

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ
НА ПРИМЕРЕ СИЗИНДЖИНСКОГО МАССИВА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

Л. Ф. Мишин

*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 12 декабря 2011 г.

Проведено картирование и детальное изучение Сизинджинского гипабиссального интрузивного массива, расположенного в Куйдусунской вулканической зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. Выявлен комплекс структурно-петрографических признаков, свидетельствующих о формировании гранитоидов на месте путем последовательного замещения вмещающих осадочных пород верхоянского комплекса и среднезернистых диоритов (реже габбро) более поздними гранитами. Установлено, что наиболее ранние в составе массива мелкозернистые породы среднего состава, распространенные в форме ксенолитов во всех гранитоидах, представляют собой реликты неперемещенного переплавленного субстрата.

Ключевые слова: гранитоиды, ксенолиты, вулканическая зона, проблема пространства, Охотско-Чукотский вулканический пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема гранитов сводится к двум альтернативным теориям [10]: 1) граниты являются породами, образовавшимися в результате внедрения и затвердевания магмы, которая вытеснила вмещающие породы; 2) граниты – образовались в результате гранитизации вмещающих пород. Отсюда ясно, что от решения проблемы пространства зависит понимание механизма становления гранитов в целом. Наиболее убедительно она решается для абиссальных гранитоидов. Их главная особенность – тесная связь с вмещающими метаморфическими породами. В зонах ультраметаморфизма граниты сопровождаются ореолами мигматитов и гранитогнейсов, а внутренняя структура характеризуется унаследованностью особенностей вмещающей рамы. Последняя проявляется в наличии реликтовой и теневой стратификации с обилием реститов, блоков и перегородок некомпетентных вмещающих пород в первичном залегании, в целом указывающих на автохтонность залегания глубинных гранитоидов. Проблемой остается лишь способ их образования: анатексис без привноса, магматическое замещение под воздействием сквозьмагматических растворов или метасоматоз. При любом из перечисленных процессов проблема пространства

решается обменом гранитов с вмещающими породами (объема на объем).

Гипабиссальные гранитоидные массивы отличаются дискордантная форма, резкие границы, наличие термальных экзоконтактных изменений и широкий спектр пород по химическому составу. Большинство исследователей рассматривают образование гипабиссальных гранитоидов как результат активного внедрения магм из более глубоких горизонтов. Обсуждается несколько возможных механизмов завоевания пространства гипабиссальными гранитоидами: диапиризм и куполообразование [9], механизм по типу раздувающихся плутонов [12], магматическое обрушение кровли [14], кальдерное или блоковое оседание вмещающих пород [18], магматическое замещение [2, с. 56–57]. Ни одна из предложенных гипотез, за исключением магматического замещения, не объясняет всего спектра структурных взаимоотношений гранитов с вмещающими породами.

Гипотеза магматического замещения при участии сквозьмагматических растворов была разработана на примерах глубинных гранитоидов зон ультраметаморфизма [2]. В то же время, Д.С. Коржинский, [2, с. 56–57] отмечает: “... и в формациях меньшей глубинности, включая гипабиссальные и субвулкани-

ческие, явления замещения гранитами боковых пород весьма обычны. Нередко обширные краевые зоны гипабиссальных массивов носят как бы переходный характер между контактовыми роговиками и магматической породой”.

Сложность вопроса заключается в конвергентности признаков и возможности различной трактовки их в зависимости от предпочтений исследователей и материала, которым они располагают. Для получения решающих аргументов требуются представительные объекты и комплексный подход.

Автор изучал гипабиссальные гранитоиды в Охотско-Чукотском (Куйдусунская вулканическая зона), Восточно-Сихотэ-Алинском и Западно-Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах. В качестве основной доказательной базы использованы материалы по гранитам Сизинджинского массива (Куйдусунская вулканическая зона), которые в свете поставленных задач, а также в силу их обнаженности и сочетания различных признаков, можно считать эталонными. Для этого массива проведен комплекс детальных петрографических, минералогических, геохимических и изотопных исследований, а также крупномасштабное структурное картирование.

Редкие и редкоземельные элементы анализировались в лаборатории ИТиГ ДВО РАН на масс-спектрометре ISP-MS ELAN DRC II 360 RSI (аналитик Д.В. Авдеев), пробоподготовка осуществлялась с применением микроволнового разложения в кислотах.

Состав петрогенных элементов анализировался в лаборатории ИТиГ весовым химическим методом (аналитики Зазулина В. Е., Ильина Н.И.) и методом рентгено-флуоресцентной спектроскопии (аналитик Ильин Л.М.). Состав минералов определялся на микрозонде Camebax во ВСЕГЕИ (аналитик В.К. Куранова) и в ИТиГ на электронном микроскопе (аналитик Комарова В.С.).

Изотопные исследования цирконов проведены в ИГГД в г. Санкт-Петербург А.Б. Котовым.

СИЗИНДЖИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАССИВ

Сизинджинский массив, сложенный различными по составу породами (от габбро до гранита), расположен в юго-западной части Куйдусунской вулканической зоны (западный сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). Массив вытянут в северо-восточном направлении на 29 км при ширине выходов 5–10 км (рис. 1). С северо-запада его вмещают нижнепермские терригенные образования верхоянского комплекса, представленные алевролитами и менее песчаниками, а с юго-востока – вулканогенные образования: лавы и туфы риолитов, андезитов и андезибазальтов, предположительно раннемелового

возраста, а также частично позднемеловые алеаски-товые граниты, структурно не связанные с Сизинджинским массивом. Терригенные породы смяты в складки, пологие на севере и крутые на юго-западе. Простирающиеся осадочные породы конформно границам массива, хотя в деталях границы интрузива имеют секущий характер. Вулканиды также имеют согласное с границами массива простирающиеся, с пологим (20–25°) погружением под массив.

В целом форму Сизинджинского интрузива можно интерпретировать как межформационную залежь мощностью около 3 км, приуроченную к контакту вулканогенных пород с терригенными отложениями. Эта граница проходила примерно вдоль осевой части массива и имела, скорее всего, тектонический характер, поскольку гипсометрически северо-западная часть массива с ксенолитами и изолированными выходами алевролитов расположена выше выходов вулканических пород и той части гранитоидного массива, которая содержит ксенолиты вулканических пород. Возможно, алевролиты были надвинуты на меловые вулканогенные породы. На плитообразную форму массива указывает преобладающее в северо-западных румбах погружение расслоенности в диоритах и габбро под углами 15–30° (рис. 1), а также устойчивая с таким же погружением ориентировка матрацевидной отдельности в адамеллитах.

Вмещающие вулканические породы кислого состава в пределах массива превращены в кварцевые роговики, андезиты и андезибазальты – в амфиболовые роговики. ореол контактовых изменений в алевролитах ограничивается метрами и десятками метров. Более изменены изолированные выходы алевролитов внутри массива. В целом преобладают биотитовые и кордиеритовые роговики, реже присутствуют мусковит, гранат и андалузит. Отдельные выходы ороговикованных алевролитов в северо-восточной приподошвенной части массива приобрели облик гнейсов. Они имеют полосчатую, иногда плейчатую текстуру и характеризуются резко выраженной ориентировкой биотита, развитием новообразованного кварца, ортоклаза и плагиоклаза. Такие породы обычно послойно мигматизированы.

Мелкозернистые породы среднего-основного состава – наиболее ранние образования в составе Сизинджинского плутона. Состав их варьирует от габбро до кварцевого диорита с преобладанием микродиоритов, иногда повышенной щелочности. Они наблюдаются в виде ксенолитов в диоритах и адамеллитах, участками микродиориты сохранились в виде септ протяженностью до 100 м при ширине выходов метры–первые десятки метров

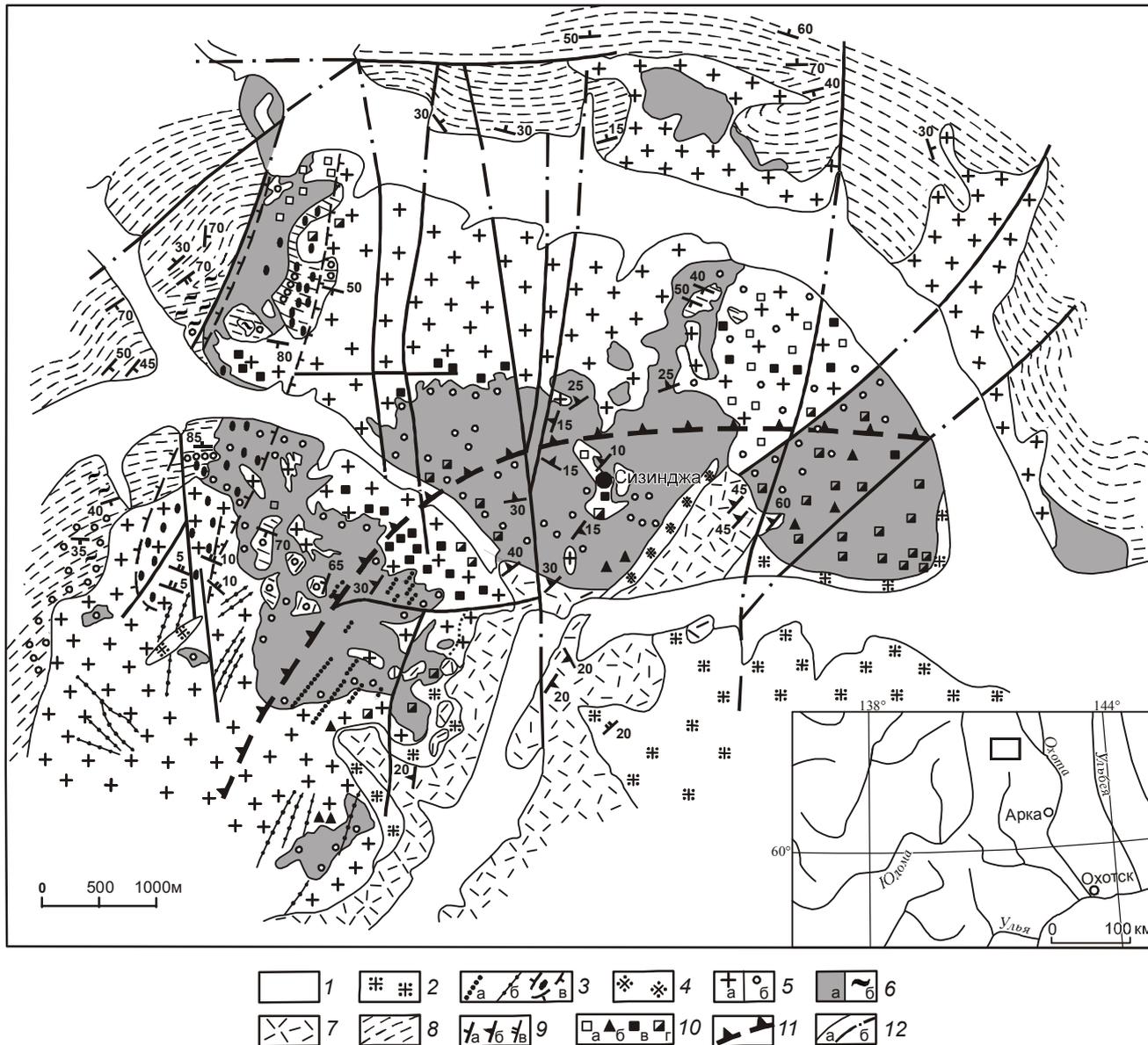


Рис. 1. Геологическая карта Сизинджинского массива.

1 – рыхлые отложения; 2 – аляскитовые граниты; 3 – субвулканические породы (дайки, силы и внемасштабные тела): фельзиты (а), монцонит-порфиры (б), зона растяжения, насыщенная колеччатыми дайками афировых риолитов и витрофиров (в); 4 – гибридные гранит-порфиры; 5 – адамеллиты, гранодиориты (а), мигматиты и внемасштабные тела адамеллитов (б); 6 – диориты (а), внемасштабные тела диоритов (б); 7 – андезиты, риолиты, базальты нерасчлененные, К₁ (?); 8 – алевролиты, песчаники (верхоянский комплекс); 9 – элементы залегания слоистости (а), флюиальности (б) и плитчатости (в); 10 – ксенолиты: алевролитов (а), микродиоритов (б), диоритов (в) и вулканических пород (г); 11 – линия предполагаемого надвига, разграничивающего породы с ксенолитами осадочных и вулканических пород; 12 – разломы установленные (а), предполагаемые под рыхлыми отложениями (б).

(рис. 2). В юго-западной части массива выходы микродиоритов чередуются с выходами ороговикованных андезибазальтов и с породами, переходными по составу и структуре к микродиоритам. Однозначно эти разновидности выделяются только под микроскопом, поэтому границы между ними часто выделены довольно условно.

Удлиненные, нередко игольчатые, зерна амфибола и лейсты плагиоклаза создают микропризматическизернистую структуру, иногда с редкими порфировыми выделениями биотита, реже амфибола. В кварцевых диоритах появляются пойкилобласты калишпата. Происхождение этих пород будет рассмотрено ниже.

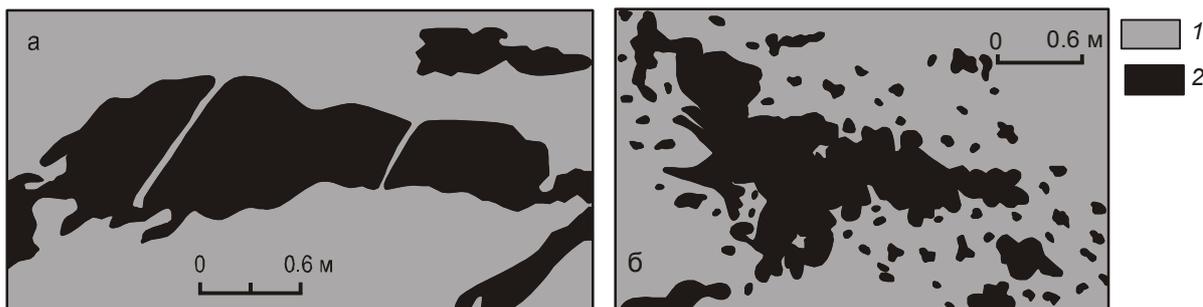


Рис. 2. Блоки микродиоритов со шлейфом неперемещенных ксенолитов в среднезернистых диоритах. 1 – среднезернистые диориты, 2 – микродиориты.

Среднезернистые диориты, габбро, кварцевые диориты слагают обширные поля и разрозненные выходы по всему Сизинджинскому массиву. Наиболее полный разрез этих пород наблюдается на г. Сизиндже. Здесь снизу на ороговикованных вулканитах с пологим погружением на север обнажаются среднезернистые пятнистые гибридные диориты мощностью 300 м. Выше диориты мощностью до 1 км включают отдельные горизонты (до 100 м) полосчатых габбро. Два небольших участка расслоенных габбро-диоритов отмечаются в центральной части массива. Однако на большей площади массива распространены невыдержанные по составу гибридные пятнистые диориты. В обрамлении на контакте с алевролитами диориты нередко в узкой полосе (10–20 см) сменяются слабо раскристаллизованными диоритовыми порфиритами с обильными вкрапленниками амфибола и плагиоклаза в микролитовой основной массе.

Пятнистость диоритов связана с присутствием в разной степени ассимилированных фрагментов микродиоритов. Это мелкие ксенолиты, шлиры и темные пятна, обусловленные скоплениями микролитов биотита, пироксена и плагиоклаза в среднезернистом диорите, а также их отдельными лейстами в виде пойкилитовых включений в минералах среднезернистых диоритов. Реситы микродиоритов легко узнаются благодаря длиннопризматическому габитусу минералов и их относительно малыми размерами (рис. 3). Микродиориты, в отличие от диоритов, обычно имеют хорошо выраженную ориентировку минералов. В ориентированных шлифах и приполировках удалось установить, что ориентировка минералов в скоплениях ксенолитов одинаковая, что является свидетельством отсутствия их вращения (рис. 4).

Адамеллиты и гранодиориты – главная фаза Сизинджинского массива. Выходы адамеллитов и гранодиоритов с разной плотностью распределены по всему массиву. По размеру гранитоидные тела образуют континуум от капель размером менее

1 см до крупных относительно однородных полей площадью до 10 км².

Контакты адамеллитов с вмещающими породами как резкие секущие, так и постепенные. Обширные поля гомогенных адамеллитов обычно сопровождаются шлейфом небольших, явно безкорневых выделений гранитного материала во вмещающих породах. Весьма типичны округлые, иногда брусчатые выделения адамеллитов в диоритах, с резкими границами, размером до 20–30 см, напоминающие по форме ксенолиты (рис. 5). По структуре и соотношению темноцветных минералов они не отличаются от адамеллитов основного массива. Такие “псевдоксенолитовые мигматиты” сопровождаются более мелкими (первые сантиметры) выделениями гранитного материала, а также порфиробластами полевых шпатов. Порфиробласты обычно имеют сотовидную структуру, в которой округлые домены олигоклаза цементируются кварцем. Соотношение полевошпатовых доменов и кварца в сотовидных кристаллах примерно такое же, как и в типичных выделениях адамеллита.

Эвтектические соотношения полевых шпатов и кварца, а также присутствие расплавных включений во вкрапленниках кварца (анализы сделаны Н.В. Бердниковым) указывают на магматическое происхождение адамеллитов.

Выплавки адамеллитов имеют место по ксенолитам микродиоритов, по алевролитам, а также широко распространены в диоритах. При этом всех их с выдержанным петрографическим составом и формой можно наблюдать в одном обнажении и даже иногда в одном образце (рис. 5). В этом отношении примечателен северо-западный фланг массива. Здесь на правом берегу р. Атарбай в коренных выходах и в глыбах наблюдается пестрое переплетение алевролитов, микродиоритов, диоритов и адамеллитов. Адамеллиты образуют ветвящуюся сеть прожилков, наподобие птигматитового мигматита, а на отдельных

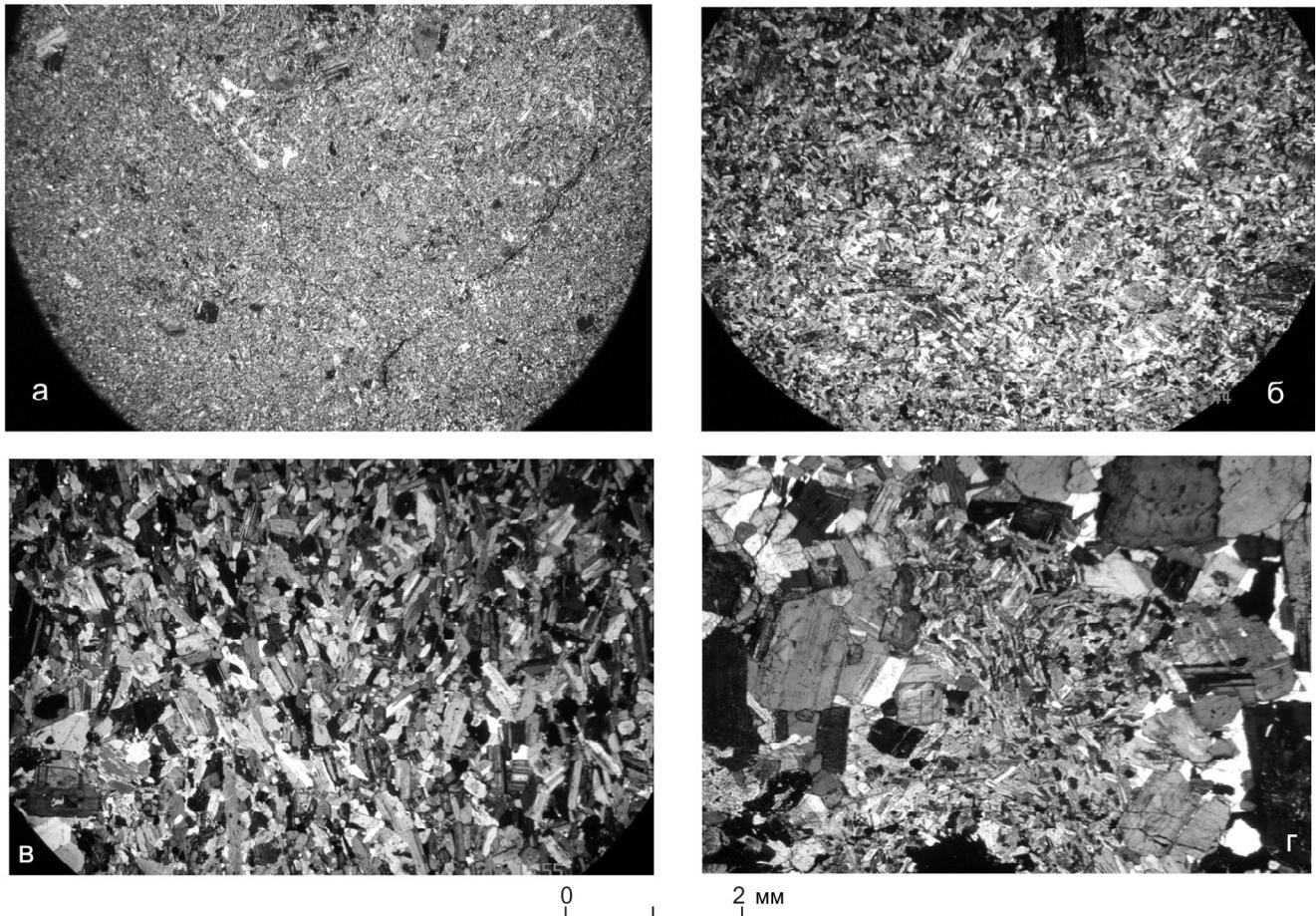
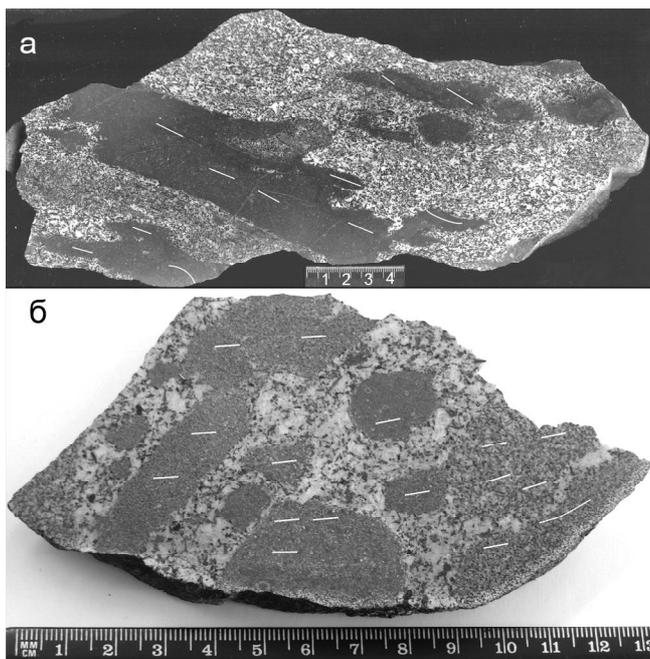


Рис. 3. Метаморфизм и гранитизация андезитов: ороговикованный андезит (а), диоритизированный андезит (начальная стадия плавления) (б), мелкозернистый диорит с четкой такситовой структурой (в), рестит мелкозернистого диорита в среднезернистом диорите (г).



участках отмечаются разновидности с гнейсовидной структурой. В западном направлении с увеличением глубины эрозионного среза выходы адамеллитов становятся более однородными.

Граносиенит-порфиры и мелкозернистые граносиениты слагают отдельные дайкообразные тела, силлы и небольшие немасштабные штоки, преимущественно в южной части Сизинджинского массива. Для этих пород характерно присутствие в разной степени ассимилированных обломков вмещающих пород. Степень сохранности первичных структур в ксенолитах определяется размерами тел и положением породы относительно контакта с вмещающими породами. Небольшие по размерам дайкоподобные тела, больше напоминают магматическую брекчию. Такие породы

Рис. 4. Ксенолитовые скопления в диоритах.

Ксенолиты микрогаббро в диорите (а), ксенолиты микродиоритов в кварцевых диоритах (б). Белыми штрихами показана линейность (след трахитовой структуры).

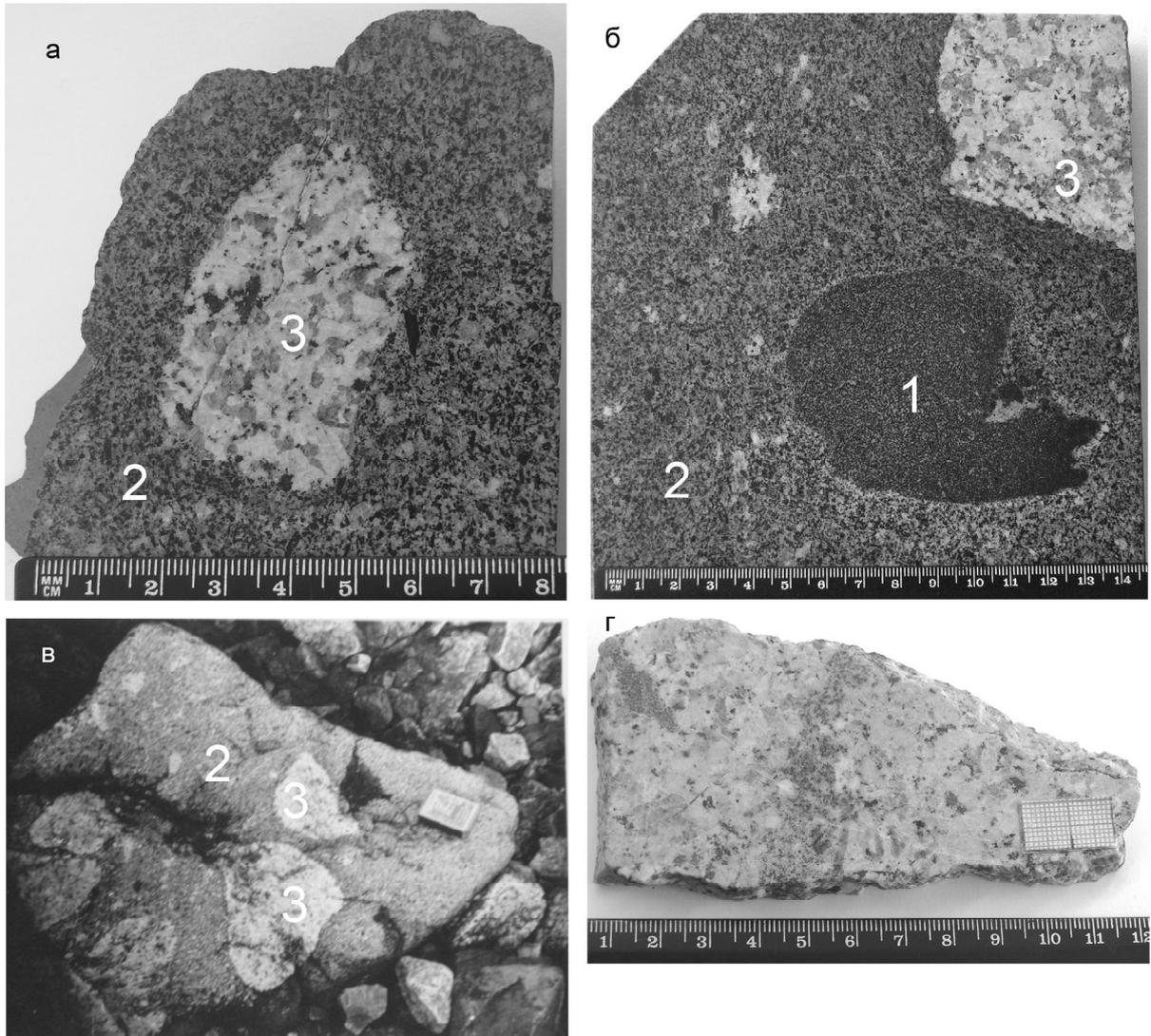


Рис 5. Псевдоксенолитовые мигматиты (а–в), рестины микродиорита в адамеллите (г).
1 – микродиориты, 2 – среднезернистые диориты, 3 – адамеллиты.

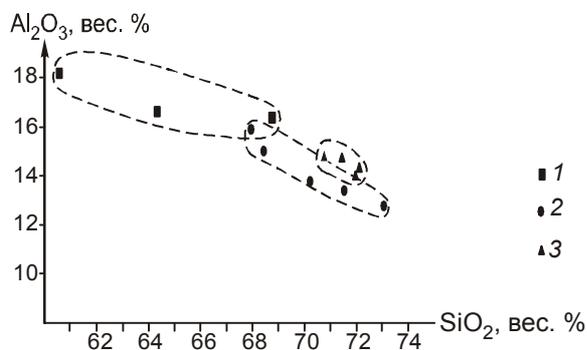


Рис. 6. Изменение состава пород в процессе гранитизации ксенолитов в дайке субщелочных риолитов.
1 – сиенит-порфиры, 2 – гибридные сиенит-порфиры, 3 – сиенит-порфиры, насыщенные ксенолитами.

на 70–80 % состоят из обломков ороговикованных андезитов, сцементированных аплитовидным тонкозернистым гранитом с содержанием кварца 38–40 %. В более крупных телах в сторону от контактов мелкие ксенолиты полностью исчезают, а от более крупных ксенолитов основного состава остаются темные пятна с угловатой формой, обогащенные мелкими зернами вторичных амфибола, биотита и мелкой сыпью рудных минералов, а также отдельными вкрапленниками плагиоклаза. За счет дебазификации возрастает объем аплитовидной основной массы, которая также претерпевает собирательную перекристаллизацию. В ней появляются пойкилобласти амфибола, биотита и калишпата, а также венчиковые структуры дорастания, насыщенные включениями мелких изометричных зерен кварца и полевых шпатов основной массы породы.

Далее от контакта порода окончательно гомогенизируется, исчезают тени ксенолитов, и иногда возникают порфиридные структуры. По химическому и петрографическому составу такие породы уже близки адамеллитам основной фазы, отличаются только субщелочным составом и более тонкой зернистостью. Образование их произошло при локальном выплавлении низкотемпературной кварц-полевошпатовой эвтектики (об этом свидетельствует состав основной массы), а в дальнейшем происходила ассимиляция ксенолитов и выравнивание состава, сопровождающееся выносом магния, железа и глинозема (рис. 6).

Завершается формирование Сизинджинского массива внедрением даек и сложной морфологии субинтрузивов риолитов, риодацитов, не подверженных метасоматическим изменениям и гранитизации. Дайки в южной части массива имеют линейную форму и сложены порфиристыми субщелочными риолитами. А вдоль юго-западного обрамления массива выделяется пояс дайкоподобных тел фельзитов (вплоть до стекол) сложной морфологии. Судя по колечатым изгибам, дайкоподобные тела здесь выполняют протяженную зону растяжения.

Петрохимические особенности пород Сизинджинского массива

На петрохимических роевых диаграммах составы пород Сизинджинского массива образуют тренды, характерные для высокотемпературного I типа гранитов. В интервале 65–66 % SiO_2 в них происходит изменение знака корреляции и резко возрастает дисперсия содержаний (рис. 7, табл. 1, 2). Распределение петрогенных и малых элементов полностью соответствует составам эталонных гранитных серий высокотемпературных I типа гранитов [13].

Интервал содержаний SiO_2 65–66 % – это также граница андезитовой и риолитовой породных групп в вулканических сериях, она часто фиксируется минимумом в распределении составов и во многих случаях сопровождается изменением величины коэффициента или знака корреляции в данном интервале SiO_2 [5].

По соотношению окисного и закисного железа и железистости биотита и пироксена интрузивные породы Сизинджинского массива и Куйдусунской зоны в целом, в отличие от рядом расположенных магматических пород Ульяновской зоны, относятся к ильменитовой серии. На треугольной полевошпатовой диаграмме они образуют тренд, типичный для эвтектоидного типа пород [7].

По составу редкоземельных элементов породы образуют параллельные тренды, в которых закономерно уменьшается содержание РЗЭ с возрастанием кремнекислотности пород (табл. 3, рис. 8). Такое

распределение петрогенных и редкоземельных элементов указывает на принадлежность пород к единой петрохимической серии.

Изотопный возраст

В Сизинджинском массиве изучены цирконы из микродиоритов, диоритов и адамеллитов [6]. Зерна цирконов микродиоритов отличаются нечеткими границами и замутненностью, обусловленной метамиктным распадом, поэтому достоверные данные о возрасте этих пород не были получены.

Цирконы, выделенные из пробы диорита, представлены идиоморфными, субидиоморфными прозрачными, бесцветными и желтоватыми кристаллами призматической, игольчатой и короткопризматической формы.

Цирконы в адамеллитах представлены идиоморфными, субидиоморфными прозрачными, реже полупрозрачными бесцветными и желтоватыми кристаллами преимущественно короткопризматической формы. U-Pb изотопные исследования проведены для нескольких микроаналитов идиоморфных прозрачных зерен циркона разного габитуса. Детально методика и результаты изотопных исследований изложены в работе [6]. Как видно из рис. 9, точки изотопного состава проанализированных фракций циркона в диоритах и адамеллитах близки и соответствуют в диоритах возрасту 90 ± 1 млн лет, а в адамеллитах среднее значение возраста субконкордантного циркона – 91 ± 3.5 млн лет.

Проблема пространства

Состав, форма и особенности пространственного распределения ксенолитов имеют исключительное значение для решения проблемы пространства.

В Сизинджинском массиве широко представлены ксенолиты ороговикованных алевролитов, ороговикованных вулканических пород и мелкозернистых меланократовых пород состава от микрогаббро и микродиорита до кварцевого диорита. Первые два типа по классификации [15] – типично экзогенные, вторые – эндогенные. Размер ксенолитов варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Для экзогенных ксенолитов важно определить, имеется ли у них структурная связь с породами рамы, или это обломки, захваченные магмой и перемещенные относительно первичного их залегания.

В Сизинджинском массиве ксенолиты алевролитов встречаются исключительно в северо-западной и западной частях массива, контактирующего с породами верхоянского комплекса. Ксенолиты ороговикованных риолитов, андезитов и андезибазальтов распространены в противоположной, юго-восточной половине массива, контактирующего с

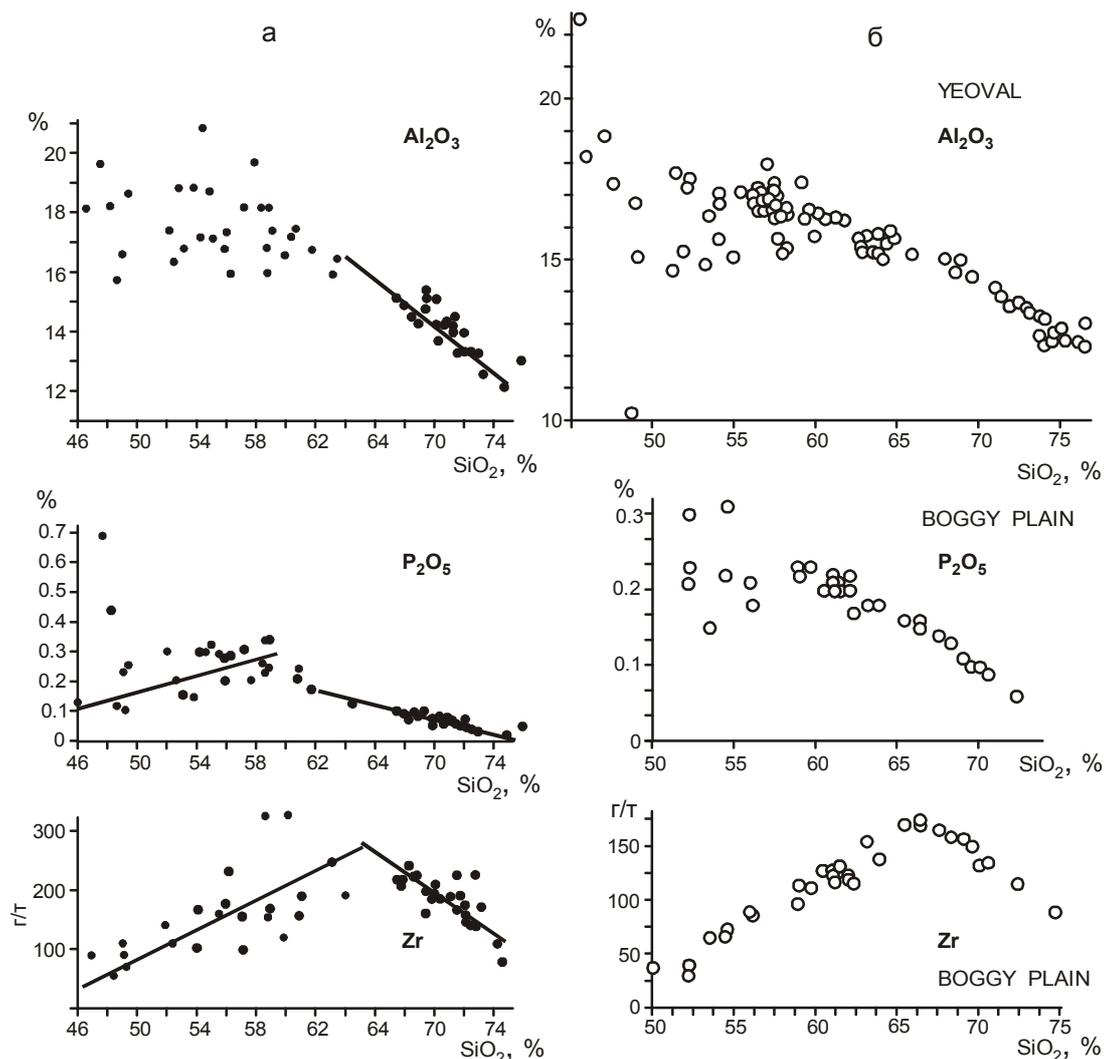


Рис. 7. Диаграммы Харкера для пород Сизинджинского массива (а) в сравнении с высокотемпературным I типом гранитов (б) (по данным [13]).

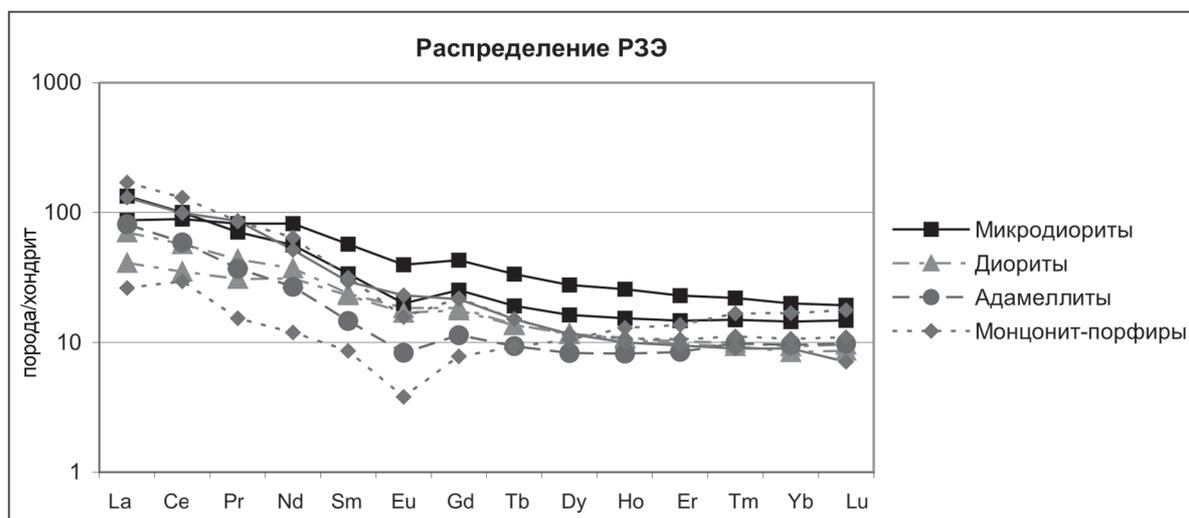


Рис. 8. Распределение РЗЭ в возрастной последовательности: микродиориты (ксенолиты), диориты, адамеллиты и монцонит-порфиры (значения для нормализации по [16]).

Таблица 1. Химический состав магматических пород Сивинджинского массива (%) (RSA).

Номера проб	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	ппп	Σ
Микрогаббро, микродиориты, микрокварцевые диориты															
554-4	Субщелочной микродиорит	56.17	0.97	15.90	1.41	9.71	0.21	1.36	2.73	5.65	3.20	0.10	0.28	0.55	98.24
584/ ^А 2	Микродиорит	54.95	0.71	18.70	3.52	3.22	0.09	2.07	7.15	4.50	1.25	0.10	0.32	1.66	98.24
655-4	Микродиорит	55.90	0.87	17.19	1.62	6.46	0.11	3.29	6.52	4.00	2.38	н/о	0.27	0.89	99.55
655-5	Микрокварцевый диорит	60.82	0.69	16.33	1.88	6.90	0.14	1.53	2.69	4.84	2.67	н/о	0.21	0.97	99.67
270/2	Микрогаббро	48.54	0.62	15.70	1.79	6.50	0.16	7.81	14.72	1.85	0.30	0.10	0.12	<0.10	98.21
674-А	Микрогаббро	46.29	1.44	18.02	4.17	8.54	0.14	5.59	10.20	3.09	0.81	н/о	0.55	0.77	99.61
584/2 ^Б	Микрогаббро	48.28	1.25	18.10	4.62	5.95	0.18	4.69	8.48	3.95	0.90	0.22	0.44	1.25	98.31
Средне-крупнозернистые габбро, диориты, кварцевые диориты															
372	Габбро	43.31	1.63	17.00	6.94	9.34	0.16	5.34	10.58	1.85	1.10	0.58	0.14	0.94	98.91
411/2	Габбро	49.03	0.83	17.00	1.56	7.16	0.16	7.06	9.95	2.95	1.05	<0.10	0.23	1.24	98.22
674-Б	Габбро	47.57	1.15	19.64	4.32	6.17	0.11	3.93	10.44	3.80	1.00	н/о	0.69	0.73	99.55
404	Диорит	53.79	0.76	15.80	1.59	6.89	0.17	5.54	7.36	2.75	1.85	<0.10	0.14	1.63	98.20
520/2 ^Б	Диорит	53.11	0.82	16.80	2.51	5.63	0.18	5.14	5.96	3.35	2.45	0.10	0.16	2.19	98.40
570-1	Диорит	55.42	0.97	17.00	1.17	7.53	0.16	2.92	6.37	3.70	1.50	0.10	0.29	1.19	98.26
520/1	Диорит	57.87	0.71	19.70	0.95	3.56	0.11	1.71	5.40	4.90	1.85	0.10	0.21	1.29	98.36
671-1	Субщелочной диорит	58.69	0.85	18.19	1.44	5.36	0.08	2.28	5.13	4.51	2.60	н/о	0.23	0.52	99.88
520	Кв. диорит	61.89	0.61	16.80	0.20	5.58	0.11	1.21	4.28	4.15	2.95	<0.10	0.17	0.26	98.21
536-1	Кв. диорит	58.28	0.61	18.20	2.88	3.85	0.16	1.51	4.98	4.75	2.45	0.10	0.26	0.87	98.90
540	Кв. диорит	60.66	0.72	17.50	0.60	5.00	0.10	1.05	3.22	5.25	3.30	0.10	0.19	0.51	98.20
Адамеллиты, гранодиориты															
375	Гранодиорит	68.69	0.33	14.30	1.29	2.76	0.06	0.70	1.89	3.60	5.15	0.10	0.09	0.29	99.25
375/1	Адамеллит	72.57	0.14	13.30	0.20	2.21	0.05	0.30	0.98	4.05	4.30	0.10	0.04	0.16	98.40
520/ ^А 2	Адамеллит	70.60	0.21	14.30	0.72	1.46	0.02	0.45	3.22	4.05	2.05	<0.10	0.06	1.09	98.23
554	Адамеллит	72.84	0.15	13.30	<0.10	2.50	0.04	0.10	1.12	4.40	4.65	<0.10	0.05	<0.10	99.15
517-4А	Адамеллит	71.38	0.17	14.60	1.40	1.08	0.02	0.33	1.44	4.00	4.75	н/о	0.08	0.33	99.58
Гибридные граносиенит-порфиры															
376/1	Граносиенит-порфир (гибридный)	67.94	0.32	14.90	0.16	3.85	0.07	0.70	1.89	3.75	3.80	0.10	0.09	0.67	98.24
380/2	Граносиенит-порфир (гибридный)	71.62	0.18	13.30	0.24	2.87	0.05	0.35	1.12	3.80	4.30	<0.10	0.05	0.33	98.20
526/3	- « -	68.76	0.26	15.20	0.59	2.44	0.06	0.10	1.75	5.10	3.50	<0.10	0.08	0.49	98.23
527-2	- « -	64.33	0.39	15.30	0.63	5.52	0.16	0.76	2.59	4.15	3.30	0.61	0.12	0.46	98.32
656-1	Гранит м/з	72.00	0.26	14.01	0.83	2.12	0.03	0.74	1.44	4.00	4.44	н/о	0.07	0.45	100.39
662	Порфиновый гранит (гибридный)	70.75	0.32	14.38	0.97	1.72	0.04	0.74	1.82	4.00	4.67	н/о	0.08	0.58	100.07
662-1	- « -	71.46	0.31	14.34	1.48	1.22	0.04	0.63	1.61	4.00	4.89	н/о	0.06	0.17	100.21
608/2	Гранит-порфиновый	70.26	0.26	13.70	0.28	3.13	0.07	0.66	1.75	3.95	4.25	<0.10	0.08	0.18	98.57
Граниты порфировидные и риолиты															
616/1	Гранит порфировидный	74.75	0.11	12.20	0.10	1.55	0.03	0.30	0.63	3.95	4.50	0.10	0.02	0.48	98.72
608	Риолит тонкофлюидальный	75.50	0.11	12.60	<0.10	1.58	0.04	0.10	0.35	5.55	1.85	0.10	0.03	0.92	98.73
650-1	Аляскитовый гранит	75.15	<0.05	12.77	0.68	1.18	0.02	0.60	0.46	4.00	5.00	н/о	0.01	0.24	100.11

Таблица 2. Геохимический состав (RSA-анализ, г/г).

	№	Rb	Sr	U	Th	Y	Nb	Zr	Pb
Ксенолиты микродиоритов и микрогаббро	507	30	688	3	3	16	7	171	11
	509-4	63	708	5	4	28	11	161	12
	510-6	33	617	3	3	22	6	183	8
	655-4	100	547	1	7	20	7	171	3
	655-5	242	147	1	15	60	61	194	3
	674A	13	954	1	3	31	5	67	3
Диориты и габбро средне- зернистые	270-2	4	759	3	3	7	2	59	9
	372	27	722	5	8	14	3	72	9
	517	14	934	4	6	14	2	246	12
	411-2	21	721	4	4	10	4	114	12
	506-1	51	724	3	3	8	3	89	1.5
	506-5	24	10.28	3	3	18	3	95	12
	513-1	42	8	3	3	14	5	142	10
	516	104	96	1	1	19	12	193	25
	404	56	462	5	4	20	10	121	14
	520-1	63	1086	4	3	4	2	611	12
Адамеллиты и гранодиориты	501-2	136	260	3	3	19	7	182	24
	535	104	213	1	13	18	12	196	20
	674-3	82	39	1	6	39	12	143	3
	284-1	125	380	1	11	21	1	217	23
	507-1	107	157	3	3	10	6	180	21
	672-1	106	258	1	11	15	8	201	3
	375	151	237	2	118	2,7	13	225	21
	375-1	118	93	1	10	24	13	160	22
	516	104	96	1	1	19	12	193	25
	517-4A	142	179	1	22	17	6	241	3
	518	131	228	4	12	14	10	158	27
	554	137	78	2	10	31	16	140	20
	Гибридные гранит- порфиры	376-1	109	339	1	9	14	12	219
380-2		118	128	1	9	20	18	158	24
505-1		78	322	3	3	17	8	215	19
526-1		152	73	2	8	20	20	186	15
526-2		65	252	4	8	14	8	245	64
526-3		128	243	4	8	18	14	224	22
527-2		71	305	1	3	20	9	182	22
608-2		132	209	4	15	24	15	166	24
616-1		125	84	1	11	18	15	81	200
656		154	144	4	16	36	18	192	3
656-1		156	190	4	17	298	13	181	3
662		11	28	1	17	15	15	229	3
662-1		118	245	1	17	17	9	174	3
Субщелочные риолиты	401-1	102	34	2	6	31	16	330	19
	410-1	102	366	2	19	1,8	13	157	25
	415-2	119	21	3	7	34	19	241	21
	531	127	259	2	13	23	9	111	15
	606-5	106	42	2	13	30	16	322	24
	608	138	28	2	14	10	12	90	0.43

меловыми вулканогенными породами. Граница распространения ксенолитов алевролитов и вулканитов проходит примерно вдоль осевой части массива (рис. 1). Наибольшая насыщенность ксенолитами алевролитов отмечается на левом борту р. Атарбай и на правом берегу р. Сизинджи. Массовые замеры элементов залегания слоистости в ксенолитах алевролитов на этих участках показали хорошее соответствие их залегания с залеганием алевролитов в обрамлении массива (рис. 10). Соответствие устанавливается как в простирации пород, так и в типе складчатости: крутая, близкая к изоклиальной, складчатость на правом берегу р. Сизинджи и пологая симметричная – на правом борту р. Атарбай. Таким образом можно сделать вывод, что, так называемые, ксенолиты алевролитов в гранитоидах Сизинджинского массива по сути своей не ксенолиты, в обычном понимании этого термина, а реликты непемещенного субстрата в первичном их залегании.

Эндогенные ксенолиты представлены преимущественно мелкозернистыми магматическими породами – диоритами, реже габбро и кварцевыми диоритами, но всегда ксенолиты по составу основнее вмещающей их породы. В тексте они описаны в качестве ранней фазы. Они встречаются во всех породах и по всему массиву, но наибольшая концентрация наблюдается в среднезернистых диоритах.

Относительно крупные (3–5 см) ксенолиты имеют преимущественно закругленные края, но геологические наблюдения свидетельствуют, что эта округлость не связана с транспортировкой, а обусловлена, скорее всего, поверхностным натяжением, возникающим обычно на границе сред с разной вязкостью, поскольку между округлыми ксенолитами часто отмечаются перемычки в виде шпиров реститовых минералов микродиорита, а также встречаются ксенолиты в форме гантели. Крупные септы микродиоритов сопровождаются шлейфом мелких ксенолитов, при этом в сторону гомогенных микродиоритовых выходов плотность ксенолитов растёт и образуются так называемые “ксенолитовые супы” (рис. 4). Нередко такие “супы” представляют собой подобие плотнейшей упаковки ксенолитов, интерстиции между которыми выполнены диоритом или гранитом. На самом деле образование таких агрегатов обусловлено снижением объема поздних выплавок гранитного или диоритового материала в микродиоритовом матрице.

В микродиоритах зерна плагиоклазов и амфиболов обычно имеют хорошо выраженную преимущественную ориентировку. По экспериментальным данным, возникновение преимущественной ориентировки минералов контролируется однонаправленным воздействием гранитизирующего флюида [11].

Таблица 3. Представительные анализы редкоземельных и редких элементов пород Сизинджинского массива (г/т).

Зак.№	Микродиориты		Диориты		Адамеллиты		Монцонит-порфиры			
	674а	517-4б	517	574	518	554	526-1	526-2	526-3	501-1
La	21.34	32.80	17.25	10.03	19.89	37.10	6.42	41.75	21.25	31.94
Ce	56.75	63.75	36.27	22.26	37.57	73.04	18.84	83.21	42.46	63.06
Pr	7.89	6.80	4.18	2.95	3.54	7.00	1.47	8.17	4.28	8.27
Nd	38.76	26.55	17.56	14.64	12.64	25.16	5.64	30.38	16.55	24.38
Sm	8.78	5.19	3.65	3.54	2.26	4.04	1.32	4.84	2.94	4.52
Eu	2.30	1.16	1.07	0.98	0.48	0.60	0.22	0.91	0.63	1.34
Gd	8.77	5.15	3.76	3.59	2.32	3.71	1.59	4.47	2.89	4.38
Tb	1.24	0.71	0.51	0.50	0.35	0.44	0.34	0.56	0.40	0.56
Dy	7.04	4.14	2.94	2.98	2.10	2.25	2.68	2.92	2.28	2.95
Ho	1.43	0.86	0.61	0.59	0.46	0.47	0.72	0.60	0.49	0.56
Er	3.80	2.44	1.68	1.60	1.40	1.38	2.26	1.74	1.46	1.57
Tm	0.57	0.39	0.26	0.24	0.26	0.24	0.43	0.29	0.26	0.23
Yb	3.38	2.45	1.58	1.43	1.63	1.56	2.86	1.81	1.71	1.53
Lu	0.48	0.37	0.24	0.22	0.24	0.23	0.44	0.27	0.27	0.18
Hf	1.80	2.39	1.66	1.29	1.36	1.95	4.24	1.49	1.83	0.57
Ta	0.31	0.82	0.28	0.20	1.36	1.02	0.98	0.61	0.96	1.54
W	-	1.38	0.74	0.41	0.51	0.96	1.30	1.68	1.84	1.08
Pb	4.49	13.60	6.50	7.93	24.82	17.49	12.85	74.53	32.15	34.12
Th	0.65	16.41	1.91	2.38	8.43	17.01	10.34	7.96	8.93	8.37
U	0.25	5.23	0.86	1.12	4.45	5.86	7.80	2.33	2.93	2.92

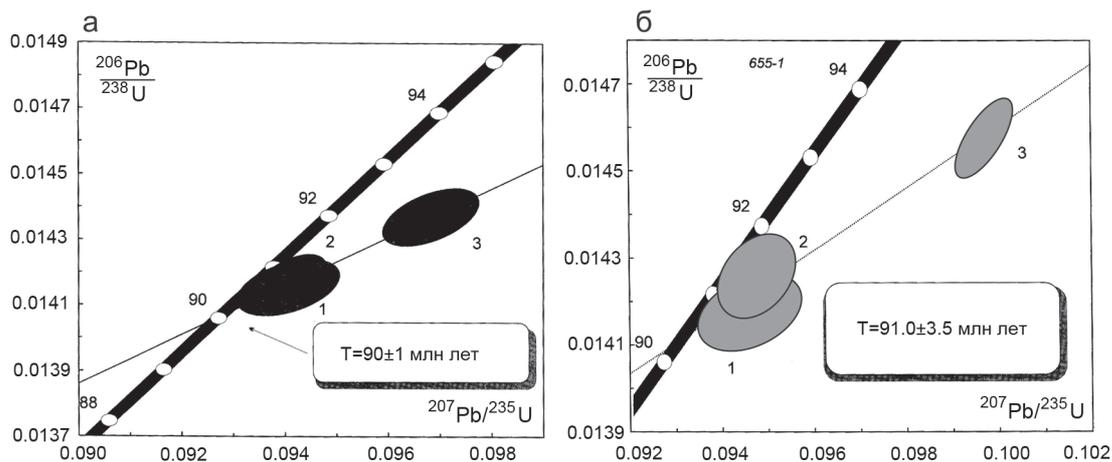


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из диоритов (а) и адамеллитов (б) Сизинджинского массива.

Структурными исследованиями “ксенолитовых супов” в полировках и ориентированных шлифах установлено, что если имеет место ориентировка минералов, то она во всех сопряженных ксенолитах однонаправленная (рис. 4). Таким образом, имеются веские доказательства отсутствия перемещения ксенолитов микродиоритов в среднезернистых диоритах и гранитах. К этому добавим, что переходы от монолитных выходов микродиоритов к “ксенолитовым супам” вообще встречаются довольно часто, автор изучал неоднократно подобные образования в гранитах прибрежной и внешней зонах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Прекрасные описания пере-

ходов от вмещающих пород к скоплениям ксенолитов, представленных как эндогенными, так и экзогенными ксенолитами, описаны для Бергальского массива [17].

Ксенолиты микродиоритов в Сизинджинском массиве в разной степени ассимилированы, и чаще всего от них сохраняются темные пятна, обогащенные скоплениями реститовых зерен плагиоклаза, роговой обманки и реже биотита не редко в виде пойкилитовых включений в минералах вмещающих гранитоидов. Реститовые минералы хорошо диагностируются благодаря мелким размерам и длиннопризматическому габитусу лейст минералов, слагающих микродиориты.

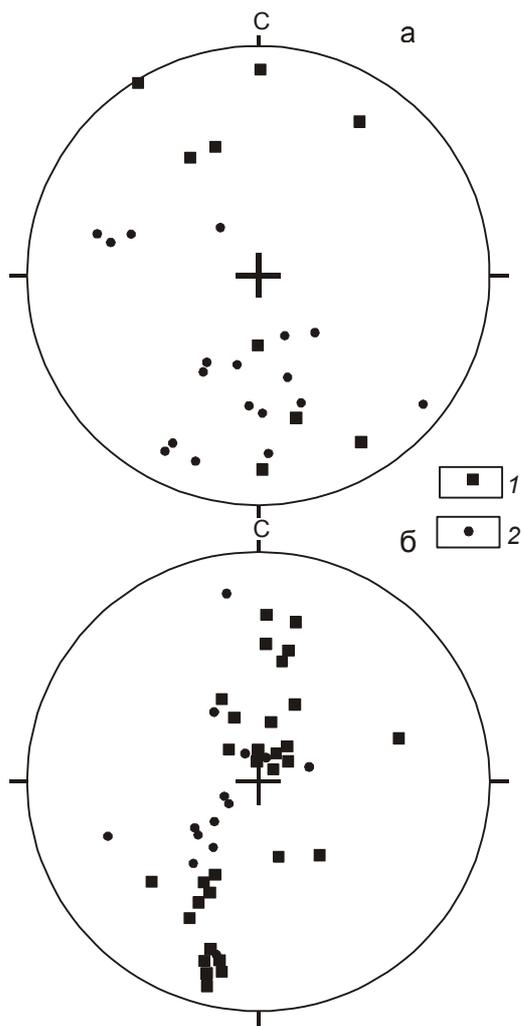


Рис. 10. Круговая диаграмма слоистости в алевролитах ксенолитов и в обрамлении массива.

1 – замеры слоистости во вмещающих алевролитах, 2 – замеры слоистости в ксенолитах алевролитов; а) северный фланг массива, б) западный фланг массива.

Природа микродиоритов остро дискутируется в литературе, рассматривается несколько гипотез: ксенолиты глубинных пород, ранний глубинный этап кристаллизации гранитной магмы, метаморфизованные ксенолиты вмещающих пород, ликвация, кавитация, неполное смешение магм (минглинг). Разнообразие подходов способствуют специфические особенности этих пород. Это мелкозернистые породы преимущественно роговообманковые или биотит-роговообманковые. По химическому составу они родственны вмещающим их породам, но всегда имеют повышенную по сравнению с последними основность. Кроме того, эти породы не встречаются вне гранитных массивов. Во многих местах Сизинджинского массива (особенно в южной его части) наблю-

даются переходы от роговообманковых андезибазальтов и андезитов к мелкозернистым диоритам.

Диоритизация роговиков сопровождается растворением вкрапленников, общим раскислением плагиоклазов и укрупнением роговикового амфибола и биотита. Заметим, что в зонах ультраметаморфизма и в экспериментах по плавлению амфиболитов отмечаются такие же реакции [1, 3, 11]. Как правило, переплавленные породы приобретают призматически-зернистую структуру, нередко с ориентированным расположением лейст плагиоклаза и темноцветных минералов.

Результаты структурных исследований гранитоидов также приводят многих исследователей к заключению об образовании гранитных plutons *in situ* [4, 8].

ВЫВОДЫ

Проведенными исследованиями выявлен целый ряд структурных и петрографических закономерностей, указывающих на формирование Сизинджинского массива на месте, без значительного перемещения магмы, на это указывают следующие факты.

1. Установлено, что ксенолиты осадочных пород верхоянского комплекса и ксенолиты вулканических пород пространственно разграничены. Первые тяготеют к северной и северо-западной частям массива, контактирующего с осадочными породами, а вторые распределены вдоль выходов роговообманковых вулканических пород. Линия, разграничивающая породы с ксенолитами алевролитов и вулканических пород, проходит через центральную часть массива на простирации контакта этих пород в обрамлении интрузии.

2. Элементы залегания слоистости алевролитов в ксенолитах и в обрамлении массива одинаковые.

3. На основании пунктов 1 и 2 можно сделать вывод, что ксенолиты алевролитов представляют собой реликты в гранитоидах неперемещенного субстрата.

4. Микродиориты, микрогаббро и микрокварцевые диориты – наиболее ранние образования в составе массива. Они сохранились в виде мелких ксенолитов, реликтовых шпиров по всему массиву и редко в форме блоков практически во всех породах. Контакты с вмещающими породами чаще резкие, в них обычно хорошо выражена линейность амфиболов, плагиоклаза. В близко расположенных ксенолитах и в “в ксенолитовых супах” линейность имеет выдержанную ориентировку.

4. Адамеллиты имеют как четкие, так и постепенные переходы с вмещающими породами. Резкие границы чаще наблюдаются с диоритами. В зоне контакта с диоритами отмечается шлейф свое-

образных мигматитов, представленных блоками адаметеллитов от 1 до 30 см в диаметре явно бескорневого происхождения. Поскольку такие мини-интрузивы ни по структуре, ни по составу не отличаются от основного массива адаметеллитов, естественно предположить, что и последний образовался *in situ*.

5. Мелкие дайкообразные тела субщелочных субвулканических пород по составу образуют переход от магматической брекчии, состоящей на 70–80 % из вмещающих пород, сцементированных риолитом, к пятнистым сиенит-порфирам и гранит-порфирам. В этой серии произошла ассимиляция ксенолитов и гомогенизация породы с одновременным раскислением состава до эвтектики.

6. В заключение отметим, что приведенные материалы – убедительное свидетельство формирования магматических пород Сизинджинского массива (исключение – поздние риолитовые дайки и, возможно, расслоенное габбро) на месте с последовательным замещением вмещающих пород и ранних магматических образований поздними.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 339–358.
2. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 332–452.
3. Кориковский С.П., Ходоревская Л.И. Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандалакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14, № 5. С. 453–581.
4. 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.
5. Мишин Л. Ф. Дискретность составов – основа классификации и показатель генезиса магматических пород // Тихоокеан. геология. 1983. № 6. С. 94–104.
6. Мишин Л. Ф., Акинин В.В., Мишин Е. Л. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 12–24.
7. 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.
8. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (Южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64–81.
9. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 240 с.
10. Рид. Х. Размышления о граните // Проблема образования гранитов. М: Изд.-во лит.-ры на иностр. яз., 1949. С. 143–294.
11. Ходоревская Л.И., Шмонов В. М., Жариков В.А. Гранитизация амфиболитов. I. Результаты первых экспериментов в режиме фильтрации флюида через породу // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 321–331.
12. Castro A. On granitoid emplacement and related structures. A review // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N 1. P. 101–124.
13. Chappel B. W., Doone Wyborn. Cumulate and Cumulative Granites and Associated Rocks // Resource Geology. 2004. V. 54, N 3. P. 227–240.
14. Daly R.A. The mechanics of igneous intrusions // Amer. J. Sci. 1903. N 13. P. 107–126.
15. Didier J. Granites and their enclaves. Amsterdam: Elsevier, 1973. 393 p.
16. Elston W.E., Smith E.Q. Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. P. 3393–3406.
17. Gansser A., Gyr T. Uber xenolithschwarze aus dem bergeller massiv und probleme der intrusion // Eclogae geol. Helv. 1964. V. 57, N 2. 577–598.
18. 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.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

L. F. Mishin

Formation conditions of hypabyssal granitoid intrusions by the example of the Sizindzhinsky Massif, Okhotsk-Chukotka volcanic belt

The Sizindzhinsky hypabyssal intrusive massif located in the Kuidusunsky volcanic zone of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt was mapped and studied in detail. As a result, a complex of structural-petrographic features pointing to formation of granitoids *in situ* by successive replacement of the enclosed sedimentary rocks of the Upper Verkhoyansk complex and medium-grained diorites (rarely gabbro) by more ancient granites. It was determined that the earliest intermediate fine-grained rocks developed as xenoliths in all granitoids are relicts of the undisplaced remelted substrate.

Key words: granitoids, xenoliths, volcanic zone, space problem, Okhotsk-Chukotka volcanic belt.