

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПИКРИТЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ОЛИВИНА И КЛИНОПИРОКСЕНА

© 2011 г. Л. В. Сазонова*, А. А. Носова**, Ю. О. Ларионова**,
А. В. Каргин**, С. Г. Ковалев***

*Геологический факультет Московского государственного университета
119839, г. Москва, Воробьевы горы

E-mail: saz@geol.msu.ru

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН

119017 г. Москва, Старомонетный пер., 35

E-mail: nosova@igem.ru

*** Институт геологии УНЦ РАН

450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

E-mail: kovalev@anrb.ru

Поступила в редакцию 12.05.2010 г

На основании детальных исследований пород пикритового состава восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория (Камско-Бельской магматической провинции) обозначен ряд минералогических и петрографических критериев отличия пикритов, возникающих при быстром продвижении вверх исходных высокомагнезиальных расплавов, и кумулатов пикритового состава, образующихся при кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов. Главным минералогическим критерием различия двух генетических типов пикритов является Ol , неравновесный составу породы в первом случае и являющийся ликвидусным во втором. Sm-Nd методом установлен мезопротерозойский возраст ишлинских пикритов (1291 ± 67 млн. лет), относимых ранее к палеозойским породам. Изотопное датирование подтвердило наши выводы о возрасте этих пород, сделанные ранее на основании петролого-геохимической корреляции.

Изучение характера распределения элементов-примесей в клинопироксенах пикритов показало, что ядра ранних магнезиальных зерен первой генерации кристаллизуются из расплава, неконтаминированного веществом земной коры, ассимиляция расплавом корового материала происходит на поздних стадиях образования клинопироксенов из более дифференцированных расплавов. Расчеты модельных расплавов, равновесных разным частям зональных зерен и разным генерациям клинопироксенов, позволили установить, что в процессе магматической эволюции отношение $(Dy/Yb)_n$ в расплаве меняется незначительно и, таким образом, величина этого отношения в клинопироксене, главном концентрате несовместимых элементов в породе, отражает значение этого параметра в родоначальном расплаве. На основании степени фракционирования тяжелых РЗЭ в клинопироксене разных пикритов можно говорить о том, что родоначальные расплавы, сформировавшие породы, расположенные на севере Башкирского мегантиклинория и в Волго-Уральской области были более глубинными и возникали на уровне гранатовых перидотитов, а источник родоначальных расплавов пикритов юга Башкирского антиклинория – менее глубинный, и они сформировались при доминирующей роли производных плавления шпинелевых перидотитов.

Ключевые слова: пикриты, оливин, клинопироксен, мезопротерозой, кумулаты, коровая контаминация, силл, Волго-Уральский регион, Башкирский мегантиклинорий, кристаллизационная дифференциация, основные расплавы.

ВВЕДЕНИЕ

Мезопротерозойский магматизм восточной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕР) и Башкирского мегантиклинория (БМ) охватывает площадь не менее 500×500 км. Он объединяет как плутонические разности (Рябиновский и Губенский гранитоидные плутоны, Бердяушский массив

гранитов-рапакиви, Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный комплекс основных пород и др.), так и эффузивные (навышский комплекс и машакская свита), а также многочисленные субвулканические тела. Характер магматизма обеих этих областей отличается рядом черт, присущих внутритриплическим обстановкам, связанным с рифтогенным режимом [2, 16]. Геофизические данные демонстри-

руют, что кристаллический фундамент ВЕП непрерывно прослеживается вплоть до западной окраины Магнитогорской мегазоны, будучи тектонически пододвинут под нее [7]. Таким образом, петрологические и геологические данные позволяют выделить здесь единую Камско-Бельскую магматическую провинцию (КБП) внутриплитного типа.

Несмотря на то, что магматические породы этой провинции изучаются уже длительное время (с конца 50-х годов прошлого столетия), остаются нерешенными многие петрологические проблемы, ключевые для понимания геодинамического развития всей ВЕП в мезопротерозое.

В частности, все еще не ясен возрастной интервал формирования многочисленных магматических тел, рассеянных на огромной территории: сформированы ли все они за счет кратковременного импульса магматической активности плюмовой природы или их образование происходило в несколько последовательных этапов в течение среднего-позднего мезопротерозоя?

Следующая группа вопросов касается глубин и условий выплавления первичных расплавов и механизмов их эволюции в процессе подъема к верхним горизонтам коры.

Также остается слабо изученным вопрос о коровой контаминации базитовых расплавов КБП. Изотопные и геохимические данные для широкого спектра мезопротерозойских пород определенно указывают на вклад корового вещества в их состав [5, 16], но конкретные механизмы этого процесса остаются неясными.

При решении вопросов об условиях выплавления родительских расплавов наиболее информативны породы пикритового состава, образовавшиеся при малых степенях дифференциации родоначальных расплавов, то есть являющиеся наиболее примитивными и близкими к первичным расплавам. Однако, в истории мезопротерозойского интрузивного магматизма КБП, среди различных способов эволюции родительских расплавов, немалое место занимает гравитационная дифференциация [1] с образованием высокомагнезиальных пород пикритового состава, обогащенных оливином и, по существу, являющихся кумулатами.

Поэтому одна из задач данной работы заключается в том, чтобы на основании детальных исследований ряда высокомагнезиальных субвулканических пород КБП, обозначить круг минералогических и петрографических критериев отличия пикритов, кристаллизующихся при быстром продвижении вверх и застывании исходных пикритовых расплавов, и высокомагнезиальных пород, формирующихся при кумулятивных процессах в базитах. Отметим, что геологический фактор при этом далеко не всегда является эффективным, поскольку кумулаты зачастую не входят в состав маломощных дифференцированных интрузий, а образуют самостоятельные силлы и жильные тела.

В качестве следующей задачи планировалось получить геохронологическую информацию о пикритовых породах КБП, близких к родоначальным расплавам.

Третья важная задача – показать, что изучение состава минералов высокомагнезиальных субвулканических пород КБП, в частности, микроэлементного состава клинопироксена первых генераций, дает информацию о генезисе родительских расплавов, прежде всего, в отношении глубин их зарождения, а также позволяет прояснить некоторые особенности процесса коровой контаминации.

Нами изучались высокомагнезиальные субвулканические породы из трех областей КБП: на территории Волго-Уральской области – пикриты из скважины 1 Кипчак; в южной части Башкирского мегантиклинория – так называемые “ишлинские пикриты” (тела Ишля-1, Ишля-2, и Инзер); в северной части Башкирского мегантиклинория – пикриты из скв. 7, пройденной в 1.5 км к западу от Копанского массива. Кроме того, был изучен *Срх* габбро-норита Копанского интрузива, отобранного из обнажения в правом борту реки Б. Сатка, на ЮЗ окраине пос. Магнитка (рис. 1).

Ниже использованы следующие сокращения названий минералов и минералов: анортит – *An*, биотит – *Bt*, клинопироксен – *Срх*, роговая обманка – *Hbl*, оливин – *Ol*, ортопироксен – *Орх*, плагиоклаз – *Pl*, форстерит – *Fo*.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ МИНЕРАЛОВ

Изучение породообразующих минералов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, на кафедре петрологии на растровом (сканирующем) электронном микроскопе (РЭМ) Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA-Energy 350. Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 ± 0.1 нА, локальность анализа минералов 4 мкм. Растровые электронные изображения получены в отраженных электронах. Погрешности измерения концентраций всех анализируемых элементов не выходят за пределы: при концентрациях от 1 до 5 мас. % максимальная погрешность (отн. %) ± 10 ; от 5 до 10 мас. % – до ± 5 ; свыше 10 мас. % – до ± 2 . Минимальная идентифицируемая концентрация (порог обнаружения, ПО), в зависимости от элемента, составляет от 0.12 до 0.3 мас. %.

Концентрации микропримесей в *Срх* измерялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) в тех же кристаллах, которые были проанализированы электронным зондом, по методике, описанной в [6].

Содержания главных компонентов пород определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре после-

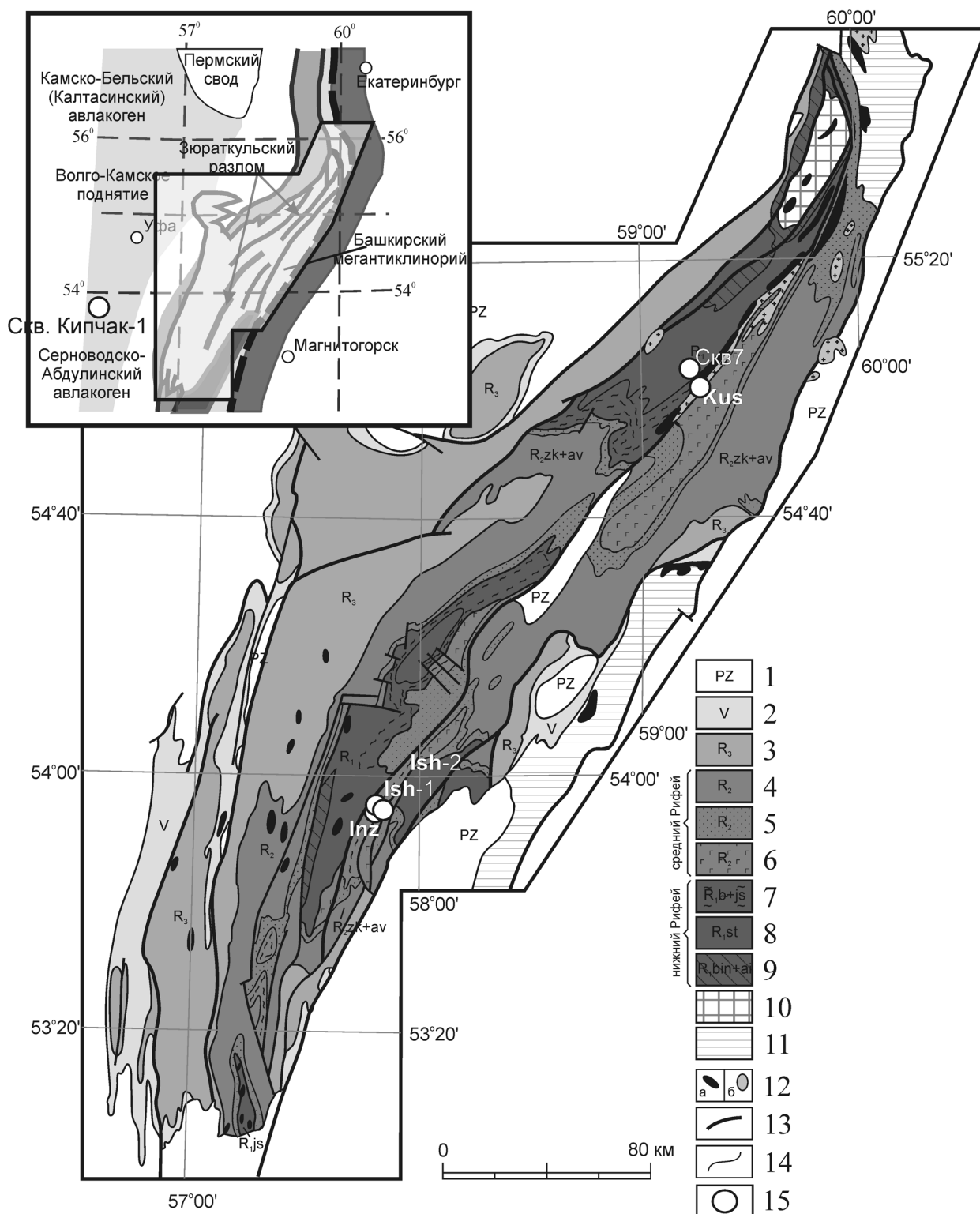


Рис. 1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория и Волго-Уральской области (по [16] с дополнениями).

1 – палеозой; 2 – венд; 3 – верхний рифей; 4–6 – средний рифей: 4 – зигазино-комаровская и авзянская свиты, 5 – зигальгинская свита, 6 – машакская свита; 7–9 – нижний рифей: 7 – бакальская и юшинская свиты, 8 – саткинская и суранская свиты, 9 – большеинзерская и айская свиты; 10 – тараташский метаморфический комплекс; 11 – метаморфические комплексы Уфалея и Уралтау; 12 – магматические комплексы: а – габброиды, б – гранитоиды; 13 – основные разломы и сдвиги; 14 – геологические границы; 15 – места отбора проб.

довательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИМГРЭ и ИПТ РАН. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировали путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, STD-1A, ST-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до $5 \times \text{ПО}$ и не превышало 0.15 при измерении содержания $>5 \times \text{ПО}$.

Геохронологические исследования были проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Изотопный анализ был проведен на масс-спектрометре Sector 54, (Micromass, Англия). Измерение изотопного состава Sm и Nd выполнялось с использованием трехленточного источника ионов (Ta-Re-Ta) в мультидинамическом для Nd и статическом для Sm режимах с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Коррекция на изотопное фракционирование вносилась нормированием по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Nd контролировались повторными измерениями внутрилабораторного стандарта изотопного состава Nd: “Nd₂O₃” – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512404 \pm 8$ (2 $\sigma_{\text{ед}}$ по 23 измерениям). Концентрации Sm и Nd определены методом изотопного разбавления с погрешностью 1%.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА

Главной особенностью современной структуры восточной части ВЕП являются деформации, связанные с вовлечением ее в позднепалеозойские коллизионные события, создавшие Уральский ороген. В результате восточная окраина Волго-Уральского протократона, которому отвечает Восточная часть ВЕП, была превращена в складчато-надвиговый пояс форланда [8].

Позднедокембрийский структурный план восточной окраины ВЕП, представляющей палеоконтинентальный сектор Урала и примыкающую к нему с запада Волго-Уральскую область, определяют крупные авлакогены – Камско-Бельский (Калтасинский) и Серноводско-Абдулинский (рис. 1). Серноводско-Абдулинский авлакоген представлял собой широтную узкую впадину, ограничи-

вавшую Татарский свод с юга и сочленявшуюся с юго-запада с очень крупным, протяженным и широким Камско-Бельским (Калтасинским) авлакогеном субмеридионального простирания.

Формирование авлакогенов на восточной окраине ВЕП ознаменовалось масштабными проявлениями вулканизма, прежде всего, основного состава. Магматические тела вскрыты скважинами в Волго-Уральской области, в пределах Волго-Камского поднятия, Абдулинского и Камско-Бельского авлакогенов, и широко представлены в естественных выходах в Башкирском антиклинории (рис. 1). Магматизм, проявившийся на этой территории в мезопротерозое, объединяется в Камско-Бельскую магматическую провинцию (КБП) [2, 6].

Преимущественными породами мезопротерозойского вулканического магматизма КБП являются разности, соответствующие по составу базальтам и пикритам, хотя в Башкирском антиклинории в составе пород этого возрастного интервала известны проявления кислых и субщелочных вулкаников (в кувашском и машакском комплексах). Доминирующие формы залегания магматических пород – тела субвулканического уровня внедрения (дайки, силлы, жилы). Эффузивные излияния более редки и установлены в центральном секторе Башкирского антиклинории (машакский комплекс).

Отнесение субвулканических тел КБП к мезопротерозою, в значительной степени основывается на их геологическом положении – локализации мало-мощных интрузивов среди осадочных пород определенной свиты. В первую очередь это касается Волго-Уральской области, где до настоящего времени отсутствуют современные изотопные датировки магматических образований позднедокембрийского возраста.

В Башкирском антиклинории дело обстоит лучше, так как в последнее время получен (методами Sm-Nd, Ar-Ar и U-Pb (SHRIMP и TIMS) датирования по циркону и бадделеиту) определенный объем возрастных данных, прежде всего, для пород плутонического ряда [3, 10]. Различными методами установлен возрастной диапазон машакских вулкаников: 1385 ± 1 – 1388 ± 28 млн. лет [9, 12, 16].

Для субвулканических тел надежные возрастные определения пока единичны: определен возраст (U-Pb датировка по бадделеиту) Главной базитовой дайки Бакальского рудного поля (залегающей в раннерифейских отложениях) – 1385.3 ± 1.4 млн. лет [16], и Ar-Ar методом – долеритового силла на окраине г. Кусы – 1360 ± 9 млн. лет [7].

Таким образом, в условиях дефицита изотопных датировок, для отнесения пород, слагающих протяженные рои базитовых и пикритовых даек, жил и дифференцированных силлов, к тому или иному возрастному интервалу, наряду с анализом геологических условий их залегания, ведущим методом является петролого-геохимическая корреляция различных магматических объектов [5].

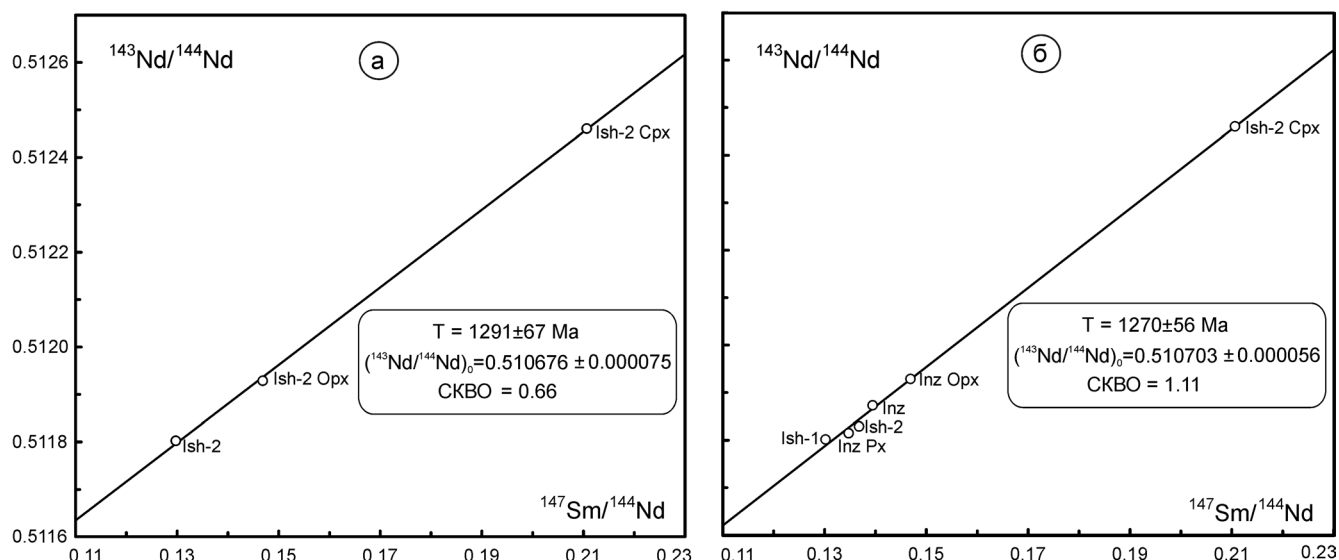


Рис. 2. Sm-Nd изохроны по породам и минералам Ишлинских пикритов.

а – аппроксимация точек (валовой пробы, клинопироксена, ортопироксена) образца (Ish-2) из пикритов тела Ишля-2; б – аппроксимация точек (валовых проб и пироксенов из них) из образцов трех тел: Ишля-1 (Ish-1), Ишля-2 (Ish-2) и Инзер (Inz).

Результаты этого метода особенно интересны в отношении тел, не имеющих надежных геохронологических датировок и четких геологических привязок из-за плохой обнаженности или других причин. Примером таких образований являются элювиально-глыбовые выходы пород пикритового состава (далее – ишлинские пикриты) на южной окраине дер. Ишли (53°53.593' с.ш., 57°47.592' в.д. – южная часть Башкирского антиклинория), имеющие весьма свежий облик и, видимо, по этой причине, отнесенные [13] к палеозою. Проведенная петролого-геохимическая корреляция [5] ишлинских пикритов с мезопротерозойскими породами жильной серии Бакало-Саткинского района и Волго-Уральской области показала, что по геохимическим особенностям и минералогическому составу они принадлежат одной магматической провинции.

В последующем было проведено уточнение возраста этих пород Sm-Nd методом (рис. 2, табл. 1): в изохронных координатах шесть точек, отвечающих трем валовым составам и трем монофракциям пироксенов из них, аппроксимируются зависимостью с параметрами $T = 1270 \pm 56$ млн. лет (СКВО = 1.11), а аппроксимация трех точек (валовая проба, клинопироксен, ортопироксен) одного образца (обр. 18/2) дает изохрону с наклоном, отвечающим $T = 1291 \pm 67$ млн. лет (СКВО =

0.66). Таким образом, изотопное датирование подтвердило наши предположения о мезопротерозойском возрасте ишлинских пикритов. Полученные оценки возраста в пределах ошибки перекрываются с наиболее молодыми U-Pb датировками цирконов из Губенского гранитного массива (1330 ± 27 млн. лет) [3], однако несколько моложе прецизионных датировок для долеритов Бакала (U-Pb TIMS, бадделейт [16]).

Таким образом, результаты изучения ишлинских пикритов [5] являются доказательством того, что метод петролого-геохимической корреляции является весьма надежным для отнесения пространственно разобщенных объектов к единой магматической провинции.

ПЕТРОГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Субвулканические породы КБП, обогащенные оливином и пироксенами, в соответствии с классификацией вулканических пород по химическому составу [19] попадают в поле пикритов и пикробазальтов (табл. 2).

Для всех исследованных пород (табл. 2) характерны высокие содержания MgO при низких кон-

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для пород и минералов ишлинских пикритов

№ образца	Порода/минерал	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Inz	пироксен	0.285	1.28	0.13477	0.511815
Inz	пикрит	1.57	6.82	0.13945	0.511873
Ish-2	ортопироксен	0.730	3.01	0.14688	0.511929
Ish-2	клинопироксен	1.03	2.95	0.21064	0.512460
Ish-2	пикрит	1.75	7.73	0.13680	0.511829
Ish-1	пикрит	1.73	8.06	0.12977	0.511803

Таблица 2. Химический состав пикритов и пикробазальтов

	Волго-Уральская обл.	Башкирский мегантиклинорий				
		Южная часть			Северная часть	
		скв. 1-Кипчак	д. Ишля	д. Ишля	р. Инзер	скв. 7
порода	пикрит	пикрит	пикрит	пикробазальт	пикробазальт	
образец	K-1-261	Ish-2	Ish-2	Inz	C-7/54.3	C-7-49
SiO ₂	43.91	47.26	47.35	51.68	45.29	49.24
TiO ₂	0.90	0.53	0.58	0.62	1.16	1.27
Al ₂ O ₃	9.04	7.20	6.92	7.94	6.21	7.12
Fe ₂ O ₃	17.00	12.03	12.78	11.47	14.55	13.45
MnO	0.21	0.15	0.17	0.16	0.19	0.19
MgO	21.47	22.55	23.05	16.41	18.95	15.99
CaO	5.81	5.49	5.44	7.98	9.84	9.66
Na ₂ O	1.04	0.98	0.86	0.88	1.54	1.60
K ₂ O	0.52	0.53	0.61	0.72	0.51	0.70
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.08	0.07	0.12	0.16
ппп	3.78	2.83	1.77	1.82	0.84	0.05
сумма	99.25	99.61	99.61	99.75	99.20	99.55
Li		7	16	9	8	12
Be	17	0	0	0	1	1
Sc	0	17	25	25	34	36
V	193	182	190	239	147	197
Cr	4462	1260	2677	2296	1782	1348
Co	113	125	144	81	75	69
Ni	813	1713	1143	796	666	528
Cu	128	232	41	132	205	192
Zn	88	84	89	92	107	127
Ga	12				10	12
Rb	13	17	16	18	13	17
Sr	150	88	70	102	247	277
Y	13	12	11	14	12	19
Zr	55	49	46	61	86	115
Nb	3	4	3	4	10	15
Cs	1	0	1	1	0	1
Ba	121	144	122	143	162	225
La	7.1	9.4	7.8	6.9	14.3	21.3
Ce	16.3	16.4	15.1	13.6	30.9	47.7
Pr	2.1	1.8	1.7	1.5	4.0	6.3
Nd	9.4	8.0	7.4	6.7	16.9	27.5
Sm	2.4	2.1	1.9	1.8	3.7	5.6
Eu	0.8	0.59	0.28	0.41	1.1	1.7
Gd	2.5	1.9	2.0	1.6	3.5	5.6
Tb	0.4	0.41	0.37	0.29	0.53	0.84
Dy	2.5	1.7	2.1	2.1	2.7	4.1
Ho	0.5	0.41	0.41	0.32	0.48	0.75
Er	1.2	1.3	1.1	1.3	1.3	2.1
Tm	0.18	0.17	0.29	0.16	0.17	0.27
Yb	1.1	1.1	1.4	1.3	1.1	1.6
Lu	0.16	0.19	0.23	0.19	0.16	0.22
Hf	1.6	2.0	1.6	1.4	2.6	3.5
Ta	0.23	0.43	0.22	0.28	0.70	1.0
Pb	2.5	3.4	4.5	7.4	3.0	4.2
Th	1.2	1.9	1.6	1.4	1.8	2.4
U	0.24	0.39	0.37	0.33	0.48	0.61

Таблица 3. Количественный минеральный состав пикритов и пикробазальтов, содержание MgO в них и в модельных расплавах, равновесных наиболее магнезиальным *Ol*, найденным в этих породах

Местоположение породы	Ишля-1	Ишля-2	Инзер	скв. 1-Кипчак	скв. 7
<i>Ol</i> (%)	40	25	20	35	20
<i>Cpx</i> + <i>Opx</i> (%)	45	55	70	40	55
<i>Pl</i> (%)	10	15	20	20	20
<i>Hbl</i> + <i>Bt</i> (%)	–	3–4	3–4	3–4	3–4
Рудные (%)	5–7	5–7	5–7	5–7	5–7
MgO (вес.%), в породе, обогащенной кумулюсным <i>Ol</i>	22.55	23.05	16.41	21.47	16.09
<i>Fo</i> (%), максимальные значения	91	83	77	78	82
MgO (вес.%), в модельном расплаве, равновесном <i>Ol</i>	19.38	9.01	6.18	6.54	8.41

центрациях глинозема и CaO. Обращают на себя внимание повышенные концентрации FeO во всех породах.

Характер распределения малых элементов отличается высокими концентрациями Cr и Ni при деплетировании прочими редкими элементами, что служит указанием на присутствие в породах оливин-шпинелевого кумулуса. В этом отношении выделяются ишлинские пикриты *Ish-1*, имеющие самые низкие концентрации Cr, что позволяет предполагать меньшую роль кумулюсной ассоциации в их составе.

Распределение РЗЭ, в первую очередь уровень фракционирования тяжелых лантаноидов, позволяет разделить их на две группы: имеющие слабо (ишлинские пикриты) и сильно (скв. 1-Кипчак, скв. 7) фракционированные спектры РЗЭ.

Структуры пикритов и пикробазальтов чаще мелкозернистые, иногда до среднезернистых, как правило, неравномернозернистые, характерны также пойкилитовые структуры, обусловленные включениями зерен *Ol* и *Opx* в *Cpx* и *Pl*. Иногда *Ol* и пироксены распределены в породе неравномерно, образуя скученные скопления, которые цементируются плагиоклазом. Некоторые разности пикритов имеют порфировидные или криптовые структуры и состоят из вкрапленников *Ol*, *Cpx* и *Opx* (50–80%) и долеритовой основной массы, сложенной лейстами *Pl*, между которыми располагаются мелкие зерна *Opx* и *Cpx*. Зерна *Ol* часто разбиты незакономерно ориентированными трещинами, залеченными серпентином, тальком и магнетитом.

Главные породообразующие минералы пикритов и пикробазальтов – *Ol* (20–60%), *Cpx* (20–50%), *Opx* (5–25%), *Pl* (10–20%) (табл. 3). Из второстепенных спорадически присутствуют *Bt* и (или) *Hbl* (в количестве 3–4%), иногда в разряд второстепенных переходит *Opx*. Акцессорные минералы – апатит, ильменит, титаномагнет, хромистая шпинель.

Представительные анализы зерен *клинопироксена* пикритов и пикробазальтов представлены в табл. 4. По составу большая часть *Cpx* этих пород попадают в поле авгитов (рис. 3), располагаясь вблизи границы с Mg-авгитами. Средняя величина Mg# *Cpx* в ядрах колеблется от 0.84 до 0.80, в краевых

зонах – 0.82–0.75.

Cpx порфировидных пикритов обладает ясно выраженной концентрической зональностью, что указывает на остывание в условиях быстрого падения температур, по крайней мере на последних этапах кристаллизации. Тренд изменения состава этих *Cpx* характеризуется двумя этапами (рис. 3). На I этапе от ядер к промежуточным зонам падает Mg# и остается неизменной Ca# (рис. 3). На II этапе от промежуточных зон к каймам при продолжающемся падении Mg# наблюдается возрастание Ca# (рис. 3). *Cpx* пикритов с пойкилитовой структурой либо незональны, либо слабо зональны. Тренд изменения их составов ограничивается I этапом (рис. 3).

Состав *оливина* в пикритах и пикробазальтах изменяется в широких пределах (от 0.91–0.75 *Fo* в ядрах до 0.72–0.62 в краевых зонах) и нет четкой зависимости между его Mg# и содержанием MgO в породе (рис. 4).

Ортопироксен, встречаясь в небольших количествах (первые проценты), редко образует вкрапленники, чаще – микролиты и скопления мелких зерен, слагающих каймы, обрастающие и замещающие *Ol*. Средние значения параметра Mg# для вкрапленников *Opx* разных тел – 0.85–0.81. Составы краевых зон вкрапленников совпадают с составом микролитов и средние величины Mg# в них – 0.76–0.71.

Плагиоклаз, цементирующий темноцветные минералы, зонален, часто альбитизирован, состав его меняется от *An*₈₂ до *An*₅₅.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

В *Cpx* из пикритов КБП определены содержания малых элементов (табл. 4). Обогащение клинопироксенов РЗЭ (рис. 5) растет от центра зерен к их краям, в соответствии с уменьшением их магнезиальности, что, несомненно, отражает кристаллизацию *Cpx* из все более дифференцированных расплавов, в которых по мере увеличения степени дифференциации, происходит накопление некогерентных элементов.

По характеру распределения РЗЭ *Cpx* высокомагнезиальных субвулканических пород КБП мож-

Таблица 4. Представительные анализы *Срх* из пикритов, пикробазальтов и габбро-норитов

Образец	Скв. 1-Кипчак, пикробазальт								
Компонент	4*	16	17	9	7	11	12	13	15
	я	к	я	я	я	я	я	я	к
SiO ₂	50.61	52.00	50.98	51.29	52.23	50.71	51.04	51.48	50.77
TiO ₂	0.78	1.25	0.97	0.97	0.67	0.88	1.02	0.80	1.28
Al ₂ O ₃	3.62	2.36	2.80	3.18	2.47	3.69	3.84	2.83	3.18
FeO	6.59	7.91	7.09	6.59	6.67	6.53	6.97	6.65	7.53
Cr ₂ O ₃	0.69	0.00	0.58	0.64	0.71	0.78	0.81	0.67	0.43
MgO	15.77	15.63	15.74	15.72	16.50	15.75	15.68	16.03	15.62
CaO	20.70	20.81	21.07	20.96	20.70	21.11	20.78	21.10	20.97
Na ₂ O	0.45	0.42	0.41	0.34	0.31	0.38	0.33	0.37	0.44
Сумма	99.21	100.37	99.65	99.69	100.50	99.83	100.48	99.92	100.22
Mg#	0.81	0.78	0.80	0.81	0.82	0.81	0.80	0.81	0.79
Cr	4954	1259	3430	4106	3429	5893	4661	3929	3077
Sr	30.19	40.09	30.89	31.47	25.13	33.90	34.35	31.88	44.13
Zr	25.65	61.65	24.22	24.10	17.63	28.14	29.67	20.98	48.57
Ba	0.48	0.40	0.30	0.15	0.37	0.49	0.45	0.62	0.49
Ce	6.43	21.55	6.75	6.96	4.96	7.90	8.27	7.15	15.42
Sm	3.58	11.72	3.60	3.73	5.03	5.02	4.79	4.40	8.99
Gd	5.06	13.69	4.63	4.36	4.41	6.06	6.75	5.80	10.20
Er	2.28	7.48	2.55	3.07	3.16	3.06	3.38	3.73	6.45
Yb	1.91	5.39	1.99	2.37	2.89	3.21	2.45	3.21	4.76
Ta	0.40	1.23	0.46	0.43	2.99	0.47	0.65	1.49	1.25
Pb	0.10	0.25	0.18	0.32	7.03	14.15	0.18	3.94	1.79
Th	0.03	0.06	0.02	0.01	1.47	0.04	0.29	0.30	0.10
U	0.01	0.02	0.00	0.20	3.63	0.43	0.05	0.56	0.16
Hf	1.78	4.83	1.76	1.92	3.19	2.26	2.67	3.85	4.75
Dy	4.45	13.20	4.51	4.46	4.13	5.46	6.19	4.85	10.90
Eu	1.10	3.29	1.14	1.13	2.35	1.51	1.53	1.32	2.60
Nd	8.55	29.27	8.84	9.53	10.20	9.53	11.94	9.74	20.04
La	1.62	5.27	1.64	1.63	1.32	1.94	2.00	1.97	3.82
Nb	0.36	0.25	0.27	0.37	1.05	0.39	0.36	0.81	0.56
Y	21.29	63.30	21.89	22.01	17.42	24.32	25.71	21.50	44.04
V	497	571	497	501	404	547	540	473	719
Ti	6091	10077	6238	6020	4342	6482	6766	5634	10303
B	8.23	4.56	3.48	2.85	4.07	6.88	4.02	8.56	7.78
Li	3.25	9.38	4.48	3.38	3.50	4.60	2.88	2.51	7.59
Be	0.04	0.23	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.10

Таблица 4. Продолжение

Образец	Ишля-1, пикрит							Ишля-2, пикрит			
Компонент	46	53	54	41	40	17	66	4	6	7	24
	я	к	я	я	я	я	я	я	к	к	я
SiO ₂	51.68	52.07	52.63	52.09	51.62	52.57	51.89	51.23	50.81	50.30	53.28
TiO ₂	0.38	0.29	0.32	0.00	0.51	0.31	0.53	0.42	0.35	0.89	0.00
Al ₂ O ₃	4.62	3.52	3.43	3.90	4.16	3.58	3.83	4.05	4.54	4.02	2.33
FeO	6.79	6.84	6.56	6.70	6.23	6.47	7.28	5.70	6.38	6.96	6.37
Cr ₂ O ₃	0.59	0.63	0.51	0.83	0.90	0.55	0.60	1.01	1.06	0.67	0.90
MgO	17.94	20.14	19.60	20.18	18.98	19.19	18.16	17.58	17.14	16.14	19.84
CaO	17.88	15.60	16.53	15.37	17.04	17.37	18.34	19.25	18.82	19.62	16.91
Na ₂ O	0.33	0.16	0.30	0.21	0.22	0.31	0.34	0.32	0.30	0.35	0.28
Сумма	100.22	99.25	100.2	99.28	99.66	100.3	101.3	99.59	99.39	99.22	100.2
Mg#	0.83	0.84	0.84	0.84	0.84	0.84	0.82	0.85	0.83	0.81	0.85
Cr	10150	2048	2989	6700	4690	4497	3824	5826	4703	4320	5216
Sr	15.16	16.35	12.46	11.69	10.03	10.60	11.96	13.51	13.79	16.45	5.75
Zr	24.12	15.57	14.94	12.41	15.95	13.06	17.78	14.40	17.59	28.72	3.06
Ba	7.78	11.42	1.67	5.69	1.62	2.38	4.22	0.16	1.28	0.56	0.19
Ce	12.77	9.42	6.94	5.09	4.51	4.88	9.16	5.66	6.55	11.93	1.26
Sm	2.50	2.33	2.12	1.61	1.73	1.70	1.91	2.38	2.57	4.56	0.65
Gd	2.80	2.48	2.51	1.73	1.81	1.65	2.25	2.56	2.44	5.53	0.71
Er	2.66	2.19	2.04	1.65	1.74	1.66	1.99	2.30	2.40	3.63	0.69
Yb	2.13	2.16	2.00	1.48	1.65	1.60	1.76	1.91	2.36	3.55	0.59
Ta	0.32	0.35	0.28	0.25	0.21	0.21	0.20	0.31	0.30	0.64	0.06
Pb	1.33	0.62	0.39	0.83	0.30	0.34	0.41	0.21	0.44	0.45	0.21
Th	0.08	0.15	0.19	0.03	0.04	0.04	0.09	0.03	0.05	0.04	0.01
U	0.03	0.03	0.04	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.09	0.01	0.00
Hf	1.37	1.15	1.06	0.75	1.09	0.92	0.91	1.04	1.19	1.89	0.30
Dy	3.64	3.17	3.08	2.18	2.45	2.35	2.45	3.46	3.56	6.33	0.96
Eu	0.67	0.66	0.54	0.46	0.42	0.45	0.53	0.58	0.72	1.16	0.17
Nd	6.86	7.19	6.42	3.80	4.75	4.38	5.96	6.00	6.87	12.84	1.55
La	1.72	4.01	2.35	1.18	1.23	1.63	3.21	1.48	1.80	3.00	0.32
Nb	0.28	0.38	0.20	0.28	0.18	0.22	0.22	0.28	0.26	0.27	0.20
Y	21.00	18.73	16.73	13.50	14.69	13.76	16.16	18.88	20.65	35.23	5.77
Rb	7.24	9.05	8.17	7.27	6.93	6.84	6.21	6.18	6.79	7.91	6.66
V	363	307	325	278	313	285	318	341	396	463	167
Ti	2619	2062	2074	1753	2125	1874	2190	2666	3294	4976	840
B	69.92	10.21	3.82	23.84	8.78	5.58	5.68	2.64	8.71	3.40	2.15
Li	6.98	7.40	7.19	7.77	8.47	8.30	6.51	11.48	10.82	10.91	11.60
Be	0.04	0.24	0.12	0.04	0.03	0.08	0.15	0.02	0.07	0.10	0.05

Таблица 4. Продолжение

Образец	Ишля-2, пикрит			Инзер, пикробазальт					
Компонент	35	44	54	36	41	43	59	62	109
	к	я	к	к	я	я	к	пр	я
SiO ₂	52.33	53.11	51.79	50.36	51.61	51.21	52.08	52.40	52.41
TiO ₂	0.00	0.23	0.44	0.86	0.00	0.40	0.47	0.39	0.32
Al ₂ O ₃	3.29	3.28	4.52	3.43	3.32	3.41	3.07	3.12	3.43
FeO	6.22	6.04	6.72	9.59	7.57	6.21	8.77	7.46	6.76
Cr ₂ O ₃	1.15	1.05	0.96	0.24	0.62	0.84	0.00	0.32	0.51
MgO	18.12	18.56	17.46	16.11	17.55	17.92	17.30	18.32	17.93
CaO	18.62	18.36	19.61	18.03	17.93	18.00	18.54	18.41	18.30
Na ₂ O	0.16	0.30	0.32	0.42	0.24	0.31	0.32	0.25	0.42
Сумма	100.1	100.9	101.8	99.04	98.83	98.30	101.0	100.7	100.1
Mg#	0.84	0.85	0.82	0.76	0.81	0.83	0.79	0.82	0.83
Cr	6179	7429	5333	1154	2854	4306	2034	5356	5225
Sr	12.28	8.37	11.01	13.52	7.01	10.71	10.16	9.48	7.31
Zr	9.48	4.66	16.08	22.26	5.45	7.49	11.51	6.95	4.08
Ba	0.70	0.92	0.05	1.80	6.93	15.30	0.21	0.14	0.59
Ce	4.03	2.17	4.86	8.55	3.33	4.01	4.14	2.54	1.72
Sm	1.86	0.82	2.34	3.47	0.73	1.22	1.68	0.95	0.72
Gd	1.74	0.86	2.27	3.58	0.77	1.24	1.71	1.21	0.68
Er	1.52	0.73	2.38	3.42	0.94	1.17	1.73	1.10	0.85
Yb	1.32	0.90	2.25	3.11	1.02	1.21	1.52	1.02	0.74
Ta	0.22	0.14	0.26	0.39	0.13	0.19	0.22	0.14	0.09
Pb	0.32	0.61	0.15	0.97	2.31	0.15	0.23	0.17	0.19
Th	0.02	0.00	0.03	0.02	0.30	0.07	0.04	0.00	0.01
U	0.01	0.01	0.02	0.00	0.06	0.03	0.01	0.01	0.00
Hf	0.73	0.37	1.10	1.59	0.35	0.43	0.81	0.40	0.31
Dy	2.32	1.26	3.14	5.02	1.15	1.70	2.23	1.54	1.18
Eu	0.43	0.25	0.58	0.85	0.16	0.33	0.48	0.24	0.25
Nd	4.21	1.89	5.42	9.18	2.84	3.15	4.38	2.61	1.71
La	1.02	0.45	1.26	2.36	1.28	1.24	1.11	0.69	0.44
Nb	0.24	0.25	0.29	0.09	0.17	0.35	0.10	0.23	0.21
Y	13.80	7.86	19.21	29.55	8.27	10.65	14.39	9.98	7.04
Rb	6.37	6.41	6.97	8.99	16.32	9.63	8.31	6.66	6.74
V	285	220	353	457	155	267	318	272	201
Ti	1928	1174	2744	4055	1395	1426	2172	1412	1034
B	2.42	5.81	0.45	3.41	4.61	3.80	4.64	0.92	1.06
Li	12.62	17.74	12.08	7.66	2.37	6.00	6.38	5.86	7.53
Be	0.04	0.02	0.03	0.16	0.20	0.15	0.08	0.03	0.02

Таблица 4. Продолжение

Образец	Скв. 7, пикробазальт									
Компонент	4	2	1	44	28	29	45	48	51	52
	я-кс	пр	к	я	пр	к	к	я	я-кс	я
SiO ₂	50.85	51.95	49.99	52.78	51.88	49.91	51.00	51.64	49.99	51.79
TiO ₂	1.39	0.77	1.21	0.74	0.64	1.27	0.78	0.81	1.33	0.89
Al ₂ O ₃	2.62	2.42	3.29	1.85	2.27	3.53	2.77	3.31	4.35	2.33
FeO	8.90	6.71	8.67	5.79	6.33	8.84	8.73	7.02	8.17	6.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.75	0.00	0.82	0.90	0.00	0.00	0.64	0.70	0.78
MgO	15.19	16.44	15.14	17.43	17.02	14.81	15.35	16.70	15.54	16.39
CaO	20.95	20.36	20.28	20.46	20.57	20.63	20.27	19.69	20.01	20.94
Na ₂ O	0.39	0.26	0.46	0.34	0.40	0.51	0.37	0.37	0.53	0.33
Сумма	100.55	99.66	99.44	100.20	100.03	99.49	99.60	100.19	100.61	99.54
Mg#	0.75	0.81	0.76	0.84	0.82	0.75	0.76	0.81	0.77	0.83
Cr	509	4882	263	5635	5661	356	1089	5423	3785	4510
Sr	75.67	58.45	64.84	46.10	53.94	75.26	67.33	59.46	68.85	56.49
Zr	70.74	14.93	33.43	11.02	10.96	67.92	47.92	17.55	41.56	14.98
Ba	0.36	0.16	0.83	0.10	0.22	0.75	0.28	0.37	0.44	0.23
Ce	25.52	5.82	12.00	6.06	4.67	24.72	15.58	6.48	13.16	6.83
Sm	11.60	2.90	5.35	2.13	2.02	10.47	7.19	2.91	5.58	2.87
Gd	11.70	3.35	5.62	2.21	2.48	11.53	7.68	3.41	6.33	2.92
Er	4.83	1.30	2.23	0.90	0.96	4.23	3.04	1.30	2.47	1.21
Yb	3.42	1.04	1.67	0.75	0.80	3.15	2.38	0.93	1.88	0.94
Ta	0.95	0.23	0.40	0.12	0.17	0.73	0.48	0.23	0.38	0.23
Pb	0.28	0.05	0.10	0.19	0.06	0.13	0.25	0.26	0.27	0.24
Th	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
U	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Hf	4.38	1.00	1.99	0.61	0.70	3.81	2.89	1.21	2.41	0.93
Dy	9.44	2.49	4.14	1.87	1.90	8.91	6.05	2.74	4.98	2.40
Eu	3.11	0.92	1.54	0.64	0.65	2.85	2.13	0.87	1.68	0.92
Nd	31.99	7.96	14.29	6.38	5.66	29.33	20.28	7.91	16.04	7.75
La	5.94	1.40	2.81	1.44	1.08	5.72	3.65	1.53	3.22	1.64
Nb	0.32	0.32	0.17	0.19	0.34	0.26	0.27	0.35	0.35	0.31
Y	43.20	11.60	19.34	9.18	8.78	39.38	29.01	12.29	22.21	11.16
Rb										
V	423	279	418	231	236	423	403	304	450	285
Ti	8745	4885	8621	4401	3939	8682	9251	5078	8782	5530
B	3.86	1.73	2.71	7.49	3.80	4.81	10.79	12.94	9.19	8.50
Li	6.20	6.18	8.78	7.62	5.64	5.67	8.30	4.70	6.43	4.90
Be	0.34	0.04	0.15	0.04	0.03	0.33	0.26	0.04	0.12	0.05

Таблица 4. Окончание

Образец	Копанский интрузив, габбро-норит								
Компонент	КК-34	КК-35	КК-19	КК-20	КК-23	КК-24	КК-25	КК-11	КК-17
	я	к	я	к	пр	к	к	пр	к
SiO ₂	50.97	51.03	51.26	51.33	51.06	51.25	51.62	51.52	52.13
TiO ₂	0.78	0.76	0.48	0.36	0.75	0.80	0.56	0.82	0.53
Al ₂ O ₃	2.15	1.95	1.85	1.52	2.16	1.74	1.87	2.31	1.76
FeO	10.78	10.95	10.75	10.66	10.97	11.95	11.11	10.27	10.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.42	0.68	0.33	0.37	0.50	0.30	0.31	0.34
MgO	14.05	13.90	14.06	14.02	14.01	14.17	14.26	13.54	14.13
CaO	20.11	20.13	19.98	20.45	20.18	19.06	20.03	20.64	20.90
Na ₂ O	0.24	0.28	0.37	0.30	0.35	0.33	0.35	0.34	0.29
Сумма	99.08	99.43	99.42	98.96	99.85	99.79	100.09	99.75	100.29
Mg#	0.7	0.69	0.7	0.7	0.7	0.68	0.7	0.7	0.7
Cr	140	111	118	129	124	138	148	138	149
Sr	37.01	31.29	30.25	29.60	35.65	32.89	34.49	36.65	23.71
Zr	28.60	27.14	30.92	25.76	27.88	27.19	29.88	28.32	20.77
Ba	0.95	0.87	0.63	2.96	0.70	1.77	1.82	0.94	40.12
Ce	21.28	20.80	18.31	17.80	20.90	20.60	21.77	21.07	13.77
Sm	6.77	6.39	6.63	6.21	6.69	6.91	6.95	6.70	4.43
Gd	7.20	6.30	7.21	6.58	7.43	7.76	6.83	7.13	4.32
Er	3.71	3.46	3.34	3.15	3.76	3.85	4.15	3.68	2.44
Yb	3.01	3.05	2.86	2.51	3.08	3.03	3.28	2.98	2.03
Ta	0.12	0.12	0.11	0.08	0.20	0.09	0.09	0.12	0.80
Pb	0.60	0.41	0.58	0.49	0.60	0.58	0.65	0.59	0.38
Th	0.08	0.11	0.11	0.09	0.19	0.10	0.10	0.12	0.76
U	0.32	0.71	0.63	0.74	0.88	0.59	0.31	0.31	0.55
Hf	2.19	1.85	2.07	1.91	2.06	2.09	2.29	2.17	1.42
Dy	6.47	6.00	6.21	5.78	6.58	6.37	6.90	6.41	4.06
Eu	1.71	1.45	1.51	1.33	1.56	1.52	1.67	1.70	1.12
Nd	20.61	19.77	19.09	18.08	21.02	20.82	22.15	20.40	12.71
La	5.91	5.53	4.98	4.98	5.88	5.58	5.82	5.85	3.61
Nb	0.07	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.07	0.05
Y	32.91	32.05	30.90	28.89	33.38	32.04	35.62	32.58	20.62
Rb									
V		160	179	149	178	167	174	176	127
Ti	4799	4219	2249	2744	3967	4172	3956	4752	3820
B	6.71	8.26	9.25	12.77	9.78	7.45	5.06	6.65	3.43
Li	5.46	4.26	4.37	6.11	6.59	5.48	5.79	5.41	3.51
Be	0.31	0.31	0.20	0.26	0.28	0.24	0.27	0.31	0.20

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, элементы – в г/т, * – номер анализа, я – ядра зерна, к – края зерна, пр – промежуточные зоны, я-к – ядра ксеногенных зерен; Mg# = Mg/(Mg + Fe).

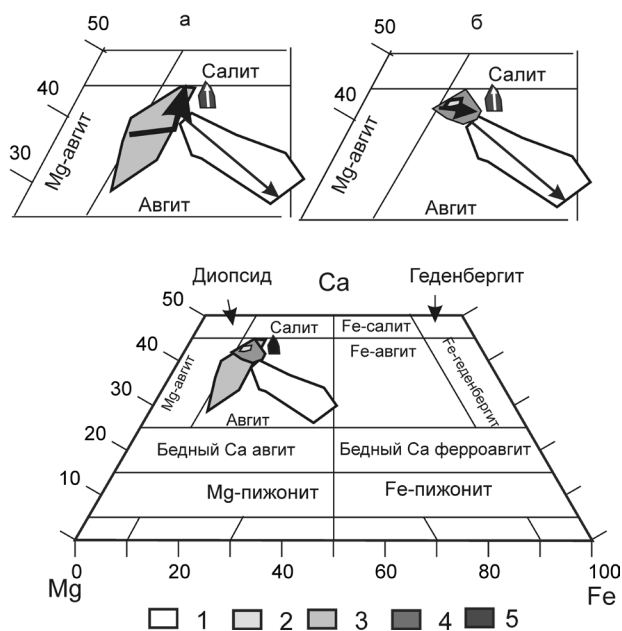


Рис. 3. Поля составов пироксенов из пород изучаемой провинции на диаграмме Mg–Ca–Fe.

1 – долериты из скв. 1 Кипчак (проба K1/228); 2–4 – породы пикритового и пикробазальтового состава: 2 – из скв. 1 Кипчак (проба K1/261), 3 – из обнажения в районе деревни Ишля, 4 – из скв. 7 (проба 7/49); 5 – габбро-норит Копанского интрузива. На врезках (а, б) стрелочками показано изменение состава *Срх* от ядра к крайним зонам.

но разделить на две группы. К первой (I) группе относятся *Срх* пикритов Ишлинско-Шатакской зоны. Для них характерен плоский характер профилей распределения РЗЭ в области средних и тяжелых РЗЭ (рис. 5). В целом, они слабо деплетированы легкими РЗЭ относительно тяжелых и средних. Значения отношения $(La/Yb)_n$ (нормировано к хондриту CI [24] для пород тела Ишля-1 – 0.5–1.3; Ишля-2 – 0.4–0.6; Инзер – 0.4–0.9. Значения отношения $(La/Sm)_n$ для пород тела Ишля-1 – 0.5–1.1; Ишля-2 – 0.3–0.5; Инзер – 0.4–0.7. Отношение $(Dy/Yb)_n$ для всех трех тел близко к хондритовому распределению и составляет 1.1–0.9.

Для *Срх* II группы (скв. 1-Кипчак и скв. 7, сюда же можно отнести габброиды Копанского интрузива) спектры распределения в области легких–средних РЗЭ имеют куполовидную форму (рис. 5). Эти *Срх*, по сравнению с I группой, более интенсивно деплетированы легкими РЗЭ относительно средних. Значения отношения $(La/Sm)_n$ для пород тела скв.1-Кипчак – 0.3; скв. 7 – 0.3–0.4, Копанского интрузива – 0.5–0.6. Значения отношения $(La/Yb)_n$ для пород тела скв.1-Кипчак – 0.5–0.7; скв.7 – 1.0–1.3, Копанского тела – 1.2–1.4. Характерным для этой группы *Срх* являются высокие значения отношений $(Dy/Yb)_n$ – 1.3–2.0.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природа оливина в пикритах и пикробазальтах

Для того, чтобы установить природу оливина в высокомагнезиальных породах необходимо сравнить содержание MgO в породе с содержанием форстеритового (*Fo*) минала в оливине (рис. 4). На рис. 4 показаны рассчитанные кривые равновесия оливина с расплавом при различных содержаниях FeO в расплаве (от 11 до 8 мас. %). Оливин, который образовался при кристаллизации из магнезиального пикритового расплава, должен попасть на одну из рассчитанных кривых равновесия (в зависимости от содержания закисного Fe в расплаве). Кумулюсные зерна оливина или зерна и зоны отдельных зерен, которые кристаллизуются из дифференцированных интергранулярных расплавов, располагаются ниже кривых равновесия. В соответствии с диаграммой (рис. 4) можно определить содержания MgO в расплаве, равновесном каждому отдельному зерну или зоне зерна.

Состав оливина в пикритах и пикробазальтах изменяется в широких пределах, и не имеет четкой зависимости между его Mg# и содержанием MgO в породе. На рис. 4 хорошо видно, что зерна оливина часто имеют составы, которые не попадают на кривые равновесия расплав–оливин. Причем для близких по содержанию MgO пород, составы наиболее магнезиальных оливинов сильно разнятся.

Равновесными породе оказались ядра крупных зерен оливина из пикрита тела Ишля-1 (рис. 4). Расчеты зависимости содержания форстеритового минала в *Ol* от Mg# породы показали, что наиболее магнезиальный *Ol* ($Fo_{91.3}$) тела Ишля-1 наиболее близок к равновесному с породой, в которой он найден, при содержании FeO в расплаве 10 мас. % и $Kd = 0.33$ (табл. 3), что указывает на то, что оливин этого состава является близкиликвидусным для данных пикритов. Именно такие пикриты можно рассматривать как наиболее примитивные породы, близкие по составу родоначальным расплавам [5].

Модельные оценки содержаний MgO в расплавах, из которых могли кристаллизироваться наиболее магнезиальные ядра оливина, присутствующего в изученных нами породах, при допущении FeO = 10 мас. % приведены в табл. 3. Как видно, только породы Ишля-1 отражают состав, близкий к исходному высокомагнезиальному расплаву, соответствующему пикритам. Валовый состав прочих пород искажен относительно исходного процессами накопления и потери кумулуса в ходе фракционирования.

Таким образом, на основании изучения структурных особенностей пород пикритового и пикробазальтового составов и оливина в них мы можем утверждать, что среди высокомагнезиальных

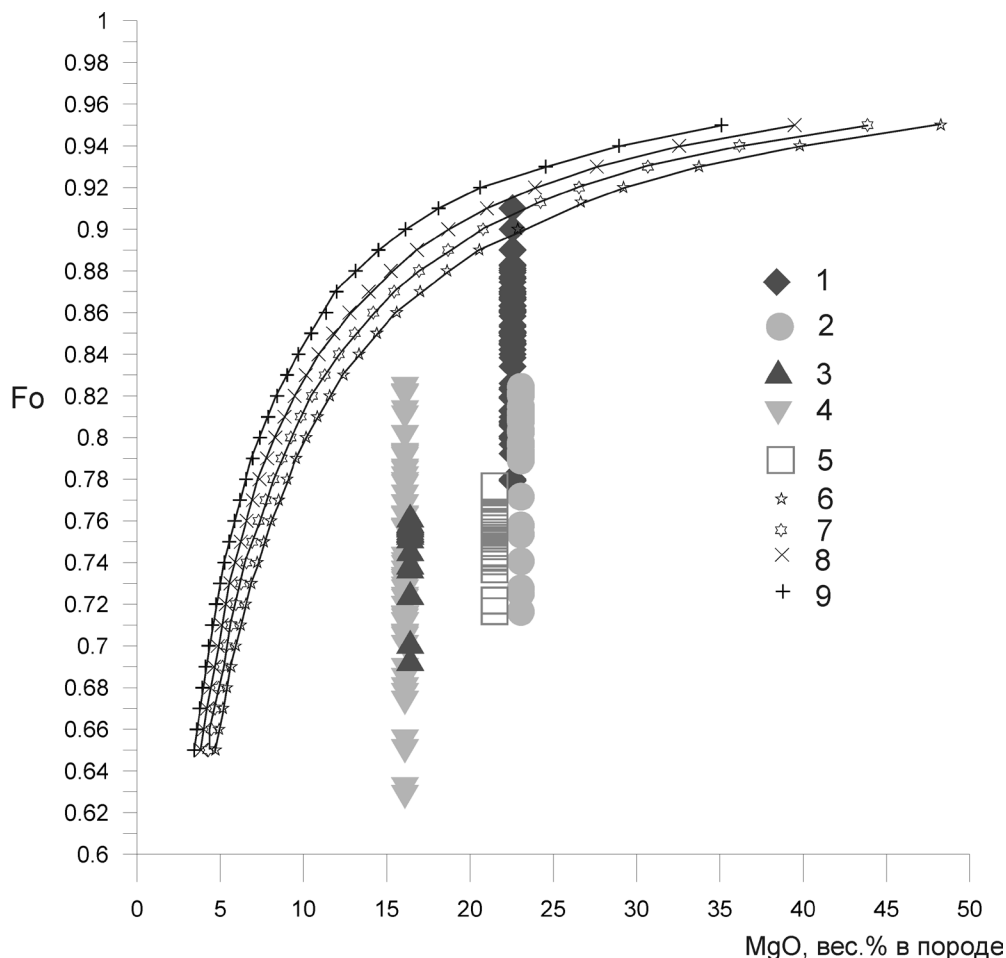


Рис. 4. Соотношение состава *Ol* (*Fo*) и содержания *MgO* (вес. %) в породе для пикритов и пикробазальтов различных магматических тел.

1 – Ишля-1, 2 – Ишля-2, 3 – Инзер, 4 – скв. 7, 5 – скв. 1-Кипчак. Показаны линии равновесных составов *Ol* и расплава при различных содержаниях *FeO* в расплаве (вес. %): 6 – 11, 7 – 10, 8 – 9, 9 – 8. Кривые равновесия рассчитаны для коэффициента распределения *Fe-Mg* между *Ol* и расплавом равным 0.33 [14].

пород КБП существуют разности, образовавшиеся за счет высокомагнезиальных расплавов, близких к родоначальным магмам. Большая же часть пород, имеющих пикритовый состав, сформирована за счет накопления кумулюса при кристаллизационной дифференциации. В первом случае породы содержат высокомагнезиальный оливин, близкий к ликвидусному для расплава, состав которого отвечает валовому составу породы; структуры пикритов порфировидные и криптовые с мелкозернистой основной массой. Во втором случае оливин имеет существенно более железистый состав, чем равновесный валовому составу породы; структуры пород порфировидные, неравнозернистые, часто пойкилитовые, близкие к кумулятивным, с идиоморфными и субидиоморфными кристаллами оливина и пироксенов, которые нередко образуют скопления и цементируются плагиоклазом.

Геохимический состав клинопироксенов как индикатор степени контаминации расплава веществом коры

По составу большая часть *Crpx* пикритов и пикробазальтов попадают в поле авгитов (рис. 3), располагаясь вблизи границы с *Mg*-авгитами. Для этих *Crpx* характерен своеобразный тренд изменения составов в процессе кристаллизации (рис. 3), а именно, постоянство такой характеристики как *Ca#*, или даже ее резкое возрастание на последних этапах кристаллизации *Crpx* пикритов, что, вероятно, связано с тем, что *Pl* в таких высокомагнезиальных и высокотемпературных расплавах начинает кристаллизоваться на поздних этапах становления пород, когда образование темноцветных минералов полностью прекращается. Интересно, что эта особенность тренда изменения состава *Crpx* проявляется также и для габброидов Копанского интрузива

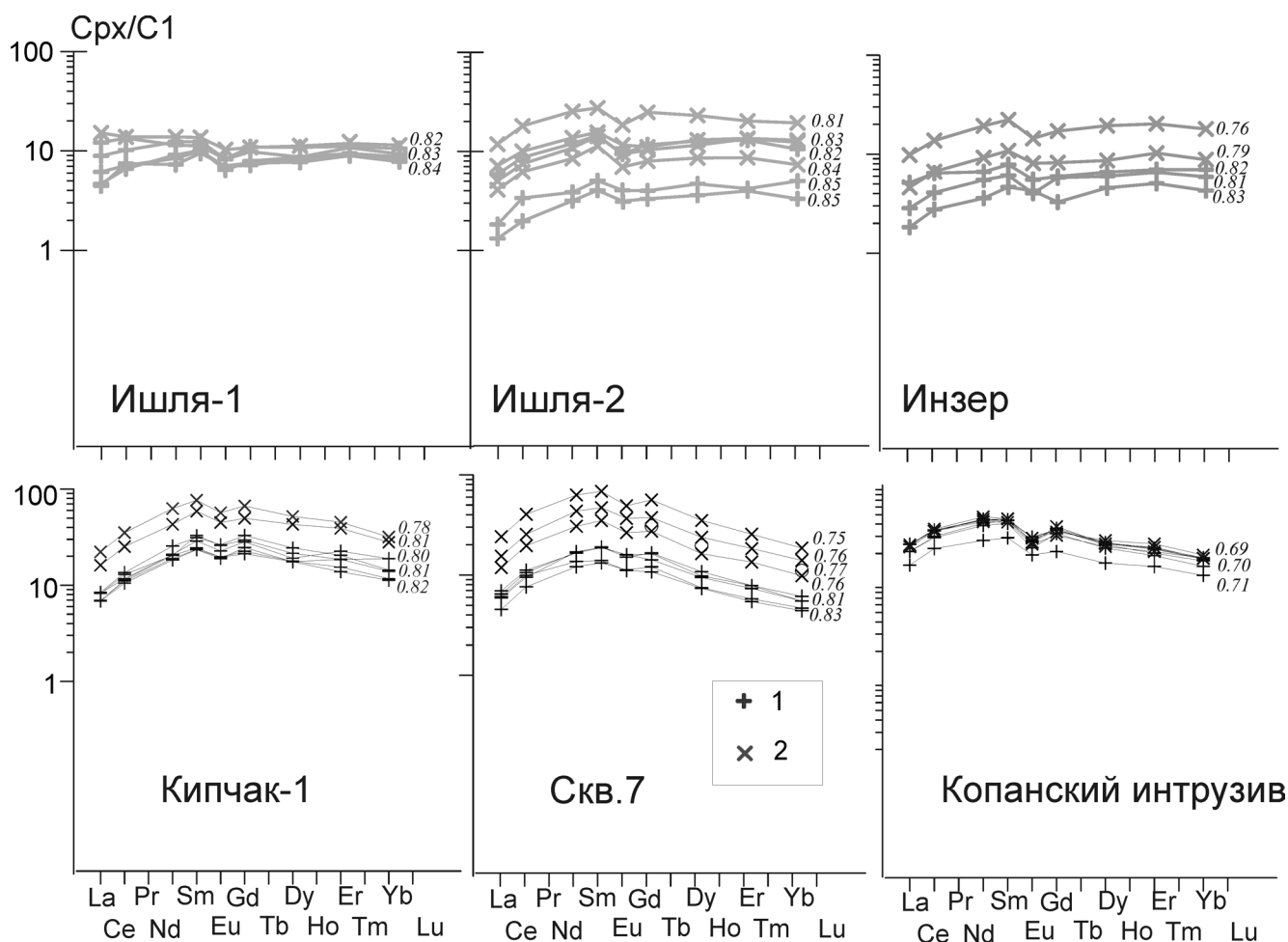


Рис. 5. Распределение РЗЭ в *Срх* из различных тел пикритового состава и габброидов Копанского интрузива.

1 – центральные части зерен, 2 – краевые части зерен. Цифры рядом с кривыми распределения – $Mg\#$ зон и зерен *Срх*.

(рис. 3, табл. 4). Для сравнения на рис. 3 приведен характер изменения состава *Срх* от ядер к каймам из мезопротерозойских долеритов скв. Кипчак-1, где *Pl* образовывался совместно с *Срх*. В этом случае остывание и кристаллизационная дифференциация расплава сопровождается одновременным падением $Mg\#$ и $Ca\#$ в *Срх* (рис. 3).

Характер распределения малых элементов в *Срх* отражает особенности расплава, из которого он образуется. *Срх* является весьма устойчивым минералом и сохраняет свои химические особенности и состав элементов-примесей даже под воздействием очень высоких температур, и даже, если остальная часть породы полностью изменена.

Составы *Срх* вулканических и субвулканических пород, в первую очередь, отражают историю роста кристаллов в процессе магматической эволюции (например, [5]). Однако геохимические характеристики кристаллов *Срх* (характер распределения в них РЗЭ и других малых элементов) могут нести информацию и об источнике расплава: его

составе, степени плавления, наличии реакционного взаимодействия с просачивающимися мантийными расплавами (например, [4, 5 и др.]).

Первыми кристаллизующимися из расплава минералами в пикритах и пикробазальтах КБП часто являются *Ol* и *Orх*. Сравнение характера распределения элементов-примесей в *Ol*, *Orх*, *Срх* пикритов и пикробазальтов Ишлинско-Шатакского грабена [5] показало, что в *Ol* и *Orх* входит их незначительное количество, не влияющее на характер мультиэлементных и редкоземельных спектров *Срх*.

Важно понять, фиксирует ли геохимический состав *Срх* изученных пикритов и пикробазальтов особенности родоначальных расплавов, или он приобретает в процессе эволюции этих расплавов.

Полученные изотопные и геохимические данные для широкого спектра изученных мезопротерозойских пород восточной части Восточно-Европейской платформы определенно указывают на вклад корового вещества в их состав [5, 16]. В качестве надежного индикатора этого вклада обычно

Таблица 5. Соотношение величин $Mg\#$, $(Nb/La)_n$ и $(Dy/Yb)_n$ в породах (по данным ICP-MS) и рассчитанных модельных расплавах

№, проба	Позиция в зерне	$Mg\#_{Cpx}$	$(Nb/La)_n$	$(Dy/Yb)_n$
Ишля-1, модельный расплав				
46*	я	0.83	1.1	1.1
53	к	0.84	0.6	1.0
54	я	0.84	0.6	1.0
41	я	0.84	1.5	1.0
40	я	0.84	1.0	1.0
17	я	0.84	0.9	1.0
66	я	0.82	0.5	0.9
порода		—	0.4	1.0
Ишля-2, модельный расплав				
4	я	0.85	1.2	1.2
6	к	0.83	0.9	1.0
7	к	0.81	0.6	1.2
24	я	0.85	4.1	1.1
35	к	0.84	1.6	1.1
44	я	0.85	3.6	0.9
54	к	0.82	1.5	0.9
порода			0.3	1.0
Инзер, модельный расплав				
36	к	0.76	0.9	0.7
41	я	0.81	0.3	1.0
43	я	0.83	1.8	0.9
59	к	0.79	3.1	1.0
62	пр	0.82	2.2	1.0
109	я	0.83	0.6	1.0
порода			0.5	1.1
скв.1-Кипчак, модельный расплав				
4	я	0.81	1.5	1.5
16	к	0.78	0.3	1.6
17	я	0.80	1.1	1.5
9	я	0.81	1.5	1.2
7	я	0.82	5.2	0.9
11	я	0.81	1.3	1.1
12	я	0.80	1.2	1.6
13	я	0.81	2.7	1.0
15	к	0.79	1.0	1.5
порода		0.79	1.0	1.5
скв. 7, модельный расплав				
2	пр	0.81	1.5	1.6
1	к	0.76	0.4	1.6
44	я	0.84	0.9	1.6
28	пр	0.83	2.0	0.5
29	к	0.75	0.3	1.8
45	к	0.76	0.5	1.7
48	к	0.81	1.5	1.9
52	я	0.83	1.2	1.7
порода			0.7	1.7
Копанский интрузив, модельный расплав				
к11	я	0.76	0.10	1.3
к17	к	0.71	0.06	1.4
к24	к	0.68	0.05	1.4
к25	к	0.70	0.04	1.4
к19	я	0.70	0.04	1.5
к23	пр	0.70	0.04	1.5
к34	я	0.70	0.03	1.3
к35	к	0.69	0.03	1.3
порода			1.11	1.3

Примечание. я – ядро зерна, к – край зерна, пр – промежуточные зоны.

служат низкие значения величин Nb/Nb^* ($Nb/Nb^* = Nb_n/\sqrt{(La_n \times Th_n)}$), и $(Nb/La)_n$ [26]. В породах КБП значения этих величин опускаются до 0.2–0.6, причем на мультиэлементных диаграммах фиксируется отчетливая отрицательная Nb-аномалия [5, 16].

На каком этапе эволюции расплава началась контаминация, как происходила дифференциация расплава, можно проследить по особенностям изменения состава *Cpx*. По коэффициентам распределения минерал/расплав [18, 20] рассчитывались содержания элементов-примесей в расплавах, равновесных с разными зонами и генерациями *Cpx* изучаемых пород. В рассчитанных модельных расплавах величины отношения $(Nb/La)_n$ (нормировано к составу примитивной мантии по [25]) меняются в широких пределах (табл. 5), однако можно найти определенный ряд закономерностей в распределении значений этого отношения. Отметим, что величины отношения $(Nb/La)_n$ в целом растут с увеличением $Mg\#$ *Cpx*. Особенно отчетливо эта закономерность проявилось в тех случаях, где *Cpx* имеет четко выраженную химическую зональность, как, например, для *Cpx* пикритов скв. 7 (табл. 5). В этом случае модельные расплавы, соответствующие магнезиальным ядрам и зонам кристаллов, обогащены Nb относительно La, отношения $(Nb/La)_n$ для них всегда >1 (табл. 5, рис. 6) и на спайдер-диаграммах для них характерна положительная Nb-аномалия, что типично для внутриплитных пород, возникающих без контаминации вмещающими породами. Расплавы, рассчитанные для краевых железистых зон, на-

против, имеют отношения $(Nb/La)_n < 1$ и на спайдер-диаграммах отрицательную Nb-аномалию, присутствующую валовому составу пикритов (рис. 6).

Низкие (<1) величины отношений $(Nb/La)_n$ для модельных расплавов, равновесных железистым краевым зонам указывают, что к моменту их кристаллизации расплав содержал в своем составе контаминированное вещество земной коры.

Для пород тела Ишля-2, для которого имеются изотопные свидетельства коровой контаминации, было проведено моделирование фракционной кристаллизации (FC) расплава, соответствующего центрам кристаллов *Cpx* с $Mg\# = 85$ [5]. Исходя из петрографических особенностей породы Ишля-2, предполагалось фракционирование ассоциации $0.65Cpx + 0.35Pl$. Модельный состав расплава для случая FC для F (доля расплава) = 0.1 дает хорошее соответствие распределению большинства элементов в расплаве, отвечающем краевым зонам кристаллов *Cpx*, однако не воспроизводит отрицательную Nb-аномалию (рис. 6). В случае, если наряду с FC имела место ассимиляция коровых пород (AFC процесс), где в качестве ассимилянта принят средний состав верхней коры по [22]), AFC (при F = 0.4, скорость контаминации $\gamma = 0.8$) обеспечивает обогащение модельного расплава La и Th относительно Nb и воспроизводит отрицательную Nb-аномалию (рис. 6).

Заметим, что применение Nb/La индикатора коровой контаминации может быть ограничено фракционированием значительных количеств Fe-Ti ок-

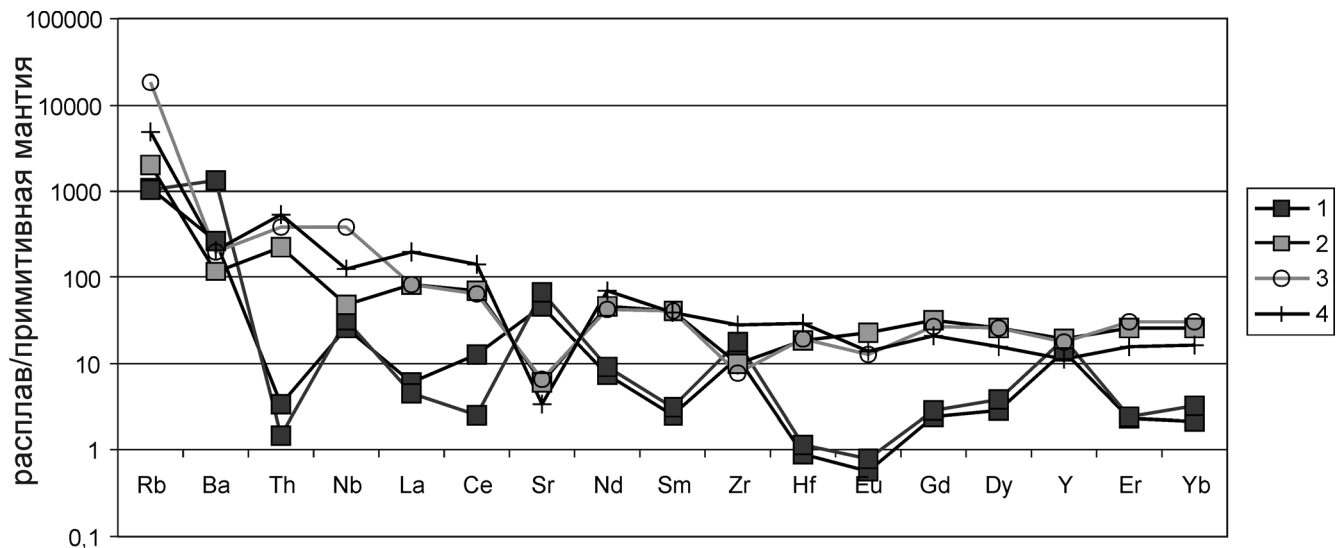


Рис. 6. Распределение редких элементов в модельных расплавах, равновесных с *Cpx* из пикритов тела Ишля-2, по [5].

1–2 – расплавы, равновесные с *Cpx*: 1 – центральных частей кристаллов ($Mg\# = 0.85$), 2 – краевых частей кристаллов ($Mg\# = 0.81$); 3–4 – расплавы, рассчитанные как результат фракционной кристаллизации (3) и фракционной кристаллизации и ассимиляции (4) модельного расплава, равновесного центральных частям кристаллов *Cpx*.

сидов [23]. Эти фазы в базитовых расплавах имеют высокие коэффициенты распределения Nb, которые сильно возрастают по мере роста SiO_2 в расплаве. Кристаллизация ильменита может приводить к обеднению остаточных расплавов Nb относительно La и соответственно к низкому Nb/La отношению. Накопление кумулятивных Fe-Ti оксидов также может значительно трансформировать распределение HFSE. Так, для высоко-Ti габбро Копанского интрузива характерны положительные значения отношения $(\text{Nb/La})_n$, однако, для модельных расплавов, равновесных с ядрами и краевыми зонами *Срх* из габброидов Копанского интрузива, мы ни при каких условиях не получаем положительной аномалии для Nb. Содержание Nb в этих *Срх* предельно мало (табл. 5), чего не наблюдается в валовом составе породы (табл. 5). Очевидно, дефицит Nb в *Срх* габбро-норитов Копанского интрузива связан с ранней кристаллизацией титаномагнетита и ильменита, а валовый состав породы отражает их кумулятивное накопление.

Геохимический состав клинопироксенов как индикатор глубин зарождения родоначальных расплавов

При образовании расплавов при частичном плавлении мантийного источника, содержащего гранат, в *Срх*, кристаллизующихся из этих расплавов, наблюдается деплетирование тяжелыми РЗЭ и высокое отношение $(\text{Dy/Yb})_n > 1.4$ [11, 21], а также куполовидный характер спектра распределения в области средних земель. Подобный характер спектра РЗЭ установлен, например, для ранних ядер *Срх* базальтоидов рифта Осло [15], неопротерозойских рифтогенных субщелочных базитов Среднего Урала [11], алеутских базальтоидов [27], для которых доказано формирование родительских расплавов на больших глубинах.

В то же время в *Срх*, происходящих из расплавов, сформировавшихся в условиях безгранатовой фации глубинности, в частности, и для пород Урала [6], наблюдается слабое фракционирование тяжелых РЗЭ, значения $(\text{Dy/Yb})_n < 1.4$ [21].

Модельные расплавы, рассчитанные по *Срх* пикритов КБП в предположении их равновесности, имеют очень близкие значения $(\text{Dy/Yb})_n$ (нормировано к составу примитивной мантии по [25]) для разных генераций и зон *Срх*, мало отличающиеся от значений этого отношения в валовом анализе породы (табл. 5). Так, средние значения $(\text{Dy/Yb})_n$ для модельных расплавов ишлинских субвулканических тел равны: 1.0 (стандартное отклонение 0.08), 1.05 (0.12), 0.95 (0.12) для валового состава соответствующих пород – 1.01; 1.00, 1.10. Средние значения $(\text{Dy/Yb})_n$ для модельных расплавов, равновесных с магнезиальным клинопироксеном скв. 7 – 1.66 (0.15); то же – для железистых ядер и

краев – 1.72 (0.09), при том, что значение $(\text{Dy/Yb})_n$ в валовом анализе этой породы – 1.73. В скв. 1-Кипчак среднее значение $(\text{Dy/Yb})_n$ для модельных расплавов, полученных по ядрам *Срх*, равно 1.37 (0.26), по краевым зонам – 1.30 (0.27), по валовому анализу этой породы – 1.51.

Таким образом, величина $(\text{Dy/Yb})_n$ является стабильной, не зависит от значений $(\text{Nb/La})_n$, значимо не различается для краевых и центральных зон *Срх*, то есть значимо не меняется при контактировании родительского расплава веществом коры и отражает, прежде всего, условия генерации родительского расплава.

Отношение $(\text{Dy/Yb})_n$ в *Срх* пород изученных тел Ишлинско-Шатской зоны близко к хондритовому распределению и составляет 0.9–1.1, что позволяет считать шпинелевые перидотиты источником плавления родительских расплавов этих пород. *Срх* пород II группы (скв. Кипчак, № 7, Копанский интрузив) более интенсивно фракционированы в области тяжелых РЗЭ и имеют высокие отношения $(\text{Dy/Yb})_n$ – 1.3–2.0, что указывает на формирование их родительских расплавов в более глубинных условиях, в области устойчивости граната (гранатсодержащих перидотитов).

ВЫВОДЫ

Датирование Sm-Nd изохронным методом показало, что пикриты, известные в центральной части Башкирского мегантиклинория и ранее относимые к палеозою (“ишлинские пикриты”) имеют мезопротерозойский возраст 1291 ± 67 млн. лет. Полученная оценка возраста в пределах ошибки перекрывается с наиболее молодыми U-Pb датировками цирконов из Губенского гранитного массива (1330 ± 27 млн. лет, [3]), однако несколько моложе прецизионных датировок для долеритов Бакала (1385.3 ± 1.4 млн. лет [16]). Таким образом, формирование мезопротерозойской Камско-Бельской магматической провинции на востоке ВЕП могло происходить в более протяженном возрастном интервале, чем предполагалось ранее [17].

Мезопротерозойские породы пикритового состава востока Восточно-Европейской платформы имеют разный генезис. Наиболее часто высокомагнезиальные породы КБП возникают в результате кристаллизационной дифференциации, при обогащении расплавов базальтового состава (с исходным содержанием MgO 6–9 мас. %) кумулюсными зернами *Ol*, *Opх*, *Срх*. Реже встречаются пикриты, которые являются прямыми производными родительских мантийных расплавов (с исходным содержанием MgO около 20 мас. %).

Изучение характера распределения элементов-примесей в клинопироксенах пикритов показало, что ядра ранних магнезиальных зерен первой генерации кристаллизуются из расплавов, не контакти-

нированных веществом земной коры, ассимиляция расплавом корового материала происходит на поздних стадиях образования клинопироксенов из более дифференцированных расплавов. Расчеты модельных расплавов, равновесных разным зонам зональных зерен и разным генерациям клинопироксенов позволили установить, что в процессе магматической эволюции отношение $(\text{Dy}/\text{Yb})_n$ в расплаве меняется незначительно и, таким образом, величина этого отношения в клинопироксене, главном концентрате несовместимых элементов в породе, отражает значение этого параметра в родоначальном расплаве. На основании степени фракционирования тяжелых РЗЭ в клинопироксене разных пикритов можно говорить о том, что родоначальные расплавы севера Башкирского антиклинория и Волго-Уральской области являются более глубинными и возникали на уровне гранатовых перидотитов, а источник родоначальных расплавов пикритов юга Башкирского антиклинория был менее глубинным, и они возникали при доминирующей роли производных шпинелевых перидотитов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00481.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
2. Веселовская М.М., Иванова З.П., Клевцова А.А. О погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8. С. 37–57.
3. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кузино-Капанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–325.
4. Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Иванов А.В. и др. Удоканское вулканическое поле: строение верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов в позднекайнозойских базальтоидах // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 132–152.
5. Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М., Кузьменкова О.Ф. Мезопротерозойские оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. № 1. С. 53–87.
6. Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала. // Геохимия. 2002. № 3. С. 254–268.
7. Пучков В.Н. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: мат-лы XLIII Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 182–186.
8. Пучков В.Н., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник наук о Земле. 1998. № 1. С. 70–90.
9. Ронкин Ю.Л. U-Pb датирование цирконов вендско-докембрийских комплексов Урала: возможности и ограничения // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия. III Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 113–117.
10. Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В., Лепихина О.П. и др. Кусинский габбровый массив (Южный Урал): геохимические и Sm-Nd изотопные ограничения // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: мат-лы III Росс. конф. по изотопной геохронологии. Т. 2. М.: Геос, 2006. С. 199–203.
11. Сазонова Л.В., Носова А.А., Петрова Л.Г. Неопротерозойские рифтогенные субщелочные базиты Среднего Урала: геохимическая специфика клинопироксена // Геохимия. 2010. № 3. С. 274–294.
12. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.
13. Швецов П.Н., Краев Ю.П., Шумихин Е.А., Ямаев Ф.А. Магматические формации Центрально-Уральского поднятия // Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 23–30.
14. Bickle M.J. The magnesium contents of komatiitic liquids // Komatiites / N.T. Arndt., E.G. Nisbet (Eds.). George Allen and Unwin, London. P. 479–494.
15. Dunworth E.A., Neumann E.R., Rosenbaum J.M. The Skien lavas, OsloRift: petrological disequilibrium and geochemical evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. № 140. P. 701–719.
16. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. 2006. № 5. С. 1–45.
17. Ernst R.E., Wingate M.T., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 159–178.
18. Hart S., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contr. Miner. Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.
19. Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. V. 41. 2000. P. 1467–1470.
20. McKenzie D., O'Nions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1021–1091.
21. Rivalenti G., Vannucci R., Rampone E. Peridotite clinopyroxene chemistry reflects processes rather than

- continental versus oceanic settings // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 139. P. 53–65.
22. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian. Amsterdam.: Elsevier. 2004. V. 3. P. 1–64.
 23. Stimac J., Hickmott D. Trace-Element Partition-Coefficients for Ilmenite, Ortho-Pyroxene and Pyrrhotite in Rhyolite Determined by Micro-Pixe Analysis // *Chemical Geology*. 1994. V. 117(1-4). P. 313–330.
 24. Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 179–192.
 25. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, and M.J. Norry. Geol. Soc. 1989. № 42. P. 313–345.
 26. Thompson R.N., Riches A.V., Antoshechkina P.M. et al. Origin of CFB Magmatism: Multi-tiered Intracrustal Picrite-Rhyolite Magmatic Plumbing at Spitzkoppe, Western Namibia, during Early Cretaceous Etendeka Magmatism // *J. Petrol.* 2007. V. 48. № 1. P. 1–36.
 27. Yogodzinski G.M., Kelemen P.B. Slab melting in the Aleutians: implications of an probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 158. P. 53–65.

Рецензент А.Б. Макеев

Mesoproterozoic picrites of the eastern margin of the East european platform and the Bashkirian meganticlinorium: Petrogenesis and major- and trace-element composition of olivine and clinopyroxene

L. V. Sazonova*, A. A. Nosova**, Yu. O. Larionova**, A. V. Kargin**, S.G. Kovalev***

*Lomonosov Moscow State University

**Institute of geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS

***Institute of Geology, Ufa SC of RAS

Basing on detailed investigation of picrite rocks from eastern margin of the East European platform and from the Bashkirian meganticlinorium (Kama-Belsk magmatic province) several mineralogical and petrographic criteria is proposed to distinguish the picrites formed during fast upward movement of original high-magnesium melts and the picrite cumulates formed at crystallization differentiation of basalt melts. Olivine is the main mineralogic criterion to distinguish these two genetic types of picrite: it is non-equilibrated with the rock composition in the former case and has the liquidus composition in the latter. The age of Ishlya picrites was found (by Sm-Nd method) to be Mesoproterozoic (1291 ± 67 Ma.) instead of Paleozoic as was assumed formerly. The isotope dating confirmed our conclusions about these rocks age made earlier basing on petrological-geochemical correlation. A study of contaminants distribution in picrite clinopyroxenes has shown that their cores of the original magnesia grains are crystallized from the melt without contamination by crust matter. The assimilation of crust matter by melt occurs on later stages of clinopyroxenes formation from more differentiated melts. Model calculation for melts equilibrated with different parts of zonal grains and with different generation of clinopyroxenes has shown that $(\text{Dy}/\text{Yb})_n$ ratio does not change significantly during magma evolution, hence value of this ratio in clinopyroxene which is the main concentrator of incompatible elements of the rock, corresponds to its value in original melt. The degree of heavy rare-earth elements fractioning in clinopyroxene of different picrites allows to state that original melts that formed rocks of the of north of Bashkirian meganticlinorium and those of Volga-Ural region are more deep and were formed at the level of garnet peridotites, whereas a source of original picrite melts in the south of Bashkirian meganticlinorium was less deep. These picrites were formed under domination of spinel peridotites melt products.

Key words: *picrites, olivine, clinopyroxene, Mesoproterozoic, cumulates, crustal contamination, sill, Volga-Ural region, Bashkirian meganticlinorium, crystallization differentiation, basalt melts.*