

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БИРУШИНСКОЙ МОНЦОНИТОВОЙ ИНТРУЗИИ
(СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Л.Ф. Мишин, В.Г. Невструев, Е.А. Рябова, В.С. Комарова

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: lfmishin@mail.ru

Поступила в редакцию 11 января 2014 г.

Бирушинский монцонитовый интрузив слагает центральную зону субвулканического массива, сложенного кристаллокластическими трахиандезитами и пироксеновыми диоритовыми порфиритами. Монцониты насыщены ксенолитами, образующими непрерывную серию от пироксеновых роговиков и пироксеновых микродиоритов к монцодиоритам и монцонитам. Одновременно изменяется структура ксенолитов от микрозернистой до среднезернистой. Различные по составу и структуре ксенолиты встречаются совместно на ограниченных по размерам площадях, создавая иллюзию транспортировки их из разных источников. В то же время, среди ксенолитов отмечаются многофазные разновидности, включающие до трех и более зон разного состава. Меланократовые микрозернистые ксенолиты отличает трахитоидное расположение зерен плагиоклаза и амфибола. Массовыми замерами установлена выдержанность ориентировки трахитовых структур. На основе структурных данных, химического состава пород и минералов сделан вывод об образовании монцонитов центрального ядра в результате магматического замещения *in situ* вмещающих кристаллокластических трахиандезитов и диоритовых порфиритов.

Ключевые слова: гипабиссальные интрузии, ксенолиты, монцониты, микродиориты, трахитовые структуры Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Из существующих геологических проблем проблема образования гранитов является наиболее древней и дискуссионной. Самыми обсуждаемыми долгие годы оставались метасоматическая и магматическая гипотезы.

Гипабиссальные гранитоидные массивы отличаются дискордантная форма, резкие границы, термальные экзоконтактные изменения, пространственная связь с вулканическими породами и широкий спектр по химическому составу (от габбро до гранита). В свете отмеченных признаков магматическая природа гипабиссальных интрузивов обычно не подвергалась сомнению. Обсуждалось несколько возможных механизмов заполнения пространства гипабиссальными гранитоидами: диапиризм и куполообразование [20, 24, 36], магматическое обрушение кровли [27], кальдерное или блоковое оседание вмещающих пород [33]. Все перечисленные гипотезы подразумевают поступление магмы в интрузивную камеру из более глубоких горизонтов.

Однако еще в 19 веке в гранитах были выявлены теневые структуры вмещающих пород в виде слоев и складок, которые Я.И. Седерхольм назвал палимпсестовыми. Подобные структуры были закартированы в донегальских гранодиоритах в Ирландии [37]. Реликты пород вмещающей рамы были установлены в более молодом Главном Донегальском гранитном массиве, но при интерпретации этих данных возобладало представление об интрузивной (внедрение из глубины) природе гранитов [38].

Гранитизация как инфильтрационное магматическое замещение вмещающих пород под воздействием сквозьмагматических кремнещелочных растворов была рассмотрена Д.С. Коржинским [7]. Модель Д.С. Коржинского получила дальнейшее развитие в работах его последователей, главным образом на примере абиссальных гранитов [1, 3–5, 8–10]. Ранее близкую точку зрения на образование гранитов *in situ* развивал К.Е. Вегман [39].

Структурным признаком магматического замещения служат постепенные переходы от вмещающих

пород к гранитам и наличие внутри интрузивов ориентированных септ вмещающих пород.

В ряде работ [11, 18, 19] приводятся убедительные структурные данные образования *in situ* синскладчатых среднеглубинных гранитов.

Применительно к гипабиссальным магматическим породам проблема пространства обсуждалась на примере Сизинджинского интрузивного массива (Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс) [15, 16]. На основании петрографических и структурных данных был сделан вывод об образовании Сизинджинского плутона в результате плавления и замещения магмой вмещающих осадочных и вулканических пород.

В настоящей работе на основе геохимических, петрографических и структурных данных рассмотрены условия формирования Бирушинского монцонитового интрузива.

Геохимические анализы проводились в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН. Редкие и редкоземельные элементы анализировались на масс-спектрометре ICP-MS ELAN DRC II 360 RSI (аналитик Авдеев Д.В.). Подготовка проб осуществлялась с применением микроволнового разложения в кислотах. Состав петрогенных элементов определялся методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии (аналитик Ильин Л.М.). Микроскопические определения минералов контролировались рентгеноструктурным анализом (аналитик Лушникова А.Ю.). Химический состав минералов определялся рентгеноспектральным микроанализом (аналитик Комарова В.С.). Изотопные определения возраста проводились U-Pb (SHRIMP) методом В.В. Акининым.

СОСТАВ И СТРУКТУРА БИРУШИНСКОГО МАССИВА

Бирушинский массив расположен во внешней (относительно океана) зоне Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (рис. 1). Площадь массива 16 км². Монцониты хорошо обнажены и вскрыты двумя карьерами. По данным В.В. Акинина, возраст цирконов из монцонита Бирушинского массива – 88 ± 1 млн лет (средневзвешенное значение, СКВО = 0.9, $p = 0.3$) [1].

Субвулканические породы образуют внешнее обрамление интрузии монцонитов. Судя по форме выходов пород на поверхности и результатам бурения, субвулканические породы имеют крутое воронкообразное залегание и, по-видимому, первоначально выполняли Бирушинскую структуру полностью.

Кристаллокластические трахиандезиты – темно-серые, внешне массивные породы с 35–45 % вкрапленников, в полированных штуфах просматриваются тени флюидальной игнимбритоподобной текстуры.

Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом (№ 35–50), моноклинными и ромбическими пироксенами, редко биотитом. Пироксены с краев, а иногда полностью, замещаются роговой обманкой. Все вкрапленники интенсивно протоклазированы и имеют оскольчатую форму (рис. 2 а). Валовый химический состав вкрапленников примерно соответствует габбро. Основная масса пород имеет фельзитовую или микрогранитную структуру, состоит из кварца, ортоклаза, редких зерен плагиоклаза (кварц-полевошпатовая эвтектика). Подобный резкий контраст по минералогическому составу между вкрапленниками и основной массой характерен для вулканических и субвулканических пород эвтектоидного типа [13].

Трахиандезиты интенсивно перекристаллизованы, вокруг вкрапленников плагиоклаза образуются венчики калинатрового полевого шпата, насыщенные мелкими включениями минералов основной массы. По основной массе развиваются мелкие роговиковые зерна биотита и реже роговой обманки, также насыщенные мелкими включениями кварца и калиевого полевого шпата основной массы.

Пироксеновые диоритовые порфириды внешне мало отличаются от трахиандезитов. Они выявлены при массовом опробовании шлифами кернa скважин, пробуренных при разведке месторождения. Это темно-серые тонкозернистые, внешне массивные породы. Вкрапленники в них представлены исключительно моноклинным пироксеном. Содержание вкрапленников – 30–35 %, размер – до 1 мм. В отличие от кристаллокластических трахиандезитов, в диоритовых порфиридах вкрапленники имеют идиоморфную форму и часто образуют гломеростростки размером до трех миллиметров. Основная масса в диоритовых порфиридах пилотакситовая, она состоит из ориентированных лейст плагиоклаза (№ 45–50) с редкими (в интерстициях) зернами пироксена (рис. 2 б).

Пироксеновые диоритовые порфириды, так же как и кристаллокластические трахиандезиты, ороговикованы. Роговиковый биотит, менее амфибол развиваются по плагиоклазам и, реже, с краев замещают вкрапленники пироксена.

Монцониты – светло-серые среднезернистые породы массивной текстуры, размер зерен – 0.5–4 мм. Состав: плагиоклаз (35–45 %), биотит (15–20 %), калинатровый полевой шпат (10–20 %), амфибол (15–20 %), пироксен (3–15 %) и кварц (3–5 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом и ильменитом в разных пропорциях и редкими зернами апатита и циркона. Плагиоклаз зональный, полисинтетически сдвойникованный (№ 30–40), внешняя зона часто сложена олигоклазом.

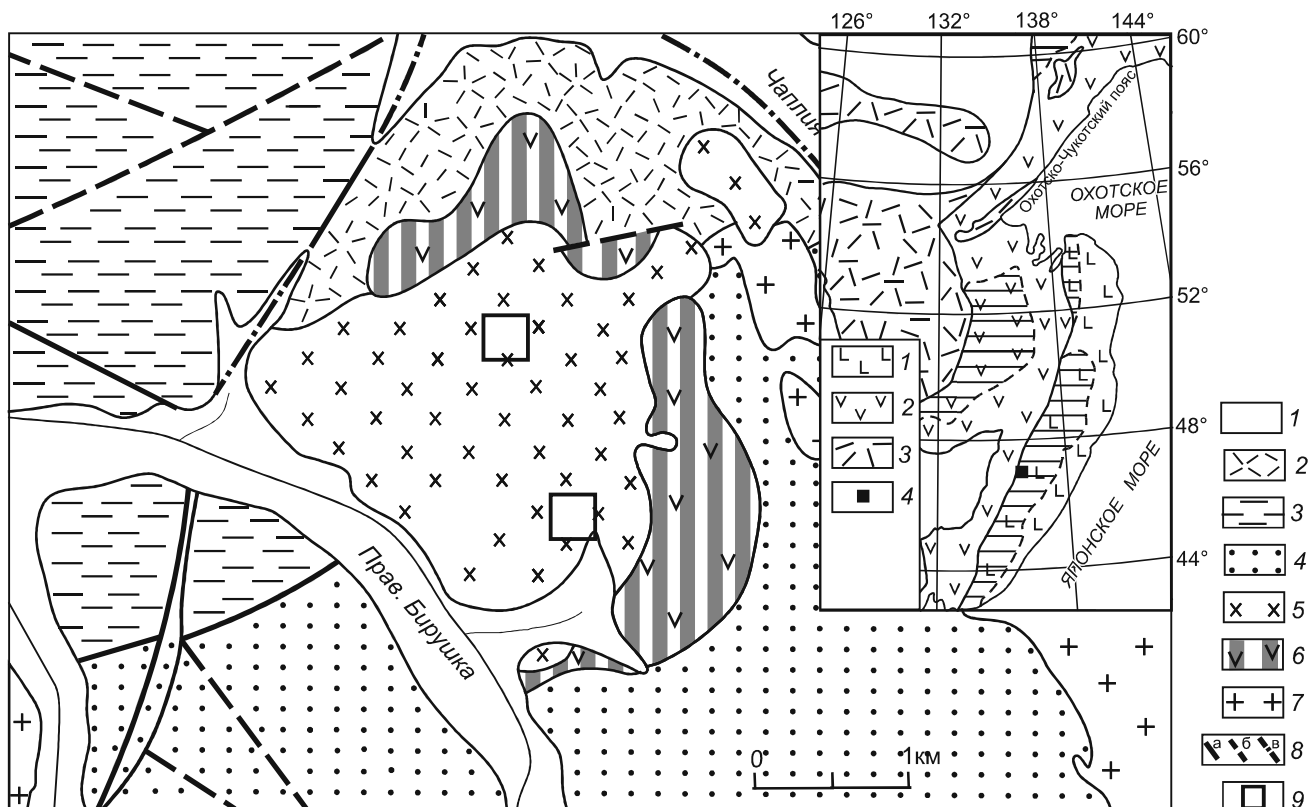


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Бирушинского интрузивного массива (с использованием материалов Максименко В.А., 1973).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – алчанская свита ($K_{1,2}$): дациты, риолиты, их туфы и туфобрекчии; 3 – краснореченская свита (T_3-J_1): кремнистые, кремнисто-глинистые породы, алевролиты, песчаники; 4 – алевролитовая толща (T_3 ?): алевролиты, песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, известняки; 5–6 – Бирушинский массив (K_2): 5 – монцониты; 6 – трахиандезиты и пироксеновые диоритовые порфиры нерасчлененные; 7 – хунгарийский комплекс (?): граниты двуслюдяные и биотитовые среднезернистые; 8 – разломы: установленные (а), предполагаемые (б) и перекрытые рыхлыми отложениями (в); 9 – каменные карьеры.

Врезка: схема тектонического районирования вулканических поясов юга Дальнего Востока (по материалам [17]).

1–3 – разновозрастные вулканические системы (мегапояса): 1 – сеноман-олигоценая, 2 – альб-сеноманская, 3 – позднеюрско-раннемеловая; 4 – положение Бирушинского массива. Без штриховки показаны внутренние зоны систем, образованные породами магнетитовой серии, заштрихованы внутренние зоны, сложенные породами ильменитовой серии.

Пироксены представлены ромбической и моноклинной разновидностями. По железистости они в основном относятся к ильменитовой серии, в части проб – к магнетитовой (рис. 3). С краев или полностью пироксены замещаются роговой обманкой. Биотит наблюдается в виде зерен таблитчатой формы размером до 1.5 мм. Зерна кварца располагаются в интерстициях между перечисленными минералами.

Ксенолиты

В монцонитах Бирушинского массива присутствуют ксенолиты, различные по составу и структуре. Они распределены крайне неравномерно, в обогащенных участках содержание их от 1–2 до 10 на 1 м². Размер ксенолитов колеблется от первых миллиметров до метра. Форма ксенолитов самая разнообразная: брусчатая, иногда в виде остроугольных или амебовидных

фрагментов неправильных очертаний, а чаще – изометричная (рис. 4, 5). По структуре и составу ксенолиты образуют непрерывный ряд от мелкозернистых темно-серых роговиков через микродиориты с постепенным укрупнением зернистости и с раскислением до пород, практически не отличимых от вмещающих их монцонитов.

Роговики встречаются в виде округлых включений в монцонитах, но чаще в виде реликтов в ксенолитах диоритового состава (рис. 4). Это тонкозернистые породы, состоящие из мелких (0.05–0.5 мм), почти изометричных зерен пироксена (50 %), биотита, плагиоклаза в близких пропорциях и примеси рудного минерала (рис. 6 а).

В микродиоритах зерна плагиоклаза, биотита и пироксена, в отличие от роговиков, имеют лейсто-

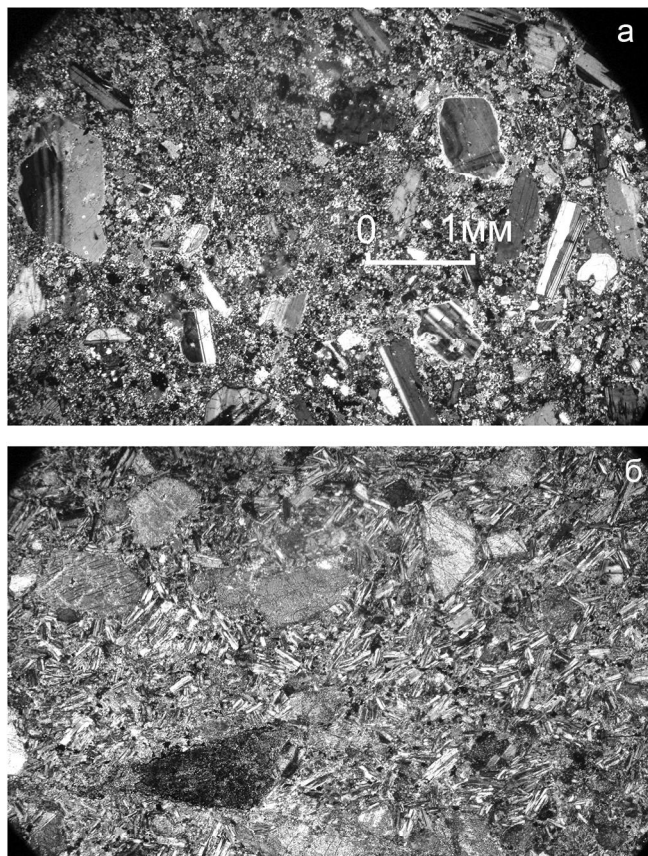


Рис. 2. Субвулканические породы: кристаллокластические трахиандезиты (а) и пироксеновые диоритовые порфиры (б). Ник.+

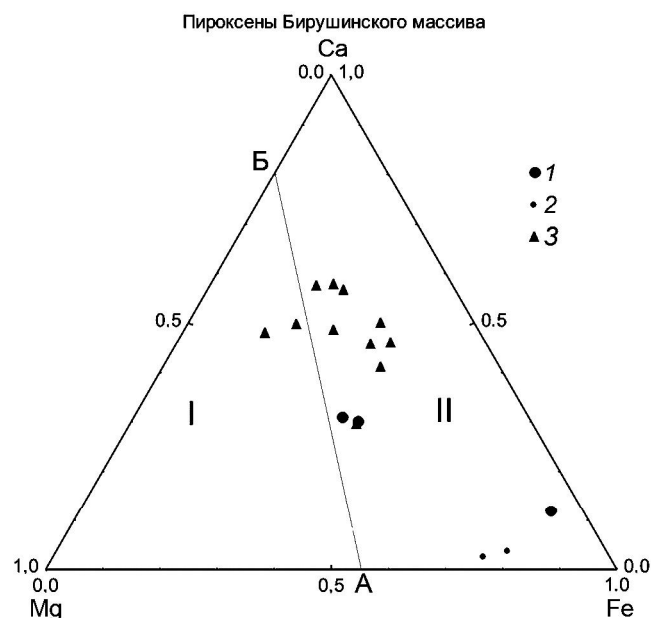


Рис. 3. Состав пироксенов.

1 – монцониты; 2 – кристаллокластические трахиандезиты; 3 – ксенолиты микродиоритов, среднезернистых монцодиоритов и монцонитов. А–Б – линия, разграничивающая составы пироксенов магнетитовой (I) и ильменитовой (II) серий пород, по [12].

видную форму и преимущественную ориентировку. С увеличением такситовости в них снижается количество темноцветных минералов (рис. 6 б, в). Дальнейшее изменение состава ксенолитов сопровождается раскислением породы за счет увеличения содержания плагиоклаза, появления кварца и пойкилобластов щелочного полевого шпата. Примечательно, что пойкилобласты щелочного полевого шпата нередко импрегнированы мелкими зернами плагиоклаза, авгита и биотита, по составу и габитусу аналогичных минералам микродиоритов. Такие включения часто располагаются вдоль зон роста, подчеркивая осциллярную зональность порфиробластов (рис. 6 г). Большинство исследователей полагают, что наличие осциллярной зональности в калиналовых полевых шпатах – прямой признак кристаллизации их из магмы [28, 29]. Можно предположить, что магма, из которой кристаллизовался калиналовый полевой шпат, имела гибридный состав и была насыщена реститами микродиоритов.

Общей закономерностью описанного ряда пород, образующих ксенолиты, является увеличение размеров зерен минералов по мере возрастания кислотности пород, состав плагиоклаза изменяется от лабрадора до олигоклаза, в биотитах растет содержание железа и снижается доля магния, появляется кварц. Наиболее лейкократовые ксенолиты по петрографическому составу и структуре являются уже полными аналогами вмещающих их монцонитов. Макроскопически они наблюдаются в виде теней, иногда со скоплениями мелких зерен рудного минерала вдоль границы. Не исключено, что часть таких ксенолитов образовалась в процессе гранитизации кристаллокластических трахиандезитов. Выстраивается определенная последовательность преобразования ксенолитов в процессе гранитизации: роговики – микродиориты – монцодиориты – монцониты.

В уступах западного карьера, представляющего собой серию полок с вертикальными стенками выдержанного простирания, на площади 100×150 м проведены структурные исследования ксенолитов. Оказалось, что в части ксенолитов, сложенных наиболее мелкозернистыми разновидностями диоритов, хорошо просматривается линейность, имеющая сходную ориентировку. Из 40 замеров, полученных в западном карьере, 90 % дают отклонения от среднего менее 15° (рис. 7 а). В восточном карьере один из блоков размером 2.5×1 м содержит девять ксенолитов с хорошо проявленной линейностью, отклонение ориентировки которой так же выдержано в пределах 15° (рис. 7 б). В восьми ориентированных приполюсовках, отобранных из разных мест западного карьера, установлены плоскостные трахитовые структуры. Показательно,

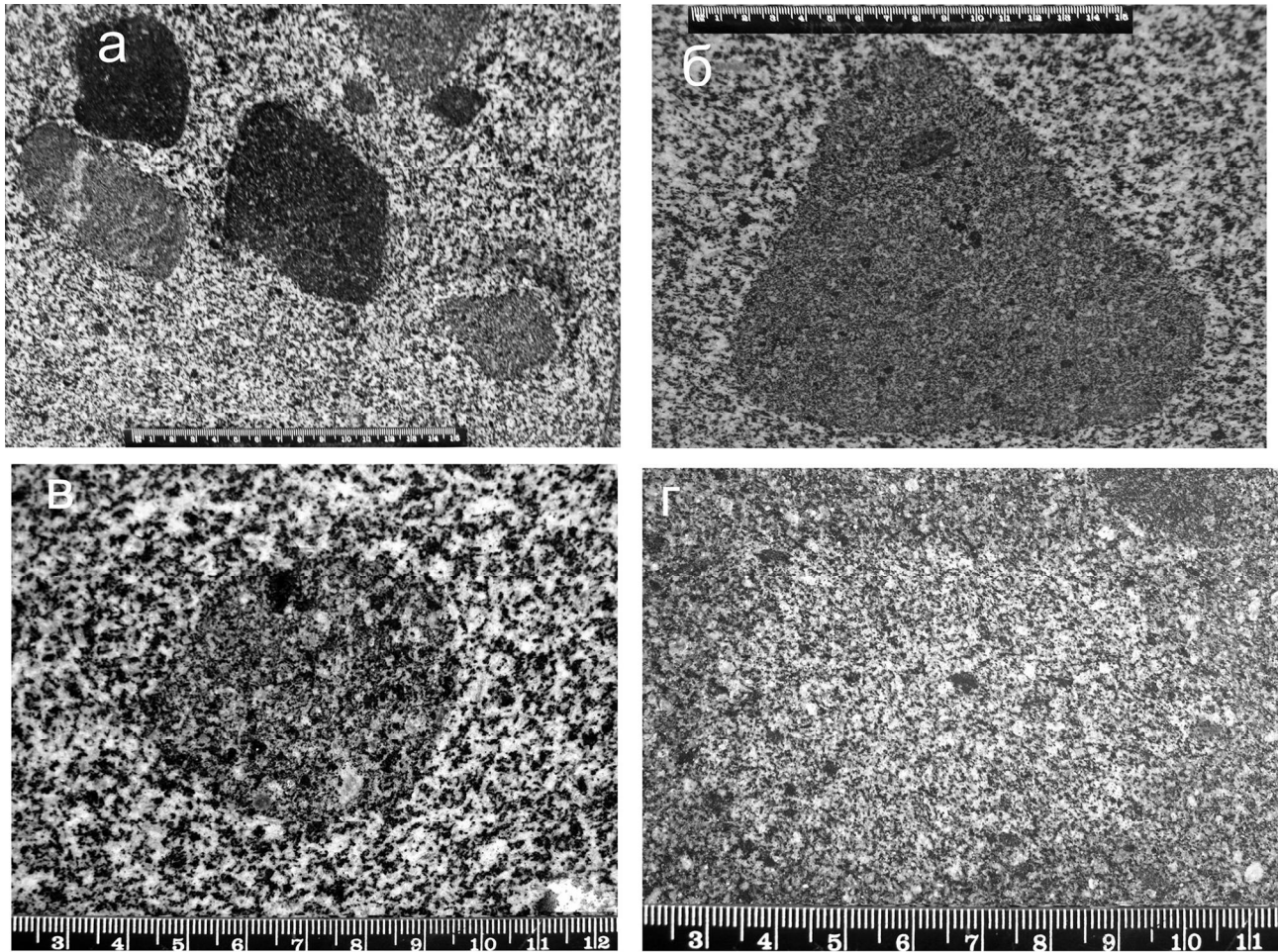


Рис. 4. Различная степень гранитизации ксенолитов: а – спектр ксенолитов от роговика до монцодиорита, видны кристаллизационные дворики вокруг ксенолитов монцодиоритов, указывающие на последовательную гранитизацию ксенолитов; б, в – ксенолиты микродиоритов и монцодиоритов с реликтами роговиков; г – интенсивно гранитизированный ксенолит (монцонит) в виде тени с реликтами роговиков в монцоните.

что все замеры имеют близкие значения с линейностью, при этом углы падения во всех замерах оказались субвертикальными, отсюда можно сделать вывод, что полученные замеры линейности не что иное, как след трахитовых структур на вертикальных стенках полков. Отметим, что трахитовые структуры хорошо выражены лишь в тонкозернистых ксенолитах, с возрастом кристалличности такситовость распределения минералов постепенно исчезает.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

На петрохимических диаграммах фигуративные точки пород Бирушинского массива, включая ксенолиты, образуют выдержанные тренды. С ростом содержания кремнезема растет содержание щелочей и снижается концентрация фемических элементов и кальция (рис. 8, табл. 1). Подобное распределение характерно для низкотемпературных гранитов I-типа [25, 26].

Процессы гранитизации контрастно отражаются в распределении легких лантаноидов, уменьшаясь от La и Ce к Eu (рис. 9, табл. 2). Низкими содержаниями легких РЗЭ отличаются пироксеновые диоритовые порфириды, а максимальными – трахиандезиты. Монцониты по содержанию легких РЗЭ занимают промежуточное положение между диоритовыми порфиридами и трахиандезитами.

В ксенолитах интенсивность гранитизации сопровождается увеличением содержаний легких лантаноидов. Особенно показательное распределение церия (рис. 9). В трахиандезитах, в наиболее гранитизированных ксенолитах и в части проб монцонитов резко выражена положительная цериевая аномалия. В основных и средних по составу породах, включая ксенолиты и часть проб монцонитов, цериевая аномалия отсутствует. Примечательно, что между этими двумя группами пород полностью отсутствуют переходные

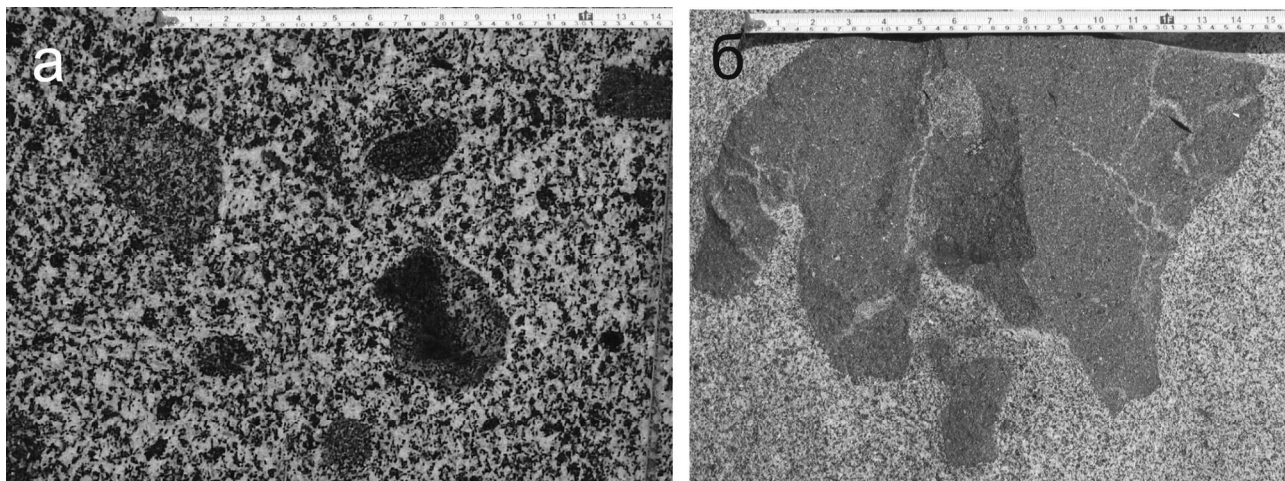


Рис. 5. Зональные ксенолиты: а – в центре ксенолита мелкозернистый диорит с трахитовой структурой в среднезернистом монцодиорите; б – ксенолит монцодиорита с реликтом мелкозернистого диорита в центре.

разновидности. Вторая важная особенность в распределении церия заключается в том, что монцитоны самого массива по характеру распределения церия также делятся на две группы.

По величине европиевого минимума породы менее четко, но также делятся на подгруппу с низкой величиной европиевого минимума (пироксеновые диоритовые порфириды и меланократовые ксенолиты) и подгруппу с резко выраженной отрицательной европиевой аномалией (трахиандезиты и наиболее лейкократовая часть монцитонов).

Преимущественно восстановительную обстановку подтверждает высокая железистость темноцветных минералов (табл. 3–5, рис 3, 10).

На диаграмме в координатах MgO–FeO фигуративные точки биотитов образуют устойчивый тренд. Максимальным содержанием FeO и минимальным MgO отличаются биотиты кристаллокластических трахиандезитов. Биотиты монцитонов имеют противоположную тенденцию. Составы биотитов из ксенолитов располагаются в середине роя, разделяя его на две части (рис. 10). Левая часть роя пространственно совмещена с монцитонами, а правая – с трахиандезитами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Бирушинская структура имеет зональное строение с центральным интрузивом, образованным монцитонами. Вмещающими породами монцитонов являются субвулканические кристаллокластические трахиандезиты и пироксеновые диоритовые порфириды.

На субвулканическую природу кристаллокластических трахиандезитов указывают порфиристая структура, низкая кристалличность основной массы пород,

а также протоклаз вкрапленников, характерный для игнимбритов и связанных с ними субвулканических образований [12]. Весь комплекс пород, включая ксенолиты, по петрографическим и геохимическим признакам относится преимущественно к ильменитовой серии магматических пород, формирующихся в восстановительной обстановке [12, 14].

Трахиандезиты и микродиориты, в отличие от монцитонов центрального «ядра», ороговикованы. Интенсивность ороговикования и степень перекристаллизации пород возрастают к контакту с монцитонами.

Судя по характеру перекристаллизации и ороговикования вмещающих пород и ксенолитов, термальное воздействие предшествовало образованию монцитонов. Доказательства этого вывода находятся в первую очередь в рассмотренном петрографическом и петрогеохимическом составе ксенолитов.

Большинство исследователей подобные ксенолиты относят к группе основных включений магматического происхождения. Наличие разных по составу и структуре ксенолитов создает иллюзию неоднократного захвата и перемещения различных пород при внедрении магмы [28–32]. Однако такие же сочетания петрографических типов пород можно наблюдать в одном четко очерченном ксенолите в виде реликтов разных стадий гранитизации, при этом границы между ними обычно отчетливые, а меланократовая часть комплексного ксенолита оказывается включенной в более позднюю лейкократовую зону (рис. 4, 5).

В Бирушинском массиве при кажущемся внешнем разнообразии ксенолиты образуют выдержанную серию: пироксеновые роговики – афировые мелкозернистые микродиориты – мелко-среднезернистые

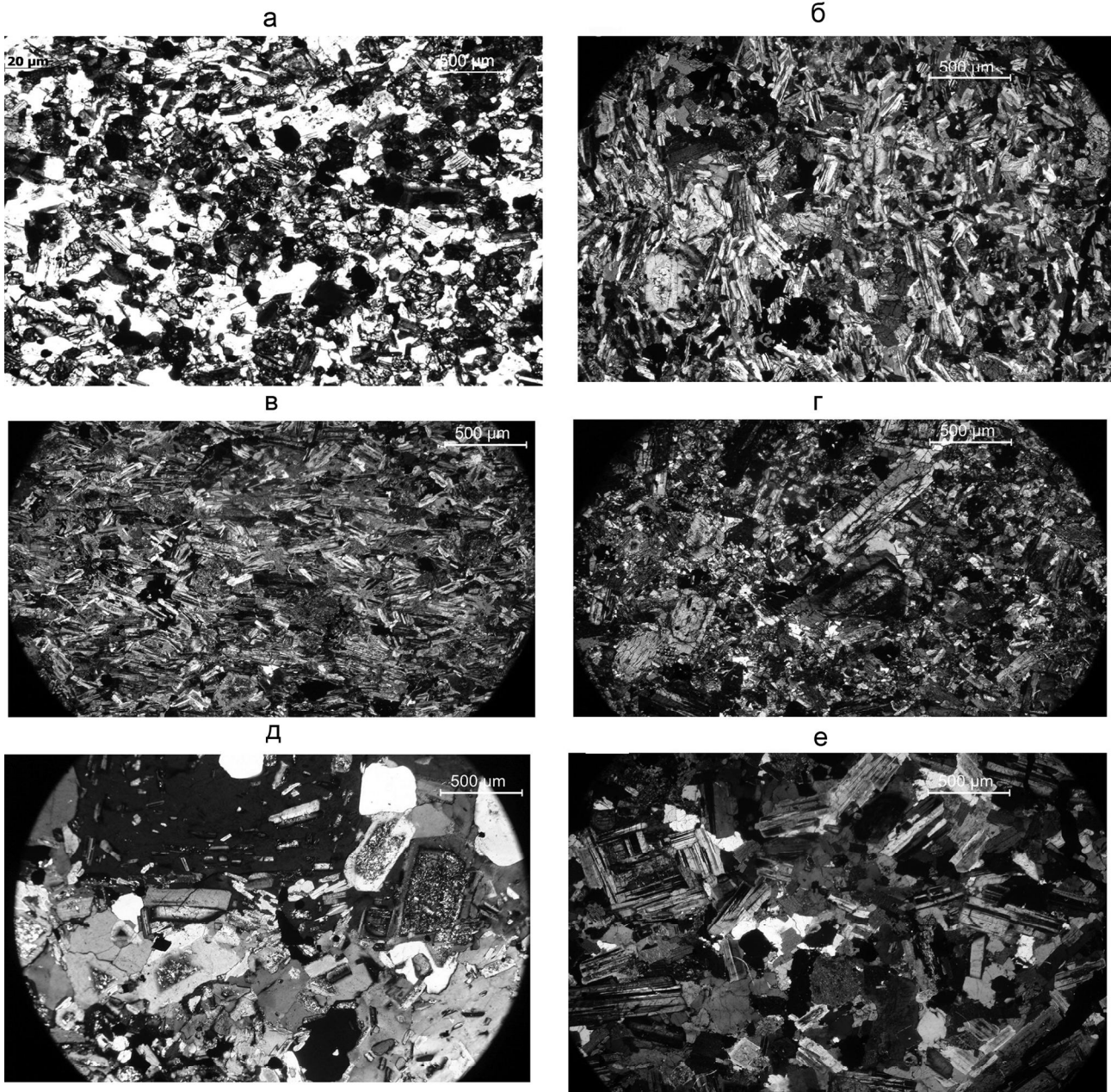


Рис. 6. Микрофотографии (николи II). Различная степень гранитизации ксенолитов: а – плагиоклаз-пироксеновый роговик, б – биотит-пироксеновый микродиорит с элементами трахитовой структуры, в – существенно плагиоклазовый микродиорит с трахитовой структурой, г – порфировый мелко-среднезернистый диорит со слабо выраженной трахитовой структурой, д – среднезернистый монцодиорит с порфиробластами калинатрового полевого шпата с осциллярной зональностью, е – среднезернистый монзонит.

монцодиориты – среднезернистые монзониты. Мелкозернистые диориты от роговиков отличает более лейкократовый состав и, главным образом, трахитовая структура, обусловленная ориентированным расположением лейст плагиоклаза и темноцветных минералов. Между пироксеновыми роговиками и трахитовыми микродиоритами возникает серия промежуточных по составу и структуре ксенолитов, в которых

уменьшается количество темноцветных минералов, возрастает процентное содержание плагиоклаза, в биотитах возрастает железистость и снижается содержание магния (рис. 10).

Породы с трахитовыми структурами были получены экспериментально при плавлении массивных амфиболитов под воздействием кремнещелочных флюидов [6, 21–23]. На начальной стадии воздействия

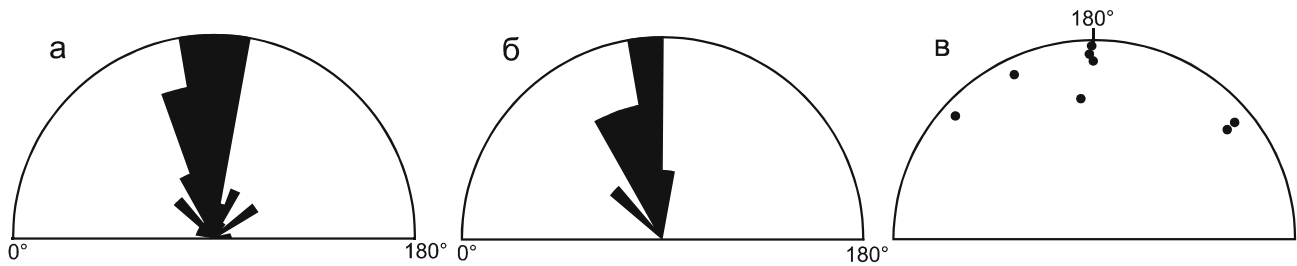


Рис. 7. Структурные диаграммы линейности и плоскостной ориентировки в ксенолитах из монцонитов Бирушинского массива. Проекция на нижние полусферы.

а – массовые замеры линейности в вертикальных полках западного карьера (n = 54); б – замеры линейности в отдельном блоке на складе готовой продукции (n = 9), диаграмма развернута согласно рис. «а»; в – диаграмма плоскостной ориентировки (n = 8).

Таблица 1. Химический состав пород и ксенолитов Бирушинского массива.

Породы		№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Монцониты		10-24	57.87	1.02	16.17	8.14	0.12	5.75	3.70	3.21	3.64	0.36
		10-14а	61.24	0.91	15.98	6.72	0.10	4.74	2.87	3.49	3.63	0.31
		10-26	57.89	0.95	16.40	8.15	0.13	5.97	3.33	3.34	3.47	0.35
		10-30	57.51	1.07	15.84	8.70	0.13	6.35	3.64	3.35	3.02	0.36
		10-32	57.14	1.18	15.90	8.75	0.13	6.11	4.25	3.22	3.01	0.30
		10-14-1	55.30	1.04	16.73	8.82	0.15	6.52	4.10	3.73	3.25	0.35
Субвулканические породы	Трахиандезиты	10-21	61.72	0.77	17.22	5.94	0.08	4.87	0.95	3.82	4.28	0.31
		10-22	60.15	0.85	17.68	6.57	0.09	5.28	1.84	3.39	3.74	0.36
		10-23	59.89	0.85	17.35	6.86	0.09	5.28	2.07	3.53	3.66	0.37
		10-19	60.48	0.84	17.44	6.75	0.09	4.99	1.62	3.56	3.89	0.32
		10-19-1	61.26	0.79	17.52	6.15	0.08	4.86	1.02	3.78	4.22	0.28
	10-44	59.16	0.99	15.79	7.85	0.11	5.75	3.33	3.45	3.27	0.29	
Пироксеновые мелкозернистые диориты	10-38	51.34	1.11	14.74	11.39	0.18	9.35	7.26	2.62	1.73	0.27	
	10-36	51.41	1.12	14.78	11.39	0.18	9.73	6.94	2.42	1.73	0.28	
Ксенолиты	Роговики	10-14-2	51.05	1.02	17.29	10.36	0.17	8.55	5.86	3.25	2.09	0.35
		10-15-3а	47.91	1.35	17.90	11.75	0.17	9.92	5.57	3.16	1.86	0.41
	Мелкозернистые диориты	10-29-а	55.79	1.10	14.85	10.26	0.17	6.47	5.30	3.78	2.05	0.21
		10-34	57.57	1.09	15.74	8.82	0.13	6.20	3.74	3.34	3.03	0.32
		10-32а	56.80	1.17	15.30	9.89	0.13	6.08	4.11	3.26	2.96	0.29
		10-15-1	60.78	0.90	15.88	6.97	0.11	4.91	3.08	3.53	3.53	0.29
	Монцодиориты, монцониты	10-14-2а	59.23	1.00	16.02	8.08	0.13	5.51	3.25	3.49	2.92	0.35
		10-18	57.81	0.99	16.13	8.16	0.12	5.88	3.45	3.38	3.73	0.34
10-14		55.14	1.27	15.74	9.67	0.16	6.49	4.70	3.88	2.62	0.30	

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

кремнщелочных флюидов происходила дебазификация внешнего фронта амфиболитов, и за счет этого в тылу образовывалась зона базификации. В зоне дебазификации часть минералов (плагноклаз и биотит) переориентировались вдоль направления флюидного потока, создавая трахитовые структуры. При продолжении опытов во фронтальной зоне препарата в интерстициях между минералами возникал расплав. По мере приближения к амфиболиту в расплаве увеличивалось содержание некогерентных элементов (Fe, Ti). Эти данные свидетельствуют о том, что при воздейст-

вии флюидов происходит не простой перенос компонентов гранитного состава, а имеет место плавление амфиболита [22].

Аналогичные процессы, очевидно, происходили на ранней стадии в Бирушинском массиве во время образования монцонитов. Почти повсеместное присутствие в ксенолитах реликтов роговиков и микродиоритов с трахитовыми структурами служит доказательством того, что преобладающая часть ксенолитов, независимо от их конечного состава, представлена реликтами преобразованных вмещающих пород. Ско-

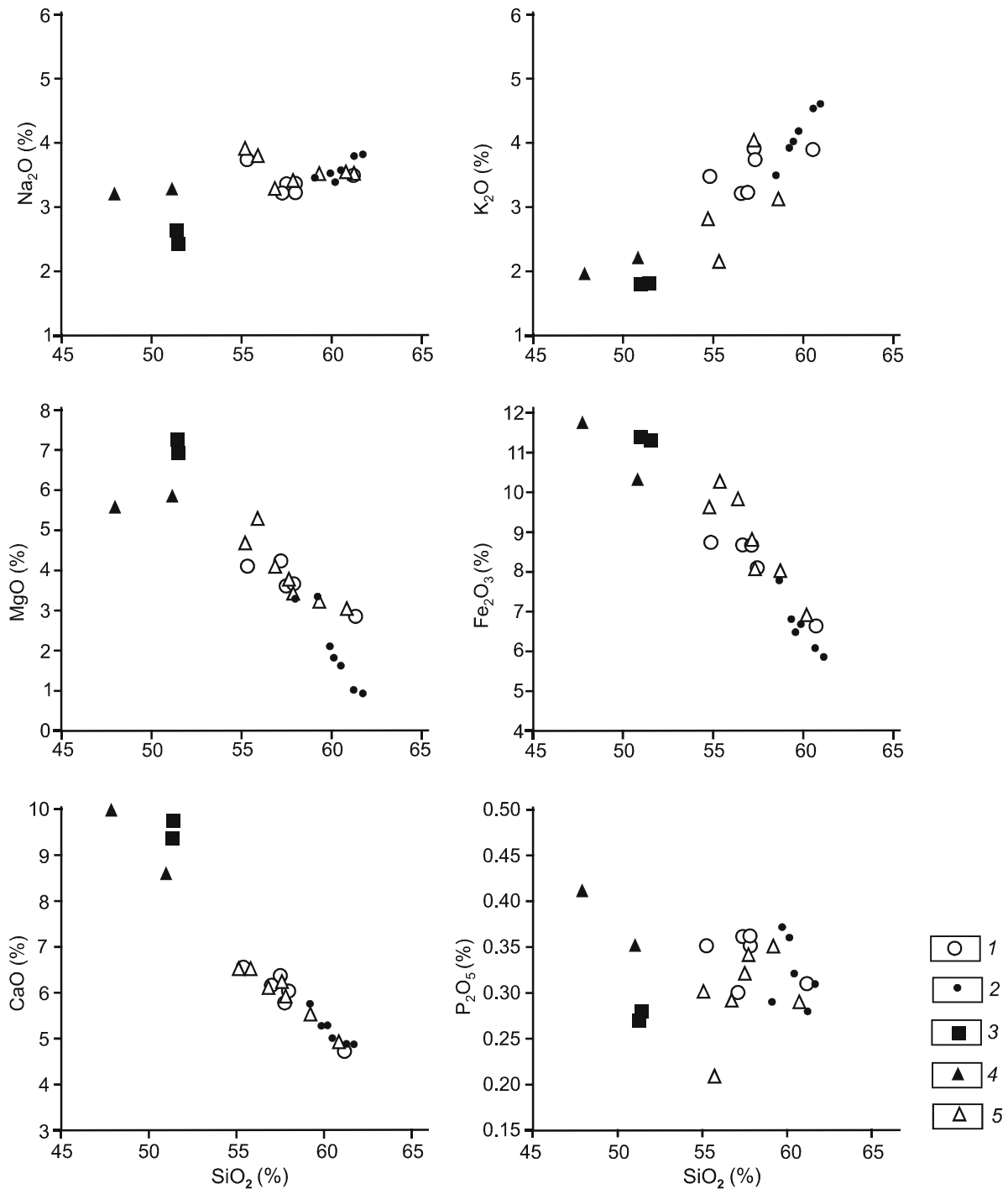


Рис. 8. Диаграммы Харкера.

1 – монцониты; 2 – кристаллокластические трахиандезиты; 3 – пироксеновые диоритовые порфириды; 4–5 – ксенолиты роговиков и микродиоритов (4), среднезернистых монцодиоритов и монцонитов (5).

рее всего, такими породами были преимущественно пироксеновые диоритовые порфириды. Опираясь на результаты экспериментов [21, 22], можно наметить определенную последовательность преобразования пород. В тылу системы происходила базификация и ороговикование пироксеновых микродиоритов, в

следующей зоне под воздействием кремнщелочных флюидов происходил вынос феррических компонентов, переориентировка лейст плагиоклаза и биотита и образование микродиоритов с трахитовыми структурами, на заключительном этапе во внешней зоне образовывался расплав, содержащий в том или ином

Таблица 2. Содержание РЗЭ в породах и ксенолитах Бурштинского массива.

Породы	№№ проб	Компоненты													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Монциты	10-24	31.81	85.93	7.28	31.9	6.25	1.46	6.37	0.72	4.92	0.85	2.69	0.31	2.48	0.30
	10-14a	32.22	89.52	7.69	32.48	6.06	1.38	6.09	0.69	4.61	0.80	2.5	0.29	2.31	0.27
	10-26	29.49	61.85	6.67	28.88	5.65	1.30	6.2	0.74	4.35	0.78	2.41	0.30	2.16	0.30
	10-30	30.06	63.58	6.84	28.68	5.66	1.32	6.27	0.74	4.3	0.76	2.38	0.29	2.09	0.28
	10-32	29.44	77.97	5.90	29.56	5.84	1.36	6.22	0.83	4.59	0.73	2.53	0.28	2.31	0.28
	10-14-1	27.72	79.79	7.05	30.14	6.06	1.46	6.19	0.73	5.1	0.90	2.83	0.33	2.62	0.32
	10-34	28.27	76.74	5.67	28.35	5.59	1.31	5.93	0.78	4.26	0.68	2.37	0.26	2.10	0.26
	10-22	37.10	104.92	8.64	36.41	6.76	1.50	6.58	0.73	4.86	0.81	2.52	0.30	2.40	0.29
	10/21	39.58	111.79	9.12	37.98	6.96	1.48	6.91	0.75	5.03	0.85	2.70	0.31	2.52	0.30
	10-23	35.95	103.98	8.66	35.41	6.52	1.45	6.52	0.72	4.75	0.82	2.55	0.29	2.36	0.28
10-44	32.83	87.26	6.31	30.37	5.80	1.26	6.15	0.80	4.31	0.69	2.42	0.27	2.25	0.28	
10-19	32.89	87.68	6.41	31.33	5.97	1.27	6.16	0.80	4.26	0.66	2.29	0.26	2.05	0.25	
10-19-1	36.22	97.00	7.11	34.17	6.41	1.35	6.64	0.86	4.58	0.72	2.53	0.28	2.28	0.28	
10-38	14.55	32.08	3.28	17.81	4.10	1.19	4.67	0.65	3.59	0.58	2.02	0.22	1.83	0.22	
10-36	15.78	34.70	3.52	19.10	4.29	1.27	4.99	0.68	3.86	0.62	2.13	0.24	1.95	0.24	
Пироксеновые диоритовые порфириты															
Роговик	10-15-3a	16.14	36.48	4.38	20.70	4.51	1.46	4.93	0.59	3.95	0.70	2.18	0.24	1.86	0.23
Мелкозернистые диориты	10/31	28.90	65.08	7.86	29.73	5.82	1.47	6.69	0.92	4.58	0.96	2.52	0.36	2.21	0.35
	10-29-a	17.11	40.09	4.27	22.83	5.01	1.10	5.51	0.79	4.49	0.73	2.59	0.30	2.44	0.31
	10-15-1	34.23	95.26	7.79	32.56	6.00	1.32	6.15	0.69	4.63	0.81	2.54	0.29	2.34	0.28
Монцодиориты, монциты	10/14-1a	38.03	103.16	8.6	35.33	6.67	1.41	6.83	0.77	5.31	0.92	2.89	0.34	2.67	0.30
	10/17	30.47	68.57	8.01	29.77	5.63	1.38	6.24	0.87	4.27	0.89	2.36	0.35	2.16	0.34
	10-14-2a	31.12	86.76	7.32	30.94	5.77	1.61	5.85	0.66	4.48	0.79	2.44	0.28	2.33	0.29
	10-18	30.75	86.01	7.45	32.13	6.12	1.44	6.20	0.71	4.88	0.83	2.65	0.30	2.41	0.30

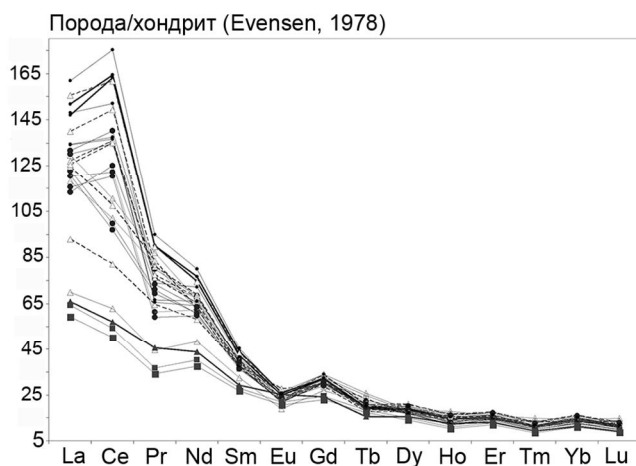


Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов в породах и ксенолитах Бирушинского массива.

Условные обозначения см. на рис. 8.

Таблица 3. Состав ромбических и моноклинных пироксенов в породах и ксенолитах Бирушинского массива.

Компоненты	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO
Монцониты	14.72	1.69	58.32	11.79	13.49
	5.27	3.82	17.78	9.35	63.78
	13.99	3.94	55.49	11.68	14.90
Трахиандезиты	9.67	50.78	2.69	1.24	35.62
	13.98	45.38	2.11	0.00	38.53
Ксенолиты	11.21	0.00	53.91	21.38	15.46
	6.17	15.81	58.33	14.49	5.20
	10.62	2.23	50.42	26.00	10.72
	15.00	2.39	55.02	20.11	7.48
	8.88	2.32	51.93	20.58	16.28
	11.62	3.36	56.38	18.79	9.85
	13.96	3.52	56.46	11.33	14.73
	11.05	1.58	57.58	22.64	7.16
	11.02	0.00	54.25	18.31	16.42
7.84	6.25	52.40	20.22	13.29	

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

объеме рестит ранних стадий преобразования пород. Пространственная выдержанность структурных элементов в микрозернистых ксенолитах, возможно, связана с однонаправленным на ранних стадиях движением гранитизирующих флюидов в условиях стресса.

Прямых петрографических признаков плавления кристаллокластических трахиандезитов не установлено. Возможно, это связано с тем, что кристаллокластические трахиандезиты – наиболее кислые и наиболее легкоплавкие породы в составе рассматриваемой системы. Данный вывод согласуется с распределением церия в породах (рис. 9). В наиболее мелано-

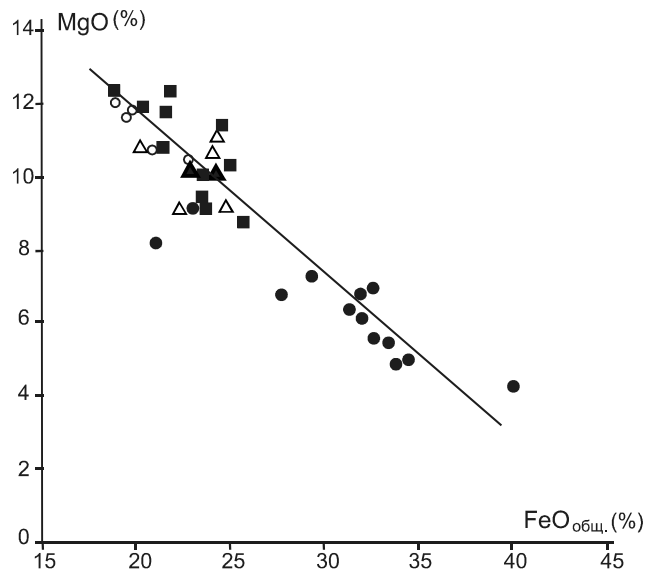


Рис. 10. Состав биотитов из пород и ксенолитов Бирушинского массива.

Условные обозначения см. рис. 8.

кратовых ксенолитах и в части проб монцонитов полностью отсутствует цериевая аномалия. В кристаллокластических трахиандезитах и в относительно лейкократовых ксенолитах и монцонитах резко выражена положительная аномалия церия и европиевый минимум. При этом переходные разновидности между двумя выделенными группами пород отсутствуют. Весьма примечательно, что сами монцониты по этому признаку также разделились на две группы. Можно было бы допустить, что распределение церия в монцонитах и ксенолитах обусловлено составом субстрата, из которого выплавлялась монцонитовая магма. Однако такое предположение достаточно сомнительно по следующим обстоятельствам. Как отмечено рецензентом и ранее описано одним из авторов [14], в группе РЗЭ Eu и Ce – элементы переменной валентности, а редокс-реакции с переходом из одного валентного состояния в другое обусловлены исключительно окислительно-восстановительными условиями формирования пород, при этом разновалентные формы резко различаются активностью в геохимических процессах. В региональном плане Бирушинский массив находится на фланге зоны пород ильменитовой серии, на стыке ее с альб-сеноманской зоной окисленных пород магнетитовой серии, поэтому можно допустить, что кристаллизация его происходила в сопряженных зонах окисленных и восстановленных флюидов.

Примеров петрографически однородных гранитных плутонов, но гетерогенных в отношении окислительных условий их формирования, имеется

Таблица 4. Состав амфиболов Бирушинского массива.

Номер пробы	Номер анализа	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}
1	1	1.11	12.80	4.12	51.18	0.45	11.73	0.84	н.о.	17.13
	2	0.97	10.62	8.72	49.33	0.84	9.92	0.78	н.о.	18.82
2	1	1.09	11.99	6.29	50.8	0.8	11.14	0.01	0.55	16.35
3	1	1.19	11.71	6.05	0.5	0.74	11.87	1.44	н.о.	0.17
4	1	н.о.	6.28	6.29	43.7	2.68	19.13	1.08	н.о.	14.86
	2	1.7	8.04	8.45	47.29	1.19	9.97	1.72	н.о.	21.65
	3	0.93	6.26	7.3	44.18	1.05	14.8	1.27	н.о.	24.2
5	1	0.61	8.97	7.69	48.99	0.78	12.78	0.79	н.о.	19.39
	2	1.44	5.92	12.13	36.8	4.73	8.38	3.45	н.о.	24.9
	3	1.89	11.93	8.18	52.23	0.47	9.84	0.76	н.о.	14.7
6	1	1.39	11.9	4.63	48.42	1.23	12.7	н.о.	н.о.	20.35
7	1	1.23	12.66	5.89	51.43	0.54	11.27	0.86	н.о.	15.75
	2	н.о.	8.29	3.86	37.31	0.78	16.42	1.28	1.11	30.95
	3	0.86	14.42	3.45	54.79	н.о.	11.37	0.68	н.о.	14.43
	4	1.76	13.22	4.99	52.79	0.6	11.23	0.61	0.54	13.74
8	1	0.88	13.69	3.63	51.92	н.о.	11.58	н.о.	0.87	17.43
	2	0.83	14.21	4.39	52.78	н.о.	1.83	0.72	н.о.	15.25
9	1	1.41	15.73	5.01	51.9	н.о.	11.01	1.44	н.о.	13.5
	2	1.54	13.97	6.09	49.98	н.о.	10.42	1.91	н.о.	16.09
	3	1.53	12.28	6.42	50.03	н.о.	11.56	н.о.	н.о.	18.18
10	1	1.04	13.11	5.28	51.79	н.о.	16.83	0.65	0.47	10.83
	2	1.46	11.87	12.51	46.57	5.5	4.17	2.33	н.о.	15.6
	3	н.о.	11.12	13.59	40.85	8.71	1.58	5.07	н.о.	18.5
	4	1.05	12.22	14.22	43.24	7.06	1.31	3.56	н.о.	16.96

Примечание. н.о. – не обнаружено; магматические породы: 1–3 – монцониты, 4 – трахиандезиты; ксенолиты: 5 – роговики; 6–8 – мелкозернистые диориты; 9–10 – монцодиориты, монцониты.

достаточно много. Например, породы Валентиновского гранитного массива на Сихотэ-Алине (позднемеловой прибрежный комплекс), по данным [2], в юго-западной его части имеют черты ильменитовой серии, а в его северо-восточном фланге – типично магнетитовой серии, при этом на всем протяжении Валентиновский интрузив, за исключением состава аксессуарных минералов и железистости темноцветов, сохраняет свою петрографическую однородность. В региональном плане Валентиновский массив также находится в зоне перехода ильменитовой и магнетитовой серий магматических пород. Подобное пересечение гранитного массива границей, разделяющей магнетитовую и ильменитовую серии, описано для Калифорнии [32].

Отмеченный феномен находит наиболее приемлемое объяснение, если допустить выплавление гранитов на месте в зоне сопряжения потоков окисленных и восстановленных флюидов.

Для определения условий формирования монцонитового интрузива, наряду с данными по составу ксенолитов, большое значение имеют результаты структурных исследований. В большей части мела-

нократовых ксенолитов микродиоритового состава хорошо выражены трахитовые структуры. Ввиду монолитности пород определить плоскостную ориентировку трахитовых структур не всегда доступно, однако довольно отчетливо просматривается линейность в виде следа трахитовых структур на плоских поверхностях блоков и коренных выходов монцонитов. В вертикальных стенках западного карьера ориентировка линейности в меланократовых микрозернистых ксенолитах выдержана на значительной площади в западных румбах (рис. 7), в более раскристаллизованных ксенолитах такситовость распределении минералов постепенно исчезает. Выдержанность ориентировки линейных структур в ксенолитах указывает на реститивную природу ксенолитов и свидетельствует об отсутствии движения и перемещения монцонитовой магмы с места ее образования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматические породы Бирушинского массива, включая ксенолиты, образуют серию близких в петрогеохимическом отношении пород.

Таблица 5. Представительные анализы биотитов из пород и ксенолитов Бирушинского массива.

Породы	Номер пробы	Номер зерна	Al ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	TiO ₂	FeO	SiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	(MgO+FeO)/Al ₂ O ₃		
Монцониты	10-26	1	12.75	10.12	10.73	5.39	20.89	40.12	3.15	2.48		
	10-30	1	13.36	9.87	11.85	4.60	19.78	40.16	3.01	2.37		
	10x-1	1	13.38	9.53	11.66	6.02	19.46	39.95	2.99	2.33		
	10-24	1	12.73	9.95	10.50	5.42	22.80	38.60	3.03	2.62		
	10-32	1	13.50	9.85	12.16	6.16	18.99	39.34	2.91	2.31		
Трахандезиты	10-1	2	12.20	9.97	7.31	3.79	29.40	37.33	3.06	3.01		
		1	11.30	10.67	6.94	3.74	32.59	34.76	3.08	3.50		
	10-19-1	1	11.26	10.07	9.12	6.40	22.91	40.25	3.57	2.84		
	10-19-2	1	11.31	10.73	5.50	4.77	33.45	34.24	3.03	3.44		
	10-22	1	10.93	10.30	6.12	5.69	32.06	34.92	3.20	3.49		
		2	11.10	9.85	6.76	5.15	31.88	35.25	3.17	3.48		
		3	11.30	10.50	6.36	4.76	31.41	35.69	3.16	3.34		
	10-35	1	11.30	10.29	4.89	4.80	33.89	34.85	3.08	3.43		
		2	10.77	10.32	5.00	4.85	34.60	34.48	3.20	3.68		
	10-41	3	11.35	10.52	5.56	5.09	32.61	34.88	3.07	3.36		
		1	13.10	10.01	6.76	4.79	27.85	37.47	2.86	2.64		
		2	9.30	11.63	4.25	4.95	40.11	29.76	3.20	4.77		
			3	13.85	10.32	8.17	4.55	21.11	42.01	3.03	2.11	
Роговики			10-4	2	12.71	9.98	10.07	6.00	24.18	37.05	2.92	2.69
				1	12.67	10.41	10.25	6.41	22.89	37.38	2.95	2.62
Ксенолиты	Мелкозернистые диориты	10-27	2	12.29	10.58	10.37	5.51	25.03	36.23	2.95	2.88	
			1	12.49	11.14	12.37	5.09	21.81	37.10	2.97	2.74	
		10-15-2	2	13.76	10.27	9.18	4.85	23.61	38.34	2.79	2.38	
			1	12.79	9.95	11.36	5.29	24.50	36.11	2.82	2.80	
		10-29	1	11.93	10.36	8.79	6.04	25.67	37.22	3.12	2.89	
			2	13.15	9.25	10.12	6.27	23.52	37.70	2.87	2.56	
			3	12.55	10.07	9.37	6.17	23.61	38.22	3.05	2.63	
		10-31	2	13.33	9.90	10.81	6.57	21.24	37.39	2.80	2.40	
			1	12.80	10.64	11.76	6.57	21.59	36.64	2.86	2.61	
		10-32a	2	13.50	9.98	11.93	5.95	20.27	38.36	2.84	2.39	
			1	14.94	8.86	12.33	4.88	18.89	39.63	2.65	2.09	
		Монцо-диориты, монцониты	10-19	1	12.89	11.04	10.61	5.45	24.06	35.94	2.79	2.69
			10-18a	1	12.06	10.39	11.19	5.46	24.32	36.58	3.03	2.94
10-15a	1		12.49	11.65	9.18	6.15	24.83	35.71	2.86	2.72		
10x-2	2		13.06	10.16	10.81	5.86	20.27	39.48	3.02	2.38		
1	12.46		10.39	9.13	6.49	22.30	38.58	3.10	2.52			

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

2. Многочисленные меланократовые ксенолиты в монцонитах относятся к классу магматогенных и представляют собой реликты в разной степени метаморфизованных и переплавленных вмещающих пород. Процесс преобразования вмещающих пород происходил в последовательности: пироксеновые роговики (зона базификации) – пироксен-биотит-плаггиоказовые мелкозернистые диориты с трахитовыми структурами (зона дебазификации) – среднезерни-

стые монцодиориты и монцониты ксенолитов (кристаллизация из расплава, насыщенного релитами) – монцониты основного массива с реликтами субстрата в форме ксенолитов.

3. По распределению легких лантаноидов породы Бирушинского массива разделяются на две группы. Первую группу с четкой положительной аномалией церия и относительно высокими содержаниями легких лантаноидов образуют монцонит-порфиры,

наиболее лейкократовые ксенолиты (близкие по составу к монцонитам) и часть проб монцонитов. Во второй группе, представленной пироксеновыми диоритовыми порфиритами, меланократовыми ксенолитами и наиболее основными монцонитами, цериевая аномалия отсутствует. Таким образом, особенности распределения церия можно рассматривать как своеобразный индикатор окисленности флюидов, под воздействием которых происходил процесс плавления вмещающих пород.

4. Выдержанная субширотная ориентировка линейности в ксенолитах, возникшая на ранних стадиях гранитизации вмещающих пород, указывает на реститовую природу ксенолитов и свидетельствует об образовании монцонитов на месте без транспортировки и перемешивания расплава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., Миллер Э., Мишин Л.Ф. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканического пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 1. С. 22–26.
- Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М.: Наука, 1979. 146 с.
- Гаврикова С.Н., Жариков В.А. Геохимические особенности гранитизации архейских пород в Восточном Забайкалье // Геохимия. 1984. № 1. С. 26–49.
- Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 3–14.
- Жариков В.А., Гаврикова С.Н. Гранитообразование в активизированной окраине Алдано-Станового щита // Зап. РМО. 1987. Ч. 116. В. 4. С. 377–399.
- Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 339–358.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 332–452.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагабброноритов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14, № 5. С. 453–581.
- Летников Ф.А., Бальшов С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 2–32.
- Магнитский В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможности плавления пород земной коры при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.
- Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Мишин Л. Ф. Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 69–85.
- Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–631.
- Мишин Л.Ф. Условия образования гипабиссальных гранитоидных интрузивов на примере Сизинджинского массива // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 19–31.
- Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Рябова Е.А. Проблема пространства субвулканических и гипабиссальных гранитоидов // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы всерос. конф. 17–20 сентября 2013 г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 78–81.
- Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тауфинский гранитный массив (южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64–81.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К. Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 17–37.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 240 с.
- Ходоревская Л.И., Шмонов В.М., Жариков В.А. Гранитизация амфиболитов: 1. Результаты первых экспериментов в режиме фильтрации флюида через породу // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 1–11.
- Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюида через породу // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 321–336.
- Ходоревская Л.И. Флюидный режим и закономерности поведения рудных, редких и редкоземельных элементов при гранитизации метагаббро-норитов Беломорской серии (о. Горелый, Кандакшская губа) // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 397–414.
- Castro A. On granitoid emplacement and related structures. A review // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N 1. P. 101–124.
- Chappell B. W, Bryant C.J, Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites // Resource Geol. 1998. V. 48, N 4. P. 225–235.
- Chappell Bruce W., Doone Wyborn. Cumulate and cumulative granites and associated rocks // Resource Geol. 2004. V. 54, N. 3. P. 227–240.
- Daly R.A. The mechanics of igneous intrusions // Amer. J. Sci. 1903. N 13. P. 107–126.
- Didier J. Granites and their enclaves. Amsterdam: Elsevier, 1973. 393 p.
- Didier J. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas // Geologische Rundschau. 1987. N 76. P. 41–50.
- Furman T., Spera F.J. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at

- Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // Jour. Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. V. 24. P. 151–178.
31. Gansser A., Gyr T. Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion // Eclogae geol. Helv. 1964. V. 57, N 2. P. 577–598.
32. Gastil G. The boundary between magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zones plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
33. Mayers J. S. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86, N. 9. P. 1209–1220.
34. Mehnert K.R., Busch W. The formation of K-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses // Neues Jahrb. Miner. 1985. Abh. 151. 229–259.
35. Mehnert K.R. 50 Jahre Granitforschung // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N 1. P. 1–14.
36. Neugebauer H.I., Reuther C. Intrusion of igneous rocks-physical aspects // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N 1. P. 89–99.
37. Pitcher W.S. The migmatic older granodiorite of Thorndistrict, Co. Donegal // Quat. Jour. Geol. Soc. 1952. V. 430. P. 413–447.
38. Pitcher W.S., Read. H.H. On the main Donegal granite // Quat. Jour. Geol. Soc. London. 1958. V. CXIV. P. 259–305.
39. Wegmann C.E. Übersicht Über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas // Bull. Com. Geol. Finland. 1935. V. 89. P. 1–45.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

L.F. Mishin, V.G. Nevstruev, E.A. Ryabova, V.S. Komarova

Conditions of the Birushin monzonite intrusive formation (Sikhote-Alin)

The Birushin monzonite intrusive constitutes the central zone of the subvolcanic massif composed of crystalloclastic trachandesites and pyroxene dioritic porphyries. Monzonites are saturated with xenoliths, forming a continuous series from pyroxene hornblends and pyroxene microdiorites to monzodiorites and monzonites. At the same time the structure of the xenoliths changes from fine- to medium-grained one. Xenoliths different in composition and structure are found together on the size-limited areas, creating the illusion of transporting them from different sources. Besides, multiphase varieties are found among the xenoliths, including three or more zones of different composition. Melanocratic fine-grained xenoliths are distinguished by trachitoid location of plagioclase and amphibole grains. Mass measurements have revealed the consistency of the trachyte structures orientation. From structural data and chemical composition of rocks and minerals, the monzonite of the central core formation was proposed as the result of the magmatic replacement in situ of the enclosed crystalloclastic trachandesites and dioritic porphyrites.

Key words: hypabyssal intrusives, xenoliths, monzonites, microdiorites, trachyte structures, Sikhote-Alin.