

ПРИРОДА ГРАНАТ-АНОРТИТ-КЛИНОПИРОКСЕН-АМФИБОЛОВЫХ ПОРОД ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2012 г. А. И. Русин*, П. М. Вализер**, А. А. Краснобаев*, Н. Н. Банева*,
Е. В. Медведева**, Е. В. Дубинина**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: rusin@igg.uran.ru

**Ильменский государственный заповедник УрО РАН
456317, г. Муасс
E-mail: mev_62@mail.ru

Поступила в редакцию 24.06.2011 г.

В работе приводятся результаты всестороннего исследования гранат-анортит-клинопироксеновых амфиболитов ильменогорского комплекса. Своеобразие их петрохимического состава (низкие содержания SiO_2 и высокие – CaO , Al_2O_3 и MgO), позволяющего рассчитывать обязательное присутствие нормативного оливина, нефелина и других недосыщенных кремнеземом минералов, указывают на вероятную принадлежность их к ультраосновным и основным метафоидалитам (ийолит-якупирангитовая серия). Это заключение подтверждается аномально высокими концентрациями редких и редкоземельных элементов, трендами их распределения и индикаторными отношениями Ba/Sr , Nb/Ta , Zr/Hf и др. Общий анализ имеющихся материалов позволяет рассматривать “анортитовые” амфиболиты как фрагменты сложно построенной щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной в зоне постколлизиионного регионального сдвига. Присутствие в породах высококальциевых гранатов и сохранность реликтового критического парагенезиса $\text{Gros} + \text{Ca-Px} + \text{Ky}$ (корунд), сходство химизма пород и минерального состава минералов с глубинными гроспидитовыми ксенолитами кимберлитовых трубок “Загадочная” в Якутии и “Робертс Виктор” в Южной Африке, а также результаты экспериментальных исследований ассоциаций субсолидуса, образующихся за счет гроспидитов, дают основание для вывода об очень глубинном (27–36 кбар) уровне генерации исходных расплавов щелочно-ультраосновной ассоциации Ильменогорской зоны. U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов (660, 540 млн. лет) указывает на вероятную связь формирования этой ассоциации с позднедокембрийской активизацией рифтогенных процессов, обусловленных функционированием глубинных мантийных плюмов.

Ключевые слова: амфиболовые породы, метафоидалиты, гроспидиты, сайтовская серия, ильменогорский комплекс, постколлизиионный сдвиг, цирконовый возраст.

ВВЕДЕНИЕ

Метаультрамафиты и ассоциирующие с ними метамфиты широко развиты как в осевой зоне комплекса, так и в его восточной части среди кварцито-сланцевых толщ сайтовской серии. Они образуют серпентинитовые массивы (Няшево, Байк) или же представлены мелкими будинообразными и линзовидными телами оливин-энстатитовых, энстатитовых, тальк-антофиллитовых, тальк-карбонатных, тремолит-антофиллитовых пород и разнообразных амфиболитов. При проведении съемочных и тематических работ 1958–64 гг. и 1970–1974 гг. сформировались представления о принадлежности этих тел к раннегеосинклинальной офиолитовой ассоциации. Однако, значительная обогащенность амфиболитов, ассоциированных с метакимберлитами, глиноземом, кальцием и магнием противоречила такой трактовке и послужила основанием для выделения их в самостоятельную группу “анор-

титовых амфиболитов” [2] и сопоставления их с габбро-анортозитами Кытлымского массива Платиноносного пояса. Позже, в работах А.С. Варлакова [6], было выдвинуто представление о рифтогенном генезисе мафит-ультрамафитовой ассоциации ильменогорского комплекса, аповулканической природе слагающих ее пород, синдеформационном позднебайкальском метаморфизме и среднекаледонском региональном кремнекислом метасоматозе. Уразбаевская базит-гипербазитовая ассоциация, в которой основные породы представлены гранат-цоизитовыми амфиболитами (с кианитом и корундом), залегающими в графитистых и слюдяных кварцитах сайтовской серии, рассматривалась В.Г. и Е.В. Кориневскими [16, 17] как “микститовая олистостромовая формация”, протолитами которой являлись метаморфизованные продукты глинисто-карбонатной коры выветривания по основным и ультраосновным породам. А.И. Русин с соавторами [30] предполагают связь этой ас-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ильменских гор (по [22]).

1 – осадочно-вулканогенные породы, преимущественно слабо метаморфизованные (S_2-C_1); 2 – сайтовская серия (PZ_1-S_2): вулканогенно-осадочные метаморфизованные толщи: сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты, графитистые кварциты, карбонатные породы (кундровинская, аракульская, игишская, сайтовская, кыштымская свиты); 3 – ильменская серия (PZ_1-V): амфиболиты, парагнейсы, графитистые кварциты, плагиомигматиты, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, сланцы с силлиманитом (еланчиковская, ильменогорская свиты); 4 – таганайская свита (R_2): кварциты, кварцито-сланцы, сланцы слюдяно-гранатовые, слюдястые со ставролитом; 5 – селяннинский блок (AR-PR): гранат-биотит-силлиманитовые, гранат-биотитовые, амфиболиты, мигматиты по ним, кальцифиры; 6 – метагипербазиты нерасчлененные; 7 – пироксениты; 8 – габбро; 9 – диориты; 10 – гранитоиды; 11 – сиениты нефелиновые; 12 – фениты; 13 – бластомилониты; 14 – серпентинитовый меланж; 15 – разломы; 16 – надвиги; 17 – зоны сдвигов.

социации со щелочно-ультраосновной интрузией платформенного типа, выведенной в структуру коры процессами континентального рифтогенеза и дезинтегрированной на отдельные мелкие фрагменты при формировании регионального постколлизийного сдвига. В последнее время было обращено внимание на сохранность в этой ассоциации реликтового гросспидитового парагенезиса [33], что в совокупности с новыми аналитическими и изотопно-хронологическими данными позволяет внести существенные коррективы в существующие представления о природе гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород ильменогорского комплекса.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

К ильменогорскому комплексу принято относить различные метаморфические и магматические образования, развитые в субмеридиональной зоне, протягивающейся более чем на 100 км от Ильменских до Вишневых гор, и ограниченной с запада Кыштымским, а с востока – Чебаркульским сдвигом (рис. 1). В результате многолетних исследований, в которых принимали участие А.Н. Заварицкий, Б.М. Романов, Д.С. Штейнберг, Б.М. Роненсон, В.Я. Левин, Ю.Д. Панков, С.В. Чесноков, Г.Г. Доминиковский, А.Г. Баженов и другие геологи, утвердилось мнение об антиклинорной структуре района, сформированной на основе палеозойской геосинклинали в связи с ее инверсией и развитием гранитоидного и миаскитового магматизма. Эти представления нашли отражение на схематических геологических картах, опубликованных к началу 70-х годов прошлого века [13, 27]. Выделенные в обрамлении Ильменогорского миаскитового массива стратиграфические подразделения (селяннинская, фирсофская и ильменогорская “свиты”) были отнесены к мигматизированному и гранитизированному основанию ордовикского разреза. Предполагалось, что этот разрез в периклинальном замыкании антиклинали наращивается кварцито-сланцевыми толщами (игишской, аракульской и др.), метаморфизованными на уровне эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Обнаружение в селяннинских гнейсах протерозойских цирконов (1850 млн. лет) привело к переоценке не только временных рамок формирования ильменогорского комплекса, но и структуры антиклинория, в которой стали выделяться “гнейсово-амфиболитовое ядро” и “сланцевое обрамление”. Утвердилось мнение, что в Ильменских горах может быть реконструирован практически непрерывный разрез континентальной коры от архея-протерозоя до начала палеозоя. Так как все литолого-стратиграфические подразделения выделялись по отдельным разрозненным выходам, а их характе-

ристика ограничивалась простым перечислением преобладающих типов пород, то это открывало широкие возможности для построения различных вариантов стратиграфических схем [12, 18, 22, 26–28 и др.]. Общая последовательность “толщ”, выделенных в обрамлении Ильменогорского массива и относившихся вначале к ордовикскому, а позже – к архейскому (?) основанию разреза, более 50 лет оставалась неизменной. Разногласия начинались с определения положения “ильменогорской толщи”, для которой были получены возрастные датировки в интервале 0.6–0.9 млрд. лет [20]. Этому подразделению, не имеющему определенных границ и площадей распространения, было посвящено наибольшее число публикаций, в которых на основе обобщенной характеристики о преимущественно “амфиболитовом” составе обсуждались различные варианты региональных и межрегиональных корреляций. Вместе с тем, высказывалось мнение [29 и др.], что субмеридиональная структура ильменогорского комплекса вторична. Преобладающими в ней породами являются разнотемпературные тектониты (бластомилониты), сформированные в условиях хрупко-пластичной деформации. Метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты) сохраняются лишь в виде разрозненных блоков (тектонических клиньев). Сходные параметры метаморфизма и характер ультраметаморфических преобразований допускают объединение их в один “селянкинский” комплекс. Последующие исследования [7, 30, 31] позволили рассматривать осевую зону ильменогорского комплекса как глубинный фрагмент регионального постколлизийного сдвига и детализировать *P-T* параметры его образования.

Минеральные равновесия в матриксе бластомилонитов указывают на среднекоровые температуры (450–550°C) и повышенное флюидное давление (до 10–13 кбар). Хрупко-пластичная деформация и высокобарический флюид способствовали интенсивному развитию метасоматических процессов, обусловивших формирование субмеридиональных зон гранитоидных и сиенитовых бластомилонитов и сопряженных с ними щелочных (фениты) и Mg-Fe-Са (диопсид-скаполитовые амфиболиты) метасоматитов. Эти образования при съемочных и тематических работах включались в состав “стратиграфических подразделений”, иногда выделялись в качестве “маркирующих горизонтов”, а различная интенсивность катаклизических деформаций интерпретировалась как свидетельство первично-осадочной градационной ритмичности [27]. Все это создавало ложное представление о строении осевой зоны сдвига, и, в свете современных знаний, может представлять лишь историческую ценность.

Метаморфические породы, развитые к востоку от осевой зоны Ильменогорского сдвига, принято относить к “сланцевому обрамлению”. Они представлены различными типами кварцитов и слюдя-

ных сланцев, иногда содержащих гранат и ставролит. Подчиненным развитием пользуются амфиболовые сланцы. Породы метаморфизованы в температурном интервале зеленосланцевой–ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций умеренных давлений. Бытовавшее мнение о связи зонального метаморфизма с термальным воздействием высокометаморфизованного “гнейсового ядра” оказалось несостоятельным, так как пиковые условия метаморфизма в осевой зоне сдвига, отмечаемые минеральными равновесиями в рекристаллизованном матриксе бластомилонитов, вполне сопоставимы с максимальными температурами в кварцито-сланцевых толщах, но резко контрастны по режиму давления. Многочисленные попытки стратифицировать породы “сланцевого обрамления” не привели к появлению согласующихся схем. Предлагавшиеся многочисленные и постоянно меняющиеся названия “свит” (“толщ”) отражали не стратиграфические последовательности, а скорее географию распространения тех или иных породных ассоциаций [28]. В то же время, многие исследователи отмечали формационное сходство различных толщ, что и стало основанием для объединения их в один сайтовский комплекс (“серию”) [26]. Представительные данные о возрасте этой серии отсутствуют. Полученные в последние годы U-Pb датировки цирконов [21], допускают предположение, что породы сайтовской серии представляют собой осадочный чехол утоненной континентальной окраины, сформированный в раннем палеозое. Важной особенностью сайтовской серии является присутствие в ней глыбообразных включений “анортитовых амфиболитов”, ассоциированных с метагипербазитами. Детальное картирование [16] отдельных участков (Уразбаево, Межозерье и др.) показало, что “экзотические” глыбообразные включения, размеры которых достигают первых десятков метров, характеризуются хаотическим распространением, обусловленным резким контрастом реологических свойств пород мафит-ультрамафитовой ассоциации и вмещающих кварцито-сланцевых толщ. Мафит-ультрамафитовые блоки, несомненно, являются глубинными мантийными продуктами, испытывавшими разнообразные регрессивные преобразования при тектоническом перемещении их в кору.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

“Анортитовые” амфиболиты ильменогорского комплекса характеризуются большим разнообразием. В осевой зоне сдвига они образуют относительно выдержанные по составу протяженные пласто- и линзообразные тела мощностью до первых десятков метров, ориентированные в субмеридиональном направлении и ограниченные тектоническими контактами. Сложены такие тела мелко-



Рис. 2. Коренные выходы амфиболитов, гора Савелькуль.

и среднезернистыми меланократовыми породами, обладающими массивными, либо полосчатыми и сланцеватыми текстурами и немато- и гетерогранобластовыми структурами. В их минеральном составе преобладают высокоглиноземистые амфиболы. Содержание плагиоклаза изменяется от 5–10 до 35%. Иногда в породах обнаруживается диопсид и зеленая шпинель. В акцессорных количествах присутствуют гранат, апатит и рудные минералы. Анортитовые амфиболиты, обнажающиеся в западном экзоконтакте Няшевского серпентинитового массива, характеризуются качественным сходством минеральных парагенезисов с амфибол-пироксеновыми и амфибол-анортитовыми породами Серебрянской ассоциации Кытлымского массива, подчеркнутым необычным для амфиболовых пород очень основным составом плагиоклаза [2]. Однако детальная петрографическая характеристика этого массива [11] показывает не только значительные структурно-текстурные отличия пород, но и, главное, – принципиальные различия платиноносной и мафит-ультрамафитовой породной ассоциации Ильмен [31]. Наиболее же выразительно своеобразие анортитовых амфиболитов, ассоциированных с метаксенохлоритами, обнаруживается в “глыбообразных включениях”, широко

ко распространенных в кварцито-сланцевых толщах сайтовской серии.

Картирование и петрографо-минералогические исследования ряда опорных участков (Уразбаевского, Савелькульского, Липовой курьи и др.), проводившиеся в последние годы [4, 5, 16, 17, 23, 30, 33 и др.], позволили выявить некоторые общие закономерности, которые могут иметь ключевое значение для понимания природы этих “экзотических” образований. Небольшие размеры (рис. 2), холодные тектонические контакты, без явных признаков реакционного взаимодействия с вмещающими породами, и анализ парагенезисов позволяют предполагать тектонические причины перемещения глубинных блоков в верхнюю кору. Такое перемещение сопровождалось деформационными процессами с участием водного и углекислого флюида. Влияние флюида нашло отражение в структурно-текстурных особенностях пород (рис. 3) и обусловило появление большого разнообразия кальциевых, натриево-кальциевых и высокоглиноземистых минералов. Их поликомпонентность благоприятна для развития многоминеральных парагенезисов, анализ которых представляет сложную задачу. Основываясь на количественных соотношениях минералов можно с определенной долей услов-

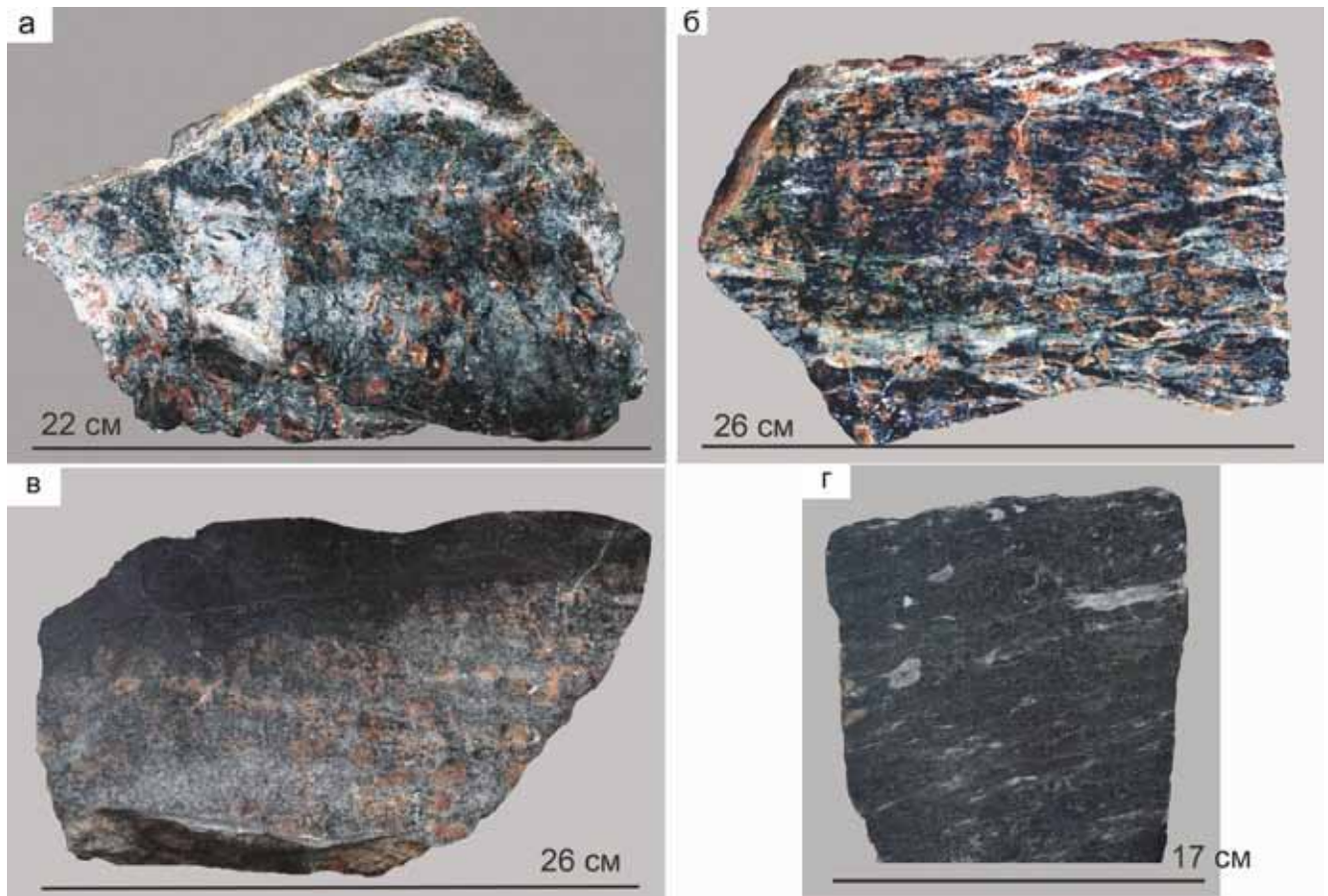


Рис. 3. Гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовые породы ильменогорского комплекса.

а–б – текстура и распределение минеральных ассоциаций: гранат-анортит-пироксеновой и гранат-анортит ± пироксен-амфиболовой, в – переход от гранат-пироксеновой к гранат-анортит-амфиболовой породе, г – гранат-анортит-амфиболовый бластомилонит из оторочки будины.

ности подразделять анортитовые амфиболиты на гранатомые, диопсидовые, цоизитовые, шпинелевые, кианитовые, корундовые и др. типы. Если же учитывать присутствие второстепенных минералов (кальцита, ставролита, скаполита, ильменита, титанита, рутила, апатита, биотита и графита), общий объем которых иногда достигает нескольких процентов, то количество разновидностей, характеризующихся взаимными переходами, может быть значительно увеличено. Представляется очевидным, что такие полиминеральные парагенезисы не могут быть равновесными. Вполне допустимо предположение о возможности выделения в них реликтовых, метастабильных и новообразованных фаз. Петрографические наблюдения в шлифах не противостоят такой трактовке, но требуют обязательного привлечения и дополнительных данных, так как реакционные соотношения минералов обнаруживаются сравнительно редко.

Общей особенностью минерального состава “анортитовых” амфиболитов является развитие широкого спектра высокоглиноземистых и высокомагнезиальных амфиболов (паргасит, чермакит,

магнезиальная роговая обманка и др.), появление которых можно объяснить только полифазной высокотемпературной гидратацией, возможно связанной с участием нижнекорового флюида. Наблюдаемое в шлифах замещение клинопироксенов амфиболами и сохранность в них пойкилитовых включений анортита, клиноцоизита, шпинели и других минералов, относящихся к более ранней ассоциации, а также амфиболовых прожилков в кристаллах граната позволяет полагать, что амфиболитовый диафторез был завершающим процессом в формировании полиминеральных парагенезисов анортитовых амфиболитов. Низкотемпературные преобразования в породах практически отсутствуют и выражаются в появлении отдельных чешуек хлорита, иногда образующих скопления в гидротермальных жилах. В одной из таких хлоритовых жил в районе пос. Уразбаева обнаружены марганцовистые гранаты, содержащие более 20% спессартина (табл. 3, пр. В6б-2). Они представлены темно-фиолетовыми идиоморфными порфиробластами размером до 10–15 мм, переполненными в центральных частях тонкокристаллически-

ми включениями эпидота. Гранаты же основной массы анортитовых амфиболитов образуют порфиroidные выделения желтовато-бурого цвета и являются высококальцевыми, содержащими до 50 мол. %grossуляра. Гранаты подобного состава известны только в очень глубинных породах [33, 34] и это обстоятельство позволяет нам предполагать, что высококальцевые гранаты в ассоциации с клинопироксеном, кианитом (корундом) и, возможно, анортитом могут относиться к наиболее раннему реликтовому парагенезису. Характерно, что гранаты, клинопироксены, а иногда и плагиоклазы часто образуют порфиroidные выделения размером до 0.5–1.5 см с ксеноморфными ограничениями, окруженные мелкозернистым полиминеральным агрегатом. В порфиroidных выделениях высококальцевых минералов, особенно гранатов, часто присутствуют многочисленные тонкокристаллические включения (до 40–50% от площади зерна) клиноцоизита в ассоциации с изометричными зернами кальцита, апатита, корунда, зеленой шпинели и Fe-Ti минералов. Появление всей совокупности минералов в порфиroidных выделениях и так называемых “атолловых” гранатах, наблюдавшихся вблизи амфибол-хлоритолитовой жилы, вполне можно связать с реакциями гидратации ($An + H_2O = Zo + Ky + Q$; $An + Gros + Cor + H_2O = Zo$; $An + Px + H_2O = Zo + Chl$ и др.) и распадом твердых растворов при декомпрессионном подъеме глубинных блоков. Вся совокупность высококальцевых, высокоглиноземистых и Fe-Ti минералов порфиroidных выделений присутствует и в матриксе анортитовых амфиболитов и ее появление может быть связано с

событиями, предшествующими высокотемпературному амфиболитовому диафторезу.

Предлагаемая трактовка отвечает лишь общей последовательности событий, характеризующей главные этапы минералообразования. Она вполне может быть дополнена анализом причин появления полиамфиболовых парагенезисов, а также структурно-текстурных различий отдельных блоков. Вместе с тем, представляется вероятным, что подобная последовательность могла проявляться и в осевой зоне Ильмен, где парагенезисы ранних этапов были уничтожены более интенсивными вторичными преобразованиями при амфиболитовом диафторезе.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Ассоциированные с метагипербазитами гранат-анортит-клинопироксеновые амфиболиты Ильмен обладают специфическим химическим и минеральным составом и не имеют аналогов среди других мафит-ультрамафитовых комплексов Урала. Они характеризуются очень низкими содержаниями SiO_2 (30–40%), характерными для ультраосновных пород, и высокими концентрациями Al_2O_3 (до 26%), CaO (до 23%) и иногда MgO (до 10%), при умеренном или низком (0.5–2.0) количестве щелочей (табл. 1, рис. 4). При этом типовые отношения петрогенных компонентов могут изменяться в значительных пределах ($F_{общ} = 24–62$ ат. %, $Ca/Al = 0.30–1.18$), что находит отражение в минеральных парагенезисах и составах минералов не только в опорных участках, но часто и в отдельных глыбах анортитовых амфиболитов. Однако в

Таблица 1. Химические составы гранат-анортитовых амфиболитов (мас. %).

№ пробы	Sk03-2	Sk03-3	Sk03-6	Sk03-5	4-98	8-98	9-98	14-98	ИК-173-1	ИК-173-6
SiO_2	38.10	37.32	39.34	32.56	31.24	32.18	46.20	32.50	34.50	39.26
TiO_2	1.46	1.74	2.82	2.46	1.98	3.13	1.14	0.78	2.24	1.09
Al_2O_3	18.04	17.80	19.32	22.10	23.40	25.95	17.55	24.28	23.23	20.22
Fe_2O_3	4.83	4.62	3.48	6.17	5.73	4.53	1.13	4.80	6.63	4.91
FeO	5.66	5.75	8.8	7.63	15.08	7.66	6.82	8.50	8.08	5.78
MnO	0.20	0.18	0.16	0.17	0.53	0.31	0.17	0.29	0.38	0.28
MgO	3.51	3.39	6.47	7.42	9.89	5.53	9.31	10.26	10.00	6.97
CaO	23.14	23.16	16.39	16.31	7.80	15.90	14.22	10.70	11.90	18.04
Na_2O	0.28	0.24	0.92	1.08	0.90	0.50	1.12	1.04	1.04	0.88
K_2O	0.16	0.16	0.68	0.70	0.28	0.16	0.27	0.22	0.74	0.48
P_2O_5	0.25	0.29	0.19	0.20	0.68	0.68	0.20	0.22	0.18	0.28
П.п.п.	4.02	4.44	0.84	2.80	1.50	2.20	1.02	2.20	0.11	0.88
H_2O^-	0.16	0.01	0.08	0.08	0.34	0.22	0.20	0.20	0.10	0.11
CO_2	2.82	3.35	0.53	2.47	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр	0.11	0.22
Сумма	99.81	99.95	99.49	99.68	99.35	99.13	99.35	98.27	99.24	99.42

Примечание. Липовая курья: Sk03-2 – гранат-анортит-пироксеновая порода, Sk03-3 – гранат-анортит-пироксеновая порода с зонами гранат-анортит-амфиболового состава, Sk03-6 – гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовая порода, Sk03-5 – анортит-амфиболовый бластомилонит; Уразбаева: 4-98 – гранатовый амфиболит, 8-98 – гранат-цоизитовый амфиболит с корундом, 9-98 – хлоритизированный гранатовый амфиболит, 14-98 – гранатовый амфиболит; Савелькуль: ИК-173-1 – гранатовый паргаситовый амфиболит с диопсидом, корундом, шпинелью, ИК-173-6 – гранатовый амфиболит с диопсидом и сфеном [16]. Содержание пороодообразующих оксидов определены атомно-абсорбционным анализом с помощью спектрометра Perkin-Elmer (аналитики: Л.Б. Лапшина, Г.К. Звонарева, ИГЗ УрО РАН).

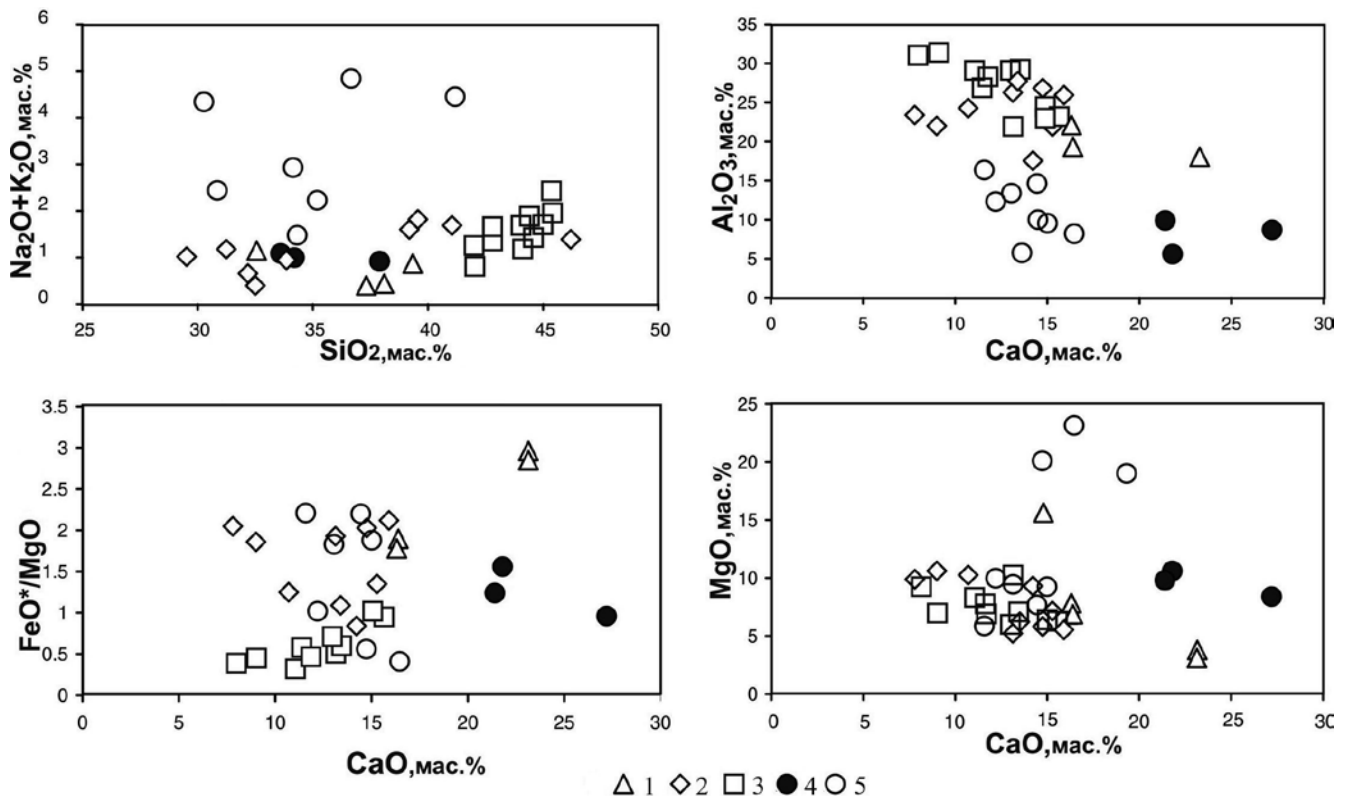


Рис. 4. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO}$, $\text{FeO}^*/\text{MgO--CaO}$, MgO--CaO в гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых породах.

1 – гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовые породы, р-н Липовая; 2 – гранатовые амфиболиты, р-н Уразбаева; 3 – гроспидиты, трубка “Загадочная”, Якутия [34]; 4 – якупирангиты, комплекс Айс Ривер (Ice River), Британская Колумбия [43]; 5 – фойдолиты, провинция Монтериджан, Канада [36].

их нормативном составе, вне зависимости от особенностей химизма, обязательно рассчитывается присутствие оливина, нефелина, лейцита и других недосыщенных кремнеземом силикатов. Это, несомненно, щелочные породы, наиболее близкие по химическому составу семейству ультраосновных и основных фойдолитов [31]. В количественном отношении среди сохранившихся фрагментов щелочно-ультраосновной ассоциации преобладают ультраосновные разновидности (метаякупирангиты, метамельтейгиты), но находка в Ильменских горах [19] слабо амфиболитизированного полевошпатового ийолита (малиньита) позволяет говорить о возможном присутствии в составе дезинтегрированной интрузии всего спектра пород ийолит-якупирангитовой серии.

Представительные ICP-MS данные выявляют отчетливую геохимическую специфику пород этой серии (табл. 2) – обогащенность Sr, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th и другими редкими и редкоземельными элементами. Такая специфика свойственна всем породным ассоциациям щелочно-ультраосновных интрузий платформенного типа (гипербазитовой, ийолит-якупирангитовой и сиенит-карбонатитовой). Выдержанная последовательность формирования этих ассоциаций с за-

кономерным возрастанием концентраций редких элементов и однотипность их трендов распределения рассматриваются как свидетельства генетической связи и мантийных условий образования [1]. Именно эти особенности обнаруживаются и в Ильменской зоне [3, 25, 31, 41]. Такие индикаторные для глубинного мантийного магматизма элементы, как Sr и Ba [14], несмотря на значительные колебания, в целом демонстрируют повышенные концентрации и тенденцию к накоплению от метагипербазитов – Sr = 9–342 (ср. 106) г/т, Ba = 21–731 (ср. 242) г/т, Ba/Sr = 2.3, n = 14, через метафойдолиты (“анортитовые амфиболиты”) – Sr = 105–2508 (ср. 426) г/т, Ba = 19–1379 (ср. 465) г/т, Ba/Sr = 1.1, n = 21, к миаскитам и сиенитам – Sr = 264–2815 (ср. 1307) г/т, Ba = 304–9857 (ср. 2566) г/т, Ba/Sr = 1.96, n = 16). Сходная тенденция, с некоторыми отклонениями, требующими специального рассмотрения (пониженные содержания тяжелых РЗЭ, Zr и Hf в миаскитах в сравнении с метафойдолитами, комплементарность концентраций Nb и Ta), обнаруживается в поведении редкоземельных и высокочarged элементов (рис. 5, табл. 2). Однако суммарные содержания и распределение РЗЭ и редких элементов в метагипербазитах – 27–387 г/т, La/Sm = 5–81, Ce/Yb = 4–82,

Таблица 2. Содержания в породах рассеянных и редкоземельных элементов (г/т)

№ пробы	Sk-03-1	Sk-03-2	Sk-03-6	Sk-03-5	4-98	8-98	9-98	14-98
Be	0.97	0.96	1.18	0.74	3.46	0.13	3.22	0.73
Sc	29.35	26.86	43.50	39.57	75.20	26.14	40.77	39.45
V	229.59	232.804	347.59	374.03	662.66	295.64	326.72	377.56
Cr	635.51	330.71	549.58	472.24	406.75	41.32	164.15	341.51
Mn	1668	1755	1499	1645	3670	2189	1205	2181
Co	38.46	41.35	46.89	51.39	60.54	26.67	34.58	50.06
Ni	121.82	105.80	76.00	113.93	417.12	24.59	127.53	208.85
Cu	35.39	24.69	16.545	25.093	15.74	15.37	9.60	11.77
Zn	120.90	150.29	161.45	158.26	910.44	480.75	476.38	415.31
Ga	20.86	19.68	20.26	24.79	22.65	26.03	15.05	31.42
Rb	19.13	27.02	35.921	15.724	2.59	9.01	3.58	8.33
Sr	495.07	515.84	437.89	532.11	180.51	2507.6	463.27	841.4
Y	26.11	19.75	32.13	32.11	93.63	36.46	26.06	32.79
Zr	89.12	86.58	117.42	125.61	146.21	214.22	117.99	172.73
Nb	4.44	3.93	4.59	5.11	11.17	66.63	2.83	3.34
Mo	0.43	0.43	0.28	0.45	0.86	0.52	0.45	0.59
Cs	0.22	0.25	0.58	0.15	0.22	0.12	0.34	0.09
Ba	150.69	358.59	1275.58	148.41	412.57	131.97	393.56	710.58
La	8.31	9.20	10.54	8.86	329.30	172.97	31.90	49.55
Ce	28.19	43.31	34.05	35.17	65.35	118.21	38.97	55.02
Pr	3.114	3.065	3.74	3.315	7.83	13.78	4.50	6.50
Nd	14.62	13.53	17.02	15.70	37.27	52.96	19.69	27.51
Sm	3.74	3.08	4.57	4.27	11.50	9.67	4.81	6.27
Eu	1.27	1.04	1.41	2.19	10.85	3.16	1.18	1.90
Gd	4.04	3.21	4.99	4.76	13.88	8.37	4.80	5.91
Tb	0.67	0.52	0.84	0.81	2.35	1.23	0.76	0.88
Dy	4.16	3.14	5.39	5.23	14.18	6.62	4.49	5.16
Ho	0.87	0.66	1.15	1.11	3.06	1.35	0.96	1.14
Er	2.36	1.77	3.15	3.08	8.59	3.49	2.61	3.19
Tm	0.34	0.27	0.46	0.46	1.34	0.45	0.36	0.44
Yb	2.16	1.70	2.93	2.98	9.60	3.02	2.28	3.00
Lu	0.32	0.26	0.44	0.44	1.44	0.43	0.32	0.47
Hf	2.25	2.15	3.10	3.16	3.83	4.75	2.98	4.18
Ta	0.33	0.33	0.36	0.39	0.71	5.41	0.18	0.17
W	1.28	1.22	1.76	0.87	2.04	1.61	3.09	0.74
Tl	0.09	0.065	0.14	0.09	0.07	0.16	0.09	0.11
Pb	22.52	36.03	72.39	17.61	8.67	53.76	12.64	25.51
Bi	0.25	0.34	0.18	0.22	0.19	0.25	0.31	0.29
Th	2.79	4.01	3.41	2.44	2.05	8.68	3.08	4.11
U	1.06	0.70	0.81	1.23	2.55	2.30	0.88	1.47

Примечание. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов определены на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой серии X^{II} ICP-MS Thermo Scientific (аналитик Д.З. Журавлев, ИГЕМ РАН).

Nb/Ta = 25, Zr/Hf = 45, Th/U = 20; метафойдолитах – 16–517 г/т, La/Sm = 2–38, Ce/Yb = 5–50, Nb/Ta = 10, Zr/Hf = 38, Th/U = 2.6 и миаскитах – 51–845 г/т, La/Sm = 4.5–22, Ce/Yb = 50–204, Nb/Ta = 6.8, Zr/Hf = 49, Th/U = 4.9 вполне согласуются с представлением, что глубинным источником вещества щелочно-ультраосновной ассоциации Ильмен была метасоматизированная и обогащенная мантия [37, 38, 48]. Данные по изотопии Nd и Sr [3, 24, 25 и др.] более определенно указывают на связь всех составляющих, в том числе и карбонатитов, щелочно-ультраосновной ассоциации Ильмено-Вишневогорской зоны с мантийными резервуарами типа EM1 и EM2. Впол-

не возможно также участие источника HIMU, на что указывают повышенные содержания и отношения Th/U во всех породных ассоциациях. Сочетание отмеченных резервуаров характерно для производных глубинных плюмовых (“суперплюмовых”) процессов [8], с которыми в настоящее время принято связывать проявления щелочно-ультраосновного (карбонатитового) магматизма в платформенных областях [1, 15].

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Представительные составы минералов из гранат-анортит-клинопироксеновых амфиболитов ильме-

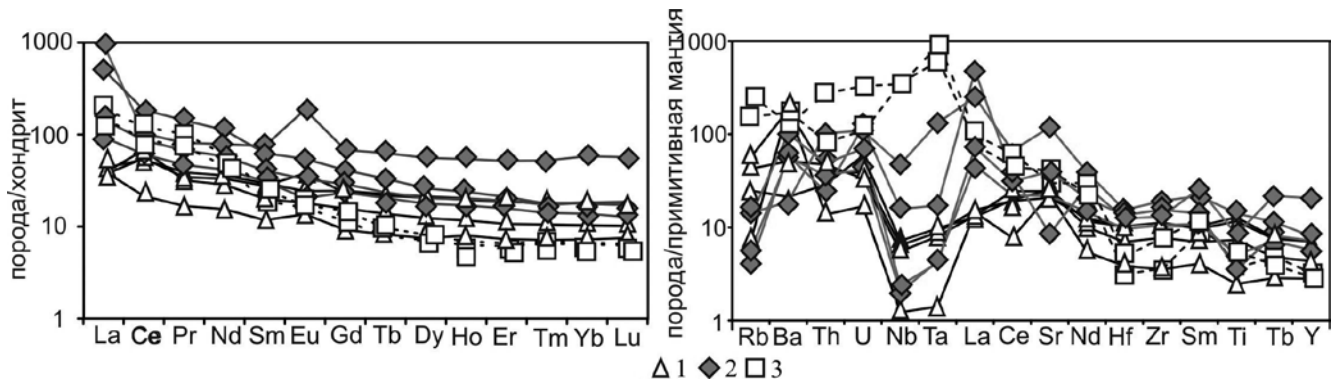


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных (а) и рассеянных (б) элементов в гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых породах Ильменогорского комплекса.

1 – Липовая, 2 – Уразбаева, 3 – миаскиты Ильменогорского массива. Нормировано по хондриту и примитивной мантии [45]

ногорского комплекса приводятся в табл. 3–7. Они согласуются с приведенными выше соображениями о последовательных этапах минералообразования и содержат важную информацию об условиях формирования полиминеральных парагенезисов, характерных для метафойдолитовой ассоциации.

Гранат является индикаторным минералом. Он обнаруживает несомненные связи с валовым составом пород и служит основным источником информации о их возможной природе. Ранее обращалось внимание на некоторые особенности компонентного состава гранатов в различных минеральных типах амфиболитов, ассоциированных с метагипербазитами [4, 16, 17, 23]. Отмечалось наличие однородных и зональных кристаллов, как с прямой, так и с обратной зональностью. Причины внутренней неоднородности зерен интерпретировались в соответствии с типовыми моделями многоэтапного (прогрессивного и регрессивного) метаморфизма, хотя нельзя исключить возможности появления неоднородностей в связи с отчетливо проявленным распадом твердых растворов. Высказывались предположения о возможной апоэклогитовой природе гранат-анортит-клинопироксеновых амфиболитов, однако главной особенности состава гранатов (табл. 3, рис. 6) – их очень высокой кальциевости ($C = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn)$) – самостоятельного значения не придавалось. Именно эта особенность заслуживает специального обсуждения.

Длительное время считалось, что между гранатами с $C < 35$ и $C > 70$ существует разрыв смесимости. Вместе с тем, высказывалось мнение [42], что гранаты с такой кальциевостью все же существуют и возникают в необычных, бедных кремнеземом породах в соответствующих физико-химических условиях. Это предположение получило надежное подтверждение после открытия в трубке Загадочной гросспидитов [35], содержащих непрерывную серию пироп-гроссуляровых гранатов ($Pyr = 9–27$ мол. %; $Gross = 43–82$ мол. %), и последующего исследования гросспидитов и кианитовых

вых эклогитов в кимберлитах Южной Африки [10, 39, 44]. Экспериментальные исследования ассоциаций субсолидуса, образующихся за счет гросспидитов [9], показали, что ассоциация высококальциевого граната с клинопироксеном и плагиоклазом является устойчивой в интервале давлений от 22.5 до 27 кбар. С повышением давления до 36 кбар плагиоклаз исчезает, появляется кианит и увеличивается доля граната по отношению к клинопироксену, а содержание гроссуляра в гранате заметно возрастает. Отсюда следовал вывод, что гросспидиты представляют собой ассоциации, возникающие при давлениях, более высоких, чем необходимо для образования эклогитов.

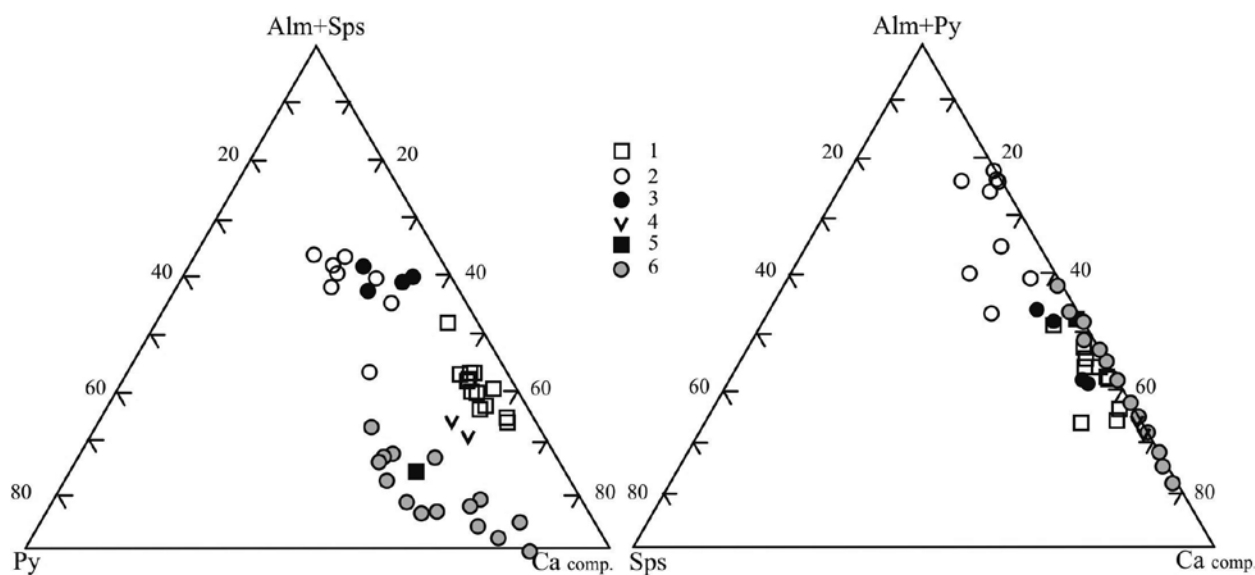
Следует особо подчеркнуть, что экспериментальное исследование Т.Х. Грина химических и нормативных составов синтетических проб гросспидитов показало, что они имеют сходные характеристики с составами анортитовых амфиболитов Ильменогорской зоны (рис. 4), а компонентный состав гранатов ($Pyr_{9–11}Alm_{34–39}Gros_{50–55}$), кристаллизовавшихся при давлениях 27–36 кбар, тождествен альмандин-гроссулярам гранатовых разновидностей [4, 16, 23]. Важной особенностью клинопироксен-гранатовых ксенолитов кимберлитов является характер соотношения содержания Na_2O в клинопироксенах и гроссуляра в сосуществующих гранатах. “Эмпирическое правило Соболева” [35] об одновременном возрастании гроссуляра в гранате и натрия в пироксенах гросспидитов, с одной стороны, и падении содержания гроссуляра в гранате параллельно с увеличением содержания натрия в пироксене эклогитов, с другой, – подтверждено наблюдениями над природными объектами, термодинамическими расчетами и экспериментами [9, 10]. Отмечаются заметные колебания в минеральном составе гранатов гросспидитов даже в пределах одного образца, в то время как состав гранатов эклогитовых ксенолитов характеризуется большим постоянством.

Значимые колебания в минеральном составе гранатов (рис. 6) характерны и для анортитовых амфи-

Таблица 3. Представительные микронзондовые анализы гранатов из гранат-анортитовых амфиболитов

№ пробы	Sk03-2		Sk03-3		Sk03-6		98-8		B6a-3		B6b-2		ИК-173-1		ИК-173-6	
Замер	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO ₂	38.78	38.76	38.54	38.32	38.16	37.81	36.9	38.08	38.32	37.49	37.99	37.74	38.56	39.03	38.75	38.61
Al ₂ O ₃	20.84	21.28	20.87	21.19	21.55	21.68	21.27	21.95	21.62	21.09	21.27	21.32	21.82	21.95	21.95	21.82
FeO	17.68	18.45	14.74	16.81	14.05	17.75	21.08	19.53	24.06	24.30	23.98	24.48	17.51	16.05	15.20	15.38
MnO	0.74	0.66	1.84	0.82	4.36	1.91	5.87	1.97	2.15	3.24	4.59	3.99	2.38	1.91	3.12	3.24
MgO	1.70	1.80	1.19	1.97	0.97	1.40	2.91	5.32	4.36	2.31	2.39	2.53	4.72	4.61	2.20	2.89
CaO	20.20	18.92	22.18	20.25	20.67	19.03	11.71	13.03	9.83	10.86	10.46	10.39	14.70	16.26	18.42	18.38
Сумма	99.94	99.87	99.36	99.36	99.76	99.58	99.83	99.83	100.34	99.29	100.68	100.50	99.74	99.81	99.69	100.42
Si	3.02	3.02	3.01	2.99	2.98	2.96	2.91	2.94	3.00	2.98	2.99	2.97	2.97	2.99	3.00	2.97
Al	1.91	1.95	1.92	1.95	1.98	2.00	1.98	1.99	1.99	1.98	1.97	1.98	1.98	1.98	2.01	1.98
Fe	1.15	1.20	0.96	1.09	0.91	1.16	1.39	1.26	1.57	1.62	1.58	1.61	1.13	1.03	0.99	0.99
Mn	0.05	0.04	0.12	0.06	0.29	0.13	0.39	0.13	0.14	0.22	0.31	0.27	0.16	0.12	0.20	0.21
Mg	0.20	0.21	0.14	0.23	0.11	0.16	0.34	0.61	0.51	0.27	0.28	0.30	0.54	0.53	0.25	0.33
Ca	1.68	1.58	1.85	1.69	1.72	1.59	0.99	1.08	0.79	0.93	0.88	0.88	1.21	1.34	1.53	1.51
Py	6.7	7.0	4.6	7.6	3.7	5.4	11.4	20.4	17.0	9.0	9.3	10.0	18.1	17.6	8.4	11.0
Alm	35.4	38.6	29.4	34.3	29.2	37.3	46.4	39.2	52.4	52.7	52.0	52.5	36.3	34.4	33.0	31.7
Sps	1.6	1.5	4.0	1.8	9.6	4.2	13.0	4.4	4.6	7.3	10.3	9.0	5.3	4.0	6.6	7.0
Gros	51.8	50.5	57.9	52.9	55.6	51.2	24.2	32.0	20.6	29.0	26.5	26.5	38.3	42.5	52.0	48.3
And	4.5	2.4	4.1	3.4	1.9	1.9	5.0	4.0	5.4	2.0	1.9	2.0	2.0	1.5	-	2.0
f	84.9	85.1	87.9	82.6	92.1	88.5	84.0	69.0	76.6	87.0	86.9	86.1	69.8	67.8	82.7	77.7

Примечание. *Py* – пироп, *Alm* – альмандин, *Sps* – спессартин, *Gros* – гроссуляр, *And* – андрадит, $f = (\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}) / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Mn}) \times 100$, ат. %. Пробы Sk, 98, и ИК см. прим. к табл. 1. B6a-3 – гранат-диопсидовый амфиболит, B6b-2 – гранатовый хлоритолит. Состав гранатов из этих пород определен на микроанализаторе Cameca SX100 в ИГТ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер. Остальные анализы выполнены на растровом микроскопе РЭММА-202М в ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров.

**Рис. 6.** Компонентный состав кальциевых гранатов.

1 – гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовые породы р-н Липовая, 2 – гранат-амфибол-пироксеновые породы с клинодиопсидом р-н Уразбаева, 3 – гранатовые амфиболиты г. Савелькуль, 4 – гранатиты зоны Молданубикум, Чехия [46]; 5, 6 – гроспидитовые ксенолиты кимберлитовых трубок [34, 44].

болитов Ильмен. Однако предельные содержания в них пироба (21 мол. %) и гроссуляра (58 мол. %) несколько ниже, чем в гранатах (соответственно, 28 и 80 мол.%) гроспидитовых ксенолитов в кимберлитах [34, 44], что можно связать с различиями в валовом химическом составе пород и, в частности, более высокой железистостью анортитовых амфи-

болитов. Вероятно, решающее значение в контроле минерального состава гранатов и парагенезисов могут иметь FeO^*/MgO и Ca/Al отношения, обуславливающие появление и высокоглиноземистых минералов (кианит, корунд, Al-шпинель).

Клинопироксены соответствуют по своему составу диопсиду (табл. 4). Они характеризуются от-

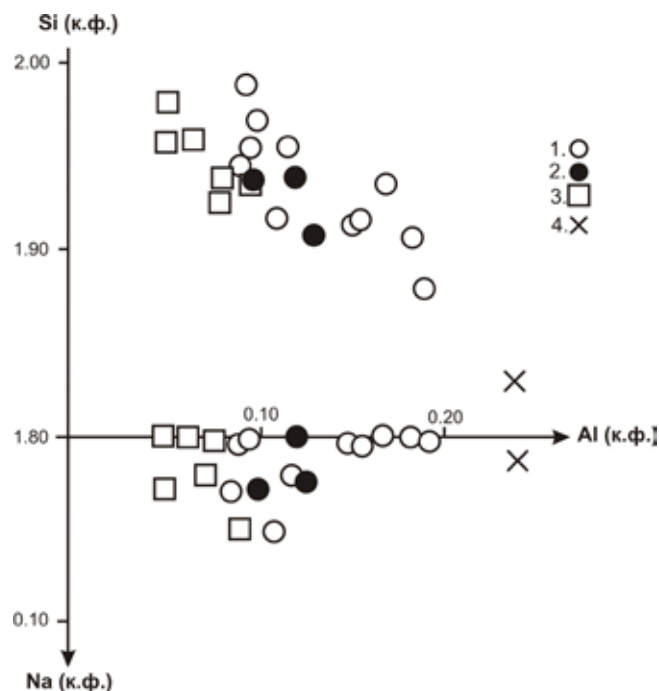
Таблица 4. Представительные микронзондовые анализы пироксенов из гранат-анортитовых амфиболитов

№ пробы	Sk03-1		Sk03-3		ИК-173-13-1	ИК-173-13-2
зерно, точки	с	г	1	2	1	1
SiO ₂	51.37	50.84	52.04	49.80	44.35	49.00
TiO ₂	0.21	0.30	0.12	0.48	0.25	0.19
Al ₂ O ₃	2.31	3.51	1.95	4.38	9.50	5.41
FeO	10.01	10.64	10.01	10.35	5.77	4.84
MnO	0.03	0.48	0.73	1.00	0.15	0.07
MgO	12.21	10.92	11.82	11.03	11.43	13.55
CaO	23.15	23.31	23.31	22.99	24.54	24.48
NaO	0.71	0.00	0.00	0.00	0.07	—
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.20	—
Сумма	99.79	99.70	99.86	99.55	100.19	98.83
Si	1.921	1.924	1.964	1.882	1.72	1.84
Al ^{IV}	0.079	0.076	0.036	0.118	0.28	0.16
Al ^{VI}	0.029	0.080	0.051	0.077	0.13	0.08
Ti	0.006	0.009	0.003	0.014	0.06	0.04
Fe	0.313	0.336	0.315	0.326	0.29	0.18
Mg	0.680	0.616	0.665	0.621	0.63	0.75
Mn	0.000	0.015	0.023	0.032	—	—
Ca	0.927	0.944	0.943	0.930	0.97	0.98
Na	0.051	0.000	0.000	0.000	0.01	—
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.01	—

Примечание. Описание проб см. прим. к табл. 1.

носителем однородным составом, пониженной железистостью ($F_{\text{общ}} = 22\text{--}31$ ат. %) и практически не содержат щелочных элементов. Отсутствие или незначительное развитие в клинопироксенах, сосуществующих с пироп-альмандин-гроссуляровыми гранатами, жадеитового компонента является важным критерием отличия гросспидитов от эклогитов. Клинопироксены в гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых породах содержат переменное количество Al_2O_3 (от 2 до 10–12 мас. %), что при почти полном отсутствии натрия (рис. 7) позволяет предполагать вхождение всего глинозема в чермакитовый и псевдожадеитовый миналы. Правомерность такого предположения подтверждается наблюдениями над природным объектом. При декомпрессионном подъеме ксенолита коэсит-санидинового гросспидита в кимберлитовой трубке “Робертс Виктор” был зафиксирован распад твердого раствора клинопироксена с выделением Са-чермакитового и Са-эсколоитового компонентов [44].

Амфиболы являются главными породообразующими минералами анортитовых амфиболитов. Их образование связывается с высокотемпературным амфиболитовым диафорезом. Они характеризуются значительными колебаниями состава (табл. 5, рис. 8), обусловленными особенностями валового состава пород, а с другой стороны содержат обширную информацию об условиях протекания регрессивных преобразований. В отдельных глыбах анортитовых амфиболитов обнаружи-

**Рис. 7.** Соотношение Si^{4+} –Al–Na в клинопироксенах.

1–3 – из ильменогорского комплекса участок Липовая: 1 – из гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород, 2 – из амфибол-анортитовых амфиболитов, 3 – из гранат-анортит-амфиболовых бластомилонитов; 4 – из гранатитов зоны Молданубикум, Чехия [46].

ваются полиамфиболовые парагенезисы, но чаще в них присутствует лишь одна из разновидностей амфиболов. В гранат-пироксеновых и гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых породах амфиболы представлены паргаситом и калийпаргаситом (к. ф.): $\text{Si} = 5.67\text{--}6.02$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0.55\text{--}0.89$, $\text{Ca} = 1.80\text{--}2.08$, $\text{Na} = 0.14\text{--}0.57$, $\text{K} = 0.22\text{--}0.35$, $F = 48\text{--}62\%$, а в апоамфиболит-бластомилонитах – чермакитом (к. ф.): $\text{Si} = 5.86\text{--}6.06$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0.64\text{--}0.80$, $\text{Ca} = 1.77\text{--}1.95$, $\text{Na} = 0.04\text{--}0.57$, $\text{K} = 0.12\text{--}0.24$, $F = 45\text{--}59\%$. В зернах амфиболов регистрируется неоднородность, выраженная в увеличении содержания кремнезема, уменьшении кальция и натрия от центра к краю. Близкие по составу паргаситы (к. ф.): $\text{Si} = 5.75$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0.78$, $\text{Ca} = 2.07$, $\text{Na} = 0.60$, $\text{K} = 0.19$ в ассоциации с альмандин-гроссуляровым гранатом характерны для гранатитов зоны Молданубикум, Чехия [46]. Амфибол из гранат-клиноцоизитовых амфиболитов Уразбаевской ассоциации соответствует чермакиту, то есть при аналогичных вариациях кремнезема содержит больше октаэдрического алюминия (0.95–1.25 к. ф.) и меньше натрия (0.11–0.14 к. ф.) и калия (0.02–0.12 к. ф.) в позиции А. Горнблендит характерен для анортитовых амфиболитов Няшевского массива, то есть имеет более высокие содержания кремнезема (6.48–6.67 к. ф.) и низкие октаэдрического алюминия (0.29–0.59 к. ф.) и калия (<0.03 к. ф.) [2].

Таблица 5. Представительные микронзондовые анализы амфиболов из гранат-анортитовых амфиболитов

№ пробы	Sk03-1	Sk03-2	98-8			98-2			CV6-10		
зерно, точки	1	3	с	г	1	с	г	1	1	2	3
SiO ₂	40.03	37.77	39.94	39.74	39.49	38.59	38.67	39.60	42.84	43.51	41.23
TiO	0.67	0.65	0.62	0.60	0.65	0.36	0.45	0.38	0.71	0.67	0.86
Al ₂ O ₃	16.65	17.68	20.96	20.18	21.30	20.74	20.75	19.13	16.49	16.36	17.11
FeO	16.34	19.42	12.29	12.69	12.24	14.21	14.15	14.58	11.40	11.40	11.74
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.10	0.05
MgO	9.44	7.32	10.47	11.03	10.78	9.64	9.59	10.19	12.21	11.64	11.77
CaO	11.74	12.87	12.75	12.49	12.59	12.06	12.32	11.88	11.72	12.60	12.20
NaO	1.87	0.97	1.28	1.71	1.30	1.5	1.41	1.41	1.55	0.67	0.87
K ₂ O	1.33	1.62	0.47	0.43	0.37	0.66	0.52	0.55	1.29	0.7	1.45
Сумма	97.46	97.65	98.78	98.87	98.72	97.76	97.86	97.72	98.4	97.65	97.28
Si	5.92	5.70	5.71	5.88	5.62	5.60	5.61	5.73	6.14	6.26	5.99
Al ^{IV}	2.08	2.31	1.29	1.12	1.38	1.4	1.39	1.27	1.86	1.74	2.01
Al ^{VI}	0.82	0.84	2.44	2.28	2.19	1.15	1.16	1.00	0.93	1.04	0.92
Ti	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.08	0.07	0.09
Fe ³⁺	0.51	0.73	0.63	0.80	0.83	0.96	0.87	1.08	0.57	0.64	0.59
Mg	2.08	1.65	2.23	2.35	2.29	2.09	2.07	2.20	2.61	2.5	2.55
Fe ²⁺	1.51	1.72	2.30	2.22	2.08	2.49	2.56	2.45	0.86	0.73	0.84
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Ca	1.86	2.00	1.95	1.91	1.92	1.88	1.92	1.84	1.8	1.95	1.90
Na	0.14	0.00	0.35	0.47	0.36	0.42	0.40	0.40	0.46	0.20	0.25
Ca _A	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na _A	0.40	0.28	0.20	0.38	0.28	0.30	0.32	0.24	0.23	0.15	0.15
K _A	0.25	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.24	0.12	0.27

Примечание. 98-2 – гранатовый хлоритолит (Уразбаева), CV6-10 – гранатовый амфиболит г. Савелькуль, остальные пробы – см. прим. к табл. 1. Анализы выполнены на растровом микроскопе РЭММА-202М в ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров.

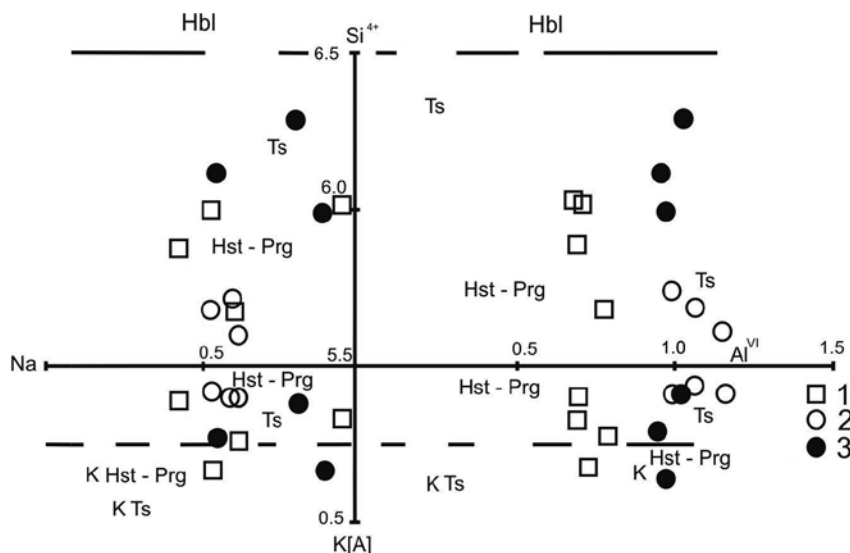


Рис. 8. Соотношение Si^{4+} – $\text{Na}_{(B)}$, $\text{Na}_{(B)}$ – $\text{K}+\text{Na}_{(A)}$ в амфиболах серий чермакита и паргасит-гастингсита из гранат-клинопироксен-анортит-амфиболовых пород и гранат-анортитовых амфиболитов.

1 – из гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород участка Липовая, 2 – из гранат-анортитовых амфиболитов участка Уразбаева, 3 – из гранат-анортитовых амфиболитов г. Савелькуль.

Группа эпидота представлена в основном клиноцоизитами и цоизитами (табл. 6), но в шлифах встречаются и эпидоты. В районах п. Уразбаева и горы Савелькуль содержание клиноцоизита в клинопироксен-анортитовых и гранат-анортитовых

амфиболитах может достигать 20% и более. Несомненно, это вторичные продукты, образование которых могло быть связано с распадом твердых растворов высококальциевых минералов (граната, анортита, диопсида) при декомпрессионном подъеме.

ме и последующей рекристаллизацией на этапе амфиболитового диафтореза.

Плагноклаз по составу отвечает практически чистому конечному анортиту (№ 100). В гранат-пироксен-амфибол-анортитовых породах с высоким количеством амфибола зерна анортита имеют кайму размером 10–20 мк, сложенную битовнитом (№ 72–76), встречаются зерна лабрадоритового (№ 65) и андезитового (№ 32) состава (табл. 7). И все же основной разновидностью плагноклазов является анортит. Образуется ли он в процессе высокобарической кристаллизации гросспидитовых составов [9], либо является продуктом вторичного преобразования гроссулар-пироксен-кианитового (корундового) парагенезиса [34], сказать сложно. Петрографические данные не позволяют однозначно ответить на этот вопрос.

Высокоглиноземистые минералы – **кианит, корунд, шпинель** – распространены в породах неравномерно. Наиболее часто встречаются корундовые и шпинелевые разновидности амфиболитов, в которых эти минералы образуют скопления ксеноморфных зерен либо тонкие симплектитоподобные выделения. Кианит встречается в виде тонкопризматических и игольчатых включений в гранате и клинопироксене. Преимущественная кристаллизация корунда, иногда содержащего примесь хрома [16], объяснима сильной недосыщенностью пород кремнеземом, а состав шпинелей (герцинит, плеонаст) зависит от соотношения железа и магния в валовом составе.

P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Обнаружение в гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых породах критического парагенезиса – $Gross + Px + Ky (\pm Cor)$ – позволяет оценивать условия его образования, в соответствии с экспериментальными исследованиями [9] ассоциаций субсолидуса, кристаллизующихся при высоких давлениях (27–36 кбар) за счет гросспидитов. Такая

Таблица 6. Представительные микрозондовые анализы клиноцоизит-цоизитов из гранат-анортитовых амфиболитов

№ пробы	Sk03-2	Sk03-3	Sk03-6		Sk03-5	У-295-2	У-84-1
SiO ₂	38.76	38.48	38.44	38.78	38.16	38.24	39.15
TiO	0.45	0.07	0.20	0.06	0.43	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	27.95	28.20	26.98	28.46	29.04	29.97	33.10
FeO	6.32	6.85	8.17	6.67	6.36	4.52	1.66
MnO	0.00	0.16	0.00	0.14	0.08	0.13	0.13
MgO	0.28	0.00	0.70	0.11	0.00	0.04	–
CaO	24.34	24.24	23.41	23.80	23.91	24.09	24.56
Сумма	98.10	98.00	97.90	98.02	97.98	97.90	98.78
Si	2.997	2.972	2.976	2.992	2.950	2.957	2.951
Al ^{IV}	0.003	0.028	0.024	0.008	0.050	0.043	0.049
Al ^{VI}	2.530	2.539	2.438	2.579	3.590	2.690	2.893
Ti	0.017	0.004	0.012	0.000	0.020	0.007	0.008
Fe	0.408	0.442	0.528	0.430	0.407	0.292	0.105
Mg	0.032	0.000	0.081	0.013	0.000	0.005	0.000
Mn	0.000	0.010	0.000	0.009	0.003	0.009	0.008
Ca	2.016	2.005	1.941	1.966	1.980	1.999	1.986
F	13.8	16.0	17.9	14.3	13.6	9.9	3.69

Примечание. У-84-1 – гранат-анортитовый амфиболит с корундом (Уразбаева), У-295-2 – междуречье Кылы-Ильменка, [17], остальные пробы – см. прим. к табл. 1. F = Fe/Fe + Al.

оценка вполне согласуется с расчетами по гранат-плагноклаз-кварцевому геобарометру, фиксирующему равновесие при $P = 28–30$ кбар и $T > 750^\circ\text{C}$. Эти данные могут трактоваться как свидетельство гросспидитового уровня генерации исходных расплавов щелочно-ультраосновной ассоциации Ильменогорской зоны. Более низкие $P-T$ параметры, вероятно отражающие преобразования при декомпрессионном подъеме мантийного блока в нижнюю кору, дают оценки по парам: гранат-клинопироксен, гранат-амфибол и клинопироксен-амфибол, рассчитанные с использованием геотермобарометров (GeoPatch 2.1), фиксирующие равновесия при $T = 750–550^\circ\text{C}$ и $P = 5–9.5$ кбар, а по программе “Celektor” – при $T = 614.6^\circ\text{C}$ и $P = 9.5$ кбар.

Таблица 7. Представительные микрозондовые анализы плагноклазов из гранат-анортитовых амфиболитов

№ пробы	Sk03-1			Sk03-2	Sk03-3	Sk03-5		У-84-1	У-84-2	ИК-173-1	ИК-173-6
зерно, точки	2	5	6	3	1	3	4	1	1	1	1
SiO ₂	43.58	43.56	59.34	43.60	42.93	46.91	45.46	43.91	43.50	43.71	43.10
Al ₂ O ₃	36.45	35.86	24.74	36.70	37.15	32.86	34.23	36.45	36.03	35.73	36.68
CaO	16.58	20.48	7.34	19.55	19.48	15.47	16.05	19.40	20.12	20.51	19.70
Na ₂ O	2.72	0.00	8.43	0.00	0.00	4.66	3.44	0.16	0.14	0.03	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.33	99.90	99.85	99.85	99.56	99.90	99.18	100.41	99.82	100.33	99.57
Si	1.99	2.02	2.63	2.00	1.99	2.11	2.07	2.55	2.52	2.52	2.51
Al	1.96	1.96	1.29	2.01	2.04	1.74	1.4	1.24	1.23	1.21	1.26
Ca	0.81	1.02	0.35	0.98	0.97	0.74	0.79	1.20	1.24	1.27	1.23
Na	0.24	0.00	0.72	0.00	0.00	0.41	0.30	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
№	77	100	32	100	100	65	72	99.2	99.2	99.9	99.7

Примечание. У-84-2 – гранатовый амфиболит [16], остальные пробы см. прим. к табл. 1, 6.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ

Прецизионные данные о времени формирования анортитовых амфиболитов отсутствовали, и в качестве объекта для изотопно-хронологического исследования цирконов нами были выбраны ассоциированные с метагипербазитами гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовые породы Липовой куры, формирующие глыбообразные выходы среди кварцитосланцев сайтовской серии. U-Pb возраст (SHRIMP-II) цирконов определен в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [40, 47].

Цирконы исследованных амфиболитов представляют гетерогенное сообщество кристаллов, варьирующих по размеру, облику, внутреннему строению, окраске, прозрачности, причем для большинства кристаллов характерен “алмазный” блеск. Просматриваются постепенные переходы от призматических (с удлинением 1.5–2) субидiomорфных кристаллов к округлым, причем среди последних встречаются обломки (фрагменты) более крупных зерен, испытывавшие нивелировку (сглаживание) поверхностей излома. В табл. 8 и на рис. 9, 10 представлены наиболее характерные особенности этих цирконов. Минимальными содержаниями U (57–85 г/т) и Th (29–68 г/т) выделяются одновозрастные (680 млн. лет) части кристалла 2 (2.1–2.2), отражающие его первичную структурную гетерогенность (секториальность). К этому же возрастному уровню относится и кристалл 3, заметная обогащенность радиоэлементами которого (U – 484 г/т, Th – 327 г/т) способствовала его незначительным преобразованиям. В совокупности кристаллы 2 и 3 образуют “древнюю” группу цирконов с конкордантным возрастом $T = 662 \pm 14$ млн. лет.

В другую группу входят кристаллы с отчетливым зональным строением (7, 8), отвечающие иногда ранней–поздней генерациям 1 (1.1–1.2). Сюда же относятся и сравнительно “однородные” кристаллы – 5 и подобный ему 4 в табл. 8 – с высокими содержаниями U (504–749 г/т) и Th (426–

451 г/т). Эти кристаллы вместе с отмеченными 7, 8 и 1 (1.1–1.2) характеризуются конкордантным возрастом $T_1 = 543.0 \pm 7.1$ млн. лет. Для близкого этой группе по минералогическим признакам и составу кристалла 6, но испытывавшего и дробление, и залечивание трещин с образованием точечных вторичных включений, получена более низкая датировка $T_2 = 513.7 \pm 9.3$ млн. лет при незначительной дискордантности ($D = -3$). По-видимому, этот возрастной рубеж свидетельствует о прекращении эндогенной деятельности, сопровождаемой преобразованием уже существующих цирконов.

Определенную “загадку” представляют единичные зерна, которые по внешним признакам могут быть сопоставлены с “обломочными” (рис. 9А, Б). Они испытали и хрупкие деформации, и последующую коррозионную нивелировку (округление) поверхностей излома с резкими границами. Присутствие подобных “обломочных” (?) зерен ставит вопрос об их связи с терригенными породами и соответственно, процессами окатывания, т.е. об их абразивной обработке, а следуя этой логике, – и об участии осадочного материала при формировании субстрата амфиболитов, т.е. об их принадлежности к параамфиболитам. Более тщательные исследования цирконов позволили, как нам кажется, найти корректное решение этой задачи. Оно содержится в морфологических особенностях кристаллов В и Г, которые подобно кристаллам А и Б, были также раздроблены, но, в отличие от них, испытали не только поверхностную нивелировку, но и новый рост в виде отдельных (В) или групповых (Г) выростов, известных как “петушиный” гребень. Такие же новообразования заметны и у кристаллов 1 и 5, причем у последнего в нижней (на снимке) части сохранились признаки излома. Естественно, влияние окатывания здесь исключается, т.е. вопрос об осадочном материале в составе амфиболитов оказывается излишним. В результате, мы приходим к альтернативному выводу о внутриформационном дроблении и регенерации цирконов в самих амфи-

Таблица 8. U-Pb возраст цирконов из гранат-анортитовых амфиболитов

Анализ кратер	$^{206}\text{Pb}_0$, %	Содержание, г/т			^{232}Th ^{238}U	Возраст, млн, лет (1)		D , %	Изотопные отношения (1)					
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$, ±%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^*$, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^*$, ±%			
1.1	0.53	304	147	23.1	0.50	543.6 ± 9.2	542 ± 61	0	0.06264	1.4	0.708	3.3	0.088	1.8
1.2	2.87	155	42	12.4	0.28	557 ± 11	620 ± 240	11	0.0838	2.1	0.752	11.0	0.0902	2.1
2.1	0.82	85	68	8.22	0.82	680 ± 13	625 ± 140	-8	0.0674	2.4	0.929	6.8	0.1112	2.1
2.2	0.64	57	29	5.46	0.53	680 ± 13	751 ± 120	10	0.0695	3.0	0.986	6.1	0.1113	2.1
3.1	0.15	484	327	43.6	0.70	642 ± 11	638 ± 38	-1	0.06219	1.1	0.881	2.5	0.1048	1.7
4.1	0.54	749	451	57.4	0.62	548.1 ± 9	544 ± 61	-1	0.06274	0.92	0.714	3.3	0.0887	1.7
5.1	2.30	504	426	39.6	0.87	551.8 ± 9.3	580 ± 190	5	0.0781	5.5	0.731	8.7	0.0894	1.8
6.1	0.59	234	58	16.8	0.26	513.7 ± 9.3	497 ± 160	-3	0.0619	1.7	0.654	7.4	0.083	1.9
7.1	0.43	180	104	13.5	0.59	537.3 ± 9.4	609 ± 93	13	0.0637	2.1	0.721	4.7	0.0869	1.8
8.1	0.19	279	185	21.5	0.68	551.7 ± 9.3	589 ± 50	7	0.0611	2.1	0.734	2.9	0.0894	1.8

Примечание. Pb_0 и Pb^* – общий и радиогенный свинец, (1) – коррекция по ^{204}Pb , D – дискордантность.

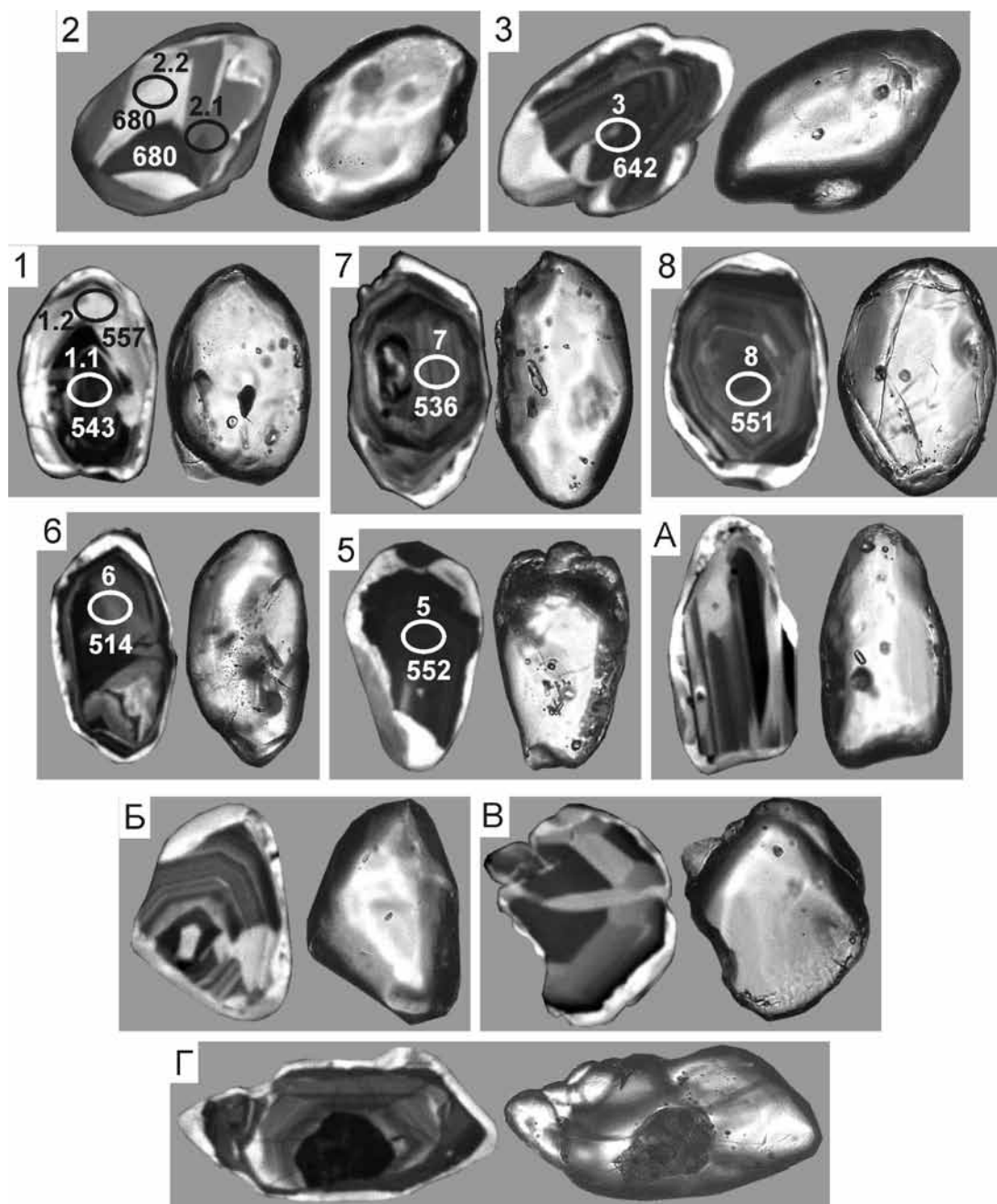


Рис. 9. Микроморфологические особенности (CL, BSE) цирконов гранат-анортитовых амфиболов Липовой куры.

Цифры у кратеров – номера анализов и возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

болитах, испытавших влияние метаморфизма. Тогда 660 млн. лет – это ранний этап эндогенного образования цирконов, а 540 млн. лет – последующий, сопряженный, по-видимому, с выводом пород в верхние горизонты коры, сопровождаемый дроблением и коррозией ранних генераций цирконов и образованием новых.

Следует отметить, что работы, в которых приводятся сведения о минералого-геохимических и изотопно-хронологических исследованиях цирконов гросспидитовых ксенолитов кимберлитов нам

не известны, поэтому результаты изучения цирконов “метাগроспидитов” представляются не только как объективные свидетельства допалеозойского возраста щелочно-ультраосновной ассоциации Ильменгорской зоны, но и как примеры, имеющие несомненную методическую ценность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциированные с метагипербазитами “анортитовые” амфиболиты длительное время, после

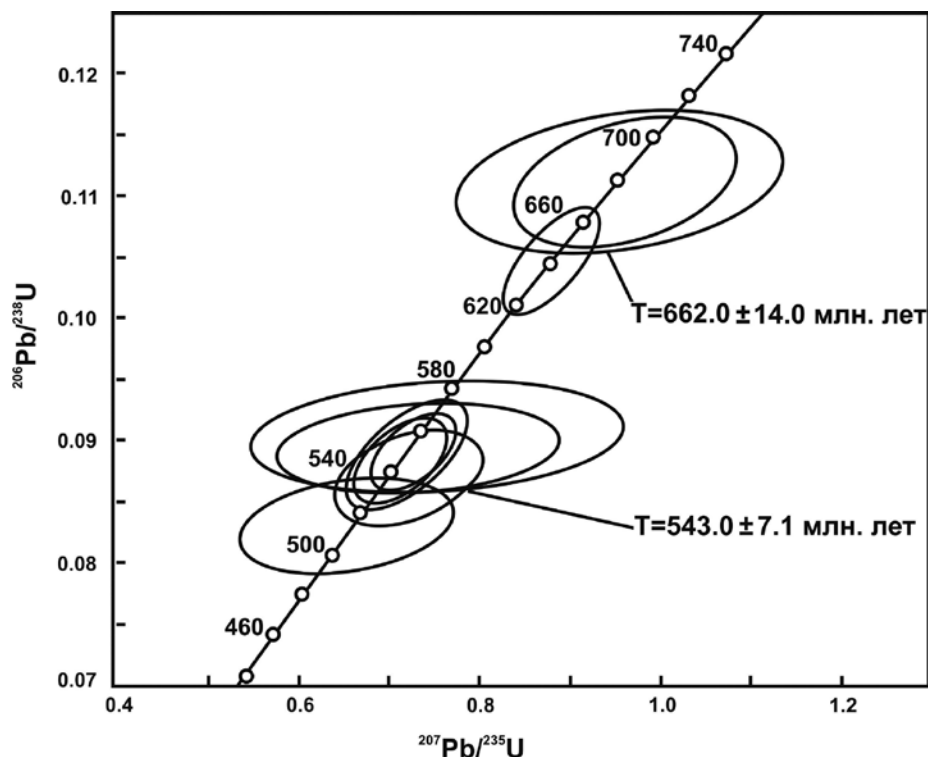


Рис. 10. Возраст цирконов гранат-анортитовых амфиболитов.

своего выделения в самостоятельную группу [2], оставались практически не изученными. Повышенное внимание к ним было привлечено работами В.Г. и Е.В. Кориневских [16, 17 и др.], выполнивших детальное картирование и минералогическое исследование этих образований на ряде опорных участков. Важным результатом этих работ стали выводы о хаотическом распространении мафит-ультрамафитовых блоков среди кварцито-сланцевых толщ сайтовской серии, наличии в них минеральных свидетельств высокопараметрических условий образования, резко контрастирующих с метаморфическим окружением. Была получена обширная аналитическая база по составам минералов, однако обилие новой информации вызвало значительные трудности в ее интерпретациях. Предлагавшиеся этими исследователями объяснения природы чужеродных блоков (“апоэклогитовые”, “продукты метаморфизованного меланжа либо древней глинисто-карбонатной коры выветривания”, “олистолиты”, “габбровые интрузии платиноносного типа”) являются взаимоисключающими. Вопрос о причинах приуроченности мафит-ультрамафитовых блоков к щелочной провинции Ильменских–Вишневых гор В.Г. и Е.В. Кориневскими не обсуждался, как и предшествующими исследователями, рассматривавшими генезис щелочных пород вне связи с проявлениями глубинного мантийного магматизма.

Проведенные нами исследования [3, 7, 30–32, 41] позволили отказаться от устоявшихся пред-

ставлений об антиклинорном строении района и предложить новую трактовку его структуры как глубинного фрагмента региональной сдвиговой зоны. Было показано, что основным типом пород осевой зоны сдвига (“ядра антиклинория”) являются не докембрийские гнейсы и амфиболиты, а гранитоидные бластомилониты. Решающее значение на формирование структурного плана постколлизийного сдвига оказывали реологические свойства пород. Кремнекислые (гнейсы, граниты) и щелочные (миаскиты, сиениты) породы испытывали пластичные (хрупко-пластичные) деформации, которые происходили в условиях повышенного флюидного давления (до 10–13 кбар) и сопровождалась гидротермально-метасоматическими преобразованиями (кислотное выщелачивание, фенинизация и др.). Породы мафит-ультрамафитового состава деформировались хрупко, формируя цепочки тел в осевой зоне сдвига, ориентированные согласно с направлением тектонического потока, и хаотически распространенные глыбообразные включения в кварцито-сланцевых толщах чехла. Имеется много оснований полагать, что блоки мафит-ультрамафитовых пород принадлежали сложно построенной щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной и растащенной в зоне постколлизийного сдвига более чем на 100 км.

Своеобразие петрохимического состава “анортитовых” амфиболитов, заключающееся в очень низком содержании кремнезема, характерном для

ультраосновных пород, и повышенных концентрациях CaO , Al_2O_3 и MgO , более высоких, чем в магматических породах основного состава, отмечалось всеми исследователями, но не находило адекватного объяснения [2, 6, 16 и др.]. Впервые выполненные нами пересчеты [31] показали обязательное присутствие в этих породах оливина, нефелина и других недосыщенных кремнеземом силикатов. Это и стало основанием для отнесения их к щелочным породам. Сравнение с типовыми щелочно-ультраосновными массивами указывает на сходство химизма “анортитовых амфиболитов” с ультраосновными и основными фойдолитами (ийолит-якупирангитовая серия). Это сходство значительно усиливается при учете данных о распределении в них редких (Sr , Ba , Zr , Hf , Nb , Ta , U , Th) и редкоземельных элементов, концентрации которых (до 500 г/т) сопоставимы, а иногда и превышают суммарные содержания этих элементов в миаскитах и щелочных сиенитах. Устанавливается однотипность трендов дифференциации и возрастание содержаний малых элементов в закономерном ряду породных ассоциаций (метагипербазитовой, ийолит-якупирангитовой, миаскит-карбонатитовой), типичном для проявлений щелочно-ультраосновного магматизма платформенных областей [1]. Индикаторные отношения (Ba/Sr , Nb/Ta , Zr/Hf и др.), а также данные по изотопии Nd и Sr [3, 41] дают основание полагать, что глубинным источником вещества щелочно-ультраосновной ассоциации Ильменогорской зоны была метасоматизированная (карбонатизированная) мантия и обогащенные редкими и редкоземельными элементами резервуары типа EM1 , EM2 и, возможно, HIMU [3, 41].

Принципиально новую информацию о глубинных источниках вещества и условиях генерации исходных расплавов дают данные парагенетического анализа. Сохранность в анортитовых амфиболитах Ильмен реликтового парагенезиса (гроссулар-пироксен-кианит-корунд), являющегося критическим для гроспидитовых ксенолитов кимберлитов [10, 34, 35], и несомненное сходство минерального состава минералов и химизма этих пород позволило сделать принципиальный вывод об апогроспидитовой природе гранат-анортит-клинопироксеновых амфиболитов [33]. Экспериментальные исследования ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких и сверхвысоких давлениях за счет синтетических проб гроспидитов, химический и нормативный состав которых практически тождествен анортитовым амфиболитам, позволяют оценивать уровень генерации исходных расплавов значениями 27–36 кбар, что в целом согласуется с данными геобарометрии. Интересно, что данные объемного моделирования крупнейших щелочно-ультраосновных интрузий Балтийского щита [1] определяют нижнюю границу области магмогене-

рации, в зависимости от степени плавления мантийного субстрата, глубинами от 80 до 120 км.

Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов гранат-анортит-клинопироксеновых амфиболитов Липовой курьи показывают, что их образование было связано с допалеозойской активизацией (660 и 540 млн. лет) рифтогенных процессов, обусловленных функционированием глубинных плюмов, ответственных за глобальный мантийный метасоматоз [15] и генерацию щелочно-ультраосновной ассоциации Ильменогорской зоны.

В заключении следует отметить, что результаты наших исследований, обосновывающих фрагментарную сохранность в Ильменогорской зоне щелочно-ультраосновной ассоциации платформенного типа, позволяют усомниться в существовании особого типа формаций “трещинно-линейных зон”, генотипом которых изначально считалась щелочная провинция Ильменских–Вишневых гор.

Исследования проведены при финансовой поддержке Программ УрО РАН (проекты № 12-И-5-2035, 12-С-5-1011, 12-У-5-1040) и Президиума РАН (проект № 12-П-5-1020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383с.
2. Баженов А.Г., Иванов Б.Н., Постоев К.И. Анортитовые амфиболиты ильменогорского комплекса // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 101–105.
3. Банева Н.Н., Медведева Е.В., Русин А.И. Геохимические особенности ультрамафитов Ильменогорской сдвиговой зоны // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН, Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 115–119.
4. Вализер П.М., Дубинина Е.В., Медведева Е.В. и др. Кальциевые гранаты ильменогорского комплекса (Южный Урал) // Известия ЧНЦ УрО РАН: Вып. 2(36). 2007. С. 64–70.
5. Вализер П.М., Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н. Амфиболы Урала. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2004. 139 с.
6. Варлаков А.С. Рифтогенные доэвгеосинклинальные офиолиты в допалеозойской истории Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 34–48.
7. Ворожук Д.В., Русин А.И. Опорный геологический разрез средней части Ильменогорско-Сысертской полиметаморфической зоны // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 64–95.
8. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
9. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, ки-

- анитовых эклогитов и гроспидитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 21–52.
10. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
 11. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский Платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 340 с.
 12. Иванов Б.Н., Баженов А.Г., Кутепова Л.А. Новые данные о геологическом строении метаморфического субстрата Ильменских гор // Доордовикская история Урала. Т. 3. Свердловск, 1980. С. 47–68.
 13. Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Тр. ИГЗ. Вып. IX. Свердловск: УФАН СССР, 1971. 158 с.
 14. Капустин Ю.Л. Геохимия стронция и бария в породах карбонатитовых комплексов // Геохимия. 1983. № 7. С. 931–944.
 15. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 1–10.
 16. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Экзотические амфиболиты Ильменских гор (Южный Урал): состав и геологическая позиция // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1114–1127.
 17. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор // Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 102 с.
 18. Кошевой Ю.Н. История формирования и структурная эволюция Ильменогорского метаморфического комплекса. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1986. 16 с.
 19. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. и др. Цирконология малинитов Ильменских гор (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 2. С. 228–231.
 20. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 1. С. 89–94.
 21. Краснобаев А.А., Пужаков Б.А., Петров В.И., Бушарина С.В. Цирконология метаморфитов кыштымской-аракульской толщ Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 264–268.
 22. Ленных В.И., Вализер П.М. К геологической схеме ильменогорского комплекса // Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–28.
 23. Медведева Е.В. Гранат из метаморфических толщ Ильменских гор // Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы – Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 80–130.
 24. Недосекова И.Л., Белоусова Е.А. Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса (Урал) в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf изотопных данных // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 274–277.
 25. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса: геохимические и генетические особенности, роль силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-гидротермальных процессов в карбонатитообразовании // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 166–175.
 26. Парначев В.П., Петров В.И., Кузнецов Г.П. О строении и составе позднедокембрийских отложений Сысертско-Ильменогорской структуры (Южный Урал) // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 90–105.
 27. Путеводитель экскурсии Вишневые-Ильменские горы. Свердловск: УФАН СССР, 1966. 68 с.
 28. Рассказова А.Д. Геологическое строение Ильменских-Вишневых гор // Уфимская широтная структура Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. С. 18–32.
 29. Русин А.И. Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 41–59.
 30. Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология Ильменских гор // Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–20.
 31. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских-Вишневых гор // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: УрО РАН, 2006. С. 222–227.
 32. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А. и др. Проблема генезиса щелочных пород Ильмено-Вишневогорской зоны (Южный Урал) // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Научное издание. Киев, 2007. С. 211–215.
 33. Русин А.И., Медведева Е.В., Вализер П.М., Банева Н.Н. Апогроспидитовая природа анортитовых амфиболитов Ильменогорской сдвиговой зоны (Юж. Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. II. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 187–189.
 34. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
 35. Соболев Н.В., Зюзин Н.И., Кузнецов И.К. Непрерывная серия пироп-гроссуляровых гранатов в гроспидитах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. С. 902–905.
 36. Филлотс А.Р. Провинция Монтериджиан // Щелочные породы / Ред. Х. Сёренсон. М.: Мир, 1976. С. 217–236.
 37. Green T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 347–359.
 38. Hofman A.M. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385/16. P. 219–229.
 39. Lappin M.A. The evolution of a gnospydite from the Roberts Victor Mine, South Africa // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66. P. 229–241.
 40. Larionov A.N., Andreicev V.A., Gee D.R. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanid Orogen of Eastern Baltica / D.R. Gee, V.L. Pease (eds). Geological Society, London, Memoirs, 30, 2004. P. 69–74.
 41. Medvedeva E.V., Rusin A.I., Baneva N.N. The geochemistry of mafic-ultramafic inclusions from postcollision shear zone (Ilmensky-Vishnevyy mountains) // Geochemistry of Magmatic Rocks: Abstracts of XXVI International conference School “Geochemistry of alkaline rocks” Moscow: GEOCHI RAS, 2009. P. 101–102.

42. O'Hara M.J., Mercy E.L.P. Exceptionally calcic pyroxene from South African kyanite eclogite // *Nature*. 1966. 212. P. 68–69.
43. Pell J. Ice River complex // *Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia*. British Columbia Geological Survey Branch. Bull. № 88. 1990. P. 18–23.
44. Sharp Z.D., Essene E.J., Smyth J.R. Ultra-high temperatures from oxygen isotope thermometry of a coesite-sanidine grosspyroxite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 112. P. 358–370.
45. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. V. 42. 1989. P. 313–345.
46. Vrana S., Fryda J. Ultrahigh-pressure grossular-rich garnetite from the Moldanubian zone, Czech Republic // *Eur. J. Miner.* 2003. V. 15. P. 43–54.
47. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
48. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Origin of the garnet-anortite-clinopyroxene-amphibole rocks from the Ilmenogorskii Complex (Southern Urals)

A. I. Rusin*, P. M. Valizer**, A. A. Krasnobaev*, N. N. Baneva*, E. V. Medvedeva**, E. V. Dubinina**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Ilmeny State Reserve, Urals Branch of RAS

The results of thorough investigation of garnet-anortite-clinopyroxene amphibolites from the Ilmenogorskii Complex are given in the paper. Their specific petrochemical composition (low SiO₂ and high CaO, Al₂O₃ and MgO contents) allows us to calculate the presence of normative olivine, nepheline and other minerals unsaturated in Si and points to their probable affiliation to the ultramafic and mafic metafooidolites (ijolite-jacupirangite series). This conclusion is confirmed by the anomalous high REE concentrations, trends of their distribution and index Ba/Sr, Nb/Ta, Zr/Hf and other ratios. The general analysis of obtained data allows to consider "anortite" amphibolites as the fragments of the central type alkali-ultramafic intrusion which were disintegrated in the postcollisional regional fault zone. The presence of high-calcium garnets in the rocks, relics of critical assemblages (grossular + calcium pyroxene + kyanite (±corundum)), similarity of chemical composition of the rocks and mineral composition of the minerals with those from endogene grosspyroxite xenoliths from the Zagadochnaya (Yakutia) and Roberts Victor (Southern Africa) kimberlite pipes, as well as the results of experimental research of the subsolidus assemblages formed owing to grosspyroxites give the grounds to conclude about very deep (27–36 kbar) level of generation of the initial alkali-ultramafic melt of the Ilmenogorskii Complex. The U-Pb (SHRIMP) zircon ages (660 and 540 Ma) indicate the probable relation of formation of this association with the Neoproterozoic rifting caused by the endogene mantle plumes.

Key words: *amphibole rocks, metafooidolites, grosspyroxites, Saitovo Series, Ilmenogorskii Complex, postcollisional fault zone, zircon age.*