

ДАЙКИ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД В ГИПЕРБАЗИТАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УЗУНКЫРСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2013 г. Е. П. Макагонов*, И. Е. Архиреев*, Б. В. Беляцкий**

**Институт минералогии УрО РАН
456317, Челябинская область, г. Миасс, Ильменский государственный заповедник
E-mail: mak@mineralogy.ru*

***ВНИИОкеангеология
190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., 1
E-mail: bbelyatsky@mail.ru*

Поступила в редакцию 18.10.2012 г.

Рассмотрена геологическая позиция, химический и минеральный составы даек субщелочных пород, залегающих в северной части гипербазитового Узункырского пояса (Южный Урал). Внутреннее строение большинства даек сложное, свидетельствующее об их неоднократном подновлении. Впервые для данной территории определен возраст нефритонесных монцонит-диоритовых даек на основании данных локального U-Pb изотопного анализа цирконов и Sm-Nd и Rb-Sr изотопного анализа породообразующих минералов. Полученные результаты свидетельствуют о многоэтапном формировании дайкового пояса с общим изменением состава: монцонит-кварцевый монцонит-монцодиорит-сиенит. Присутствие ксеногенных цирконов с возрастом 449 ± 13 млн. лет, заимствованных из ассимилированных пород, подтверждает участие образований верхнего ордовика в геологическом строении изученной территории. Субвулканические тела, комагматичные эффузивам баймак-бурибаевской толщи, сформировались здесь 402 ± 7.7 млн. лет назад. Главный этап формирования даек субщелочных пород приходится на ранний карбон (350.0–331.5 млн. лет), т. е. на время формирования западной континентальной дуговой структуры глубокого заложения, контролирующей размещение монцодиорит-гранитных массивов в северо-западной части Магнитогорской зоны. В пермский период (277 млн. лет) ранее образованные дайки были частично разгнейсованы и разбиты на фрагменты, а породы претерпели интенсивный метасоматоз. Магматизм в районе исследования завершился формированием жильных тел плагиогранитов.

Ключевые слова: *Узункырский гипербазитовый пояс, субщелочные дайки, нефрит, ультрамафиты, Южный Урал.*

ВВЕДЕНИЕ

Дайки и мелкие тела интрузивных пород играют существенную роль в локализации полезных ископаемых Магнитогорской мегазоны. В последнее время малые интрузивные тела пород субщелочного состава, распространенные в пределах Узункырского гипербазитового пояса, привлекли внимание, в связи с открытием коренных проявлений нефрита в западной пригородной части территории г. Миасс [1, 11]. Наиболее крупные тела нефритов, соизмеримые с Восточно-Саянскими и содержащие высококачественные сорта, залегают на контактах даек с гипербазитовыми породами. Кроме того, к подобным дайковым образованиям в гипербазитовых поясах Магнитогорского синклиория приурочены месторождения золота, талька и полиметаллов [14].

В литературе надежных данных по возрасту дайковых комплексов Миасского района нет. Особенно проблематичен возраст дайковой серии, приуроченной к гипербазитовым поясам, содержащим включения пород от верхнего ордовика до перми. В практике геологический возраст даек принимался

условно: либо по пересечению фаунистически охарактеризованных пород, либо по возрасту магматических комплексов сопредельных районов, состав которых сходен с комплексами описываемой площади. Породы, имеющие структуру, подобную субвулканическим образованиям, традиционно коррелировались с вулканами, в которых они залегают или прорывают рядом расположенные осадочные и магматические комплексы. Применение последнего критерия неоднозначно, так как геологическое строение исследуемой площади характеризуется сложным блоковым строением, совмещением фрагментов разновозрастных стратонтов и фациальной изменчивостью, что значительно затрудняет сопоставление разрезов и свит.

Выделение стратиграфических подразделений в Миасском районе основывалось на разрезах южнее рассматриваемой площади: по линии пос. Вознесенка–пос. Поляковка и южнее. Возраст пород на описываемой площади неоднократно пересматривался. При геологическом доизучении данной территории в масштабе 1 : 200 000 в 2000–2004 гг.

В.И. Петровым с коллегами (программа ГДП-200, “Челябинскгеосъемка”)[15], возраст даек среднего состава был определен как среднедевонский, а даек кислого состава – как ниже- среднекарбонный.

В последнее десятилетие стратиграфия Магнитогорской мегазоны приведена в соответствие с Международной стратиграфической шкалой [12]. Это дает возможность уточнить геологическую историю формирования северной части мегазоны, место и время формирования магматических комплексов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальное геологическое картирование северной части территории Магнитогорской мегазоны систематически проводится сотрудниками Института минералогии УрО РАН (ИМин УрО РАН), преподавателями и студентами геологического факультета Южно-Уральского Государственного Университета при прохождении учебных и производственных практик.

Определение радиологического возраста проведено в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II, по ранее описанной методике [29]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, при диаметре кратера 15–8 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [26]. Измеренные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн. лет [25]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся в настоящей статье на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений дискордий с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [27].

Измерения Sm-Nd и Rb-Sr возрастов проводились методом изотопного разбавления на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON (Thermo) в статическом режиме регистрации ионных токов изотопов измеряемых элементов. Для учета приборного масс-фракционирования при измерении изотопного состава неодима использовалось значение $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и экспоненциальный закон. Величина измеренного изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ международного стандарта $J_{\text{Nd}}-1$ в течение аналитической сессии соответствовала 0.512106 ± 0.000003 . Погрешности соответствующих изотопных отношений рассчитаны при 95 % уровне значимости. Изотопный состав стронция международного стандарта NIST 987 в процессе измерений составил $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710218 \pm 0.000014$.

Оптические исследования пород проводились на микроскопе Olympus BX51 в ИМ УрО РАН. Химический состав пород определен классическим методом силикатного анализа (Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального сырья, ИМин УрО РАН, аналитики Т.Ф. Семенова, М.Н. Маляренко, М.С. Свиренко). Химический состав минералов определен на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, аналитик В.А. Котляров (ИМин УрО РАН).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ДАЕК

Узункырский пояс расположен вдоль западной границы Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны, у ее северного выклинивания. В общих чертах пояс ограничен Колюшинским (с запада) и Шартымским (с востока) разломами, но в северной части его породы выходят за пределы последнего. Так, в районе г. Миасс граница проводится по Березовскому разлому (рис. 1). Вся северная часть Западно-Магнитогорской зоны состоит из пластин гипербазитов, часто меланжированных, с глыбовыми и крупноблоковыми включениями пород ордовикского и силурийского возрастов. Гипербазиты обрамляют крупные вытянутые блоки осадочных и вулканогенных пород девонского возраста и разделены относительно выдержанными полосами кремнистых пород мукасовской свиты и флишовой зилаирской толщи. Зона осложняется мульдообразными и грабенообразными впадинами, заполненными осадочными породами нижнего и среднего карбона.

В районе миасских нефритовых проявлений Узункырский пояс разделяется на две ветви, обрамляя Моховогорский моноклиальный блок. Западная ветвь пояса примыкает по тектоническому контакту к породам зилаирской свиты. Северная часть восточной ветви отделяется Миасским разломом от пород Ильменогорского комплекса, а южнее по Шартымскому разлому граничит с Шартымским грабеном, заполненным карбонными известняками кизильской толщи (рис. 1).

В строении осадочно-вулканогенного Моховогорского блока можно выделить две пластины. Западная – нижняя пластина сложена лавами и лавобрекчиями базальтового, андезитового, дацитового и риолитового составов, перемежающимися с вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми аргиллитами, гравелитами и конгломератами, с линзами известняков и отдельными прослоями яшм и яшмовидных гематитизированных кремнистых туффитов. Восточная – верхняя пластина сложена вулканитами среднего состава, крупнообломочными туфами; выше – лавобрекчиями и лавами базальтового и андезибазальтового составов. Граница между пласти-

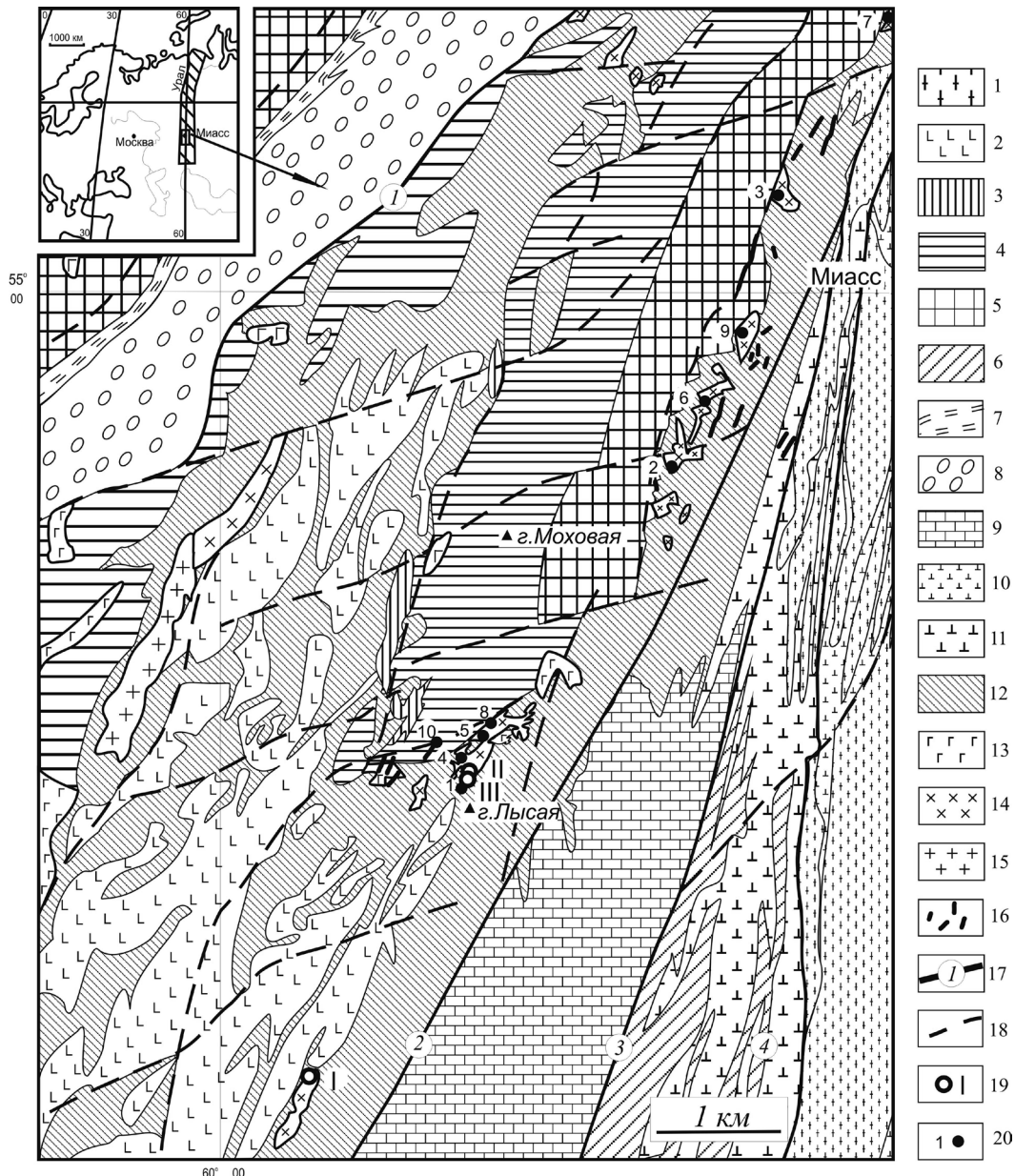


Рис. 1. Схема геологического строения Миасского района (составлена на основе геологической карты В.В. Бабкина и др. в масштабе 1 : 500 000, 1982 г., с изменениями).

1 – метаморфические породы Ильменогорского комплекса. 2–9 – осадочные и вулканогенные образования: 2 – базальты натриевые афировые, сланцы глинисто-кремнистые поляковской толщи ($O_{1-2}pl$); 3 – полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты, мраморизованные известняки, аналоги ильтебановской свиты (D_{1il}); 4 – базальты афировые, мелкопорфировые, андезибазальты, андезиты, дациты, плагиориолиты, их туфы, туффиты, туфоалевролиты, кремнистые сланцы, яшмы, аналоги баймак-бурибаевской свиты (D_{1bb}); 5 – базальты, андезибазальты, туфоалевролиты, ирендыкская свита (D_2ir); 6 – метабазальты, метатифы, метапесчаники вулканомиктовые, сланцы серицит-хлорит-карбонатные, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-амфиболовые, прослои мраморизованных известняков, амурская толща ($D_{2-3}am$); 7 – сланцы кремнистые, кремнисто-глинистые, туффиты, туфоалевролиты, мукасовская свита (D_3mv); 8 – гравелиты, песчаники, алевролиты кремнисто-глинистые, зилайская свита (D_3-C_1zl); 9 – известняки, сланцы кремнисто-глинистые, песчаники, кизильская свита ($C_{1-2}k$). 10–16 – интрузивные образования: 10 – метаморфизованные ультрамафиты и габброиды, антигориновые серпентиниты, оливин-антигориновые, оливин-тальковые, энстатит-тальково-антофиллитовые, тремолитовые породы, талькиты, Каганский комплекс; 11 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, Куликовский комплекс; 12 – дуниты, гарцбургиты верлиты, клинопироксениты, габбро и продукты их метасоматоза, Сакмарский комплекс (Узункырский габбро-дунит-гарцбургитовый пояс); 13 – габбро; 14 – монзонит-порфириды, диорит-порфирит, кварцевые диориты, сиениты; 15 – граниты; 16 – мелкие жильные тела субщелочного и кислого составов. 17–18 – разрывные нарушения: 17 – главные разломы (1 – Колущинский, 2 – Шартымский, 3 – Миасский, 4 – Бикилярский); 18 – второстепенные разломы. 19 – места отбора проб на изотопные исследования (I – Пекинская дайка, II – Факультетская дайка, III – перидотиты у южного контакта Факультетской дайки). 20 – места отбора проб на химический анализ.

нами (с юга на север) проходит через гору Моховую, севернее – по руслу речки Черной.

Непосредственный контакт между пластинами наблюдается на горе Моховой. Западный склон этой горы сложен латит-трахитами, плагиодацитами и дацитами. На контакте пластин залегает горизонт эруптивных брекчий из обломков кислых и субщелочных вулканитов в цементе основного состава, содержащего обломки кристаллов кварца и полевого шпата.

Южная часть Моховогорского блока срезается диагональными разломами, выделяющими небольшой Лысовогорский блок (северо-западнее горы Лысой). В восточной части Лысовогорского блока, на контакте с восточной пластиной гипербазитов и габбро Узункырского пояса, наблюдается прослой эруптивных брекчий, сменяющийся к западу вулкано-терригенно-кремнистой толщей с прослоями песчаников и конгломератов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риолитов, субщелочных эффузивов латит-трахитового и плагиодацит-дацитового составов, туфолов, дайками диабазов. Химические составы эффузивных пород южной части Моховогорского блока приведены в табл. 1.

На геологической карте В.И. Петрова и др. [15] толщи Моховогорского блока обозначены объединенными карамалыташской и улутауской свитами. С.Г. Самыгиным и др. [21] отложения Моховогорского блока, на основе сходства петрографического состава, отнесены к аналогам баймак-бурибаевской свиты. Представление С.Г. Самыгина, по-видимому, более правдоподобно. Среди меланжированных эффузивно-осадочных пород и серпентинитов западной части Лысовогорского блока залегают фрагменты известняков в которых В.Н. Пазухиным вы-

делен комплекс конодонтов, характерный для нижней части эмского яруса: *Belodella* cf. *triangularis* (Stauf), *Polygnathus perbonus* (Phil), *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult. Севернее, в подобных отложениях, откартированы клиновидные блоки с криноидными известняками, содержащими комплекс конодонтов, распространенный в пражском ярусе нижнего девона. В настоящее время в Вознесенско-Присакмарской зоне к этому возрастному интервалу относится ильтебановская толща, а в Западно-Магнитогорской зоне ее аналог – мазовская свита [12].

Учитывая сходства строения, состава и возраста можно предполагать, что нижняя пластина Моховогорского блока соответствует аналогам ильтебановской и вышезалегающей, баймак-бурибаевской свит. Верхняя часть разреза надстраивается, возможно, отложениями ирендыкской свиты. Соответственно, можно также ожидать, что часть даек в Узункырском поясе генетически связана с вулканогенными комплексами этих стратиграфических подразделений.

Поздние дайковые комплексы представлены породами среднего, субщелочного и кислого составов. Наиболее насыщена дайками восточная ветвь Узункырского пояса от уровня станции Миасс-II к пос. Осьмушка и, далее, к пос. Поляковка.

Видимая мощность даек среднего состава в северной части Узункырского пояса 5–60 м, простирается северо-восточное. Детальное прослеживание их границ маршрутами, а в пределах участков нефритовых проявлений – канавами и скважинами, показало, что дайки разбиты дислокациями на отдельные угловатые фрагменты, смещенные по тектоническим нарушениям. Простирается гра-

Таблица 1. Химический состав эффузивных пород южной части Моховогорского блока (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.76	51.20	53.24	57.4	58.10	60.4	61.4	64.6	68.89	70.04	69.78	70.39
TiO ₂	0.52	0.62	0.59	0.74	0.74	0.58	0.62	0.36	0.22	0.27	0.26	0.32
Al ₂ O ₃	18.50	17.03	14.14	11	16.63	13.55	13.21	14.21	13.74	14.22	13.86	14.26
Fe ₂ O ₃	1.59	2.42	1.94	1.38	2.79	0.55	0.92	1.65	0.98	0.68	1.33	1.40
FeO	5.9	6.83	7.69	6.67	4.03	5.64	5.3	3.6	2.87	2.23	1.72	2.07
MnO	0.10	0.15	0.1	0.47	0.09	0.27	0.29	0.12	0.08	0.04	0.08	0.05
MgO	5.93	6.30	4.23	6.65	3.86	3.37	2.26	4.44	1.77	1.67	1.32	2.77
CaO	9.70	7.96	7.11	8.32	7.99	7.21	6.8	2.7	5.54	4.41	2.16	2.57
Na ₂ O	2.44	3.28	4.06	4.63	3.00	5.01	5.84	5.74	2.78	3.6	3.12	3.36
K ₂ O	0.48	0.22	0.12	1.06	0.78	2.13	2.82	0.09	1.30	0.70	4.24	1.11
H ₂ O ⁻	0	0	0	<0.10	0	<0.10	0.1	0.12	0	0	0	0
п.п.п.	3.8	3.55	6.32	1.36	2.54	0.12	10.5	1.94	2.25	1.80	1.96	1.86
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.10	0.2	0.18	0.15	0.1	0.13	0.05	0.05	0.03	0.01
сумма	99.82	99.60	99.71	99.84	99.73	99.54	0.15	99.65	100.48	99.72	99.86	100.16

Примечание: 1 – плагиобазальт с диабазовой структурой, 2 – базальт афировый, 3 – андезибазальт микропорфиритовый, 4 – магнезиальный андезит афировый, 5 – ксенобрекчия магнезиального андезита, 6 – субщелочной эффузив латит-трахитового состава, 7 – расланцованный эффузив латит-трахитового состава, 8 – туфолава плагиодацит-дацитов, 9 – плагиодацит-дацит, 10 – плагиодацит, 11–12 – риодациты. №№ 1–3, 5, 9, 10 – 12 – по данным В. В. Бабкина [2]; 4, 6–8 – данные авторов (анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья, ИМин УрО РАН, г. Миасс; аналитики Т.В. Семенова, М.Н. Маляренко).

Таблица 2. Химический состав пород из даек северной части Узункырского пояса (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53.6	56.5	56.5	56.9	57.0	58.2	60.3	61.2	62.5	70.5
TiO ₂	0.19	0.39	0.28	0.34	0.37	0.37	0.28	0.37	0.27	0.24
Al ₂ O ₃	15.53	18.43	17.58	17.44	17.48	18.38	17.08	15.63	17.05	16.25
Fe ₂ O ₃	1.07	1.66	0.8	1.36	2.64	1.6	0.68	1.79	2.44	0.81
FeO	8.72	4.7	5.36	4.36	5.4	4.32	4.11	5.44	2.52	0.98
MnO	0.17	0.18	0.08	0.15	0.14	0.05	0.18	0.14	0.03	0.16
MgO	4.22	2.65	2.54	2.6	4.55	3.03	2.65	4	3.75	0.68
CaO	9.17	6.62	7.69	6.77	1.73	4.7	5.54	2.39	5.34	0.86
Na ₂ O	4.02	6.4	6.7	4.94	5.27	6.52	6.68	4.85	0.66	5.12
K ₂ O	2.05	0.26	0.78	2.94	0.88	0.24	0.2	0.12	1.1	2.1
H ₂ O ⁻	<0.10	0.18	0.16	0.4	0.2	0.26	<0.10	0.2	0.2	0.22
п.п.п.	1.12	1.94	0.88	1.34	3.62	2.26	1.46	3.1	3.36	2.04
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.19	0.2	0.46	0.17	0.2	0.41	0.18	0.13
сумма	100	100.07	99.56	99.74	99.69	100.14	99.37	99.61	99.43	100.11

Примечание: 1 – монцонит, 2–4 – монцодиорит, 5–7 – кварцевый монцонит, 8–9 – кварцевый диорит, 10 – плагиогранит. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья, ИМин УрО РАН, г. Миасс; аналитики Т.В. Семенова, М.Н. Маляренко.

ниц фрагментов обычно параллельно основным направлениям разрывных нарушений Миасского района. Вдоль контактов нередко располагаются цепочки нефритовых тел. В относительно ненарушенных контактах наблюдаются корочки закалывания, выделяющиеся черным цветом, со структурой от тонкозернистой до афанитовой. Местами в эндоконтактах даек отмечаются угловатые отщепы закаленных ультраосновных пород. По мере удаления от контактов, обломки становятся менее угловатыми.

Внутреннее строение большинства фрагментов сложное, свидетельствующее об их неоднократном подновлении. В таких фрагментах структура пород изменяется по простирацию и падению от порфиroidной до относительно равномернозернистой. Изменяется количество и соотношение главных породообразующих минералов: плагиоклазов, калиевого полевого шпата, амфиболов, пироксенов, биотита и кварца. Переходы между разновидностями пород чаще постепенные, реже наблюдаются пересечения жил и брекчиевидные текстуры. Отмечаются участки контаминации с сериальнопорфиroidной структурой, теньевыми контурами переплавленного материала и шлирами пород основного состава. Все породы в той или иной степени претерпели метасоматические изменения.

Разновидности с низким содержанием порфиroidных выделений приобретают облик субвулканических пород. Матрикс этих пород представлен тонкозернистым агрегатом реликтовых и новообразованных минералов (альбита, вторичных амфиболов и пироксенов, хлорита, эпидота, пренита, тонкошуйчатого мусковита, гранатов кальциевого ряда). Судя по текстурно-структурным особенностям, в пределах фрагментов совмещены гипабиссальные и субвулканические фации.

По химическому составу чаще всего породы даек относятся к средним породам субщелочно-

го ряда: монцодиоритам и кварцевым монцонитам (табл. 2, № 2–7). Дайка с северной стороны вершины горы Лысой (1 км на юг от горы Моховой) с мелкозернистой структурой имеет монцонитовый состав (табл. 2, № 1). Меньшая часть даек имеет состав кварцевых диоритов (№ 8–9) и сиенитов. В периферических частях гипербазитовых тел и во вмещающих эффузивно-осадочных породах отмечаются поздние дайки плагиогранит-порфиroidов (№ 10).

В минеральном составе пород преобладают плагиоклазы. Обычно плагиоклаз замещен зональным агрегатом, состоящим из серицита, альбита, цоизита и гроссуляра. По оптическим характеристикам в реликтовых порфиroidовидных зернах состав плагиоклазов изменяется от андезина (№ 35) до альбита. В основной массе распространен альбит. Микроклин встречается в виде ксеноморфных зерен. Кристаллы первичного амфибола призматические, размером до 5–6 мм, реже до 2 см; представлены следующими разновидностями: магнезиогагстинсит и калиймагнезиогагстинсит, ферримagneзиогорнблендит, ферриферрогорнблендит и ферричермакит (табл. 3, № 1–5). Вторичные амфиболы в виде длиннопризматических кристаллов, игл и зернистых агрегатов имеют состав актинолита, реже – ферроактинолита.

Вкрапленники пироксена призматической формы, полностью изменены. По нему развивается хлорит, лейкоксен, карбонат и актинолит. В виде включений в амфиболах отмечаются реликты первичного авгита и диопсида. В монцонитовой дайке на г. Лысой обнаружен гиперстен. Также широко распространены вторичные пироксены. Их состав отвечает ряду диопсид–салит–Fe-салит–геденбергит (табл. 3, № 10–14). Помимо пироксенов распространены вторичные минералы: клинохлор, мусковит, эпидот, клиноцоизит, пренит, кальцит, гроссуляр, андрадит и меланит (табл. 3, № 8–9, 15–19). Из

Таблица 3. Состав минералов субщелочных пород из даек в Узункырском поясе (мас. %)

№ п/п	Лаб. номер	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	18408п	Магнезиогастингсит	41.75	0.47	13.12	19.12	0.37	9.20	11.90	1.28	1.38	98.59
2	18408j	Калиймагнезиогастингсит	40.11	0.54	14.31	20.50	0.34	8.21	11.54	1.41	1.43	98.39
3	18408р	Ферричермакит	39.97	0.36	13.43	22.86	0.64	7.03	11.34	0.98	1.27	98.81
4	1914а	Ферримагнезиогорнблендит	47.13	0.93	8.09	14.96	0.52	13.99	11.03	1.68	0.24	98.57
5	18397f	Ферриферрогорнблендит	43.39	1.13	8.01	22.68	0.91	8.38	11.48	1.11	0.95	98.04
6	18408k	Актинолит	56.61	н/о	1.40	7.29	0.08	19.87	13.05	0.26	0.12	98.68
7	18405b	Ферроактинолит	52.29	—"	1.45	20.65	0.40	10.23	12.81	0.59	0.15	98.57
8	18399b	Мусковит	48.34	—"	34.23	0.73	0.01	0.61	0.13	0.62	10.83	95.50
9	18393g	Хлорит	29.18	0.67	16.06	31.66	0.63	11.57	0.31	н/о	0.29	90.37
10	18397k	Геденбергит	47.70	н/о	0.81	26.32	0.88	2.39	21.59	0.24	н/о	99.93
11	18398a	Ферросалит	49.57	—	0.98	20.45	0.49	5.80	22.43	0.21	—"	99.93
12	18398g	Феррогиперстен	47.89	0.20	1.13	33.90	0.67	14.10	1.92	н/о	—"	99.81
13	18405г	Авгит	52.31	0.01	1.61	22.07	0.52	9.76	12.39	0.33	0.16	99.16
14	1917р	Диопсид	53.75	н/о	2.06	2.81	н/о	19.29	21.56	0.32	н/о	99.79
15	18388w'	Эпидот	38.07	—"	22.06	14.31	0.22	н/о	23.42	н/о	—"	98.08
16	18388w'	Клиноцоизит	39.79	—"	27.72	7.11	0.09	0.32	23.12	—"	—"	98.15
17	18388г	Алланит	33.57	0.42	18.99	11.98	0.56	0.44	14.19	—"	—"	96.98*
18	18398s	Андрадит	34.74	6.96	5.73	14.34	н/о	0.74	33.30	—"	—"	99.37*
19	18404b	Пренит	44.82	н/о	25.99	0.43	н/о	0.65	26.26	—"	—"	98.15

Примечание: * – сумма с учетом содержания следующих элементов (мас. %): № 17 – La₂O₃ – 4.46%, Ce₂O₃ – 9.94%, Nd₂O₃ – 1.82%, ThO₂ – 0.61%; № 18 – V₂O₅ – 3.56%. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья, ИМин УрО РАН, г. Миасс; аналитик В.А. Котляров.

аксессуарий наиболее распространен апатит, сравнительно часто встречаются алланит и титанит. Кроме того, отмечаются циркон, ильменит, магнетит и пирит, единичные зерна пентландита, борнита, халькопирита, галенита, сфалерита и ковеллина.

По химическому и минеральному составу дайки близки к эффузивным породам, приведенным в табл. 1 (№ 6–11).

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Для определения возраста даек на нефритовом проявлении “Пекинское” и месторождении “Факультетское” были отобраны пробы из кварцевых монзонит-порфириров, в контактах которых залегают крупные тела нефрита. Дайка на проявлении “Пекинское” находится юго-западнее г. Миасс в 4.7 км на юг от горы Моховая (рис. 2а); прослеживается по оси крутого хребта северо-восточного простирания на 650 м. Коренные выходы редки. Видимая мощность 30–60 м. Вмещающие породы – серпентинизированные гарцбургиты, содержащие включения базальтов и кремнистых сланцев поляковской толщи. В северной части хребта заканчивается крутым спуском. По развалам можно предположить крутое залегание дайки. Это подтверждается и выработками, заложенными на спуске с восточной стороны дайки, где вскрыты субвертикальные контакты рассланцованных нефритов с выветрелыми сиенитоподобными породами. Северный контакт дайки по широтной ложбинке перекрыт

дорогой Уфа–Челябинск. С ее северной стороны в метагипербазитах залегают блоки пород, подобные наблюдаемым в дайке и смещенные относительно ее оси на 60 и более метров к западу. Западный контакт резкий, тектонический. По этому контакту в северной части дайки прослеживаются маломощные будины нефрита. В 250 м от северного края на юг, с восточной стороны, в дайку внедряется блок гипербазитов. В вершине блока породы раздроблены и нефритизированы. В южной части хребта с западной стороны в шурфах вскрыт контакт рассланцованных серпентинитов с полнокристаллическими амфиболовыми сиенитами.

Выяснение внутреннего строения затруднено из-за слабой обнаженности, а так же из-за неоднородности пород, близких текстурно-структурных характеристик и минерального состава. В большинстве случаев переходы между разновидностями постепенные, иногда отмечаются признаки ассимиляции. Тем не менее, можно выделить две фазы пород, участвующих в образовании дайки.

Порода ранней фазы массивная, структура сериально-порфировидная. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая до микрогранитовой. По минеральному составу порода соответствует кварцевому монзонит-порфиру. Содержание вкрапленников изменяется от 25 до 50%, достигая в участках контаминации 75%. Вкрапленники представлены полевым шпатом, амфиболом, кварцем, биотитом. Основная масса состоит из тех же минералов с явным преобладанием плагиоклаза. Акцессорные минералы: апатит, циркон, титанит, ал-

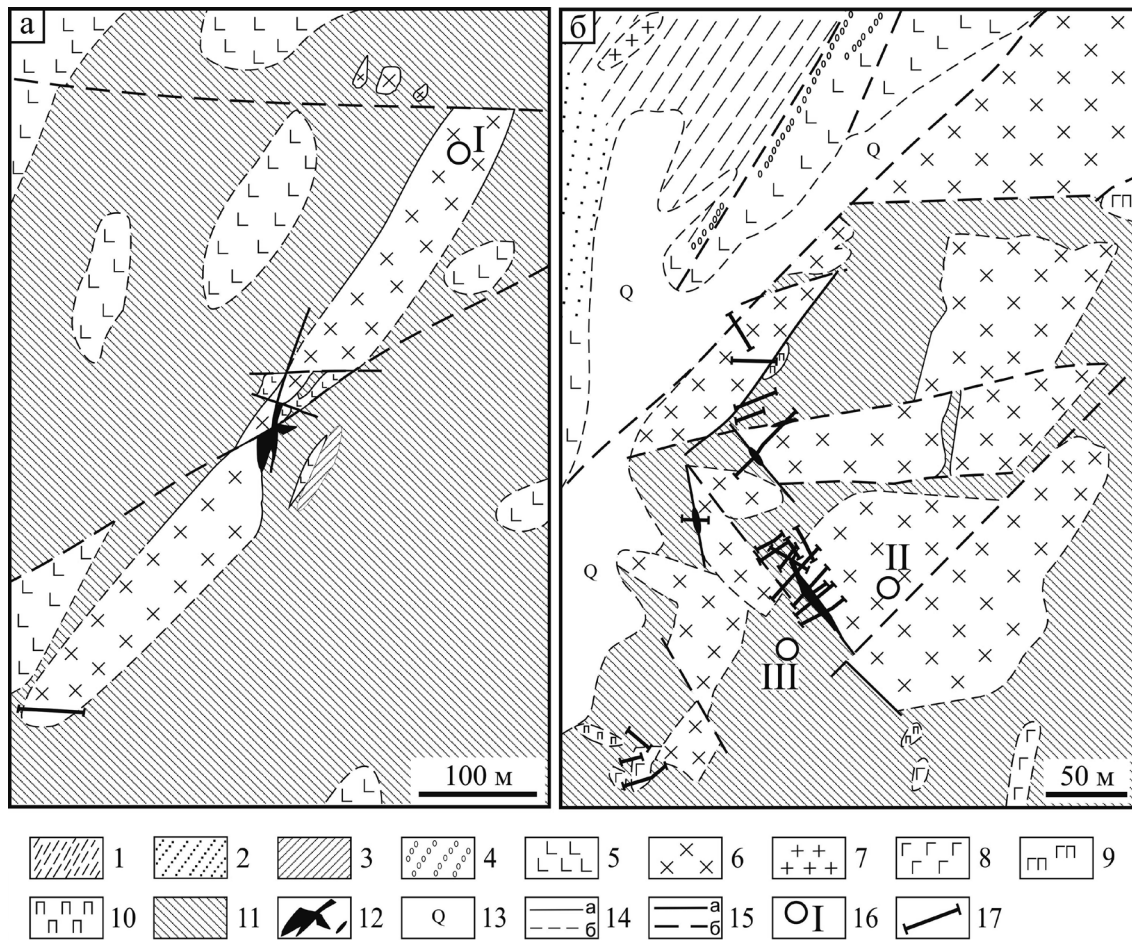


Рис. 2. Схема геологического строения участков Пекинский (а) и Факультетский (б).

1 – глинисто-хлорит-кварцевые сланцы; 2 – песчаники; 3 – кремнистые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – андезибазальты, базальты; 6 – монцит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, сиениты; 7 – граниты; 8 – габбро; 9 – габбро-пироксениты; 10 – пироксениты; 11 – гарцбургиты серпентинизированные; 12 – нефрит; 13 – четвертичные отложения; 14 – геологические границы: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 15 – разрывные нарушения: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 16 – места отбора проб на изотопные исследования (I – Пекинская дайка, II – Факультетская дайка, III – перидотиты у южного контакта Факультетской дайки); 17 – разведочные каналы.

ланит. Вторичные минералы: эпидот, клиноцоизит, хлорит, пренит, мусковит.

Плагноклаз составляет 70–80% вкрапленников и представлен альбит-олигоклазом. Размер вкрапленников от 5 до долей миллиметра. Кристаллы призматической и таблитчатой формы часто сдвойникованы по различным законам. Нередки гломеропорфировые срастания. Индивиды зональные. Зональность подчеркивается распределением продуктов изменения: центральные части замещены сосюритом, периферия – серицитом. Микроклин нерешетчатый, ксеноморфен по отношению к плагноклазу, пелитизирован.

Амфибол образует призматические кристаллы черного цвета длиной до 3 мм, составляющие 15–20% от состава вкрапленников, снижаясь местами до 5%. По составу амфибол преимущественно близок чермакитовой роговой обманке. В шлифах минерал зеленый, с плеохроизмом: по Ng – зеленый, Nm –

болотно-зеленый, Np – светлый желтовато-зеленый; прямая схема абсорбции $Ng > Nm \gg Np$; двусонный, положительный, $ng - np$ до 0.026, угол cNg до 16° . Часто хлоритизирован и тремолитизирован.

Кварц в виде изометричных зерен с четкими границами размером до 1 мм, составляет от 0 до 5% вкрапленников, в отдельных случаях – до 10%. Биотит редок, образует индивиды в виде чешуек. Обычно плеохроирует: по Ng – зеленый, по Np – светло-зеленый. Пренит образует прожилковидные и пятнистые выделения лучистого строения. Эпидот и клиноцоизит наблюдаются в виде тонкозернистых агрегатов и отдельных зерен.

Поздняя фаза представлена мелкозернистыми кварцевыми монцитдиорит-порфирами. Породы этой фазы отличаются от ранней фазы желтоватыми оттенками, более равномерно зернистые и лейкократовые. Обычно переходы между породами разных фаз постепенные, но местами устанавлива-

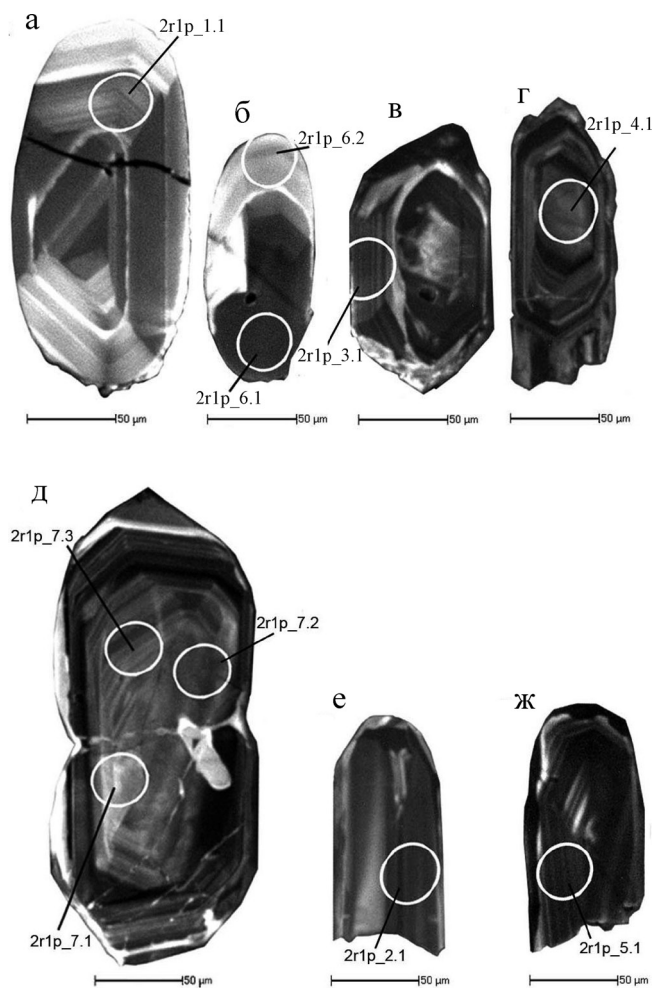


Рис. 3. Морфологические особенности цирконов из нефритонесущей дайки монцитит-порфиров Пекинского проявления (Южный Урал).

ются жилообразные, штокообразные и прожилково-видные обособления пород второй фазы.

В северной части дайки отмечаются участки кварцевых монцитит-порфиров, содержащих большое количество оплавленных и угловатых ксенолитов более меланократовой порфировидной полевошпат-амфиболовой породы. Размер обломков от 1 до 25 см. Идиоморфные призматические кристаллы амфибола составляют от 40 до 80% породы. У части обломков была переплавлена лейкократовая составляющая и новообразованные гибридные породы оказались обогащены крупными кристаллами амфибола. Размер кристаллов по длинной оси достигает 2 см.

Из протолок породы пекинской дайки стандартными методами обработки и обогащения было выделено 7 зерен циркона. Результаты локального (SIMS SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) изотопного U-Pb анализа цирконов приведены в табл. 4.

По морфологическим признакам можно условно выделить три группы цирконов. Цирконы I – эллипсоидальной формы, светло-желтые с четко

выраженной зональностью и секториальностью (рис. 3а, б). Внутренние зоны более темные. Зерна размером 70–120 мкм по длинной оси, с минимальными концентрациями урана и тория: 52–124 и 25–82 г/т, соответственно. Отношение Th/U варьирует незначительно – 0.50–0.68. Морфологические свойства циркона I позволяют отнести его к первично магматическим, но прошедшим осадочный цикл, ксеногенным реликтовым зернам, захваченным из вмещающих осадочных пород.

Цирконы II имеют характерный магматогенный облик. Кристаллы призматического габитуса (коэффициент удлинения 2–3), буроватые, зональные (рис. 3в, г). Секториальность проявлена слабее, чем у цирконов I группы. Размер зерен 75–110 мкм по длинной оси. Внутренние зоны обогащены ураном (1312 г/т) и торием (440 г/т), тогда как во внешних зонах содержание U падает почти в 3 раза, Th – в 6.5 раза, а Th/U отношение варьирует от 0.18 до 0.35.

Цирконы III образуют хорошо ограненные кристаллы призматического облика, буроватые, зональные и секториальные с большим количеством включений (рис. 3д, ж). Среднее содержание урана сопоставимо с его содержанием во внешних зонах цирконов II, а Th/U типично для магматогенного циркона 0.4–1.1.

U-Pb изотопный возраст I типа цирконов составил 449 ± 13 млн. лет (СКВО = 0.016, вероятность конкордантности (P) = 0.9) и соответствует границе ордовика и силура – времени формирования верхов эффузивно-осадочной базальтовой поляковской толщи [5] и низов осадочной углисто-кремнистой сакмарской свиты (рис. 4).

Возраст кристаллизации циркона II соответствует 402 ± 7.7 млн. лет (СКВО = 0.084, P = 0.77) и совпадает с возрастом диоритов Нуралинского массива.

Возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) цирконов III изменяется от 350.0 до 331.5 млн. лет и в среднем составляет 339.9 ± 4.7 млн. лет (СКВО = 0.25, P = 0.62). Для центральных частей кристалла циркона (рис. 3д), определен возраст 350–343.6 млн. лет (среднее – 346.8 ± 5.1). Для внешних зон этого кристалла и отдельных зерен получен возраст 335.6–331.5 млн. лет (среднее – 334.0 ± 5.5).

Вторая проба была отобрана из дайки месторождения “Факультетское” (в 1 км на юг от горы Моховая) (рис. 1). Дайка залегает преимущественно в серпентинизированных перидотитах и расположена в нескольких метрах от разлома, проходящего по западной границе восточной ветви Узункырско-го пояса. Породы дайки прослеживаются в северо-восточном направлении на 500 м, субпараллельно разлому. Смещение по разлому и оперяющим нарушениям привело к разблокированию фронтальной части гипербазитовой пластины и залегающей в ней дайки. Наибольшее тектоническое смещение от-

Таблица 4. Результаты локального (SIMS SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) изотопного уран-свинцового анализа цирконов из дайки монцонит-порфиринов (проявление Пекинское, Южный Урал)

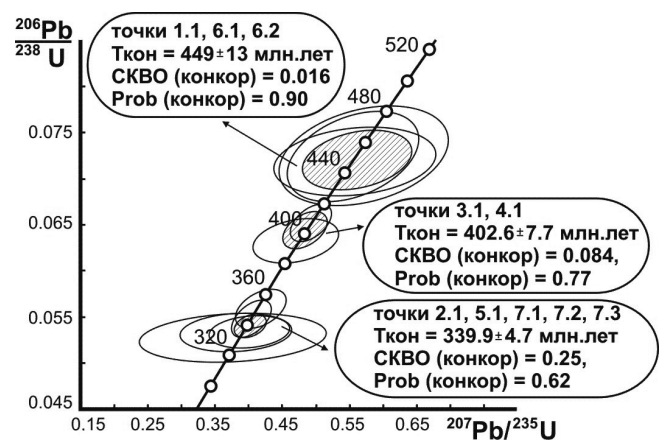
Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн. лет (1)		D, %	Изотопные отношения (1)			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$, $\pm$ егг согг %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, $\pm$ егг согг %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, $\pm$ егг согг %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $\pm$ егг согг %
2r1p_1.1	0.00	62	31	3.89	0.51	451 ± 12	416 ± 160	-8	13.8 ± 2.7	0.0551 ± 7.2	0.55 ± 7.7	0.0725 ± 2.7
2r1p_2.1	0.66	509	526	23.5	1.07	335 ± 5.1	276 ± 200	-18	18.75 ± 1.6	0.0518 ± 8.8	0.381 ± 9	0.05334 ± 1.6
2r1p_3.1	0.29	445	79	24.3	0.18	395.6 ± 5.9	360 ± 120	-9	15.8 ± 1.5	0.0537 ± 5.2	0.469 ± 5.5	0.06329 ± 1.5
2r1p_4.1	0.18	1312	440	73.7	0.35	407.8 ± 5	395 ± 49	-3	15.31 ± 1.3	0.0546 ± 2.2	0.491 ± 2.5	0.0653 ± 1.3
2r1p_5.1	0.81	825	397	38.2	0.50	335.6 ± 4.7	393 ± 130	17	18.71 ± 1.4	0.0545 ± 5.9	0.402 ± 6.1	0.05344 ± 1.4
2r1p_6.1	0.80	124	82	7.72	0.68	447.3 ± 9.4	464 ± 90	4	13.91 ± 2.2	0.0563 ± 8.6	0.558 ± 8.8	0.0719 ± 2.2
2r1p_6.2	0.00	52	25	3.23	0.50	451 ± 13	518 ± 170	15	13.79 ± 3	0.0577 ± 7.9	0.577 ± 8.4	0.0725 ± 3
2r1p_7.1	0.00	611	405	28.8	0.69	343.6 ± 4.9	356 ± 61	4	18.26 ± 1.5	0.0537 ± 2.7	0.405 ± 3.1	0.05475 ± 1.5
2r1p_7.2	1.53	224	92	10.3	0.42	331.5 ± 6.8	277 ± 340	-16	18.94 ± 2.1	0.0518 ± 15	0.377 ± 15	0.0528 ± 2.1
2r1p_7.3	0.00	464	226	22.3	0.50	350.7 ± 5.2	379 ± 76	8	17.89 ± 1.5	0.0542 ± 3.4	0.418 ± 3.7	0.05591 ± 1.5

Примечание. Ошибки анализов приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb^* указывают долю обычного и радиогенного свинца, соответственно. Ошибка калибровки стандарта (91500) соответствует 0.54% (не включена в табличные погрешности анализа). (1) – вклад нерадиогенного свинца учтен с использованием измеренной величины ^{204}Pb ; егг согг – коэффициент корреляции ошибок уран-свинцовых отношений; D, % – дискордантность в процентах, вычислена согласно формуле: $D = 100 \cdot (1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{возраст}} / (^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{возраст}})$.

дельных блоков наблюдается в южной части, в месте пересечения разломов северо-восточного и субширотного простирания. Здесь, среди фрагментов дайки наблюдаются “окна” интенсивно трещиноватых вмещающих метабазитовых пород (рис. 26). Породы по контактам фрагментов дайки рассланцованы, с зеркалами скольжения. Только в средней части с восточной стороны на контакте, вскрытом канавой, наблюдается корочка закалки гипербазитов, выделяющаяся черным цветом и тонкозернистой структурой.

Контакты блоков южной части тела сопровождаются зонами нефритизации. Здесь располагается основное нефритовое тело месторождения “Факультетское”. Мощность нефритового тела на поверхности достигает 5 м, длина 50 м. На глубине 5 м нефритовое тело выклинивается, и породы дайки контактируют непосредственно с рассланцованными и раздробленными серпентинитами.

Внутреннее строение дайки неоднородное, устанавливаются две главные фазы. Породы первой фазы составляют до 90%. По химическому составу породы относятся к кварцевому монцонит-порфиру и монцодиорит-порфиру, реже, – к кварцевому диорит-порфиру и гранодиориту (табл. 5, № 1–8). Переходы между разновидностями пород постепенные. В свежем изломе породы светлосерые. Текстура массивная, структура сериальнопорфировидная, участками мелкозернистая. Планпараллельное расположение чешуек биотита придает породам гнейсовидный облик. Основная масса в порфировых разностях микроаллотриоморфнозернистая до микрогранитовой. Первичный минеральный состав: плагиоклаз, амфибол, калиевый полевой шпат, биотит и кварц. Акцессорные минералы: апатит, алланит, титанит и циркон. Вторичные минералы: тремолит, актинолит, клинох-

**Рис. 4.** U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из монцонит-порфиринов Пекинского проявления.

лор, мусковит, пренит, эпидот, карбонат. Вкрапленники составляют до 30% породы. Из них 50–75% приходится на полевые шпаты, 10–20% – амфибол, 1–5% – хлоритизированный биотит, до 5% – кварц. Крупные индивиды породообразующих минералов идиоморфны. Степень идиоморфизма минералов уменьшается по мере уменьшения величины зерен.

Вкрапленники плагиоклаза таблитчатого облика, сосюритизированы и альбитизированы. Размеры индивидов от 3.0 до 0.2 мм. По углу симметричного погасания в альбитовых двойниках реликтовых зерен состав плагиоклаза андезин-олигоклазовый. Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные выделения. Первичный амфибол представлен ферричермакитом с высоким содержанием щелочей, образует длиннопризматические кристаллы черного цвета длиной до 3 мм. Под микроскопом – зе-

Таблица 5. Химический анализ кварцевых монцонит-порфиринов (1–8) и сиенита (9) из дайки Факультетская, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57.7	58.1	58.4	58.5	58.5	58.6	59.0	59.1	59.8
TiO ₂	0.3	0.31	0.28	0.32	0.28	0.32	0.27	0.28	0.29
Al ₂ O ₃	17.38	17.44	17.45	18.12	17.67	18.21	17.66	17.21	16.26
Fe ₂ O ₃	1.2	0.93	3.63	1.21	3	1.61	1.57	2.46	1.58
FeO	4.83	4.74	2.16	4.77	2.96	4.04	4.12	3.43	3.93
MnO	0.15	0.15	0.16	0.11	0.14	0.16	0.15	0.15	0.13
MgO	3.29	2.75	2.48	2.7	2.64	2.71	2.63	2.92	2.74
CaO	5.57	6.99	2.89	3.82	3.06	3.6	2.97	3.68	4.85
Na ₂ O	5.92	5.80	5.19	5.51	5.94	4.82	5.57	5.32	5.02
K ₂ O	2.05	1.88	2.97	2.79	3.08	3.00	3.02	2.75	4.18
H ₂ O ⁻	<0.10	<0.10	0.74	0.14	0.4	<0.10	0.2	0.36	0.12
п.п.п.	0.88	0.76	2.66	1.54	1.92	1.94	2.00	1.54	0.54
P ₂ O ₅	0.36	0.05	0.34	0.35	0.35	0.36	0.34	0.28	0.34
сумма	99.61	99.94	99.39	99.86	99.9	99.39	99.52	99.46	99.8

Примечание. 1 – скв.2; 2 – скв. 4, 3, 5; 9 – канава 4; 4 – Факультетский участок; 6,7,8 – канава 2. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья, ИМин УрО РАН, г. Миасс; аналитики: Т.В. Семенова, М.Н. Маляренко.

Таблица 6. Sm-Nd изотопный состав валовой пробы и минеральных фракций дайки монцонит-порфиринов (месторождение Факультетское, Южный Урал)

Минеральная фракция	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ, %	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ, abs
вт (валовая проба)	3.123	16.55	0.11406	0.3	0.512779	0.000005
<i>K-fsp</i> (калишпат)	0.722	3.977	0.10974	0.3	0.512770	0.000007
<i>bt</i> (биотит)	2.668	10.76	0.14990	0.3	0.512864	0.000004
<i>plag</i> (плагиоклаз)	0.358	2.172	0.09975	0.3	0.512743	0.000006
<i>amf</i> (амфибол)	5.254	18.06	0.17579	0.3	0.512911	0.000004
<i>ap</i> (апатит)	35.73	161.6	0.13366	0.3	0.512822	0.000004

лений, плеохроичный: по Ng – зеленый с голубым оттенком, Nm – зеленый, Np – светлый желто-зеленый; прямая схема абсорбции: Ng >> Nm > Np; ng–np – до 0.016. Удлинение положительное, угол cNg до 21°, 2V ≈ 55°. С периферии ферричермакит обрастает и замещается актинолитом, плеохроирующим в более светлых тонах. Биотит образует псевдогексагональные чешуйки и таблицы, большей частью хлоритизированные. Содержание 1–5%. Плеохроизм биотита: по Ng – коричневый, по Nm – светло-коричневый, по Np – светло-желтый; прямая схема абсорбции: Ng > Nm >> Np. Наблюдается повышенное содержание ксеноморфных зерен кварца в мелкозернистых разностях.

Наибольшие метасоматические изменения наблюдаются в контактах дайки с нефритами. Здесь, непосредственно в эндоконтактах, породы приобретают зеленый цвет и состоят из эпидота, клиноцоизита и актинолит-тремолита.

Состав пород второй фазы отвечает сиениту. Эти породы слагают жиллообразные участки мощностью от нескольких сантиметров до 1.5 м с нечеткими границами. Порода массивная, структура от мелкозернистой до сериально-порфировой. Отличаются от пород первой фазы желтоватым оттенком, лейкократовостью и повышенной крепостью. Набор минералов идентичен породам первой фазы, но содер-

жание темноцветных минералов заметно ниже.

Для анализа отбирались относительно однородные и наименее измененные породы, преимущественно из канав и скважины. Выделить акцессорный циркон не удалось, поэтому для определения возраста использовались Rb-Sr и Sm-Nd изохронные методы по валовой пробе и породообразующим мономинеральным фракциям. Содержания редких элементов в изученных минералах варьирует в широких пределах (г/г): Sm – от 0.7 до 35.7, Nd – от 2.2 до 161.6, Rb – от 2 до 127 и Sr – от 25 до 1488 (табл. 6), что приводит к значительным вариациям отношений элементов Rb/Sr и Sm/Nd и позволяет с достаточной точностью определить угол наклона соответствующих линейных трендов в изохронных координатах и вычислить изохронный возраст.

Возраст, определенный Sm-Nd изохронным методом по 6 аналитическим точкам, соответствует 339.0 ± 24 млн. лет (при СКВО = 0.6), а первичный изотопный состав неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512526 ± 0.000021 или в единицах ϵ_{Nd} : +6.3 (рис. 5а). Поскольку изохрона определена по основным первичным породообразующим минералам, то полученный возраст может рассматриваться как возраст окончательной кристаллизации магматитов этой дайки при ее внедрении. Это свидетельствует об этапе синхронного формирования факультетской

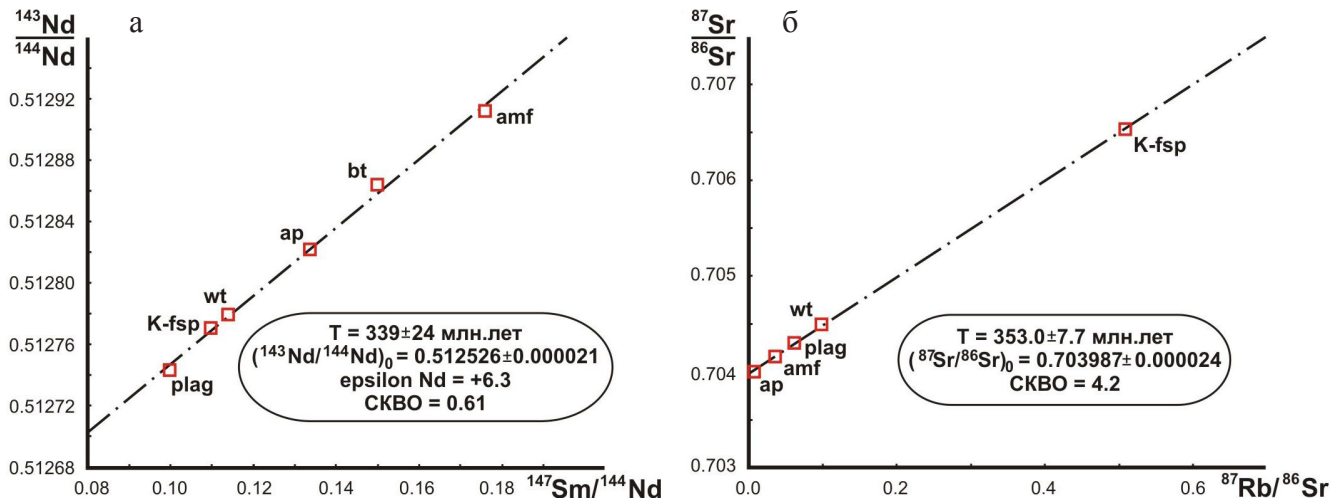


Рис. 5. Изохронные диаграммы для валовых проб и минеральных фракций дайки монцонит-порфиритов месторождения Факультетского.

а – Sm–Nd изохрона, б – Rb–Sr изохрона.

Таблица 7. Rb–Sr изотопный состав валовой пробы и минеральных фракций дайки монцонит-порфиритов (месторождение Факультетское, Южный Урал)

Минеральная фракция	[Rb], г/т	2σ, %	[Sr], г/т	2σ, %	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2σ, %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ, %	2σ, abs.
wt (валовая проба)	32.58	0.39	958.7	0.28	0.09830	0.50	0.704497	0.0013	0.000009
K-fsp (калишпат)	124.0	0.59	701.5	0.21	0.51126	0.64	0.706553	0.0014	0.000010
bt (биотит)	9.488	0.36	24.39	0.08	1.12564	0.39	0.708540	0.0048	0.000034
plag (плагноклаз)	31.24	0.38	1488	0.36	0.06074	0.54	0.704294	0.0012	0.000008
amf (амфибол)	2.221	0.40	181.7	0.09	0.03536	0.43	0.704159	0.0018	0.000013
ap (апатит)	3.256	0.47	1284	0.25	0.00733	0.54	0.704008	0.0034	0.000024

дайки и пекинской, расположенной южнее.

График в изохронных координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ построен по валовой пробе и 4 минеральным фракциям без учета положения фракции биотита (рис. 5б). Rb–Sr возраст дайки составил 353.0 ± 7.7 млн. лет при CKBO = 4.2 и первичном изотопном составе $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.703987 \pm 0.000024$. Полученная датировка совпадает в пределах погрешности как с Sm–Nd изохронным возрастом этой пробы, так и с возрастом внутренних зон циркона III из пекинской дайки. Первичный изотопный состав дайки кварцевых монцонит-порфиритов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$: 0.7040 и ϵ_{Nd} : +6.3 указывает на преимущественно мантийный источник вещества субщелочных даек.

Если рассмотреть изотопный состав биотита, то Rb–Sr изотопный возраст значительно омолаживается при его учете: двухточечная изохрона (валовая проба–биотит) соответствует 276.6 ± 2.6 млн. лет. Для изученного биотита характерны малые содержания Rb (обычными для биотита являются десятки и сотни г/т) и относительно высокие Sr, что приводит к пониженным величинам отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 7). Изменение изотопного состава биотита (как $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, так и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) частично можно связать с его хлоритизацией, но весьма вероятно, что биотит образовался позднее, чем основные

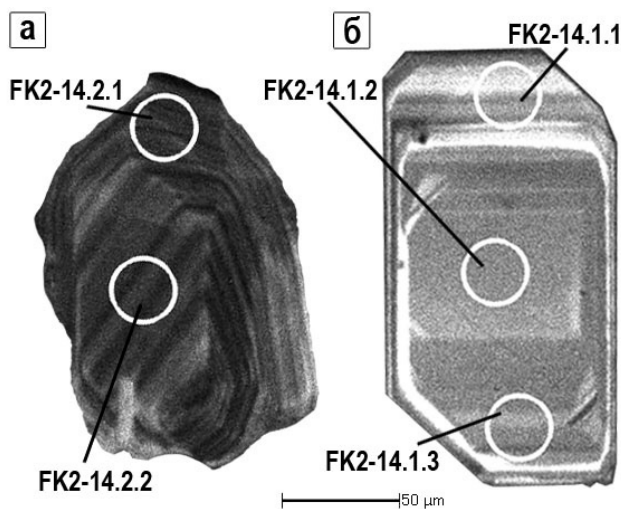
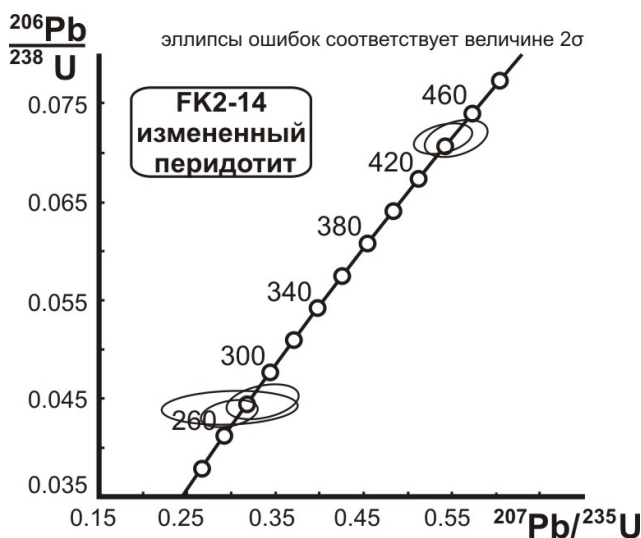
породообразующие минералы. Распределение слюды в породах отличается от других минералов. Дополнительным свидетельством позднего образования биотита также может служить обнаружение его срастаний с хлоритом в псевдоморфозах по пироксену из родингитизированных габбро-пегматитов этого же участка. В этих породах пироксен, с составом, промежуточным между бронзитом и гиперстеном (№ 69–70), замещается агрегатом диопсида, сафита, магнетита, хлорита с биотитом и более поздним андрадитом.

Третья проба для определения изотопного U–Pb возраста по цирконам была выделена из серпентинизированных перидотитов, в трех метрах от южной границы главного нефритового тела, залегающего на контакте метагипербазитов и кварцевых монцонит-порфиритов факультетской дайки (рис. 2б). Выделено два типа циркона. Первый тип представлен буроватыми зернами с корродированной поверхностью (рис. 6а). На срезах отчетливо проявлены зональность и секториальность. Цирконы содержат повышенные количества тория и урана (398.5 и 725.0 г/т, соответственно), с отношением Th/U = 0.57 (табл. 8, № 4–5). Морфологические признаки циркона I позволяют отнести его к ксеногенным реликтовым зернам, захваченным из вме-

Таблица 8. Результаты локального (SIMS SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) изотопного уран-свинцового анализа цирконов из перидотитов (месторождение Факультетское, Южный Урал)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/г			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн. лет (1)	Изотопные отношения (1)			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$, ± err corr %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$, ± err corr %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$, ± err corr %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$, ± err corr %
1.3	0.00	228	89	8.51	0.40	274.4 ± 3.6	23.00 ± 1.4	0.0498 ± 4.3	0.298 ± 4.5	0.04349 ± 1.4
1.2	0.97	239	103	9.15	0.45	278.2 ± 4.3	22.67 ± 1.6	0.049 ± 10	0.298 ± 11	0.0441 ± 1.6
1.1	0.00	189	89	7.26	0.48	281.8 ± 4.4	22.38 ± 1.6	0.0544 ± 4.6	0.335 ± 4.9	0.04469 ± 1.6
2.2	0.15	719	369	44.2	0.53	444.9 ± 3.8	14.00 ± 0.89	0.0548 ± 2.3	0.54 ± 2.5	0.07145 ± 0.89
2.1	0.19	731	428	45	0.60	445.1 ± 4.7	13.99 ± 1.1	0.0562 ± 2.4	0.554 ± 2.6	0.07148 ± 1.1

Примечание. Ошибки анализов приведены на уровне 1σ; Pb_c и Pb* указывают долю обычного и радиогенного свинца, соответственно. Ошибка калибровки стандарта (91500) соответствует 0.46% (не включена в табличные погрешности анализа). (1) вклад нерадиогенного свинца учтен, используя измеренную величину ^{204}Pb . err corr – коэффициент корреляции ошибок уран-свинцовых отношений.

**Рис. 6.** Морфологические особенности цирконов из перидотитов Факультетского месторождения (Южный Урал).**Рис. 7.** U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из перидотитов месторождения Факультетское.

щающих осадочных пород.

Второй тип цирконов представлен светлыми зернами с четкой кристаллографической огранкой (рис. 6б). Содержание Th и U значительно меньше, по сравнению с цирконами первого типа, меньше и отношение Th/U (в среднем: Th – 219 г/г, U – 94, Th/U – 0.44, табл. 8, № 1–3).

При датировании цирконов из этой пробы локальным U-Pb методом (SHRIMP II) были получены две группы изотопных возрастов. Для цирконов первого типа возраст составил в среднем 445.0 ± 5.9 млн. лет (СКВО = 0.13) и в пределах точности измерений совпадает с возрастом циркона I из монзонит-порфиров пекинской дайки (рис. 7), также совпадает и отношение Th/U. Учитывая нахождение этих перидотитов в зоне сдвиговых деформаций, предполагается поступление этих цирконов в перидотиты при поздних тектонических перемещениях.

Для второго типа цирконов из серпентинизированных перидотитов получено среднее значение изотопного возраста 278.1 ± 4.7 млн. лет (СКВО = 0.078). Его происхождение связывается с растворением ранее образованных цирконов под воздействием метаморфизирующих флюидов и кристаллизацией новых цирконов из растворов, активизированных во время пермской коллизии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гипербазиты района исследований рассматриваются многими авторами как реликты зоны ордовикского спрединга [16]. Вместе с ордовикско-девонскими породами гипербазиты представляют собой систему тектонических надвигов, которая по особенностям строения соответствует аккреционной призме [3, 19]. Верхнедевонские-нижнекарбоновые отложения мукасовской и зилаирской толщ фиксируют время относительного затишья тектонической деятельности и начальный этап коллизии. Современный облик обусловлен наложением на ранее сформированную структуру поздних пермско-триа-

совых коллизионных процессов.

Возраста, подобные полученным датировкам даек Узункырского пояса (350–331 млн. лет), известны для интрузивных образований в Вознесенско-Присакмарской зоне. К ним относятся габброиды и гранодиориты Сыростанского массива. Возраст, определенный методом Кобера в цирконах из габброидов, составляет 333 ± 5 млн. лет, а для цирконов из прорывающих их гранитов – 327 ± 2 млн. лет. В некоторых цирконах обнаружены древние ядра с возрастом 1816 ± 27 млн. лет [13, 28]. Ar-Ag возраст по биотиту из гранитоидов Сыростанского массива соответствует 304 ± 6 млн. лет [4].

Близкие возраста определены и для Магнитогорского интрузивного комплекса. Так, например, возраст габбро соответствует 352 ± 4 и 338 ± 6 ; габбро-диоритов – 340 ± 12 ; граносиенитов – 339 ± 8 (U-Pb циркон LAICP-MS, Университет Гранады, Испания), а метасоматитов – 337 ± 4 млн. лет (U-Pb SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [23]. Rb-Sr изохронные датировки (габбро, монцодиорит, граносиенит, аплит) для Магнитогорского интрузива составили 330 ± 10 млн. лет; для Мосовского интрузива – 336 ± 17 млн. лет, а Sm-Nd изохронные датировки – (габбро, плагиоклаз, пироксен) 336 ± 64 млн. лет и 325 ± 64 млн. лет, тогда как для Куйбасовского интрузива – 328 ± 13 млн. лет. По данным масс-спектрометрического анализа изотопного состава Sm-Nd для Магнитогорского и Куйбасовского массивов для пород в целом и минеральных фракций возраст составляет 337 ± 23 и 339 ± 25 млн. лет [18].

В Западно-Магнитогорской зоне выделен ниже-среднепермский Балбукский граносиенит-гранитовый гипабиссальный комплекс [20]. С восточной стороны Узункырского пояса в Сысертско-Ильменогорской зоне также известно несколько возрастных датировок циркона. Для Ильменогорского миаскитового массива классическим U-Pb методом определен возраст $434 \pm 15/10$ млн. лет – время кристаллизации миаскитов. Второе возрастное значение $239 \pm 40/45$ млн. лет связано с метаморфизмом миаскитов [6]. Для амфиболовых миаскитов при исследовании цирконов на микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) определен возраст 417.3 ± 5.2 млн. лет [9]. Возраст (383 ± 14 млн. лет) этих пород рассматривается как время раннего этапа преобразования цирконов, а 279 ± 10 млн. лет – как преобразование циркона при постколлизионном сдвиге и участии высокотемпературных щелочно-карбонатных флюидов (растворов). Подобные возрастные значения были получены и для цирконов в малиньитах (сандыитах): 419 ± 5 млн. лет и 278 ± 7 млн. лет [7].

В цирконах из амфиболитов ильменогорской толщи Сысертско-Ильменогорской зоны были получены следующие значения возрастов. Для I генерации установлен возраст 643 ± 46 млн. лет – время кристаллизации циркона при метаморфизме ам-

фиболитовой фации; для II генерации циркона – 332 ± 15 и 330 ± 6 млн. лет – перекристаллизация цирконов, обусловленная ранним диафорезом; для III генерации – 249 ± 3 млн. лет, этап нового образования цирконов, связанный с пермской коллизией. Последний этап сопоставляется с наиболее молодыми интрузивными образованиями – амазонитовыми пегматитами [8].

Ультрамафиты Узункырского пояса относят к Сакмарскому двухфазному габбро-дунит-гарцбургитовому комплексу (O_2s) [10, 15]. В составе первой фазы принимают участие дуниты, гарцбургиты, а в составе второй фазы – верлиты, клинопироксениты и габбро. Среднеордовикский возраст комплекса определялся постоянством ассоциаций гипербазитов с ниже-среднеордовикской поляковой толщей. Впервые определенный нами радиологический возраст части цирконов из гарцбургитов и древних дайковых образований, в интервале от среднего ордовика до силура, подтверждает тектоно-термальную активизацию на данной территории в ордовикское время. На сопредельном восточном участке в гнейсово-мигматитовом Ильмено-Вишневогорском комплексе события этого периода ознаменовались формированием миаскитовых массивов.

Изотопные датировки в пределах 390–410 млн. лет широко распространены для пород зоны Главного Уральского разлома и характеризуют стадию рифтогенного магматизма, сопровождавшуюся выведением ультрамафитов на коровый уровень [22]. Для рассматриваемого региона этот период связывается с островодужным развитием Урала. Присутствие цирконов с возрастом 402 ± 7.7 млн. лет очевидно связано с ассимиляцией пород девонского возраста. Возможна генетическая связь с вулканами баймак-бурибаевской свиты: в кластолавах плагиодацитов юго-западной части Лысовогорского блока отмечаются те же минеральные ассоциации, что и в рассматриваемых дайках. Характерно присутствие кристаллов магнезиогастингсита с включениями диопсида и авгита. Помимо близкого химического и минерального состава, возраст самой свиты подтверждается тесной ассоциацией пород с пражскими и эмскими известняками.

Интервал возрастных значений узункырских даек 350.0–331.5 млн. лет (турне-визе) совпадает с возрастными интрузивов из Магнитогорского пояса, где формирование габбровых серий также сменяется образованием субщелочных и щелочных магматитов [17]. В этот же интервал попадают датировки гранитоидов Сыростанского массива, который прорывает известняки нижекарбонового времени [24]. Магматизм этого времени на Урале относится к коллизионному. Дайки расположены на восточном фланге континентальной дуговой структуры глубокого заложения, проходящей через Сыростанский массив монцодиорит-гранитной фор-

мации [23]. Параллельно с магматизмом в Западно-Магнитогорской зоне повышается тектоническая активность в Ильменогорской зоне, происходит перекристаллизация цирконов в амфиболитах ильменогорской толщи [8].

Возраста, соответствующие раннепермской эпохе, вероятно, связаны с этапом гиперколлизии. В это время в восточном борту Ильменогорской зоны формируется вторая полоса континентальной дуговой структуры глубокого заложения с массивами монцодиорит-гранитной формации [23]. На фронте этой дуги были активизированы процессы, связанные с флюидно-гидротермальной деятельностью.

ВЫВОДЫ

Состав даек субщелочного состава, располагающихся в северной части Узункырского пояса, эволюционировал во времени от монцодитового до сиенитового. Полученные возрастные датировки хорошо коррелируют с известными на территории Южного Урала в фанерозое геологическими событиями. Ксеногенные цирконы указывают на участие вернеордовикских образований в геологическом строении данной территории. Наличие цирконов раннего девона связано с ассимилированными субвулканическими породами среднего и основного составов. Время образования этих цирконов совпадает с возникновением зоны субдукции и формированием над ней Магнитогорской островной дуги [16]. Данный этап магматизма связывается с субвулканическими образованиями баймак-бурибаевской свиты.

Главный этап формирования даек субщелочных пород приходится на ранний карбон (турне-визе) – времени формирования западной континентальной дуговой структуры глубокого заложения, контролирующей размещение монцодиорит-гранитных массивов в северо-западной части Магнитогорской зоны. В этот этап происходило наложение новых жильных образований на предыдущие с контаминацией их материала.

В пермский период ранее образованные дайки были разбиты на фрагменты и частично разгнейсованы. Породы претерпели интенсивный метасоматоз, в том числе, интенсивное преобразование циркона под воздействием высокотемпературных щелочно-карбонатных флюидов (растворов). Магматизм завершился формированием жильных тел плагиогранитов.

Авторы благодарят В.В. Масленникова (ИМин УрО РАН) за помощь в выполнении данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архиреев И.Е., Масленников В.В., Макагонов Е.П., Кабанова Л.Я.* Южно-Уральская нефритовая провинция // *Геология и разведка*, 2011. № 3. С. 17–22.
2. *Бабкин В.В., Левит А.Н., Бобков М.Ф. и др.* Отчет Восточно-Уральского геологосъемочного отряда о результатах группового геологического изучения масштаба 1 : 50 000 Миасской площади. Челябинск: Челябинская геологоразведочная экспедиция, 1982.
3. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 2006. 429 с.
4. *Иванов К.С.* Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого-Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов // *Проблемы петрогенезиса и рудообразования: тез. докл. науч. конф. “Чтения А.Н. Заварицкого”*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 75–78.
5. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.* Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // *Ежегодник-1988*. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 12–13.
6. *Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б. и др.* Типология и U-Pb систематика цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // *Петрология*. 1993. Т. 1, № 5. С. 536–549.
7. *Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. и др.* Цирконология малиньитов Ильменских гор (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2010. Т. 434, № 2. С. 228–231.
8. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А.* Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // *Докл. АН*, 2000. Т. 372, № 1. С. 89–94.
9. *Краснобаев А.А., Русин С.В., Бушарина С.В. и др.* Цирконология амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2010. Т. 430, № 2. С. 227–231.
10. *Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации*. 2-е изд. / ред. Ю.Р. Беккер. 1 : 200 000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 160 с.
11. *Масленников В.В., Макагонов Е.П., Кабанова Л.Я. и др.* Нефриты зоны Главного Уральского разлома // *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 157–162.
12. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 208 с.
13. *Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др.* Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // *Проблемы петрогенезиса и рудообразования: тез. докл. науч. конф. “Чтения А. Н. Заварицкого”* Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 106.
14. *Овчинников Л.Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 412 с.
15. *Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. и др.* Отчет о результатах работ по объекту “Геологическая съемка, геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-VII (новая серия). Миасская площадь”. Челябинск Челябинская геологоразведочная экспедиция, 2004. 709 с.
16. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
17. *Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // *Ежегодник-1988*. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 12–13.

- ловск: ИГиГ УрО АН СССР. 1989. С. 107–109.
18. Ронкин Ю.Л., Семенов И.В., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd изотопные ограничения // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 314–318.
 19. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б. и др. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи ордовика Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 372–394.
 20. Салихов Д.Н. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 96 с.
 21. Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблемы сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
 22. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. U-Pb возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Докл. АН. Т. 321, № 1. 2000. С. 96–100.
 23. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геохимическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 88–120.
 24. Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. Тургорско-Сыроостанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 129–158.
 25. Black L.P., Kamo S.L., Allen S.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb Geochronology. Chem. Geol. 2003. P. 155–170.
 26. Ludwig K.R., SQUID 1.00, User's manual; Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. № 2, 2455. Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA. 2000.
 27. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT 3.02. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. CA USA. 2005. № 4. 74 p.
 28. Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317 (1-1). P. 93–108.
 29. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion Microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds), Reviews Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Subalkaline dikes from the ultramafites in northern part of Uzunkyr belt (Southern Ural)

E. P. Makagonov*, I. E. Archireev*, B. V. Belyatskiy**

* Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS,

** VNIIOkeangeologia

The geological position, chemical and mineral composition of subalkaline dikes from the northern part of the Uzunkyr ultramafic belt (the South Ural) is reviewed. An internal structure of the majority of dikes is complicated testifying to their repeated renewal. The U-Pb age of zircons and Sr-Nd age of rock-forming minerals from nephrite-bearing monzodiorite dikes was determined for the first time in this territory. The results point to several stages of formation of the dike belt from monzonites through quartz-monzonites to monzodiorites. Xenogenic zircons 449 ± 13 Ma old indicate presence of the late Ordovician rock in geological structure of the studied area. Subvolcanic rocks which are comagmatic to the Bimak-Buribai volcanic formation were formed 402 ± 7.7 Ma ago. The majority of subalkaline dikes were formed in the Early Carboniferous (350.0–331.5 Ma), during the formation of the west deepening continental arc structure which controlled the location of monzodiorite-granite intrusions in the north-western part of the Magnitogorsk zone. In Permian (277 Ma), the dikes were partially transformed into gneisses, broken into fragments, and affected by intensive metasomatism. Veined bodies of plagiogranites finished the magmatic stage in the studied area.

Key words: *Uzunkyr ultramafic belt, subalkaline dike, nephrite, ultramafites, the South Ural.*