

УДК 550.4+55 (470.5)

## АВЕРИНСКИЙ ДИОРИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2012 г. Е. В. Лобова\*, В. Н. Смирнов\*, Т. Б. Баянова\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mails: [lobova@igg.uran.ru](mailto:lobova@igg.uran.ru), [smirnov@igg.uran.ru](mailto:smirnov@igg.uran.ru)

\*\*Геологический институт КНЦ РАН

184209, г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14

E-mail: [tamara@geoksc.apatity.ru](mailto:tamara@geoksc.apatity.ru)

Поступила в редакцию 07.06.2011 г.

В статье изложены результаты петрографического, геохимического и изотопно-геохронологического изучения пород диорит-трондъемитовой ассоциации Восточной зоны Среднего Урала. Показано, что описанные образования относятся к низкокалийным разновидностям пород известково-щелочной серии. Сопоставление изученной диорит-трондъемитовой ассоциации с рефтинским габбро-диорит-тоналитовым комплексом, в состав которого она была включена при составлении легенды Среднеуральской серии Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000, выявило существенные различия по петрографическому составу, возрасту и геохимическим особенностям пород. На основании этого предложено выделить изученные породы в качестве самостоятельного петрографического подразделения – аверинского диорит-трондъемитового комплекса.

Ключевые слова: *трондъемиты, Восточная зона Урала, петрография, геохимия, U-Pb-датирование.*

### ВВЕДЕНИЕ

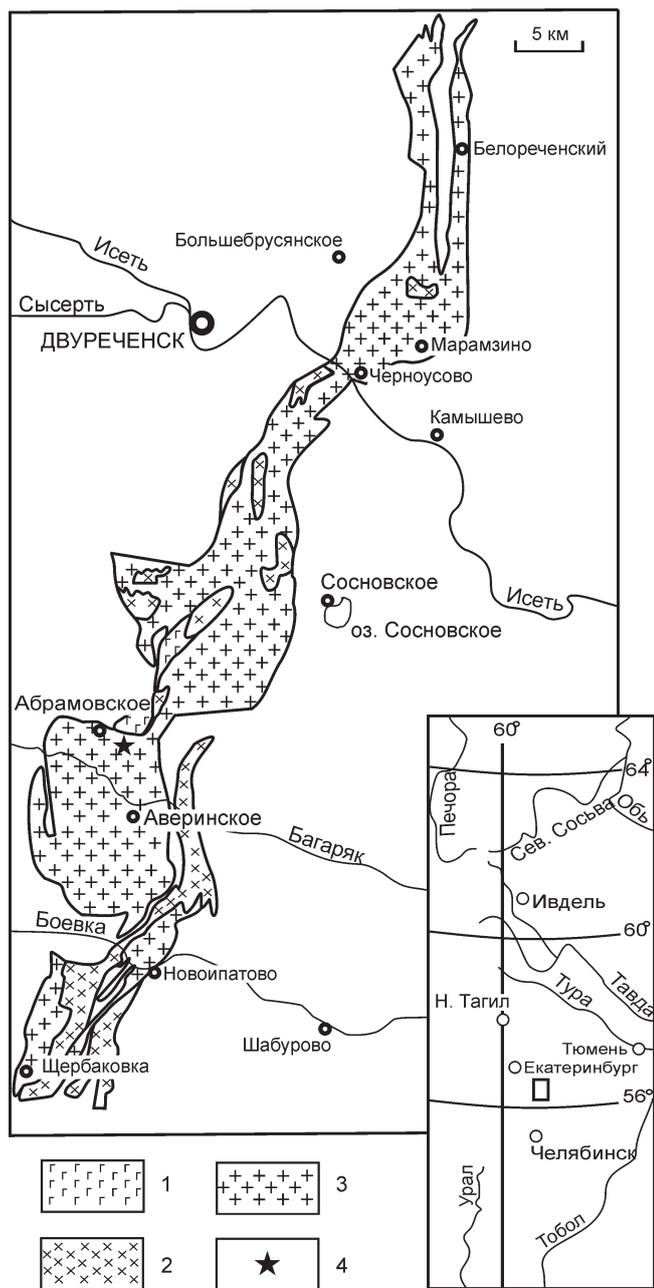
Рассматриваемая в настоящей работе ассоциация плутонических пород впервые была описана почти полвека назад как динамометаморфизованные плагиограниты [7] и плагиогранитная формация [8, 9]. Метаморфизованные породы основного и среднего состава, слагающие блоки и линзы среди плагиоклазовых гранитоидов, трактовались в этих работах как переработанные ксенолиты аподиабазовых зеленых сланцев. Возраст гранитоидов первоначально считался позднедевонско-раннекаменноугольным [7], позднее – среднедевонским [8] и раннедевонским [3, 5]. Современные представления об этих породах в значительной мере сложились на основе результатов региональных геологических исследований, проведенных в 1987–1995 гг. под руководством В.В. Ведерникова. В процессе этих работ была показана специфика химического состава гранитоидов, заключающаяся в повышенном, по сравнению с типичными уральскими плагиогранитами, содержании калия. В породах основного и среднего состава, залегающих среди гранитоидов и метаморфизованных совместно с ними, были обнаружены реликты первичных структур плутонических пород (габбро, диоритов, кварцевых диоритов). На основании этих данных, рассматриваемые образования были выделены в качестве аверинского тоналит-трондъемитового [5] или диорит-трондъемитового [2] комплекса. Одна-

ко, при составлении легенды Среднеуральской серии Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 [12] этот комплекс был исключен, а входящие в его состав породы без какого-либо обоснования отнесены к рефтинскому габбро-плагиогранитовому комплексу, развитому на небольшом удалении к северу от аверинского [10, 13].

В последние годы авторами проведено детальное петрографическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение пород, включавшихся в состав аверинского диорит-трондъемитового комплекса, с использованием результатов новейших методов изучения вещества. Цель настоящей статьи – на основе анализа полученных данных обсудить вопрос, является ли диорит-трондъемитовая ассоциация Восточной зоны Среднего Урала составной частью рефтинского плутонического комплекса или же ее следует выделять в качестве самостоятельного регионального петрографического подразделения.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ДИОРИТ-ТРОНДЪЕМИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Плутонические породы, относимые к аверинскому диорит-трондъемитовому комплексу, протягиваются в виде полосы север-северо-восточного простирания в юго-западной части среднеуральского сегмента Восточной зоны из района с. Щербаковка на юге до пос. Белореченский на севере



**Рис. 1.** Схема распространения пород диорит-трондьемитовой ассоциации (по результатам региональных геологических исследований).

1 – габбро; 2 – диориты, кварцевые диориты; 3 – трондьемиты; 4 – место отбора пробы для изотопного датирования.

(рис. 1). Ширина этой полосы сильно варьирует (от 1 км в местах пережимов до 11 км на участках раздувов), обычно составляя 5–7 км. Контакты аверинского комплекса с породами обрамления, представленными вулканогенными и осадочными толщами различного возраста (от верхнеордовикско-нижнесилурийских до среднедевонских), на всем

протяжении тектонические. Морфология контактов простая, что определяется их тектоническим характером.

В состав рассматриваемой ассоциации входит широкий спектр пород: габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты и трондьемиты, среди которых резко преобладают трондьемиты, слагающие около 90% площади выходов этих образований. Количество тоналитов незначительно (около 1%). На долю диоритов и кварцевых диоритов приходится не более 10%, и габбро составляет менее 1% от всего объема пород. Жильная фация представлена маломощными жилами мелкозернистых лейкократовых трондьемитов.

Расположение пород аверинского комплекса в зоне крупного разрывного нарушения, ограничивающего Восточно-Уральскую зону с запада, обусловило их интенсивный дислокационный метаморфизм. Степень и характер метаморфических изменений заметно варьируют, иногда на относительно небольшом расстоянии. Преобладают глубоко метаморфизованные разновидности – бластомилониты, сланцы и амфиболиты, полностью утратившие структурно-текстурные особенности первичных пород. Значительно меньшим распространением пользуются породы, в которых, несмотря на значительную степень метаморфических преобразований, можно различить реликты первичных структур. В виде исключения встречаются разновидности, полностью сохранившие магматическую структуру, но и в них первичные минералы в значительной мере замещены метаморфическими. Участки таких слабо измененных пород представляют собой линзы или полосы мощностью обычно не более нескольких метров, редко до десятков метров с постепенными переходами к рассланцованым и в разной степени перекристаллизованным разновидностям.

Высокая степень метаморфических преобразований и практически полное отсутствие естественных выходов этих пород на поверхность не позволяют детально изучить характер взаимоотношений разных типов пород. Контакт между петрографическими разновидностями основного и среднего состава в пределах известных обнажений обнаружить не удалось. Небольшие по мощности (первые метры) тела метагаббро и метадиоритов среди интенсивно рассланцованных трондьемитов были вскрыты щебеночным карьером на северо-восточной окраине с. Аверинское. Все наблюдавшиеся контакты трондьемитов с этими телами резкие, без постепенных переходов, что позволяет считать их продуктами кристаллизации разных фаз внедрения магматического расплава. Изучить характер контактового взаимодействия между этими породами (наличие роговиков, зон закалки и т.д.) уже невозможно, все следы приконтактовых явлений полностью уничтожены процессами динамо-

метаморфизма. Достоверно рвущие взаимоотношения наблюдались только в щебеночном карьере в 1.8 км юго-восточнее с. Абрамовское между трондьемитами и маломощной дайкой, сложенной их жильной разновидностью.

Галька бедных калием гранитоидов, аналогичных породами рассматриваемой ассоциации, содержится, по данным М.С. Рапопорта, в конгломератах верхнего эйфеля [6]. Это определяет верхний предел времени образования рассматриваемых пород. Более точно оценить их возраст по геологическим данным не представляется возможным, поскольку рвущих взаимоотношений с породами обрамления нигде не наблюдалось.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Все породы рассматриваемой в настоящей работе диорит-трондьемитовой ассоциации имеют следы метаморфических преобразований. Преобладают высокометаморфизованные разновидности, что не только затрудняет, но зачастую делает невозможным изучение их первичных петрографических особенностей. В связи с этим, приводимая ниже характеристика этих пород дает лишь приблизительное представление о специфике их первичного минерального состава и строения.

Породы основного и среднего состава, имеющие очень ограниченное площадное распространение, практически не обнажены и охарактеризованы по результатам изучения единичных образцов. По имеющимся данным, апогаббровые породы, сложенные амфиболом и разложившимся, местами альбитизированным плагиоклазом, представляют собой массивные либо полосчатые породы темно-зеленого цвета. Судя по немногочисленным сохранившимся реликтам первичной структуры, габбро имело среднезернистую (размер зерен 2.5–3.0 мм) габбродолеритовую, местами близкую к призматическизернистой структуру. Диориты и кварцевые диориты описываемой ассоциации, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки, как правило, имеют сланцеватую текстуру, являющуюся результатом динамометаморфизма пород. Реже встречаются массивные разновидности с реликтами гипидиоморфнозернистой структуры. Размер зерен минералов составляет 2.5–3.0 мм. Породы тоналитового состава представлены только интенсивно рассланцованными разновидностями, полностью утратившими первичные структурно-текстурные и минералогические особенности.

Преобладающие в составе описываемой ассоциации породы трондьемитового состава также представлены, главным образом, интенсивно перекристаллизованными и рассланцованными разновидностями – апогранитами, сланцами и бластомилонитами. Кристаллические сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма трондьемитов, пред-

ставляют собой сланцеватые породы с лепидогранобластовой, часто гетеробластовой или порфиробластовой микроструктурой. Бластомилониты имеют типичную порфинокластическую бластомилонитовую структуру, которая характеризуется присутствием деформированных зерен плагиоклаза и кварца первичного трондьеMITA (порфинокластов), погруженных в более мелкозернистый перекристаллизованный мезостазис. Субпараллельно ориентированные элементы структуры мезостазиса огибают порфинокластические зерна. Наряду с порфинокластами в бластомилонитах часто присутствуют более крупные, по сравнению с зернами мезостазиса, идиоморфные новообразованные зерна граната, не имеющие в отличие от порфинокластов, признаков дробления и деформаций (рис. 2а).

Наименее измененные образцы трондьеMITA отличаются массивным сложением, но их магматическая структура также претерпела сильные изменения. Первичные зерна биотита и мусковита полностью замещены агрегатом чешуй меньшего размера, значительная часть зерен плагиоклаза и кварца подверглась грануляции и бластезу, что обусловило образование лепидогранобластовой структуры, на фоне которой наблюдаются отдельные, незатронутые процессами перекристаллизации, первичные зерна кварца и зонального плагиоклаза (рис. 2б). Размеры этих зерен свидетельствуют о том, что трондьеMITы главной фазы представляли собой средне- и крупнозернистые равномернозернистые, реже, порфириформные породы. Установить относительный идиоморфизм первичных магматических минералов, определяющий структуру пород, в них уже невозможно. Полностью ненарушенная магматическая структура наблюдалась только в лейкократовом трондьеMITе, слагающем маломощную дайку, которая сечет трондьеMITы главной фазы (щебеночный карьер в 1.8 км юго-восточнее с. Абрамовское). ТрондьеMITы этой дайки имеют мелкозернистую аплитовую структуру с участками микропегматита (рис. 2в).

Минеральный состав слабоизмененных трондьеMITов главной интрузивной фазы достаточно устойчив. Они состоят из плагиоклаза (45–60%), кварца (25–35%), биотита (до 5–7%) и мусковита (до 5%). В виде исключения встречаются единичные зерна калиево-натриевого полевого шпата. Первичные зерна плагиоклаза имеют зональное строение. Их центральная часть сложена олигоклазом ( $An_{10-18}$ ), внешняя – альбитом ( $An_{1-4}$ ). Значительно реже встречаются зерна с ритмичной зональностью, в которых наблюдается неоднократное чередование зон, сложенных альбитом и олигоклазом. Новообразованные зерна плагиоклаза по составу соответствуют олигоклазу ( $An_{14-18}$ ). Достаточно широко распространены также альбитизированные разновидности трондьеMITов, в которых весь содержащийся в породе плагиоклаз представ-

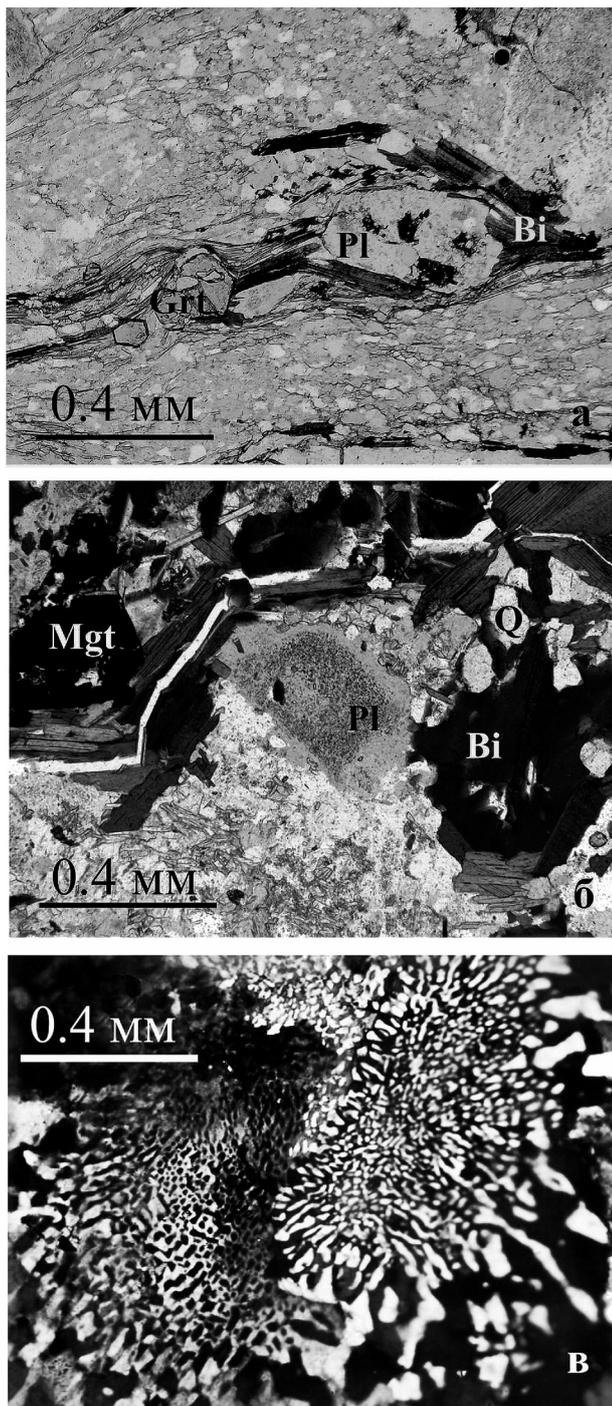


Рис. 2. Микроструктуры в различной степени метаморфизованных трондьемитов.

а – бластомилонитовая структура с порфирокластом плагиоклаза, крупными зернами новообразованного граната и мелкозернистым лепидогранобластным мезостазином мусковит-кварц-плагиоклазового состава; б – неизменное зерно первичного зонального плагиоклаза среди перекристаллизованной мелкозернистой лепидогранобластной массы мусковит-кварц-плагиоклазового состава; в – ненарушенная микропегматитовая структура жильного трондьемита. Pl – плагиоклаз, Bi – биотит, Mgt – магнетит, Grt – гранат.

лен альбитом ( $An_{0.5-6.0}$ ). Железистость биотита ( $f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ ) варьирует от 0.39 до 0.55. Акцессорные минералы характеризуются бедностью видового разнообразия; наиболее распространенными являются магнетит, ильменит, фторапатит, циркон и гранат ( $Py_{7-9}Alm_{47-49}Spess_{29-31}And_{1-3}Gr_{10-14}$ ), реже встречаются зерна монацита и ксенотима. По данным В.А. Чашухиной [11], в незначительном количестве и лишь в участках, претерпевших воздействия позднепалеозойских гранитоидов, встречаются флюорит, торит, ортит, монацит, халькопирит, сфалерит, молибденит и некоторые другие минералы. В сланцах и бластомилонитах, возникших в результате преобразования трондьемитов, резко возрастает содержание мусковита, местами достигающее 25–30%, при соответствующем уменьшении количества биотита и плагиоклаза, в заметном количестве появляется акцессорный гранат ( $Py_{4-5}Alm_{59-61}Spess_{24-25}And_{1-2}Gr_{9-10}$ ). Плагиоклаз сланцев и мезостазиа бластомилонитов представлен альбитом ( $An_{2-5}$ ), порфирокласты по составу аналогичны ядрам первичных зерен плагиоклаза в слабоизмененных трондьемитах ( $An_{15-18}$ ).

#### ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Содержание петрогенных компонентов и элементов-примесей в породах диорит-трондьемитовой ассоциации приведено в табл. 1. При построении петрохимических диаграмм наряду с этими данными использовались результаты химанализов, выполненных ранее при проведении региональных геологических исследований. На вариационных диаграммах Харкера (рис. 3) все петрографические разновидности рассматриваемой ассоциации образуют единые тренды с закономерным изменением состава от габбро до трондьемитов, что подтверждает принадлежность этих пород к одному магматическому комплексу. При наличии отчетливо выраженных закономерностей изменения состава с ростом содержания кремнезема наблюдается значительный разброс содержания ряда компонентов. В первую очередь, это относится к наиболее подвижным элементам – калию и натрию, в меньшей степени – к кальцию и алюминию. Петрографические наблюдения показывают, что отмеченные вариации состава обусловлены, главным образом, миграцией элементов при метаморфизме пород.

Общее количество щелочей ( $K_2O + Na_2O$ ) в породах рассматриваемой ассоциации возрастает от 3% в габбро до 5.5–6.5% в трондьемитах. На классификационной диаграмме ( $K_2O + Na_2O$ )– $SiO_2$ , используемой для разделения пород щелочного, субщелочного и нормального ряда [4], все петрографические разновидности попадают в поле пород нормальной щелочности (рис. 4).

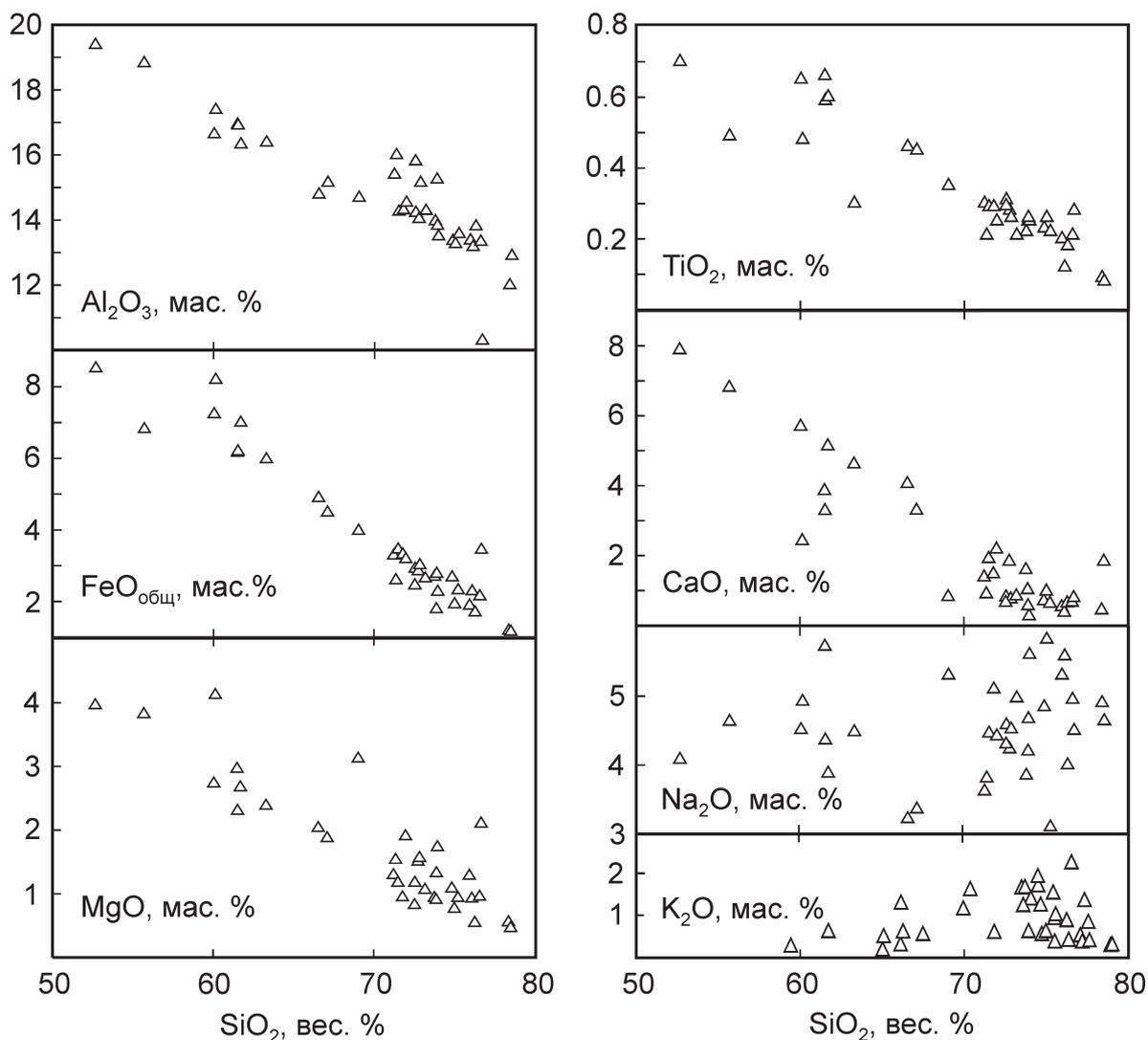


Рис. 3. Вариационные диаграммы Харкера для пород диорит-тронджемитовой ассоциации.

Содержание калия в основных и средних породах имеет незначительную величину (обычно не более 0.5%  $K_2O$ ) и достаточно широко варьирует (от 0.2 до 2.2%  $K_2O$ ) в разновидностях кислого состава. Наименее измененные разновидности тронджемитов характеризуются содержанием  $K_2O$  в пределах от 0.9 до 1.6%. Такое же значение (около 1%) имеет и среднее содержание этого компонента в кислых породах рассматриваемой ассоциации ( $SiO_2 > 68\%$ ). По-видимому, эти величины отражают первичное содержание калия в тронджемитах, что позволяет отнести рассматриваемые образования к породам низкокалиевого типа. Количество натрия всегда значительно превышает содержание калия. При этом величина отношения  $Na_2O/K_2O$  во всех петрографических разновидностях очень широко варьирует, что является следствием перераспределения щелочей при метаморфизме. В связи с этим, использование натриево-калиевого отноше-

ния для характеристики состава первичных пород не имеет смысла. На классификационной диаграмме, предложенной Ф. Баркером [14] для разделения гранитоидов на основе соотношения нормативных количеств альбита, анортита и ортоклаза, как слабоизмененные, так и сильнометаморфизованные разновидности кислых пород попадают в поле тронджемитов, а умеренно-кислые породы – в поле тоналитов (рис. 5). В отечественной литературе сходные по составу породы обычно фигурируют под названием плагиограниты. Однако, кислые разновидности пород описываемой ассоциации отличаются от типовых уральских плагиогранитов слабо, но все-таки заметно повышенным содержанием калия. Количество  $K_2O$  в последних никогда не превышает 1% (обычно составляя менее 0.5%), тогда как в наименее измененных разновидностях изученных гранитоидов оно имеет величину, большую, чем 1%. В связи с этим, при характеристике пород изучен-

**Таблица 1.** Содержание породообразующих окислов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в представительных образцах пород аверинского комплекса

№ пробы	1546	Ав-4-2	Ав-4-1	Ав-4-3	Ав-9-1	Ав-3-2	1545/1	К-508/20-21	Ав-10	1547/4
SiO <sub>2</sub>	53.84	71.24	71.37	72.55	73.89	73.91	73.98	75.25	76.30	78.40
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.30	0.21	0.29	0.25	0.26	0.25	0.22	0.18	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.26	15.39	15.99	15.80	15.24	13.82	13.49	13.56	13.80	11.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.08	2.90	2.57	2.19	1.43	2.33	0.42	1.61	1.34	0.40
FeO	5.88	0.70	0.30	0.50	0.50	0.70	1.90	0.88	0.50	0.82
MnO	0.16	0.09	0.11	0.05	0.04	0.05	0.05	0.00	0.06	0.01
MgO	7.05	1.29	1.53	0.82	0.90	1.32	1.73	0.93	0.54	0.55
CaO	6.83	1.38	0.90	0.65	1.02	0.56	0.27	0.63	0.64	0.44
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.62	3.81	4.30	4.20	4.67	5.60	3.10	4.00	4.90
K <sub>2</sub> O	0.17	1.62	1.20	1.89	0.89	0.33	0.98	2.22	1.32	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03
п.п.п.	1.78	0.80	1.10	1.20	0.70	1.00	1.00	1.30	0.60	1.37
Сумма	99.38	99.37	99.12	100.30	99.11	98.98	99.72	99.74	99.30	99.24
Fe/(Fe + Mg)	0.41	0.59	0.49	0.64	0.53	0.54	0.43	0.58	0.65	0.55
Li	3.9	2.1	1.4		1.7	1.8	3.7		1.3	1.2
Be	0.5	0.8	0.8		1.4	0.7	1.1		1.3	0.6
Cs	0.02	0.75	0.40		0.56	0.06	0.35		0.16	0.04
Rb	0.8	24.2	17.8		9.0	2.8	17.7		10.2	2.0
Sr	213	134	57		93	34	109		70	33
Ba	76	571	318		647	161	1374		753	48
Sc	30.6	4.5	3.9		3.3	4.2	6.9		3.2	2.6
V	207.5	24.4	20.6		11.8	7.3	42.7		6.6	3.2
Cr	66.7	2.0	1.3		1.9	0.5	11.4		0.7	0.7
Co	29.3	16.2	0.8		33.7	23.9	5.9		40.3	0.4
Ni	15.9	1.3	0.6		2.0	1.1	7.4		3.1	0.9
Cu	6.8	16.5	9.5		3.4	2.8	14.3		2.2	6.2
Zn	23.4	50.1	40.2		21.5	6.9	25.3		24.2	4.0
Ga	16.5	12.3	12.2		12.9	12.5	13.4		11.4	11.1
Y	14.4	8.2	5.9		9.9	5.6	7.1		10.5	4.9
Nb	0.4	1.9	1.4		2.5	2.3	1.8		2.8	1.5
Ta	0.50	0.17	0.13		0.00	0.22	0.16		0.00	0.19
Zr	15	42	33		56	106	41		63	94
Hf	0.5	1.4	1.1		2.3	3.2	1.3		2.4	3.0
Pb	7.2	13.5	21.1		5.6	3.1	5.5		11.2	3.2
Th	8.9	3.9	3.4		6.5	5.1	3.6		8.8	6.7
U	1.8	1.7	1.8		2.8	2.5	1.3		2.9	1.5
La	28.23	8.14	9.98		12.10	7.68	7.80		12.00	8.32
Ce	50.53	17.68	21.51		25.82	21.81	18.16		35.33	25.45
Pr	5.94	2.02	2.45		2.93	2.47	2.02		3.16	2.69
Nd	22.39	8.04	9.85		11.51	10.98	8.25		11.98	11.53
Sm	3.44	1.70	2.00		2.49	2.75	1.73		2.42	2.70
Eu	0.98	0.34	0.40		0.32	0.41	0.33		0.22	0.25
Gd	2.92	1.72	1.74		2.69	2.31	1.54		2.36	2.14
Tb	0.42	0.27	0.23		0.37	0.26	0.25		0.34	0.26
Dy	2.79	1.74	1.33		2.28	1.29	1.61		2.17	1.31
Ho	0.59	0.34	0.24		0.40	0.22	0.32		0.44	0.23
Er	1.69	1.01	0.73		1.10	0.64	0.96		1.17	0.59
Tm	0.24	0.15	0.11		0.16	0.11	0.16		0.19	0.10
Yb	1.55	1.04	0.80		1.09	0.86	1.10		1.32	0.83
Lu	0.22	0.18	0.13		0.18	0.16	0.18		0.24	0.14

Примечание. 1546 – метадiorит (альбитизированный и полностью перекристаллизованный диорит), щебеночный карьер на правом берегу р. Багаряк у северо-восточной окраины с. Аверинское, 56°19.776' с.ш., 061°02.473' в.д. Ав-4-2 – слабо перекристаллизованный трондьемит с первичными магматическими зёрнами кварца и зонального плагиоклаза среди лепидогранобластовой массы мусковит-кварц-плагиоклазового состава, щебеночный карьер на южной окраине с. Абрамовское, 56°21.988' с.ш., 061°01.203' в.д. Ав-4-1 – альбитизированный и полностью перекристаллизованный трондьемит, ка-

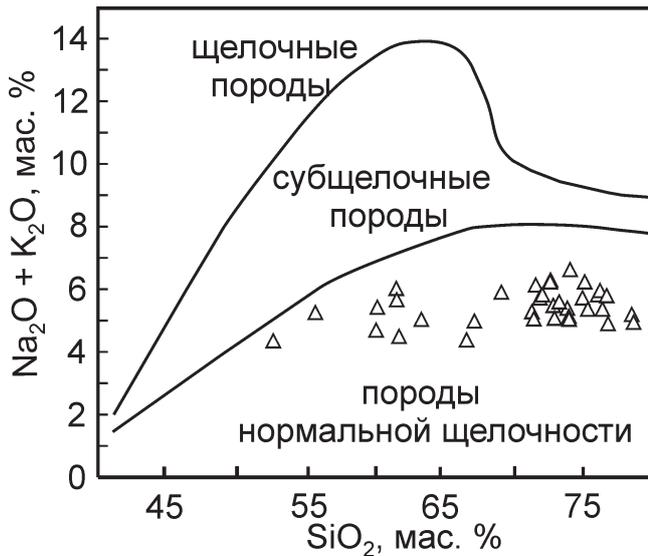


Рис. 4. Положение пород диорит-трондъемитовой ассоциации на классификационной диаграмме  $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ .

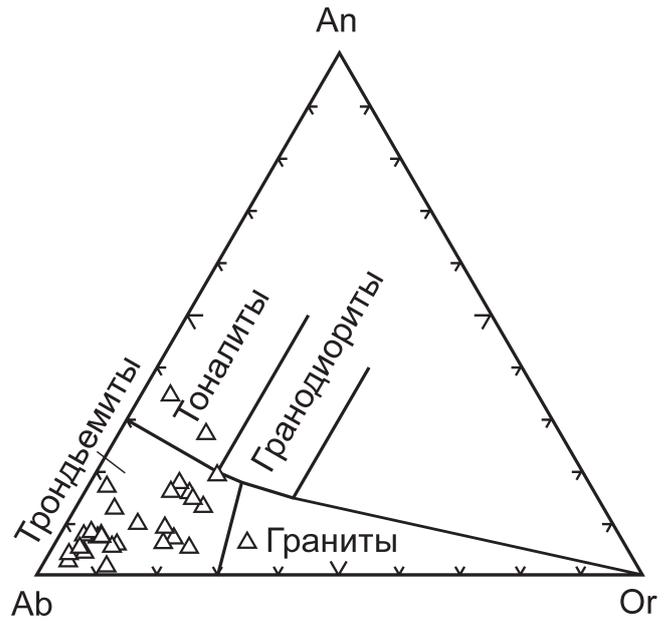


Рис. 5. Положение кислых пород диорит-трондъемитовой ассоциации на классификационной диаграмме Ф. Баркера [14].

ной ассоциации более целесообразным представляется использование термина трондъемит.

Изученные трондъемиты всегда пересыщены глиноземом, по классификации [16], они относятся к пералюминиевым гранитоидам. Величина коэффициента ASI  $(Al/(Ca + Na + K))$  варьирует от 1.0 до 1.75, достигая максимальных значений в метаморфизованных разновидностях. В минеральном составе трондъемитов высокая глиноземистость проявляется присутствием мусковита и акцессорного граната.

Породы описываемой ассоциации характеризуются относительно невысокой величиной железистости  $(f = (Fe^{2+} + Fe^{3+})/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg))$ , которая закономерно увеличивается от 0.5 в габбро до 0.67 в трондъемитах (табл. 1). На диаграмме AFM (рис. 6),

предназначенной для разделения пород толеитовой и известково-щелочной серий по соотношению железа и магния, породы образуют тренд, характеризующийся отсутствием накопления железа, в поле пород известково-щелочной серии. Таким образом, полученные данные позволяют заключить, что по петрохимическим особенностям рассматриваемая в настоящей работе диорит-трондъемитовая ассоциация относится к низкокальциевым разновидностям пород известково-щелочной серии.

Описываемые породы имеют сравнительно невысокие содержания большинства редких и рассе-

рьер на южной окраине с. Абрамовское,  $56^{\circ}22.020' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}01.192' \text{ в.д.}$  Ав-4-3 – blastsмилонит с порфирукластами плагиоклаза и кварца, карьер на южной окраине с. Абрамовское,  $56^{\circ}22.020' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}01.192' \text{ в.д.}$  Ав-9-1 – слабо перекристаллизованный трондъемит с первичными магматическими зернами кварца и зонального плагиоклаза среди лепидогранобластовой массы мусковит-кварц-плагиоклазового состава, элювиальные глыбы на северной обочине дороги с. Абрамовское–с. Маминское, в 4.7 км от с. Абрамовское,  $56^{\circ}24.505' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}05.261' \text{ в.д.}$  Ав-3-2 – альбитизированный и перекристаллизованный среднезернистый трондъемит с реликтами первичных магматических зерен кварца, щебеночный карьер в 1.8 км к юго-востоку от с. Абрамовское, у дороги в д. Белопащенко,  $56^{\circ}21.563' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}03.790' \text{ в.д.}$  1545/1 – слаборассланцованный и полностью перекристаллизованный трондъемит, карьер на южной окраине с. Абрамовское,  $56^{\circ}21.988' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}01.203' \text{ в.д.}$  К-508/20-21 – катаклизованный трондъемит, анализ из коллекции В.В. Ведерникова и др. (региональные геологические исследования, 1987–1995 гг.). Ав-10 – альбитизированный и перекристаллизованный трондъемит с реликтами магматических зерен кварца, коренные выходы на южной обочине дороги с. Абрамовское–с. Маминское, на расстоянии 5.3 км от с. Абрамовское,  $56^{\circ}24.439' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}05.959' \text{ в.д.}$  1547/4 – лейкократовый жильный трондъемит с мелкозернистой аплитовой структурой и участками микропегматита, слагающий маломощную дайку среди трондъемита главной фазы, щебеночный карьер в 1.8 км юго-восточнее с. Абрамовское, у дороги в д. Белопащенко,  $56^{\circ}21.563' \text{ с.ш.}, 61^{\circ}03.790' \text{ в.д.}$  Анализы выполнены в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН. Содержание главных петрогенных компонентов определялось рентгено-флуоресцентным методом на спектрометре СРМ-18; количество  $Na_2O$ , FeO и п.п.п. – химическим методом. (Аналитики – Н.П. Горбунова, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева). Содержание элементов-примесей изучено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000. (Аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко).

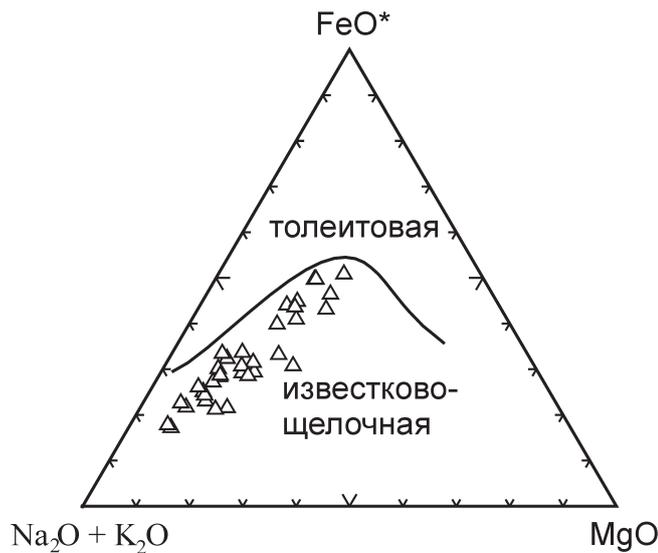


Рис. 6. Положение пород диорит-трондьемитовой ассоциации на диаграмме АФМ (линия, разграничивающая поля толеитовой и известково-щелочной серий проведена по Т. Ирвину и В. Барагару [15]).

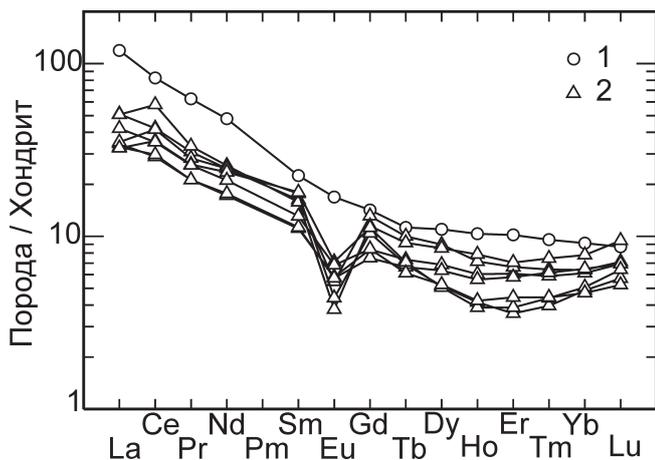


Рис. 7. Графики нормированного по хондриту распределения редкоземельных элементов в породах диорит-трондьемитовой ассоциации (состав хондрита из работы [18]).

1 – метадiorит, 2 – трондьемиты.

янных элементов (табл. 1). Сумма редкоземельных элементов в породе диоритового состава составляет 122 г/т, в трондьемитах – от 44 до 73 г/т. В составе РЗЭ преобладают элементы легкой части спектра (величина  $(La/Yb)_n = 13$  в метадiorите и 5–9 – в трондьемитах). Диаграммы распределения редких земель в трондьемитах имеют хорошо выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.28–0.65$ ), отсутствующую в породе диоритово-

го состава (рис. 7). Мультикомпонентная спайдер-диаграмма для образца метадiorита (рис. 8а) демонстрирует специфический характер распределения редких и редкоземельных элементов, характеризующийся наличием отрицательных аномалий как высокочарядных (Nb, Zr, Ti), так и крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, K, Sr) при положительных аномалиях Th, U, Pb. Спайдер-диаграммы трондьемитов (рис. 8б) также имеют отчетливо выраженные положительные аномалии Th, U, Pb и отрицательные аномалии высокочарядных элементов за исключением Zr. Аномалия по Zr проявляется слабо и в некоторых образцах (Ав-3-2 и 1574-4) отсутствует совсем. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE) в трондьемитах очень сильно варьируют, что определяет существенные различия в характере спайдер-диаграмм этих пород. Распределение элементов в наименее измененных разновидностях характеризуется наличием положительных аномалий LILE, в альбитизированных трондьемитах они отсутствуют, а при высокой степени альбитизации появляются даже отрицательные аномалии некоторых элементов этой группы (Cs, Rb, Ba). Отмеченная закономерность свидетельствует о том, что процесс альбитизации сопровождался выносом LILE. Этим же, по-видимому, объясняется наличие отрицательных аномалий крупноионных литофильных элементов на спайдер-диаграмме изученного образца метадiorита (рис. 8а).

Изложенные данные позволяют считать, что первичное (магматическое) распределение редких элементов в породах диорит-трондьемитовой ассоциации характеризовалось наличием максимумов крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, K, Sr), а также U, Th, Pb и минимумов высокочарядных элементов (Nb, Zr, Ti). В процессе метаморфических преобразований, сопровождавшихся альбитизацией значительной части пород, происходил вынос (или перераспределение) крупноионных литофильных элементов. Это привело к уменьшению, в ряде случаев, – к исчезновению положительных аномалий, а при максимальной степени изменений, – к появлению минимумов этих элементов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопные данные о времени образования диорит-трондьемитовой ассоциации до недавнего времени ограничивались возрастом в  $357 \pm 8$  млн. лет, полученным К-Аг методом по валовой пробе породы [7, 8]. Однако, ввиду того, что калийсодержащие минералы в этих породах были практически полностью перекристаллизованы в процессе метаморфизма, К-Аг возраст может рассматриваться только как время метаморфических преобразований.

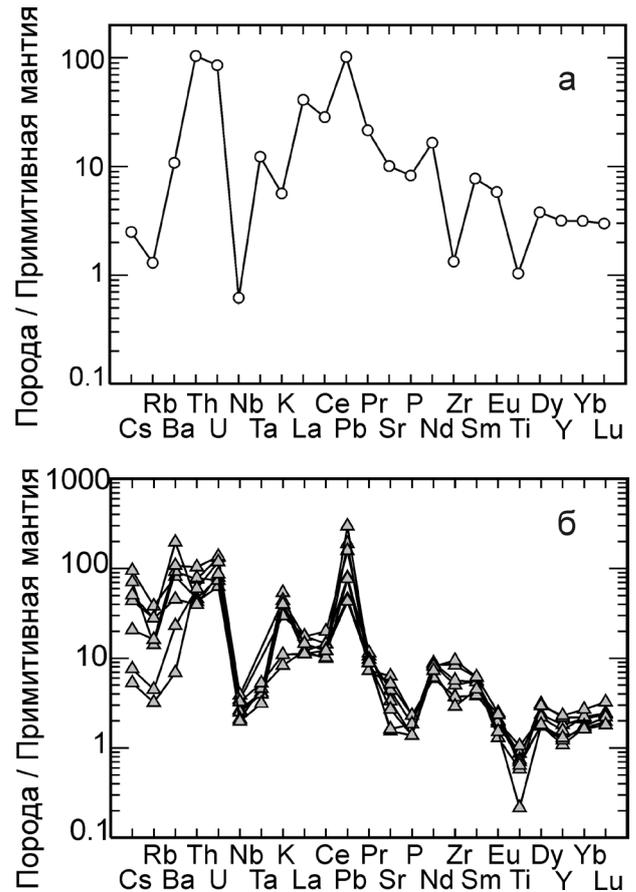
В связи с этим, авторами были выполнены определения возраста по единичным зернам акцессорных цирконов, **U-Pb изотопная система которых в значительно большей степени устойчива к процессам метаморфизма.**

Изученные цирконы были выделены из пробы слабоизмененного среднезернистого трондjemита, отобранной в щебеночном карьере в 1.8 км к юго-востоку от с. Абрамовское (координаты: 56°21.563'с.ш., 61°03.790'в.д.). Выделение цирконов проводилось с использованием стандартного набора методов, который включал дробление породы до фракции <0.315 мм, промывку издробленного материала в воде до серого шлиха, магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор зерен циркона под бинокляром.

Для повышения достоверности результатов определения возраста изучение изотопного состава и концентраций свинца и урана в цирконах проводилось двумя методами в разных изотопных лабораториях. Десять измерений по шести зернам циркона было выполнено по стандартной методике [19] на ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ). Три определения возраста (по одному на каждый из выделенных морфотипов) получено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (TIMS) с использованием <sup>205</sup>Pb трассера на семиколлекторном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 с квадрупольной приставкой (RPG) в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН по методике, изложенной в работе [1].

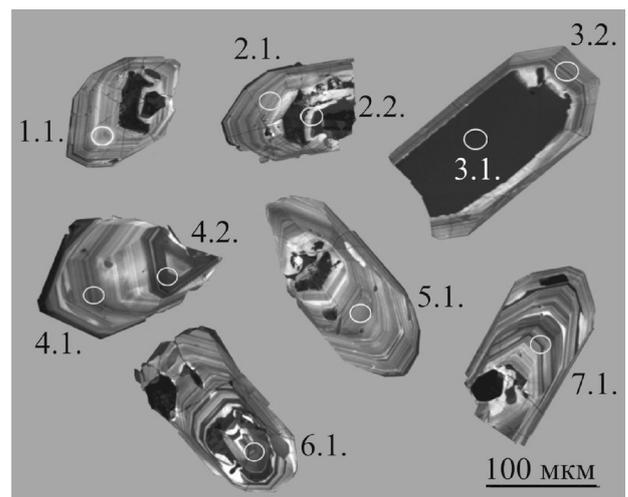
Зерна циркона, изученные с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II, **представлены обломками идиоморфных, реже субидиоморфных кристаллов призматической формы размером от 120 до 200 мкм по длинной оси и коэффициентом удлинения – 1.6–2.3.** Все зерна имеют тонкую ритмичную зональность. Расположение точек измерений показано на рис. 9, полученные аналитические данные приведены в табл. 2. На диаграмме <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U–<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U (рис. 10) девять из десяти полученных значений образуют достаточно компактную группу, располагающуюся вблизи конкордии. Средний возраст по ним составляет 419 ± 4.0. млн. лет при относительно невысокой вероятности конкордантности (0.54) и СКВО = 0.37. Для одного из измеренных зерен получено более молодое значение возраста – 390–395 млн. лет.

При масс-спектрометрическом (TIMS) датировании цирконов было выделено три морфологических типа зерен этого минерала (рис. 11). Первый морфотип – сильно корродированные призматические непрозрачные кристаллы темно-коричневого цвета с тонкой ритмичной зональностью, выявленной в катодолуминесцентных и обратно отраженных электронных лучах, средние размеры зерен – 0.245 × 0.125 мм, коэффициент удлинения ра-



**Рис. 8.** Нормированное по примитивной мантии распределение редких элементов в породах диорит-трондjemитовой ассоциации (состав примитивной мантии из работы [18]).

а – в метадиорите, б – в трондjemитах.



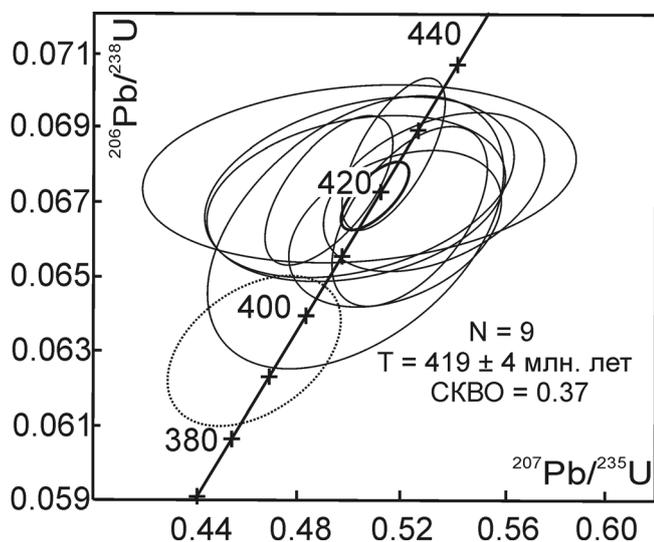
**Рис. 9.** Катодолуминесцентное изображение зерен циркона, изученных на микрозонде SHRIMP-II.

Кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2.

**Таблица 2.** Результаты микрозондового изучения U-Pb изотопной системы цирконов из трондjemита аверинского комплекса (проба Ав-3-2)

№	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	Содержание, г/т			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ возраст, млн. лет	Изотопные отношения (1)					
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%
1.1	0.77	220	46	12.8	0.216	423	0.0538	6.700	0.503	6.9	0.0678	1.5
2.1	0.21	174	29	10.1	0.172	421	0.0542	4.700	0.504	4.9	0.0674	1.5
2.2	0.06	721	380	41.3	0.544	416	0.0570	2.000	0.523	2.4	0.0666	1.5
3.1	0.29	256	48	14.5	0.194	413	0.0550	4.200	0.502	4.7	0.0662	2.3
3.2	–	1572	829	92.3	0.544	426	0.0548	1.100	0.517	1.6	0.0684	1.2
4.1	–	309	64	17.6	0.213	414	0.0565	3.000	0.516	3.3	0.0663	1.3
4.2	–	826	240	47.8	0.300	420	0.0530	1.700	0.492	2.1	0.0673	1.2
5.1	–	254	46	14.6	0.187	419	0.0542	4.500	0.502	4.7	0.0671	1.4
7.1	0.20	359	68	20.7	0.195	420	0.0573	3.100	0.532	3.3	0.0673	1.3
6.1	–	310	72	16.8	0.241	394	0.0533	2.700	0.463	3.0	0.0630	1.3

Примечание. Pb<sub>c</sub> и Pb\* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по  $^{204}\text{Pb}$ . Прочерк – не обнаружено (содержание ниже порога чувствительности). Анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Аналитик – А.Н. Ларионов.

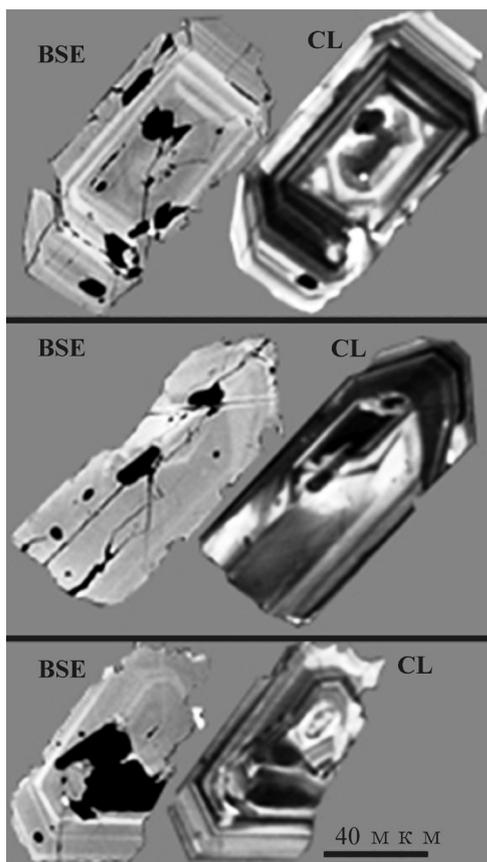


**Рис. 10.** Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам микрозондового изучения цирконов из трондjemита пробы Ав-3-2.

вен 2. Второй – непрозрачные темно-желтые зерна и обломки призматических кристаллов с тонкой ритмичной зональностью, сильно корродированной поверхностью и стеклянным блеском. Средние размеры зерен –  $0.140 \times 0.085$  мм, коэффициент удлинения зерен – 1.6. Третий морфотип представлен короткопризматическими темно-желтыми непрозрачными кристаллами цирконового типа с корродированной поверхностью. Средние размеры зерен –  $0.140 \times 0.085$  мм, коэффициент удлинения – 1.6, блеск стеклянный, фрагментарно выявляется секториальность, в катодолюминесцентных лучах видна ритмическая зональность. Результаты изучения U-Pb изотопного возраста цирконов масс-

спектрометрическим (TIMS) методом приведены в табл. 3. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 12) цирконы всех трех выделенных морфотипов находятся на конкордии, определяя при этом разные значения возраста. Изотопный U-Pb возраст зерен циркона первого морфотипа, согласно полученным данным, составляет  $485 \pm 5$  млн лет. Образование зерен второго морфологического типа, преобладающего среди цирконов изученной породы, произошло  $420 \pm 4$  млн лет назад. Циркон, образующий зерна третьего морфотипа, имеет U-Pb возраст, равный  $360 \pm 3$  млн лет.

Полученные изотопные данные фиксируют несколько возрастных рубежей в истории формирования изученной породы. Наибольший интерес представляют практически совпадающие значения возраста, полученные двумя аналитическими методами:  $420 \pm 4.0$  млн лет – U-Pb методом изотопного разбавления (TIMS) и  $419 \pm 4.0$  млн лет – с использованием ионного микрозонда (SHRIMP-II). Зерна этой возрастной группы (второй морфотип) отчетливо преобладают среди цирконов изученной пробы, что позволяет рассматривать возраст 420–419 млн лет как наиболее вероятное время образования породы. Более молодой возраст, равный  $360 \pm 3$  млн лет, полученный методом изотопного разбавления для зерен циркона третьего морфологического типа, в пределах погрешности анализа совпадает с опубликованным ранее K-Ar возрастом этих пород –  $357 \pm 8$  млн лет [7, 8]. Петрографическое изучение пород аверинского комплекса показало, что содержащиеся в них калиевые минералы в сильной степени (обычно полностью) подверглись метаморфической перекристаллизации. Это позволяет интерпретировать возраст 360–357 млн лет как время метаморфизма, обусловившего перестройку изотопных систем изученных пород. Еще один этап



**Рис. 11.** Морфологические типы цирконов из тронджемитов, изученные масс-спектрометрическим методом.

CL – катодоллюминесцентное изображение, BSE – изображение в отраженных электронах.

метаморфических преобразований, по-видимому, фиксируется единичным значением U-Pb возраста 390–395 млн. лет, полученном при микрозондовом (SHRIMP-II) датировании цирконов. Присутствие зерен с более древним по сравнению с преобладающей частью циркона изученной пробы U-Pb (TIMS) возрастом, равным  $485 \pm 5$  млн. лет (первый морфотип), по-видимому, может с одинаковой степенью вероятности быть объяснено двумя причинами. Первая – эти цирконы являются реликтами субстрата, из которого происходило выплавление магматического расплава. Вторая – они могли быть захвачены расплавом из вмещающих пород в процессе его перемещения от места генерации в верхние горизонты коры. В пользу высказанных предположений о природе зерен циркона с древним возрастом свидетельствует то, что количество таких зерен в породе относительно невелико. Кроме того, обращает внимание сильная дискордантность изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (34.6%), чем зерна этой группы резко отличаются от циркона более молодого возраста (табл. 3). По всей ве-

**Таблица 3.** Изотопные U-Pb данные для единичных цирконов из тронджемита аверинского комплекса (проба Ав-3-2) масс-спектрометрическим (TIMS) методом

№ п/п	Навеска, мг	Концентрация, г/г		Изотопные отношения*					Изотопные отношения и возраст, млн. лет**		% Дис
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
1	0.086	65.89	426.18	899.06	$0.0790 \pm 0.0004$	$0.611 \pm 0.006$	$0.0643 \pm 0.0005$	$490 \pm 3$	$484 \pm 5$	$750 \pm 6$	34.6
2	0.065	11.69	145.39	779.06	$0.0689 \pm 0.0005$	$0.524 \pm 0.010$	$0.0552 \pm 0.0010$	$430 \pm 3$	$428 \pm 8$	$420 \pm 7$	-2.4
3	0.067	15.77	226.12	180.26	$0.0571 \pm 0.0003$	$0.415 \pm 0.011$	$0.0537 \pm 0.0014$	$359 \pm 2$	$359 \pm 9$	$360 \pm 9$	0.3

Примечание. \* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04\%$ . \*\* Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [17].

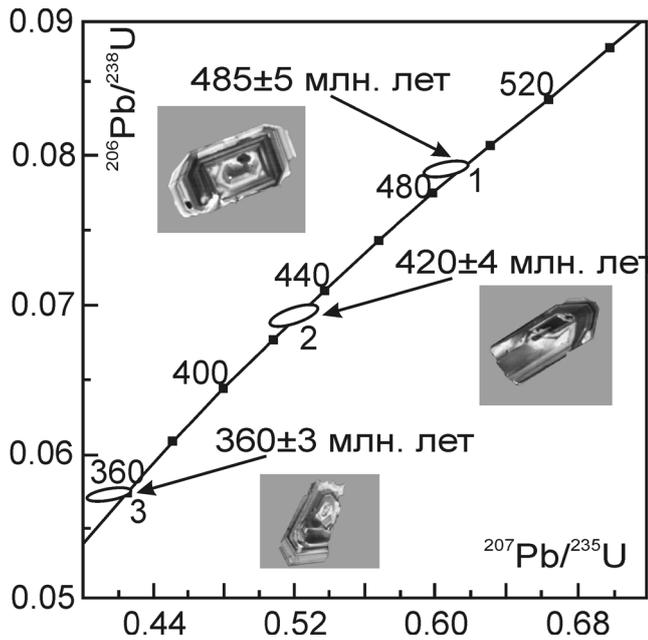


Рис. 12. Изотопная Pb-U диаграмма с конкордией, построенная по результатам масс-спектрометрического изучения трех морфологических типов зерен циркона из трондjemита пробы Ав-3-2.

роятности, значительная величина дискордантности изотопных отношений объясняется нарушением изотопной системы зерен циркона в результате термального воздействия, связанного с магматическим процессом.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗУЧЕННОЙ ДИОРИТ-ТРОНДЪЕМИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ С ПЕТРОТИПОМ РЕФТИНСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

При включении рассматриваемой в настоящей работе диорит-трондjemитовой ассоциации в состав рефтинского плутонического комплекса авторы легенды Среднеуральской серии Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 [12] руководствовались, по всей вероятности, тем, что эти образования обладают общей особенностью химизма, которая заключается в резком преобладании натрия над калием. Однако детальное сравнение диорит-трондjemитовой ассоциации с петротипом рефтинского комплекса – габбро-диорит-тоналитовой серией Рефтинского массива свидетельствует о том, что при наличии этой довольно слабо выраженной черты сходства она имеет многочисленные резко выраженные различия.

В первую очередь, следует отметить принципиально различающийся петрографический состав сопоставляемых образований. Диорит-трондjemитовая ассоциация, выделявшаяся в качестве аверинского комплекса [2, 3, 5], представ-

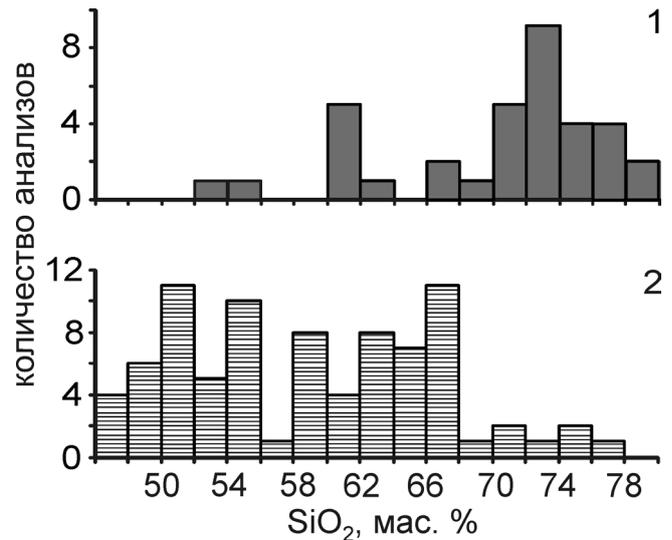


Рис. 13. Гистограммы распределения кремнезема в породах диорит-трондjemитовой ассоциации (1) и рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса (2).

лена преимущественно кислыми петрографическими разновидностями – трондjemитами, содержащими от 69 до 75% кремнезема (около 90% площади выходов пород этой ассоциации). В рефтинском комплексе породы с таким содержанием  $\text{SiO}_2$  крайне редки. Они слагают единичные дайки, мощность которых не превышает 1 м. Преобладающими же типами пород рефтинского комплекса являются габбро, диориты, кварцевые диориты и тоналиты. Это различие наглядно иллюстрируют гистограммы распределения кремнезема (рис. 13).

При одинаковом типе щелочности (натрий резко преобладает над калием) содержание калия в породах диорит-трондjemитовой ассоциации заметно выше, чем в аналогичных по кремнекислотности разновидностях рефтинского комплекса. Как было показано при характеристике петрохимических особенностей, количество  $\text{K}_2\text{O}$  в наименее измененных трондjemитах имеет величину более 1%, тогда как в плагиогранитах рефтинского комплекса не поднимается выше 0.6%. При этом породы диорит-трондjemитовой ассоциации имеют пониженное, по сравнению с рефтинским комплексом, содержание кальция (рис. 14). Отмеченные различия в содержаниях кальция и щелочей отражаются на минеральном составе. Это выражается в том, что плагиограниты рефтинского комплекса представляют собой роговообманковые породы, тогда как в трондjemитах изученной ассоциации в качестве темноцветного минерала присутствует биотит.

Существенные различия между сопоставляемыми образованиями выявляются при анализе их положения на диаграмме AFM (рис. 15). Диорит-трондjemитовая ассоциация образуют типич-

ный известково-щелочной тренд, характеризующийся отсутствием обогащения пород железом в процессе эволюции. Рефтинский габбро-диорит-тоналитовый комплекс отличается хорошо выраженным трендом обогащения железом. Поле пород этого комплекса располагается на границе, разделяющей поля пород толеитовой и известково-щелочной серий, что позволяет рассматривать эти образования как промежуточные между типичными толеитовыми и известково-щелочными.

Содержания и характер распределения редких и рассеянных элементов в породах изученной диорит-трондъемитовой ассоциации и петротипа рефтинского плутонического комплекса подчеркивает наличие существенных различий в их составе. Сумма РЗЭ в диоритах рассматриваемой в настоящей работе ассоциации в два раза превышает количество этих элементов в аналогичных породах рефтинского комплекса (122 и 56–65 г/т). Не менее отчетливо выражено различие по соотношению элементов легкой и тяжелой частей спектра (величина  $(La/Yb)_n$  составляет 13.1 и 2.8–3.5 соответственно). Кроме того, графики распределения РЗЭ в диоритах рефтинского комплекса имеют слабо выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.76–0.93$ ), отсутствующую в диорите рассматриваемой ассоциации (рис. 16а). На спайдер-диаграмме диориты ассоциации отличаются от их аналогов из рефтинского комплекса более контрастным распределением элементов с ярко выраженными минимумами HFSE и максимумами U, Th, Pb (рис. 16б).

Еще более отчетливо эти различия проявляются в породах кислого состава. Содержание большинства редких элементов за исключением стронция и фосфора в трондъемитах изученной ассоциации заметно выше, чем в плагиогранитах рефтинского комплекса (рис. 17). Сумма РЗЭ в трондъемитах находится в пределах от 44 до 73 г/т, тогда как в плагиогранитах рефтинского комплекса составляет только 15–18 г/т. Более высокое значение, по сравнению с плагиогранитами рефтинского комплекса, имеет и величина отношения  $(La/Yb)_n$  изученных трондъемитов (5.1–9.0 и 2.1–4.6, соответственно). Принципиально отличаются сопоставляемые породы по характеру европиевой аномалии (рис. 17а). Трондъемиты имеют хорошо выраженную отрицательную аномалию европия ( $Eu/Eu^* = 0.28–0.65$ ), в то время как плагиограниты рефтинского комплекса характеризуются европиевым максимумом ( $Eu/Eu^* = 1.53–2.65$ ). Распределение элементов на спайдер-диаграмме в кислых породах этих двух ассоциаций имеет близкий характер (рис. 17б). Различие ограничивается тем, что трондъемиты значительно сильнее обогащены калием, редкими щелочами, U, Th и Pb.

Наконец, выполненные в последние годы изотопные исследования, свидетельствующие о близком возрасте пород изученной диорит-трондъемитовой ассоциации и габбро-тоналитовой серии Рефтин-

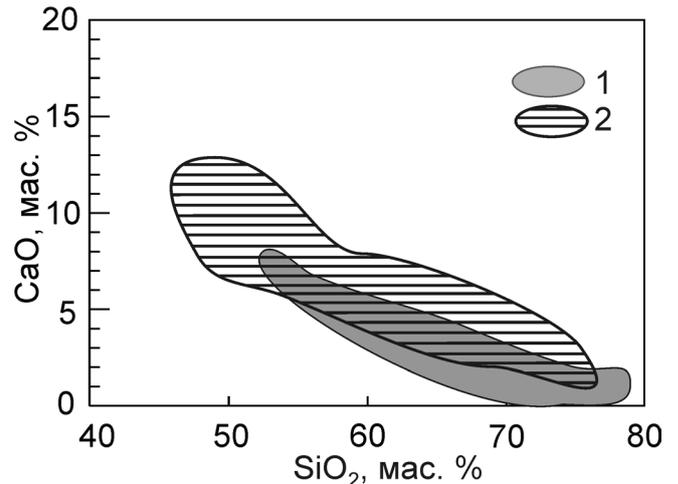


Рис. 14. Диаграмма CaO–SiO<sub>2</sub> для пород диорит-трондъемитовой ассоциации и рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

1 – поле пород диорит-трондъемитовой ассоциации, 2 – поле пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

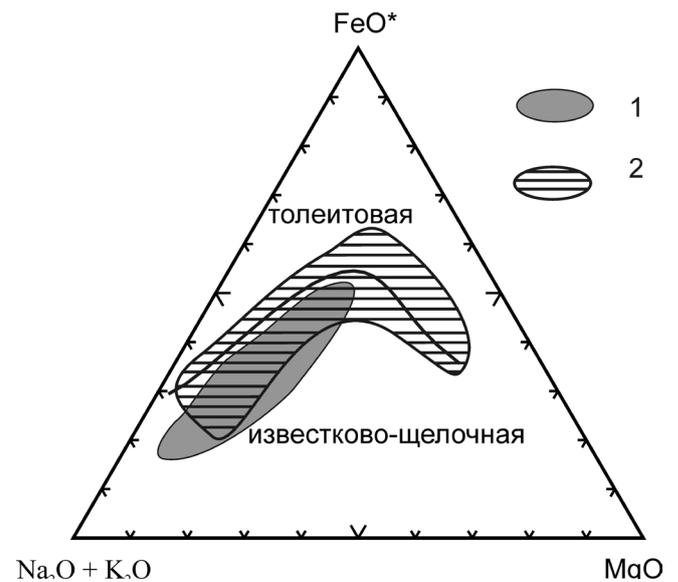


Рис. 15. Положение пород диорит-трондъемитовой ассоциации и рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса на диаграмме AFM.

1 – поле пород диорит-трондъемитовой ассоциации, 2 – поле пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса. Линия, разграничивающая поля толеитовой и известково-щелочной серий, проведена по Т. Ирвину и В. Барагару [15].

ского массива, все же позволяют предполагать наличие небольшого разрыва во времени их формирования. Как было показано выше, кристаллизация изученных трондъемитов произошла 420–419 ± 4.0 млн. лет назад. Установленный же ранее наибольшим

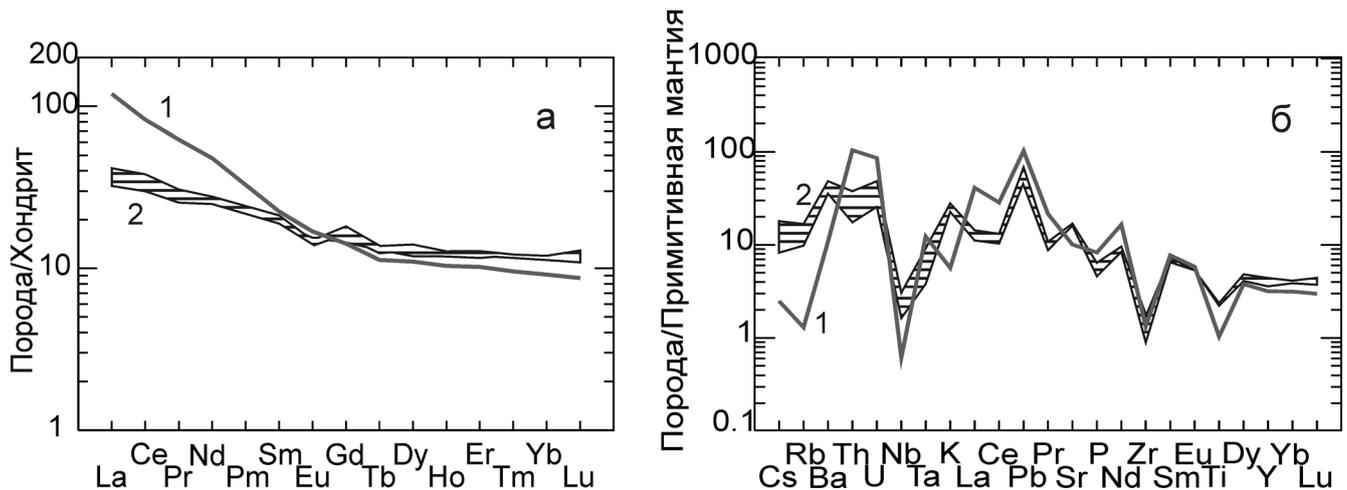


Рис. 16. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в диоритах диорит-трондъемитовой ассоциации и рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

1 – диорит-трондъемитовая ассоциация, 2 – рефтинский комплекс.

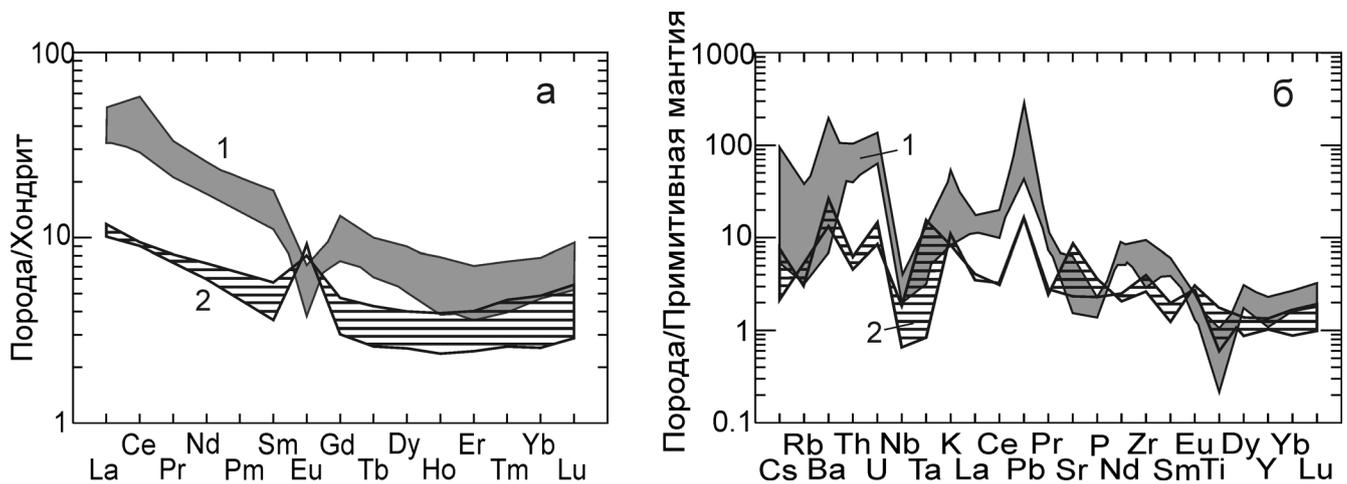


Рис. 17. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в трондъемитах диорит-трондъемитовой ассоциации и плагиогранитах рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса.

1 – трондъемиты диорит-трондъемитовой ассоциации, 2 – плагиограниты рефтинского комплекса.

более вероятный возраст тоналитов рефтинского комплекса –  $430 \pm 7.0$  млн. лет [10].

Изложенные данные показывают, что диорит-трондъемитовая ассоциация Восточной зоны Среднего Урала существенно отличается от рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса практически по всем рассмотренным признакам. В связи с этим, включение пород изученной ассоциации в состав рефтинского комплекса при составлении легенды Среднеуральской серии Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 [12] представляется совершенно неоправданным. Объединение этих двух заметно различающихся ассоциаций plutonic пород в одно петрографическое подразделение маскирует наличие процесса эволюции магматизма, анализ которого имеет первостепенное значение для реставрации истории

геологического развития региона. Результаты проведенных исследований свидетельствуют, по мнению авторов, что породы изученной диорит-трондъемитовой ассоциации, должны выделяться в качестве самостоятельного петрографического подразделения – аверинского диорит-трондъемитового комплекса.

## ВЫВОДЫ

1. Описанная в статье ассоциация диоритов, кварцевых диоритов и трондъемитов Восточной зоны Среднего Урала относится к низкокалиевому ряду пород известково-щелочной серии. Первичное (магматическое) распределение редких элементов в породах этой ассоциации характеризуется наличием максимумов крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb,

Ba, K, Sr), U, Th, Pb и минимумов высокозарядных элементов (Nb, Zr, Ti). В составе РЗЭ преобладают элементы легкой части спектра (величина  $(La/Yb)_n = 13$  в метадiorите и 5–9 – в трондjemитах). Диаграммы распределения редких земель в трондjemитах имеют хорошо выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.28-0.65$ ), отсутствующую в породе диоритового состава. Возраст пород изученной диорит-трондjemитовой ассоциации, по результатам U-Pb-датирования цирконов – 420–419 млн. лет.

2. Породы подверглись интенсивным преобразованиям, по-видимому, в результате нескольких этапов метаморфизма. Наиболее сильно проявился завершающий этап дислокационного метаморфизма, в результате которого преобладающая часть пород изученной ассоциации превращена в сланцы и бластомилониты. В процессе метаморфических преобразований, сопровождавшихся альбитизацией значительной части пород, происходил вынос (или перераспределение) крупноионных литофильных элементов. Это привело к уменьшению и, в ряде случаев, к исчезновению положительных аномалий, а при максимальной степени изменений – к появлению минимумов этих элементов.

3. По петрографическому составу, времени образования, петро- и геохимическим особенностям пород диорит-трондjemитовая ассоциация Восточной зоны Среднего Урала, включенная при составлении легенды Среднеуральской серии Государственной геологической карты м-ба 1 : 200 000 в состав рефтинского плутонического комплекса [12], существенно отличается от петротипа этого комплекса – габбро-диорит-тоналитовой серии Рефтинского массива. В связи с этим, породы изученной диорит-трондjemитовой ассоциации, по мнению авторов, должны выделяться в качестве самостоятельного петрографического подразделения – аверинского диорит-трондjemитового комплекса.

*Исследования выполняются в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект УрО РАН 09-Т-5-1009) и РФФИ (грант 11-05-00098-а).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: тез. докл. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 42–43.
2. Ведерников В.В., Смирнов В.Н. Новые данные по геологии и магматизму Шиловско-Коневского района (восточный склон Среднего Урала) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез. докл. VI Уральского петрограф. совещ. Ч. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 136–138.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-40, (41) – Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, Уралгеолком, 1997. 252 с.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород / О.А. Богатилов, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
5. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера, М.С. Рапопорта и В.Н. Смирнова. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 95 с.
6. Панков Ю.Д., Рапопорт М.С., Самаркин Г.И. Девоновская тоналит-плагиогранитовая формация Восточно-Уральского поднятия // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 2. С. 428–430.
7. Покровский П.В., Рапопорт М.С., Комарова З.И. Шиловско-Коневская группа гранитоидных массивов // Путеводитель Свердловской экскурсии: матлы Второго Уральского петрограф. совещ. Ч. II. Свердловск: УФАН СССР, 1966. С. 3–39.
8. Рапопорт М.С. К характеристике плагиогранитов Шиловско-Коневского района // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Т. IV. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 72–75.
9. Рапопорт М.С., Покровский П.В., Комарова З.И., Автонец С.В. Новые данные о геологическом строении, магматизме и металлогении района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Т. IV. Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 54–71.
10. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Лобова Е.В. Результаты U-Pb-датирования (SHRIMP-II) рефтинского габбро-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник-2009. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 292–296.
11. Чащухина В.А. Акцессорные минералы гранитоидов Шилово-Коневской группы массивов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1973. 30 с.
12. Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Екатеринбург, 1998. 156 с.
13. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 263 с.
14. Barker F. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin // Trondhjemites, dacites and related rocks / F. Barker (ed.). Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.
15. Irvine T.E., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8, № 5. P. 523–548.
16. Maniar P.D., Picolli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
17. Stecy J.S., Kramers J.D. Approximation of the terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 34. P. 207–226.
18. Sun. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basalts / A.D. Saunders, M.J. Norry eds. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
19. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Application in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензент С.В. Прибавкин

## **Averinskyi diorite-trondhjemite complex, Eastern Zone of the Middle Ural**

**E. V. Lobova\*, V. N. Smirnov\*, T. B. Bayanova\*\***

*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*\*\*Geological Institute, Kola Science Center of RAS*

The results of petrographic, geochemical and isotope-geochronological study of diorite-trondhjemite association in Eastern Zone of the Middle Ural is presented in the article. It is shown that the described formations are low-K rocks of calc-alkaline series. In the legend to the series of the Sredneuralskaya State geological map of 1 : 200 000 scale the studied diorite-trondhjemite association is attributed to Reftinskyi gabbro-diorite-tonalite complex. However, the comparison of studied rocks with Reftinskyi gabbro-diorite-tonalites shows their significant differences in petrographic composition, age and geochemical features. Authors propose to isolate studied rocks as an independent petrographic unit such as Averinskyi diorite-trondhjemite complex.

Keywords: *trondhjemites, Eastern Zone of the Urals, petrography, geochemistry, U-Pb-dating.*