окраин приведены по (Гребенников, Ханчук, 2021) (объяснения см. в тексте), пунктир – область перекрытия этих полей.

контаминации. На последний процесс указывает сдвиг части составов в сторону НКК и ВКК. В то же время базиты ряда образцов имеют наибольшие значения Nb/Yb = 2.0–3.5 при низких Th/Yb < 1, по составу источника приближаясь к E-MORB. Отметим, что и Nb/Yb для трахибазальтов в составе лаптопайской свиты (Государственная ..., 2017) составляет 2.3–3.3, что также близко к E-MORB и указывает на единый источник с субвулканическими образованиями. Кроме того, среди базитов присутствуют разности, обогащенные TiO₂ (0.8–2 мас. %) и K₂O (>0.20 мас. %), имеющие высокие Th/Yb = 0.36–1.1, что может свидетельствовать об усилении взаимодействия первичных магм (по мере их подъема) как с веществом вышележащей литосферной мантии, так и нижней континентальной коры. По соотношению Th/Yb–Nb/Yb (рис. 6) они близки к среднему составу НКК.

Интенсивность мантийно-корового взаимодействия можно оценить, используя одну из новых диаграмм Пирса (Th/Nb–TiO₂/Yb, рис. 7). На ней выделено три поля: деплетированной астеносферной мантии (OPB + MORB), обогащенной астеносферной мантии (OPB + OIB) и литосферной мантии, модифицированной субдукцией (SZLM).

Базиты Маньхамбовского блока образуют широкий рой точек, в пределах которого составы пород отдельных комплексов попадают в несколько полей. Существенная часть точек составов находится в области SZLM, где возрастает Th/Nb от наиболее ранних комплексов – шокуринского и мороинского (0.10–0.25) к сыссынскому (0.70) и далее к более контаминированным: парнукскому (0.10–1.2 – габбро-долериты, 3–4 – диориты), саблегорскому (0.20–1.5 – долериты и базальты, 2.8 – диориты) и лаптопайскому (0.5–2). Сдвиг части точек в сторону (OPB+OIB) может указывать на связь пород с астеносферными диапирами-плюмами (производные которых затем контаминированы SZLM).

В целом можно вновь отметить, что первичный источник расплавов для формирования всех рифей-вендских вулканогенных базитов Маньхамбовского блока, по-видимому, был наиболее

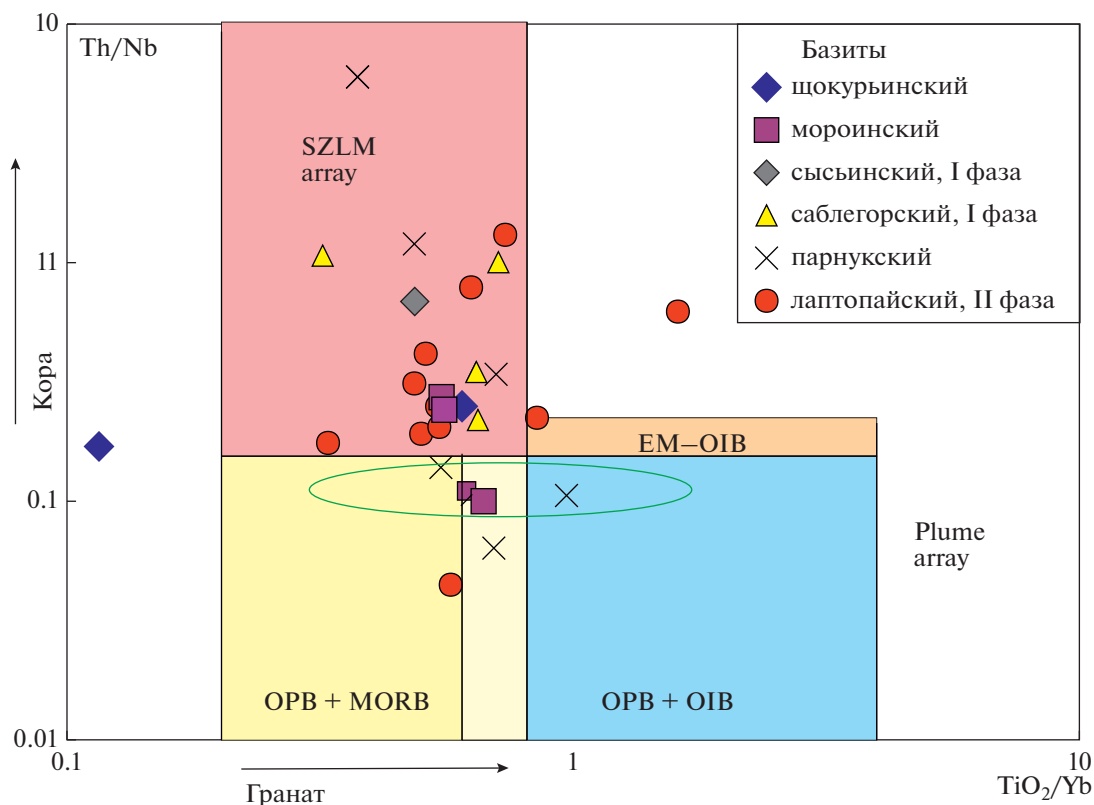


Рис. 7. Диаграмма Th/Nb–TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021) с позицией субвулканических базитов Маньхамбовского блока. OPB – океанические платобазальты, MORB – базальты СОХ, OIB – базальты океанических островов. Поля, фиксирующие вклад этих компонентов в магмогенерацию, отвечающие производным астеносферной мантии разного состава: деплезированной (OPB+MORB) и обогащенной (OPB+OIB). Положение точек в поле SZLM-аггау указывает на участие в генезисе пород вещества литосферы, модифицированной субдукцией, в поле Plume-аггау – мантийных плюмов. Зеленой линией околнурено поле внутриплитного плюм-зависимого магматизма Кваркушско-Каменногогорского антиклинория, по данным (Петров и др., 2005; Карпухина и др., 2001).

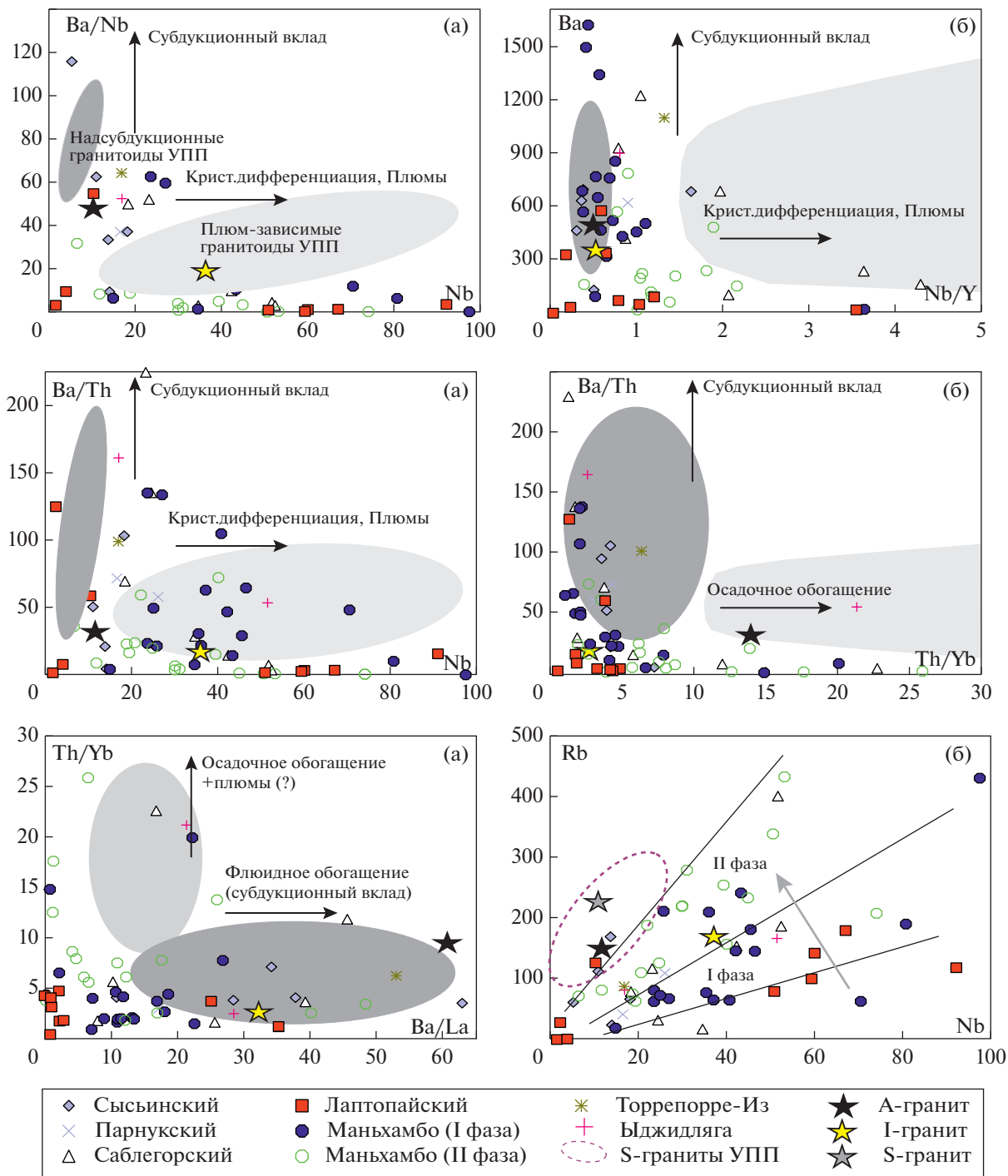
близок E-MORB-типу. В составе ряда базитовых разностей отразилась контаминация веществом коры. Существенное влияние на составы оказывало и вещество литосферной мантии, модифицированной субдукцией. В некоторых случаях можно предполагать вклад и более обогащенного Nb мантийного вещества типа OIB.

Возможные типы источников для средних-кислых пород

Величина Y/Nb в породах позднерифейского (653–652 млн лет) сысьинского габбро-диорит-гранитного комплекса колеблется от 0.6 до 4.7, для большей части образцов около 3; расположение точек составов пород комплекса близко к источнику E-MORB-типа. Концентрация Nb в магматитах невысокая, но возрастает от 4 до 14 г/т с увеличением содержания SiO₂ в породах. Такой уровень концентрации Nb характерен для надсубдукционных гранитоидов Урала (Ферштатер, 2013; Холоднов и др., 2021а). Наличие золотосульфидно-кварцевой минерализации, ассоциированной с гранитами

сысьинского комплекса, также может косвенно указывать на возможную их связь с зоной субдукции (или с флюидом, отделяющимся от погруженного слэба). Тем не менее величины Ba/Nb, Ba/Th, Ba/La, отражающие степень субдукционного вклада и роль флюидного фактора (рис. 8), здесь относительно невысоки и имеют тенденцию к понижению в более кислых разностях. Отметим, что в типичных надсубдукционных позднепалеозойских гранитоидах Уральского орогена (Холоднов и др., 2021а) значение Ba/La отношения достигает 200, а Ba/Nb и Ba/Th составляют 100–500 (Ферштатер, 2013 и др.).

В породах парнукского габбро-диорит-тоналитового комплекса концентрация Nb увеличивается от габброидов к тоналитам (на фоне снижения Y/Nb от 3–5 до 1; см. в Supplementary, ESM_1.xls; рис. 5). По соотношению Y/Nb точки составов пород с SiO₂ < 51 мас. % частично лежат между источниками N- и E-MORB-типов. Позиция менее основных разностей сдвинута в направлении к источнику OIB-типа, подобно породам большей части уральских плюм-зависимых серий разного



возраста, по данным (Холоднов и др., 2021a, 2021б). Можно предполагать, что завершающие члены парнукского комплекса формировались как производные плюм-зависимой магмы, которая при подъеме могла ассимилировать вещество (флюидную составляющую?) погруженного слэба. Этим определяется снижение Y/Nb индекса от 5 до 1. Нахождение точек составов пород этого комплекса в по-

ле SZLM (рис. 7) также указывает на возможный вклад субдукционного компонента; однако величина Ba/La незначительна (рис. 8), поэтому роль последнего невелика. На диаграмме Пирса (рис. б) часть точек пород этого комплекса сдвинута в сторону производных источника OIB-типа. В целом геохимические особенности пород парнукского комплекса указывают на то, что в Маньхам-

бовском блоке в позднем рифее–раннем венде появляются признаки плюм-литосферного взаимодействия (возможно, начало влияния “маньхамбовского” плюма?).

Концентрация Nb в **риолитах и трахириолитах саблегорского комплекса** (RF_3-V_1) характеризует нарастающую роль плюм-литосферного взаимодействия (рис. 8а–8в). При $Y/Nb \sim 1$ риолиты также близки к ОИВ (рис. 5). Отметим, что эволюция риолитовых магм происходила при ведущей роли кристаллизационной дифференциации (рис. 8а–8в): об этом свидетельствует существенное увеличение концентрации Nb до 50 г/т в наиболее кремнекислых разностях (см. в Supplementary, ESM_1.xls). Такие образцы обогащены K_2O , Rb, Ba, Th, имеют высокие величины Rb/Sr и пониженные Zr/Hf. Это может быть связано и с влиянием флюида, миграция которого в верхние части магматических тел способствовала дополнительному накоплению в кислых разностях “калиофильных” элементов (Rb и др.).

Снижение концентрации Nb и величины Nb/Y в ряде образцов саблегорских риолитов сопровождается увеличением содержания Ba, что вызывает рост значений Ba/Nb и Ba/Th. Это может указывать на влияние субдукционного вклада (роль флюида?). Увеличение величины Ba/La с этим согласуется. Повышенная величина Th/Yb характерна для отдельных образцов, что может дополнительно указывать на процесс коровой контаминации.

Напомним, что в петрогенезисе базитов саблегорского комплекса явно доминировал источник E-MORB-типа, а при формировании кислых дифференцированных разностей – источник, близкий по составу к ОИВ-типу, производными которого могли являться субщелочные плюм-зависимые магмы. В последнем случае первично обогащенный Nb расплав, поднимаясь вверх, плавит вещество коры и взаимодействует с ней. В результате появляются более кислые разности, составы которых, тем не менее, сохраняют вклад

источника ОИВ-типа. Примером подобного процесса может служить среднерифейская вулканоплутоническая ассоциация Кувавшко-Машакского грабена (базальты и риолиты машакской свиты, габброиды и граниты кусинско-копанского комплекса в Башкирском мегантиклинории Южного Урала), сформированная при инициировании плюмом дивергентных движений (“машакское рифтогенное событие” (Холоднов и др., 2017)).

Кислые субвулканы лаптопайского комплекса (V_2) большей частью продолжают кристаллизационный тренд риолитов саблегорского комплекса в сторону более высокой концентрации Nb (до 90 г/т). Вариации ряда других параметров (рис. 8а–8в), как и в случае саблегорских риолитов, указывают на присутствие субдукционного вклада.

В целом анализ контрастных по составам и происхождению пород саблегорского и лаптопайского комплексов (при разном влиянии субдукционного вклада) свидетельствует, что два основных мантийных источника (E-MORB и ОИВ) участвовали в магмогенерации в позднем венде (568–554 млн лет) практически синхронно.

Граниты массива Маньхамбо, как и предшествующие им по времени риолиты саблегорского и лаптопайского комплексов, богаты Nb. По его соотношениям с Y положение некоторой части точек составов гранитов I фазы (рис. 5) близко к источнику E-MORB-типа, а II фазы – преимущественно к ОИВ. Породы I фазы, наряду с повышенным Y/Nb около 2.0 (рис. 5в), имеют более высокие концентрации Sr, Ba (см. в Supplementary, ESM_1.xls) и значения Ba/Nb (до 60 против <20–30) и Ba/Th (до 100–150 против <50 II фазы). Эти особенности могут указывать на усиление влияния флюидного фактора (рис. 8), взаимодействие магмы с надсубдукционным водным флюидом, обогащенным Ba и Sr. Для пород II фазы характерны пониженные значения Y/Nb (1.0–0.2), повышенные Th/Yb (6–25 против <5 для I фазы), что, по-видимому, указывает на рост роли коровой контаминации осадочным материалом. По-

Рис. 8. Диаграммы отношений редких элементов, характеризующие вклад различных источников и процессов в петрогенезис риолитов и гранитоидов Маньхамбовского блока. Ряд диаграмм взят из работ авторов: (в) – (Кеpezhinskas et al., 1997), (г) – (Мартынов, 2010), (д) – (Woodhead et al., 2001), где они применялись для базитов островодужных обстановок. Авторы настоящей статьи, используя собственную базу данных, нанесли на эти диаграммы поля составов гранитоидов УПП – типичных представителей надсубдукционных (Верхисетский, Шабровский, Суховязовский, Краснинский и мн. др. массивы, 148 образцов, темно-серое поле) и плюм-зависимых образований (Степнинский, Увильдинский, Козлиногорский массивы и др., 50 образцов, светло-серое поле) и, таким образом, показали, что подобные графики возможно использовать и для гранитных составов. Диаграммы (а), (б), (е) – авторские варианты комбинации индикаторных отношений и элементов по осям, также отражающие вклад различных источников в петрогенезис гранитоидов. Значки средних составов гранитов А-, S-, I-типов нанесены по данным работы (Whalen et al., 1979); однако в ней отсутствуют данные по концентрациям La, Yb в этих типах гранитов. Поэтому средние величины отношений Ba/La, Th/Yb для гранитов А- и I-типов подсчитаны авторами также по анализам из базы данных, в качестве А-гранитов использованы граниты Бердяушского плутона, Губенского массива, уфалейкинского комплекса и др. (48 образцов); в качестве I-гранитов – надсубдукционные гранитоиды (см. выше). На диаграмме Rb–Nb (е) полем, ограниченным пунктирной линией, показаны составы синколлизационных коровых гранитов (S-тип), образованных на завершающем этапе формирования позднепалеозойского Уральского орогена. Стрелка здесь характеризует усиление коровой контаминации для гранитов массива Маньхамбо.

роды II фазы отличаются также обогащением Rb и более высокими значениями Rb/Nb (4–8 против 2–4 в породах I фазы) (рис. 8е). В целом субдукционный вклад в генезис гранитов этого массива незначителен, что подтверждается низкими величинами Ba/La (<50). Прослеживается ведущая роль кристаллизационной дифференциации (рис. 8а–8в). Близкими характеристиками к породам II фазы обладают и граниты массива Илья-Из.

Резюмируя изложенное выше, важно отметить следующее: 1) магматические породы Маньхамбовского блока могли быть образованы при разной степени участия источников E-MORB и OIB-типов, причем роль последнего нарастает в венде и особенно в позднем кембрии; 2) при генерации магматитов Маньхамбовского блока фиксируется (в разной мере) роль субдукционного компонента (SZLM); 3) определенный вклад в образование магматитов разной основности вносит участие вещества верхней и нижней континентальной коры; 4) риолиты контрастных комплексов саблегорского и лаптоайского по геохимическим параметрам (рис. 5, 8) близки к гранитам массивов Маньхамбо и Илья-Из. Это подтверждает точку зрения (Махлаев, 1996; Соболева, 2004) о том, что поздневендские риолиты и кембрийские граниты в Ляпинском антиклинории принадлежат к единой по источникам риолит-гранитной ассоциации.

Сравнительный анализ роли плюмовых источников (E-MORB и OIB-типов) в генерации магматических пород ряда блоков доуралид

Особенности плюм-зависимого магматизма Маньхамбовского блока

Пространственно-временные соотношения и петрогеохимические признаки базитовых и гранит-риолитовых ассоциаций Маньхамбовского блока позволяют скорректировать известные представления о геодинамических режимах их формирования и типах источников. В этом плане важное значение имеет выявление аналогий с процессами и геодинамическими режимами доордовикских магматических образований ряда других блоков доуралид, например Кваркушско-Каменногорского и Уфалейского.

Согласно (Карпухина и др., 2001; Хераскова, 2001; Петров и др., 2013), проявления неопротерозойского магматизма на западном склоне Урала связаны с образованием пассивных окраин при распаде суперконтинента Родиния. Восточно-Европейский континент (ВЕК) входил в его состав, сочленяясь западным бортом с Лаврентией и Амазонией. Восточная окраина континента в этот период представляется пассивной, открывающейся к океану. Предполагается, что в это время импульсы внутриплитного рифтогенеза и магматизма здесь связаны с деятельностью плюмов

(Карпухина и др., 2001; Пучков, 2010; Петров и др., 2013; Холоднов и др., 2017 и др.). Напомним, что для восточной окраины ВЕК (доордовикское время) В.Н. Пучковым были выделены следующие эпизоды плюм-литосферного взаимодействия: 1380, 1100, 670, 565 млн лет. В Маньхамбовском блоке плюмовая активность синхронна с последними двумя импульсами.

В Кваркушско-Каменногорском антиклинории (ККА) – блоке доуралид, по мнению разных авторов, входящем в состав ВЕК (Пучков, 2000) или пояса тиманид (Петров и др., 2005 и др.), магматизм режима пассивной окраины (поздний рифей–венд) имел латерально-зональный характер (Петров, 2015). В западной части ККА доминировал более щелочной высокотитанистый пикрит-трахибазальтовый магматизм (источник OIB-типа), а в восточной – менее щелочной, с участием умеренно-титанистых континентальных толеитов (источник E-MORB-типа) (Карпухина и др., 2001; Петров и др., 2005; Петров, 2015). На рис. 6 и 7 приведено объединенное поле базитов ККА, по (Петров и др., 2005); положение их составов повторяет тренды последовательного обогащения источников (на примере реперных объектов): от толеитов архипелага Кергелен и Гавайских островов (Frey et al., 1990) до платобазальтов Красноморского рифта (Baker et al., 1996) и щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны (Кононова и др., 1993), свидетельствуя о внутриплитно-рифтогенной природе магматитов ККА. Изотопные параметры базитов подтверждают эволюцию состава источников: для благодатского комплекса источник довольно деплетированный ($\epsilon_{Nd} = +6.9$); для дворецкого комплекса ($\epsilon_{Nd} = +4.4...+5$, $\epsilon_{Sr} = -15...-20$) – близок к параметрам производных современных мантийных плюмов; базиты кусьинского комплекса имеют наиболее обогащенный источник ($\epsilon_{Nd} = +2.9$, $\epsilon_{Sr} = -9.4$) (Карпухина и др., 2001).

Предполагается, что формирование пород ККА связано с деятельностью мантийного плюма, инициирующего образование вендской рифтовой структуры (эпизод плюмового магматизма в интервале 680–670 млн лет назван В.Н. Пучковым “кирябинским”). Латеральная зональность магматизма в ККА могла быть вызвана, например, существованием разноглубинных мантийных очагов над первичным мантийным плюмом (Петров и др., 2005; Петров, 2015), вещество которого при подъеме захватывало мантийный материал разного состава, а очаги его плавления могли располагаться на разных глубинах, производя отдельные диапиры. Такая зональность могла быть связана и с разным положением магматических систем относительно центра первичного плюма (Карпухина и др., 2001; Петров и др., 2005). Субщелочные магматиты западной зоны считаются производными более глубокой, центральной части плюма

ма (уровень гранатовой и алмазной фаций). Они наиболее богаты Nb (до 100–120 г/т), Ta, Ti, P3Э, Zr, имеют низкие значения $Y/Nb = 0.50–0.30$, отвечают источнику OIB-типа. Менее щелочные магматиты восточной части ККА генерированы на меньших глубинах (шпинелевая фация), характеризуют более деплетированную, периферическую часть плюма. Породы относительно бедны Nb (5–25 г/т), $Y/Nb = 2.0–5.0$ отвечают источнику E-MORB-типа.

Базиты среднего-верхнего рифея Маньхамбовского блока наиболее близки по составу к пикрит-долерит-габбровым сериям восточной части ККА и северной части примыкающего к нему с юга Уфалейского блока, отвечающим периферической части плюма. При этом ряд геохимических параметров базитов Маньхамбовского блока, по сравнению с таковыми для аналогичных пород указанных выше структур, фиксирует более высокую интенсивность процессов плюм-литосферного взаимодействия. В частности, для базитовых комплексов Маньхамбовского блока, наряду с ведущей ролью в петрогенезисе обогащенного источника E-MORB-типа, фиксируется заметный вклад субдукционного фактора (SZLM, влияние флюида и т.п.), но эта двойственность не является противоречивой. Как показано в работе (Pearce et al., 2021), по величинам ряда индикаторных отношений плюм-зависимые образования разного возраста порой перекрываются с магматитами надсубдукционной природы. Геодинамические заключения, основанные на анализе изотопно-геохимических данных, изложенные в работе (Gordienko, 2019) и ссылаясь в ней, указывают на вероятную связь плюмов с веществом слэбов. За счет этого магматиты, возникающие из результирующей магмы, будут иметь неоднозначные величины индикаторных геохимических параметров и изотопных меток. В частности, плюмы могут возникать в результате плавления материалов ранее существовавших слэбов, отмерших на границе верхней и нижней мантии, производя LIPs как на континентальных, так и на океанических плитах, могут определять формирование зон спрединга и горячих точек. Образованные при распаде суперплюмов более мелкие порции мантийного вещества в виде струй проникают в верхние слои литосферы вне зависимости от ее состава и геологического строения (Gordienko, 2019). Другой вариант – отмирание слэбов в зоне перехода между нижней и верхней мантией с образованием слэб-виндоу, куда внедряется горячее вещество астеносферной мантии и материал расплавленных слэбов, не успевший опуститься до границы ядра и нижней мантии. В этом случае появляются отдельные поля и ареалы внутриплитного магматизма (производные близкого по составу источника E-MORB-типа) с субдукционными и плюмовыми характеристиками. Отмечается, что часто субдукционный магматизм активных окраин невозможно отделить от плюмового.

Для кислых пород Маньхамбовского блока (поздневендско-кембрийских риолитов и гранитов), которые могли образоваться при дифференциации близких по составу, первично обогащенных Nb плюм-зависимых мантийных базитовых магм, участие корового компонента, вводимого в расплав (граниты II фазы массива Маньхамбо), осуществлялось при подъеме магм на коровый уровень. Наличие значительного объема кислых пород в позднем венде и кембрии в Маньхамбовском блоке предполагает присутствие на глубине крупных масс дифференцированного плюм-зависимого базитового вещества. Геофизические данные это в определенной мере подтверждают. Так, комплексная геолого-геофизическая интерпретация данных по профилям, пересекающим Урал (в том числе по геотраверсу Кварц (Центр “ГЕОН”), и профилю ГСЗ Верхненильдино-Казым (Баженовская ГЭ при участии Института геофизики УрО РАН в 1981 г.), проходящем поперек Маньхамбовского блока) (Щапов, 2000), свидетельствует о наличии вдоль осевой части Урала непрерывного мантийного трога шириной 80–250 км, маркируемого значительным погружением границы Мохо от 35–45 км до 55–65 км. Происходит это, главным образом, за счет увеличения мощности переходной зоны корово-мантийного состава. Западнее этого трога (в современных координатах) предполагается наличие диапиров мантийного и корово-мантийного состава, поднявшихся до глубин в 20 км как вдоль зоны ГУР (Дружинин и др., 2000; Геотраверс ..., 2002), так и западнее ее (Горный и др., 2001). С мантийным диапиризмом связывается развитие дайковых комплексов основного состава в западных и северо-западных (приподошвенных) частях, погружающихся на восток блоков высокометаморфизованных образований протерозоя. Характеристики современного теплового поля и расчеты теплотехнических параметров в земной коре и мантии, наложенные на сеточную базу сейсмоплотностной модели, позволяют полагать, что распределение пересчитанных тепловых полей под блоками доуралид, расположенными западнее ГУР, хорошо согласуется с рельефом мантийной границы (Ладовский и др., 2019). Более “холодным” является островодужный Тагило-Магнитогорский блок, а прилегающие к нему с запада образования доуралид (включая Маньхамбовский блок) имеют повышенные тепловые параметры, что может быть связано с неоднократным проявлением здесь плюмовой активности.

Поскольку характеристики современного теплового поля наследуются, несут отпечатки процессов, протекающих ранее на разных уровнях мантии и коры, и, кроме того, деятельность плюмов может периодически повторяться в одном и том же ареале (Добрецов и др., 2001; Хаин, Ломизе, 2005; Пучков, 2010 и др.), приведенные выше данные косвенно свидетельствуют об активном

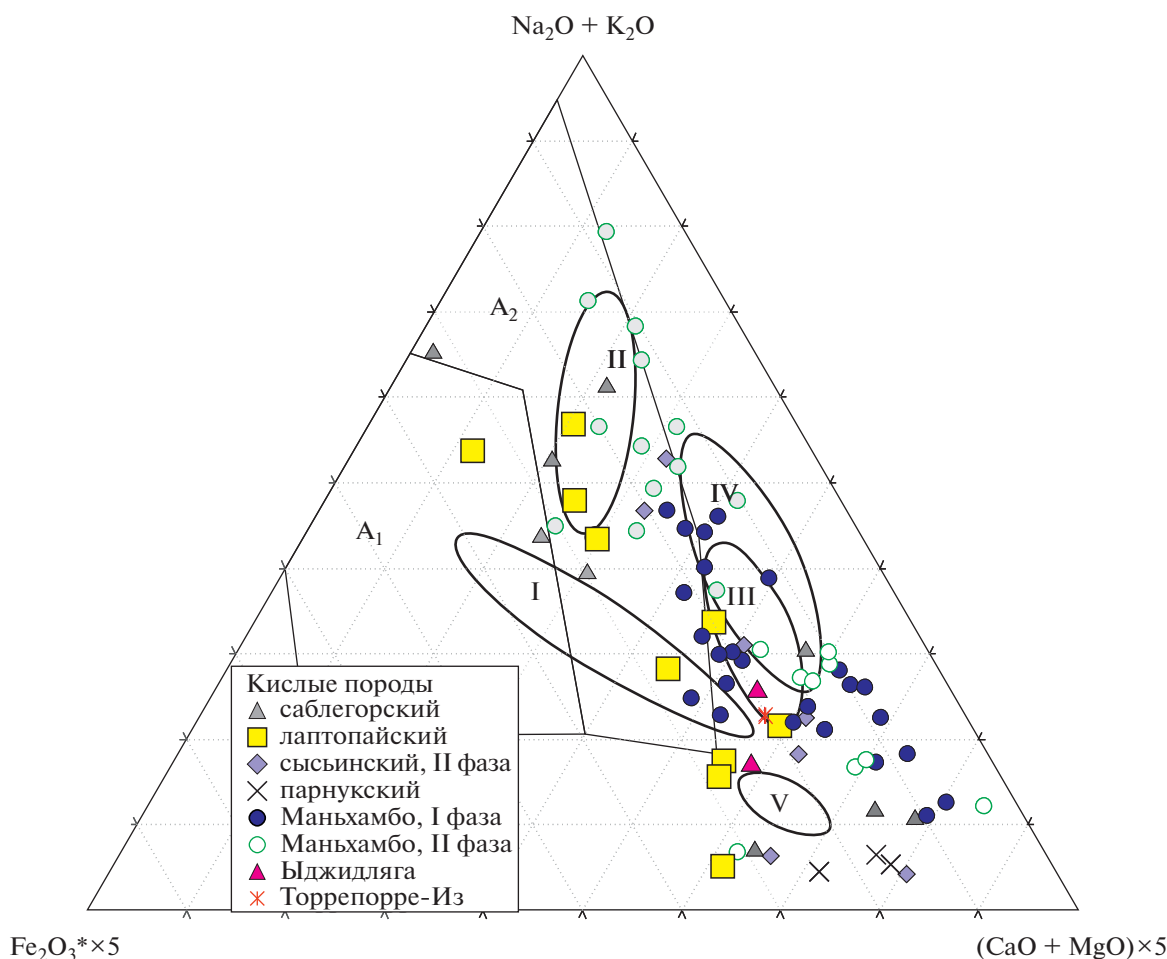


Рис. 9. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--Fe}_2\text{O}_3^* \times 5\text{--}(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.), по (Гребенников, 2014).

A_1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A_2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. Римскими цифрами обозначены поля кислых магматических пород главных геодинамических обстановок: I – обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато); II – обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек; III и IV – обстановки, связанные с субдукционными процессами (III – зоны островодужного магматизма, заложённые на океанической коре, IV – зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магмообразования континентальную кору); V – обстановки задугового спрединга. Fe_2O_3^* – суммарное железо, пересчитанное в форму Fe_2O_3 .

мантийно-коровом взаимодействии, имеющем место и в более древние геологические эпохи.

Корректировка геодинамических моделей формирования доордовикских магматитов Маньхамбовского блока

Обилие магматитов, в том числе и гранитоидов, а также соотношение субдукционного и плюмового компонентов, отраженное в составе пород, по нашему мнению, не позволяют относить Маньхамбовский блок (на доуральском этапе развития) к структурам пассивной окраины. Вместе с тем более ранние субвулканические серии толеитового типа среднего и позднего (?) рифея (шокуринский и мороинский комплексы) вполне сопоста-

вимы с производными внутриплитного рифтогенного магматизма пассивной окраины ВЕК в этот период. По особенностям петрохимической и геохимической эволюции – от базитов средне-рифейского шокуринского комплекса к мороинскому (со снижением содержаний в породах калия, Ti, Nb, Y, Rb, Sr, Ba, Zr) – магматиты этого этапа Маньхамбовского блока сходны с внутриплитными рифтогенными сериями нижнего–среднего рифея в Башкирском мегантиклинории (см. Введение). Там в структуре Кувашского грабена на завершающем этапе его эволюции (средний рифей) появляются толеитовые вулканиты (назаянская толща) с наиболее низкими содержаниями калия и ассоциированных с ним несовместимых редких элементов (Холоднов и др., 2017).

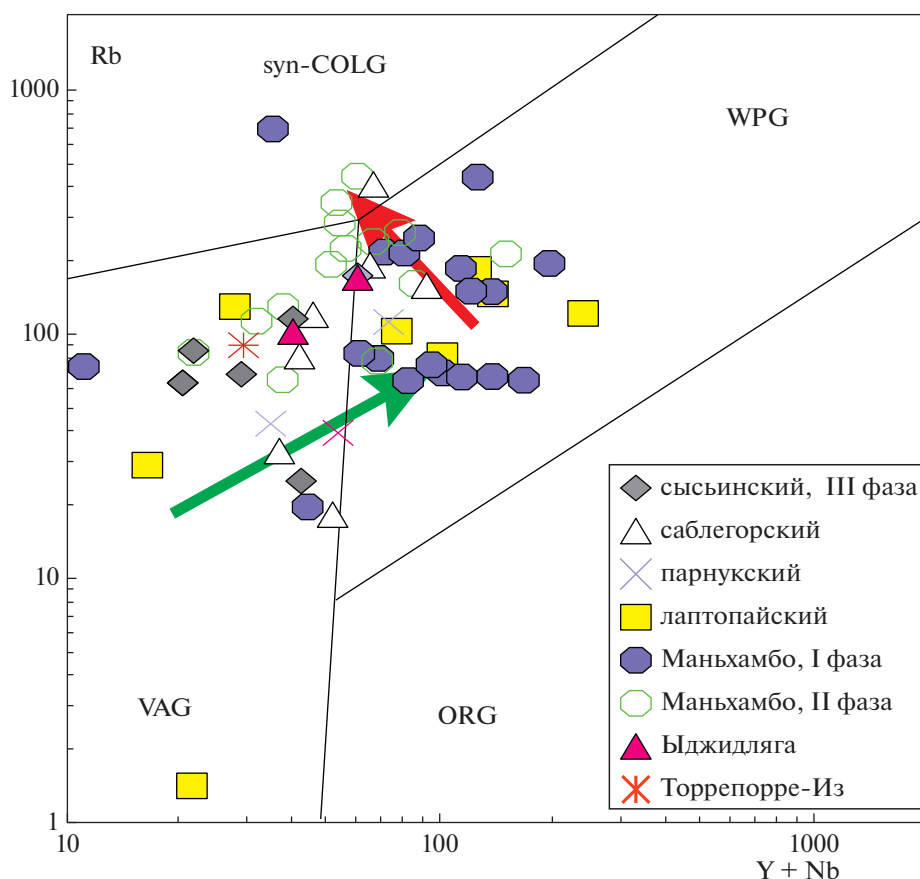


Рис. 10. Диаграмма Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) для гранитоидов различных геодинамических обстановок. Поля: syn-COLG – синколлизионных, VAG – островодужных (надсубдукционных), WPG – внутриплитных образований, ORG – гранитов COX. Зеленая стрелка подчеркивает направление эволюции гранитоидов позднего рифея и венда в последовательности: сысьинский–парнукский–саблегорский комплексы; красная стрелка – тренд эволюции гранитоидов массива Маньхамбо (от гранитов I фазы ко II).

Раскрытие Кувашского и Машакского грабенов в среднем рифее БМА практически повторяет этапы деструкции континентальной коры, характерные для рифтовых структур типа Восточно-Африканского рифта, Красного моря и Аденского залива (там же). Возможно, в ходе подобного этапа дивергентной деструкции Маньхамбовского блока внедрялись толеитовые субвулканиты шокуринского и мороинского комплексов.

Какова последующая (650–500 млн лет) геодинамическая обстановка, характеризующаяся разнообразием основных и кислых пород Маньхамбовского блока? Напомним, что по составу источника (сдвиг в сторону OIB) к плюм-зависимым образованиям более всего близки венд-кембрийские кислые породы Маньхамбовского блока, относимые (Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005, 2006 и др.) к гранитоидам А-типа. Изначально предполагалось, что генезис А-гранитов не связан с орогенными процессами (Whalen et al., 1979; Ебу, 1992). В настоящее время этот термин имеет более развернутое значение (Гребенников, 2014). В частности, применяется разделение А-гра-

нитов по соотношению породообразующих оксидов (рис. 9) на типы: А₁ – кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; А₂ – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек (при значительном контаминирующем взаимодействии мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры) (Гребенников, 2014). На этих примерах показано, что А-граниты могут генерироваться на активных окраинах, в конце эволюции которых, как правило, происходят сдвиго-раздвиговые движения по шовным зонам, и часто имеет место деятельность мантийных диапиров над зоной разрыва слэба (Гребенников, Максимов, 2021).

Существенная часть точек гранитов II фазы Маньхамбо (и риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов) лежит в поле А₂ (рис. 9). Ряд других точек пород этих (а также сысьинского и парнукского) комплексов лежат вне поля составов А-гранитов, в том числе в полях обстано-

вок, связанных с субдукционными процессами (поля III и IV), но это, как было показано выше, не противоречит их общей плюм-зависимой природе. Как известно, наиболее крупные плюм-зависимые серии кремнекислого состава получили в литературе название Silicate LIPS или SLIPs (Bryan, Ferrari, 2013; Ernst, 2014). Эпизоды гранит-риолитового магматизма с возрастными 564–485 млн лет В.Н. Пучков связывает с внедрением так называемого “маньхамбовского” плюма (Пучков, 2018), который по масштабам проявления ксилового магматизма может быть аналогом SLIPs.

Геохимические признаки, определяющие принадлежность гранитов к A_2 -типу, могут быть обусловлены деятельностью восстановленных, богатых фтором флюидов, вызывавших “глубокую дифференциацию магм в очагах, с накоплением в апикальной части флюидизированных расплавов, обогащенных подвижными компонентами” (Гребенников, Максимов, 2021). Это особенно четко проявлено в гранитах II фазы массива Маньхамбо.

На диаграмме Rb–(Y + Nb) (рис. 10) кислые породы Маньхамбовского блока также частично располагаются в краевой части поля надсубдукционных образований (VAG) при наличии заметного сдвига их составов к полю (и в поле) внутриплитных (WPG) серий, в следующей последовательности (зеленая стрелка): сысинский–парнукский–саблегорский комплексы – массив Маньхамбо. Эту тенденцию можно оценивать как понижающуюся роль субдукционного вклада в петрогенезис перечисленных комплексов на фоне усиления роли плюм-литосферного взаимодействия с участием обогащенных источников E-MORB и OIB-типов. Большая часть точек гранитов I и II фаз массива Маньхамбо находится в поле WPG, там же располагаются риолиты лаптопайского, частично саблегорского, и гранитоиды парнукского комплексов.

Красная стрелка на рис. 10 показывает, что ряд точек составов пород II фазы массива Маньхамбо смещен к полю синколлизийных образований (syn-COLG). Этот тип пород выделяется: Rb до 300–400 г/т и более, Rb/Nb до 8 и Th/Yb до 25 (см. рис. 8), на фоне снижения (Y + Nb) (за счет уменьшения концентрации Y). Другая часть гранитов, тяготеющая к полю VAG, обеднена Rb и Nb, обнаруживая сходство с I-гранитами. Все это означает, что породы, включаемые во II фазу массива Маньхамбо (и Илья-Из), крайне неоднородны по составу, что подчеркивалось и ранее (Соболева, 2001, 2004; Удоратина и др., 2006; Павлова, 2011; Государственная ..., 2017). Широкий разброс в концентрациях Y, Nb, Rb, Th отражает участие в петрогенезисе II фазы массива Мань-Хамбо как кристаллизационной дифференциации плюм-зависимых субщелочных мантийных магм, так и дополнительное влияние корового вещества. На участие в формировании гранитоидов массива Маньхамбо вещества древней континентальной коры указывают и данные о возрасте реликтового ксеногенного циркона (3,0, 2,6, 1,7–1,1 млрд лет

(Павлова, 2011; Государственная ..., 2017)) и высокие первичные отношения изотопов Sr = 0.7086776 и более (Водолазская и др., 1999; Андреев, 2010).

О гетерогенности источников для выплавления гранитов массивов Маньхамбо и Илья-Из свидетельствует также широкий разброс изотопных характеристик. Так, параметры Hf-системы в цирконе следующие: Мань-Хамбо – $\epsilon_{\text{Hf}}(T) -1.95...+10.08$ ($T(\text{DM2-st}) = 2.05-1.16$ млрд лет), Илья-Из – $\epsilon_{\text{Hf}}(T) -2.04...+6.74$ ($T(\text{DM2-st}) = 2.05-1.26$ млрд лет), т.е. доля коровой и мантийной составляющих здесь варьирует (Udoratina et al., 2021). Отметим, что, хотя многие петрогенетические модели предполагают происхождение A-гранитов только из сиалического материала, экспериментальных доказательств существования выплавки (лейкосом) из корового вещества, близких по составу к A-гранитам, получено не было (Bonin, 2007).

Связаны ли граниты массива Маньхамбо с процессами, завершающими формирование коллизийного орогена доуралид? Известно (Pearce et al., 1984), что геохимические особенности син- и постколлизийных гранитов сильно зависят от толщины и состава литосферы, вовлеченной в конвергентные процессы, поэтому их точки составов часто образуют широкое облако и попадают на геодинамических диаграммах в поля разных обстановок. Важно, что типичные анатектические коллизийные граниты, образованные на заключительных этапах становления собственно Уральского орогена (Мурзинский, Адуийский, Джабыкский и др. массивы), близкие по особенностям состава к S-гранитам (рис. 8e), имеют иные соотношения важных индикаторных элементов (Y, Nb, Rb, рис. 8e) и изотопные метки, указывающие на разные соотношения вещества мантии и коры в анатектических источниках (Ферштатер, 2013; Холоднов и др., 2021a).

В обобщающей работе (Udoratina et al., 2021) отмечается, что коллизийные граниты на Приполярном Урале имеют возраст 650–520 млн лет, где самая молодая цифра маркирует этап окончания тиманского орогенеза. A-граниты Приполярного Урала (включая Маньхамбовский блок) с возрастом 520–480 млн лет отнесены авторами этой работы уже к этапу рифтогенного растяжения, начинающему новый “уральский” цикл тектонического развития.

На основе проведенного анализа геохимических и изотопно-возрастных данных можно представить следующее. К началу кембрия тиманская коллизия (в современных координатах – на Приполярном, Северном и Среднем Урале) закончилась (Udoratina et al., 2021). Крупные континентальные блоки, именуемые авторами разных палеогеодинамических реконструкций по-разному (Зоненшайн и др., 1990; Душин, 1997; Пучков и др., 2000; Свяжина, Петров, 2011 и др.), сблизились в большой композитный континент (включающий и ВЕК), в краю которого сосредоточились

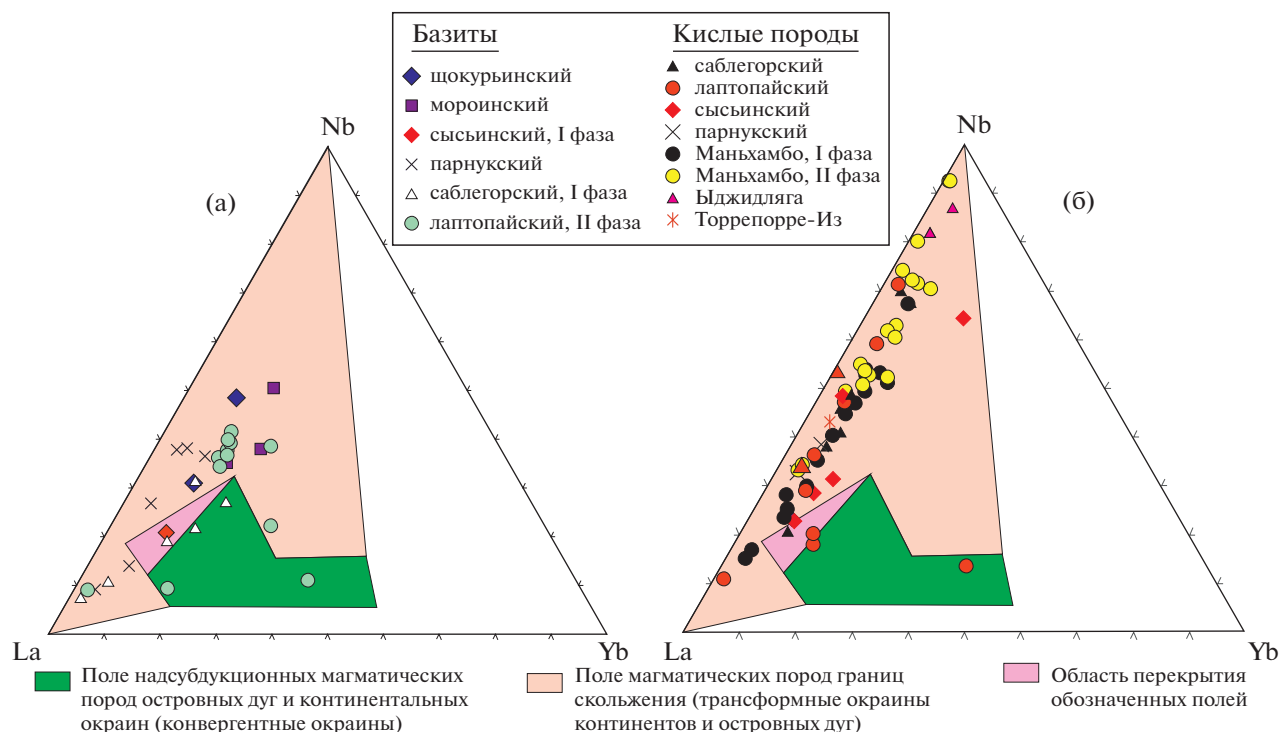


Рис. 11. Дискриминантные диаграммы для интерпретации геодинамических обстановок образования субвулканических базитовых комплексов (а), риолитов и гранитоидов (б) Маньхамбовского блока (поздний рифей–венд–кембрий).

лись относительно менее крупные блоки доуралид (Ляпинский, Кваркушко–Каменногорский, Ишеримский, Уфалейский, Башкирский и др.). Таким образом, они представляют собой часть окраины такого континента, имеют с ним границы в виде шовных зон, по которым впоследствии, например, в связи с начальными этапами образования Уральского палеоокеана в начале ордовика могли происходить сдвиго–раздвиговые движения. Такую область, имеющую “клавишное” строение, можно представить как трансформную окраину. Отметим также, если коллизия (следующая за субдукцией) была не так давно, то вещество слэба (или SZLM) под такой зоной может присутствовать, о чем мы говорили выше.

Маньхамбовский блок (венд–кембрий) как пример фрагмента трансформной окраины

Для уточнения геодинамической эволюции Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) нами привлечены данные по геохимическим особенностям магматитов континентальных окраин трансформного типа (рис. 6, 11), связанных со сдвиго–раздвиговыми движениями и скольжением литосферных плит. Такие процессы в разное время имеют место на границе континент–океан (Новая Гвинея, Калифорния, Западные Алеуты, Южная оконечность Анд, Тихоокеанское побережье России и др.) и охарактеризованы в литературе (Хаин, 2001; Negrete-Aranda et al., 2013; Гребен-

ников, Ханчук, 2021 и др.). Согласно (Хаин, Ломизе, 2005), существуют трансформные окраины конвергентного и дивергентного типов. Для первых, как правило, характерны непрерывные дифференцированные серии, по составу сходные с надсубдукционными образованиями (например, Кожимский блок Ляпинского антиклинория).

Для Урала и его обрамления проблема существования трансформных окраин в различные палеоэпохи, по нашему мнению, достаточно актуальна. Использование новых дискриминантных диаграмм позволяет отделять магматиты, “образовавшиеся над зонами субдукции в островной дуге и окраине континента (связанных с конвергентными окраинами литосферных плит) от пород, образовавшихся в тектонической обстановке трансформных окраин вдоль континентов или островных дуг” (Гребенников, Ханчук, 2021). При этом во втором случае магматиты, как правило, формируются над зоной слэб-виндоу, сквозь которую проникает мантийный диапир.

На диаграмме Пирса (поля на рис. 6, ранее не комментируемые) большая часть точек рифей–вендских базитов Маньхамбовского блока лежит в поле трансформных окраин литосферных плит (ТО), имея повышенное $Nb/Yb > 2$. Обособляются лишь базиты саблегорского комплекса, точки которых тяготеют к полю перекрытия составов трансформных и конвергентных (КО) окраин; в этих базитах фиксируются пониженные значения

Nb/Yb, по-видимому, отражающие рост роли субдукционного вклада.

На диаграмме La–Nb–Yb (рис. 11а) базиты Маньхамбовского блока также преимущественно попадают в поле ТО, что определяется сравнительно невысокой концентрацией Yb. При этом в породах рифейского этапа в ряду комплексов шокуринский–мороинский–сысьинский снижается доля Nb (от 50 до 10% от суммы концентраций Nb и La) (при повышении доли La (от 40–50% до 90%); параллельно растет доля Na в щелочности пород (см. в Supplementary, ESM_1.xls). В краевую часть поля КО попадают точки составов саблегорских трахи- и андезибазальтов с высокой концентрацией Yb. Для пород вендского этапа наблюдается противоположная картина: возрастает доля Nb (до 30–50%) от сысьинского к парнукскому и лаптопайскому комплексам (роль плюмового фактора) при снижении доли La до 40–50%.

В целом анализ состава базитов Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) позволяет сопоставлять их с магматитами в поле ТО. Роль субдукционной компоненты, как показано выше, в них улавливается в разной степени, поскольку погруженный слэб или ряд слэбов, вероятно, могли отличаться по возрасту и быть неоднократно переработанными коллизионными процессами. Кислые породы Маньхамбовского блока, составы которых также вынесены на отдельную диаграмму (рис. 11б), тоже попадают в основном в поле ТО, что косвенно подтверждает участие плюмового рифтогенного вещества в их составе.

Напомним также, что в Маньхамбовском блоке (венд–кембрий) развиты преимущественно бимодальные серии, по петрогеохимии близкие к внутриплитным рифтогенным магматитам (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2005; Государственная ..., 2017). Исключение составляет парнукский комплекс, в котором нет разрыва составов по кремнекислотности. По нашему мнению, образование А-гранитов может иметь место в обстановке ТО дивергентного типа, поскольку выше мы показали сходство их с плюм-зависимыми образованиями, а наличие плюмов в краю континента – важный фактор, инициирующий или сопровождающий процессы рифтогенеза.

Таким образом, предлагаемая корректировка представлений о геодинамическом режиме для процессов магматизма в Маньхамбовского блока (650–500 млн лет) предусматривает наличие трансформных движений дивергентного типа, сопровождаемых и/или инициируемых импульсами внедрения мантийных диапиров–плюмов, возможно, над “мантийными окнами” (отрыв слэба). В связи с этим в составах практически всех типов базитов, начиная с позднего рифея, и кислых пород (риолитов, гранитов) фиксируется вклад субдукционного компонента. Это может быть связано с участием непосредственного плавления вещества

разновозрастных слэбов: на ранних стадиях – под влиянием, например, термической энергии плюмов, на более поздних – под воздействием остаточных субдукционных флюидов. Одновременно с этим от позднего рифея–раннего венда к кембрию) в составе пород Маньхамбовского блока фиксируется нарастание роли плюмового фактора, а также коровой контаминации, особенно для гранитов II фазы массива Маньхамбо. Это кажется вполне закономерным при внедрении кислых производных мантийного диапира–плюма в верхние горизонты коры и взаимодействия с ней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время в зоне сочленения ВЕК (и структур его северо-восточного обрамления) с палеозойским Уральским коллизионным орогеном сосредоточен ряд блоков доуралид (Кузнецов и др., 2005, 2006; Kuznetsov et al., 2007, 2014 и др.), каждый из которых, в том числе и Маньхамбовский блок, имел свою специфическую тектономагматическую историю. На основе изотопно-возрастной и петрогеохимической типизации можно проследить два главных этапа эволюции Маньхамбовского блока.

Первый этап (средний–верхний рифей) характеризуется толеитовым типом магматизма (шокуринский и мороинский субвулканические комплексы). В базитах этих комплексов (от первого ко второму) наблюдается уменьшение содержания K, Ti, Nb, Y, Rb, Sr, Ba, Zr. По составу и типу источника ($Y/Nb = 3–5$, E-MORB) породы данного этапа сопоставимы с рифтогенными плюм-зависимыми сериями пассивной окраины ВЕК (среднерифейские базиты Башкирского мегантиклинория, базальтоиды позднего рифея–венда Кваркушско-Каменногорского антиклинория и Уфалейского блока) – производными периферической части крупного (“кирьябинского”?) плюма (Пучков, 2018).

Магматизм второго этапа (650–500 млн лет) характеризует процесс формирования трансформной континентальной окраины дивергентного типа, возможно, реликтовой в структуре тиманид–кадомид. Здесь в интервале 653–608 млн лет проявлен преимущественно известково-щелочной магматизм (сысьинский и парнукский комплексы) с появлением серий непрерывно-дифференцированного типа (парнукский).

Затем (569–554 млн лет) сформировались саблегорский и лаптопайский комплексы, представленные контрастными базит-риолитовыми ассоциациями, в породах которых наблюдаются вариации от толеитовых до известково-щелочных разновидностей, характерен широкий диапазон содержания калия. Отметим, что в базитах лаптопайского комплекса и более древних габброидах (сысьинский и парнукский комплексы) значение

Y/Nb не более 5, в базитах же саблегорского комплекса оно сильно возрастает ($Y/Nb = 5-8$). Это может означать, что формирование последних (569–568 млн лет) происходило при усилении интенсивности трансформно-рифтогенных движений, в ходе которых имело место взаимодействие первичной плюм-зависимой базитовой магмы (источник E-MORB-типа) с наиболее деплетированным веществом океанического слэба.

Риолиты саблегорского комплекса маркируют начало формирования в Маньхамбовском блоке риолит-гранитной ассоциации А-типа ($Y/Nb = 0.2-1$). Далее в интервале 522–490 млн лет внедрялись крупные гранитные массивы Маньхамбо и Илья-Из. Генезис последних может быть связан с дифференциацией магм, происходящих из двух разных по составу источников. Производными источника E-MORB-типа являются А-граниты с $Y/Nb = 2-3$ (I фаза массива Маньхамбо). Источник для выплавления гранитов, объединяемых во II фазу, был неоднородным; в нем принимало участие вещество OIB-типа ($Y/Nb = 0.2-1$). По данным (Холоднов и др., 2021), гранитоиды многих разновозрастных плюм-зависимых гранитоидных серий Среднего и Южного Урала тоже являются производными источника OIB-типа.

В целом для пород венд-кембрийского (трансформно-рифтогенного) этапа, по сравнению с более древними разностями, характерна более высокая степень плюм-литосферного взаимодействия, вклад вещества SZLM (субдукционно-модифицированной литосферной мантии). Роль коровой контаминации возрастает от риолитов саблегорского и лаптопайского комплексов к гранитам массива Маньхамбо; максимально она проявлена в гранитах II фазы. На участие в составе гранитов древнего вещества коры указывает также возраст реликтовых кристаллов циркона и коровые отношения изотопов Sr и Hf.

Типичные синколлизонные коровые граниты (S-тип) в Маньхамбовском блоке не наблюдаются. Возможно, это свидетельствует о том, что блок не участвовал в процессах “жесткой” коллизии, завершающей формирование орогена доуралид.

Образование риолит-гранитной ассоциации (569–490 млн лет) связано с внедрением “маньхамбовского” плюма (Ernst, 2014; Пучков, 2018 и др.), по-видимому, главного фактора, инициирующего сдвиго-раздвиговые процессы в этот период. Возможно, по масштабам кислого магматизма производные этого плюма являются аналогом SLIPs. Рост роли плюмового фактора в генерации магматических образований Маньхамбовского блока возрастает с омоложением возраста.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам Н.Б. Кузнецову и А.А. Соболевой за замечания, способствующие улучшению работы.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Государственного задания

ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590029-6 и ГДП-200/2 листов Р-40-VI, XII (УГГУ), с частичным использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7–12.
- Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 48–55.
- Волчек Е.Н. Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора севера Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 145 с.
- Геотраверс “ГРАНИТ”: Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) // Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: МПР по Свердловской области, 2002. 312 с.
- Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш. и др. Модель мантийно-литосферного взаимодействия по данным комплексирования на геотраверсе Уралсейс сейсмо-разведки и дистанционного геотермического метода // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 227–238.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н. и др. Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Р-40 – Североуральск. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XII – г. Кожим-Из. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2017. 263 с.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 2. С. 254–272.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
- Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрологической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 3. № 3. С. 68–73.

- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 409 с.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Кашубин С.Н. Глубинное геокартирование Уральского региона по данным ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 152–161.
- Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Душин В.А. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. 2008. Т. 35. С. 25–33.
- Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Маньхамбовского блока (Северный Урал): U-Pb и Sm-Nd изотопная систематика и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов. Матлы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2009. Т. 1. С. 125–127.
- Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П. и др. Геология и комплексное редкометалльно-уран-ториевое оруднение Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 166–172.
- Зоненшайн Л.И., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Жамойда А.И. Состояние и проблемы общей стратиграфической шкалы России // Геология и геофизика. 2015. Т. 565. № 4. С. 655–670.
- Карпущина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология субщелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
- Кононова В.А., Келлар В., Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 152–170.
- Косарев А.М., Пучков В., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–41.
- Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап "собираения" северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. геологическое. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доруральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доруральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
- Ладовский И.В., Мартышко П.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Задача сопряжения стационарных тепловых полей // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 1. С. 81–85.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Д.И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.
- Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 149 с.
- Павлова А.А. Закономерности размещения и условия формирования редкометалльно-уран-ториевого оруднения массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: РГГРУ, 2011. 168 с.
- Петров Г.А. Кваркушко-Каменногорский антиклинорий – фрагмент позднепротерозойской рифтогенной континентальной окраины // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2015. Вып. 162. С. 127–131.
- Петров Г.А. Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: Русайнс, 2019. 276 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А. и др. Новые данные о составе и возрасте орогенных гранитоидов тиманид на Северном Урале // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 6. С. 691–695.
- Петров Г.А., Ильясова Г.А., Останин С.Ю. и др. Составление и подготовка к изданию комплекта Гостеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII (Лопсийская площадь) (Отчет по Гос. контракту № 1/13). Екатеринбург: Филиал по ХМАО ФГУ "ТФИ по УрФО", 2014.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. № 5. С. 692–705.
- Рязанцев А.В. Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 3. С. 311–314.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М: Наука, 2019. 392 с.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 644–649.
- Свяжина И.А., Петров Г.А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Ев-

- ропейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.
- Соболева А.А.* Проблема гетерогенности сальнерско-маньхамбовского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы региональной науч.-практ. конференции. Пермь. 2001. С. 34–37.
- Соболева А.А.* Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Удоротина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А. и др.* Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb-данные // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 107 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 1. С. 5–28.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С.* Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. № 2. С. 5–26.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н. и др.* Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизийного орогена // Геодинамика и тектонофизика. 2021а. Т. 12. № 2. С. 225–245.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Каллистов Г.А. и др.* Ахуново-Петропавловский гранитоидный ареал как окраинно-континентальный центр длительного мантейно-корового взаимодействия: роль субдукционных и рифтогенно-плюмовых магматических и флюидных источников // Геология и геофизика. 2021б. Т. 62. № 6. С. 648–665.
- Шардакова Г.Ю.* Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.
- Щанов В.А.* Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 126–130.
- Baker J., Thirwall M., Menzies M.* Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contribution of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 2559–2581.
- Bryan S., Ferrari L.* Large Igneous Provinces and Silicic Large Igneous Provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // Geol. Soc. Amer. Bull. 2013. V. 125. P. 1053–1058.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Coffin M.F., Eldholm O.* Large Igneous Provinces – Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences // Rev. Geophys. 1994. V. 32. № 1. P. 1–36.
- Eby N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Ernst R.* Large Igneous Provinces. London: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
- Erdmann B.D.* Neoproterozoic to Ordovician Baltica and Laurentia interactions with Gondwana: Paleobiological and tectonostratigraphic constrains // Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden. 1998. V. 9. P. 128–129.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O. et al.* Evolution and Mauna Kea Volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. B2. P. 1271–1300.
- Gordienko I.V.* Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // Geodynam. Tectonophys. 2019. V. 10. № 2. P. 405–457.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577–600.
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Res. 2007. V. 2. Is. 3. P. 305–323.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // Int. Geol. Rev. 2014. V. 56. № 16. P. 1945–1963.
- Negrete-Aranda R., Contreras J., Spelz R.M.* Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in the south-central Baja California // Geosphere. 2013. V. 9. № 6. P. 1714–1728.
- O'Brien P.J.* Subduction followed by collision; Alpine and Himalayan examples // Phys. Earth Planet. Int. 2001. V. 127. № 1–4. P. 277–291.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. № 1. P. 14–48.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 392–393.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins* // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Toussain G., Burov E., Avouac J.-P. Tectonic evolution of a continental collision zone: A thermomechanical numerical model // *Tectonics*. Amer. Geophys. Union. 2004. V. 23. № 6. P. TC6003.

Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A. et al. Granites of Mankhambo and Ilyaiz massifs and rare metal rocks of Mankhambo massif (Northern Urals) // *Granites and the Earth's Evolution: The Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. Conf. Ekaterinburg, 2017. P. 300–303.

Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S. et al. Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. V. 12. № 2. P. 287–309.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*. 1979. P. 539.

Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggis S.M. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 192. P. 331–346.

Riphean-Vendian-Cambrian Magmatism of the Mankhambo Block (Subpolar Urals): Geochemical Typification, Correction of Geodynamic Imaginations, the Role of Plume-Lithospheric Interaction

V. V. Kholodnov¹, G. Yu. Shardakova¹, V. A. Dushin², A. V Korovko¹, and E. S. Shagalov¹

¹*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

²*Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia*

The geochemical typification of igneous rocks of the Mankhambo block (southern part of the Lyapinsk anticlinorium), confined to the junction zone of the Ural orogen with the Timanide-Cadomide belt relics, was performed. The generation of magmatic rocks marks two stages of the geodynamic evolution of this structure. The first stage (RF₂₋₃) is characterized by the tholeiitic type of magmatism (subvolcanic basic rocks of the Shchokuryinsky and Moroiny complexes). According to the rock composition and the source type (Y/Nb = 3–5, E-MORB), these basites can be compared with riftogenic plume-dependent series of the passive margin of the Eastern European continent. Magmatism of the second stage (650–500 Ma) characterizes the process of formation of the divergent transform continental margin. At first (653–608 Ma) calc-alkaline magmatic series takes place (Sys'insky and Parnuk complexes), then (569–554 Ma) contrasting basite-rhyolite associations (Sablegorsky and Laptopai complexes) are formed, last ones vary from tholeiitic to calc-alkaline differences. High values of the Y/Nb-ratio (5–8) in the basites of the Sablegorsky complex may mean that they were generated during an increase in the intensity of transform movements, when plume-dependent basic magma (E-MORB-type source) interacted with more depleted matter of the oceanic slab. The Sablegorsky complex rhyolites mark the beginning of the generation of the A-type of rhyolite-granite association (Y/Nb = 0.2–1), which is continued (522–490 Ma) by the granites of the Mankhambo and Ilya-Iz massifs. Their genesis may be related to the differentiation of magmas from two possible sources. The derivatives of the E-MORB-type source are A-granites with Y/Nb = 2.0 (I phase of the Mankhambo). Granites of II phase (Y/Nb = 0.2–1) were formed from heterogeneous sources with the participation of OIB-type component. In general, the rocks of the Vendian-Cambrian stage, in comparison with older rocks, are characterized by a higher degree of plume-lithospheric interaction, involving the substance of the subduction-modified lithospheric mantle. The role of crust contamination increases from the rhyolites of the Sablegorsky and Laptopai complexes to the granites of the Mankhambo massif. The presence of relict zircon crystals and the "crustal" ratios of Sr and Hf isotopes indicate the contribution of ancient crustal matter in their substrate. The petrogenesis of the rhyolite-granite association may be associated with the intrusion of the "Mankhambo" plume. The growth of the role of the plume factor in the magma generation of rocks increases with the age rejuvenation.

Keywords: Subpolar Urals, magmatism, source, mantle plumes, geochemistry, geodynamics, transform margins