

МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАГИОКЛАЗ–ОЛИВИНОВОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТА (ИЗРАНДИТА) УРАЛА

© 2009 г. В. Г. Кориневский, В. А. Котляров

*Институт минералогии УрО РАН,
456317, г. Миасс Челябинской обл.
E-mail: kor@ilmeny.ac.ru*

Поступила в редакцию 13.02.2009 г.

Израндиты – меланократовая полнокристаллическая среднезернистая тяжелая и прочная магматическая порода, обнаруженная более 40 лет назад в Александровском метаморфическом комплексе зоны Уралтау. Необычный минеральный состав (преимущественно титанавгит и оливин), очень большая плотность, среднезернистое массивное сложение, кайнотипный облик, залегание в виде разобщенных выходов среди высокометаморфизованных пород (амфиболитов) – все это послужило основанием для выделения описываемых пород в особую разновидность. Их отличает большой радиологический возраст (1848–2011 млн. лет). Выяснилось, что породообразующие клинопироксены израндитов по составу наиболее близки к фассаитам магматических пород, а не к титан-авгитам. Они насыщены очень большим количеством распадных пластинок ильменита. Из этого следует, что израндиты – это не особая магматическая порода, а одна из разновидностей плагиоклазовых оливиновых клинопироксенитов. Они характеризуются хорошо проявленной кумулятивной структурой, в которой кумулатами являются кристаллы клинопироксена и оливина, а интеркумулусом – плагиоклаз, иногда – амфибол. Оливин израндитов обладает высокой железистостью (41–54 мол. %). Кумулятивная структура израндитов, высокая железистость оливинов сближает их с породами расслоенных основных магматических пород древних щитов и срединных массивов (друзитовый комплекс Беломорья, анортозиты Коростеньского массива на Украине). Они обладают также сходными по строению коронарными структурами вокруг зерен оливина на границе их с плагиоклазом.

Ключевые слова: *протерозой, Южный Урал, Александровский комплекс, израндиты, плагиоклазовые оливиновые клинопироксениты, кумулятивные структуры, расслоенные основные магматические породы.*

ВВЕДЕНИЕ

Израндит – это черная среднезернистая массивная порода, по минеральному составу (клинопироксен – 65–70% объема, оливин – 10–16%, плагиоклаз – 5–8%, амфибол – 3–8%) отвечающая плагиоклазовому оливиновому клинопироксениту. Необычный состав пироксена (титанавгит), очень большая плотность (3.27–3.33 г/см³) и прочность, кайнотипный облик на фоне окружающих амфиболитов – все это позволило описать эти породы как особую разновидность – израндиты (по р. Изранда [10]). Самым интересным оказалось то, что по разным образцам израндитов калий-аргоновым методом были получены очень большие цифры возраста (в диапазоне от 1950 до 4385 млн. лет). Это дало возможность отнести израндиты к числу древнейших пород Урала [10].

Первоначально израндиты были встречены в пределах линзовидного тела бесполевошпатовых амфиболитов площадью 0.3 км² в составе Александровского гнейсово-амфиболитового комплекса протерозоя (рис. 1), протянувшегося в северо-восточном направлении вдоль Зюраткульского разлома в Златоустовском районе Южного Урала. Израндитами сложено несколько изолирован-

ных скальных обнажений размерами в плане не более 3 × 6 м (рис. 2). Они встречены в привершинной части восточного склона горы Карандаш. Позже израндиты были обнаружены еще в двух пунктах у пос. Шигир в Уфалейском метаморфическом комплексе [14]. Во всех случаях израндиты имеют один облик и состав.

Предполагалось, что израндиты являются оторженцами пород верхней мантии, тектонически внедренными в более молодые амфиболиты [10]. Затем [12–14] было показано, что израндиты имеют не тектонические контакты с окружающими бесполевошпатовыми амфиболитами, а связаны с ними постепенными переходами. Оказалось, что израндиты являются реликтами тех исходных пород, по которым в условиях амфиболитовой фации образовались вмещающие их амфиболиты. Возникли сомнения по поводу древнейших цифр возраста израндитов, поскольку имелись аргументы [7] в пользу захвата израндитами радиогенного аргона при метаморфизме окружающих пород. Ясность в проблему внесла работа [5], в которой по цирконам из гнейсов Александровского комплекса по соотношению изотопов ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb был определен их возраст в пределах 1871–2011 млн. лет. Датирование единичных зерен цирконов (1848 ± 8 млн. лет) из милони-

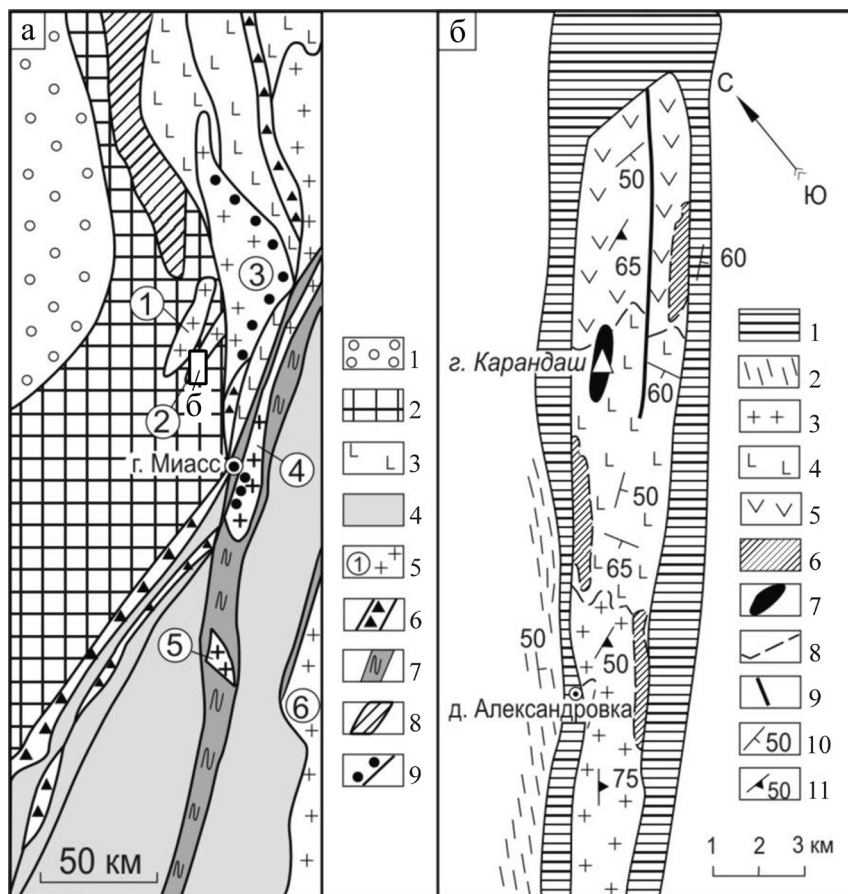


Рис. 1. Положение Александровского мигматит-гнейсового комплекса в структуре Южного Урала.

а – Фрагмент схемы палеозойско-мезозойского структурно-формационного районирования Южного Урала (по [8]). 1 – Предуральский прогиб; 2 – Башкирско-Уралтауское поднятие; 3 – Тагильская зона; 4 – Магнитогорская зона; 5 – мигматит-гнейсово-сланцевые комплексы, цифры в кружках – массивы: 1 – Тараташский, 2 – Александровский, 3 – Уфалейский, 4 – Сысертско-Ильменогорский, 5 – Ларинский, 6 – Челябинско-Суундукский; 6 – зоны серпентинитовых меланжей; 7 – зоны смятия; 8 – Нязепетровский аллохтон; 9 – комплексы и зоны высокобарического метаморфизма.

б – Положение израндитов в Александровском гнейсово-амфиболитовом комплексе протерозоя Южного Урала (по [12]). 1 – карбонатные породы саткинской свиты (R_3); 2 – филлиты, сланцы, песчаники и гравелиты айской свиты (R_3); 3–7 – Александровский комплекс ($PR_{1,2,?}$): 3 – гранито-гнейсы; 4 – плагиоклазовые амфиболиты; 5 – плагиогнейсы, жедрититы, амфиболиты, кварциты; 6 – апогаббровые амфиболиты; 7 – израндиты и метаизрандиты; 8 – геологические границы; 9 – тектонические границы; 10 – элементы залегания слоистости, полосчатости, сланцеватости; 11 – элементы залегания гнейсоватости.



Рис. 2. Обнажение израндитов в привершинной части восточного склона горы Карандаш ($55^{\circ}31'44''$ с.ш., $59^{\circ}54'28''$ в.д.).

тов Александровского комплекса методом U–Pb ID–TIMS [15] также подтвердило древний возраст этих пород. Тем самым надежно доказан протерозойский возраст метаморфитов Александровского комплекса. Отсюда следует вывод об еще более древнем возрасте субстрата амфиболитов, каковым являются израндиты. Таким образом, израндиты остаются одними из самых древних пород Урала.

Л.Н. Овчинников и В.А. Дунаев [10] дали развернутое и достаточно подробное описание петрографии израндитов и слагающих их минералов. Последующие исследователи израндитов эти сведения лишь повторяли, не пытаясь их проверить или уточнить. С помощью современной инструментальной базы нам удалось внести весьма существенные коррективы в минералогию израндитов и изменить представления об их природе.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИКА

Мы посетили обнажение израндитов на горе Карандаш осенью 2007 года. Судя по фотографии (рис. 2), это было как раз то обнажение, что было изучено первооткрывателями израндитов [10]. Его координаты: 55°31'44" с.ш., 59°54'28" в.д. Чрезвычайно плотная и тяжелая среднезернистая порода трудно поддается раскалыванию. На срезах многие зерна пироксена отсвечивают (иризируют) бронзовым цветом, что вызвано присутствием в пироксене огромного количества параллельных тонких пластинчатых вростков ильменита. Это обстоятельство сильно искажает определение минерального состава породы. Дополнительные трудности создает обилие мельчайших выделений ильменита, шпинели, титаномагнетита, иногда сульфидов, густо насыщающих породу. По указанным причинам авторы первоначального описания израндитов [10] не смогли привести химические составы пороодообразующих минералов, ограничившись их диагностикой по оптическим и рентгенометрическим свойствам. Это и послужило причиной ошибок в определении видовой принадлежности клинопироксена, амфибола и др.

Химический состав минералов израндитов нами изучался в полированных пластинках с помощью энерго-дисперсионной приставки к растровому электронному микроскопу РЭММА-202м (ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров). Диагностика минералов уточнялась по данным дебаграмм и дифрактограмм (аналитики Е.Д. Зенович и Т.М. Рябухина), ИК-спектроскопии (аналитик В.Е. Еремяшев). На РЭММА-202м были получены фотографии во вторичных электронах, а на микроскопе Axiolab – фотографии шлифов породы. Номенклатура пироксенов уточнялась по рекомендациям [22], амфиболов – по [20]. Расчеты кристаллохимических коэффициентов производились по компьютерной программе Petro Explorer [4]. Вычисле-

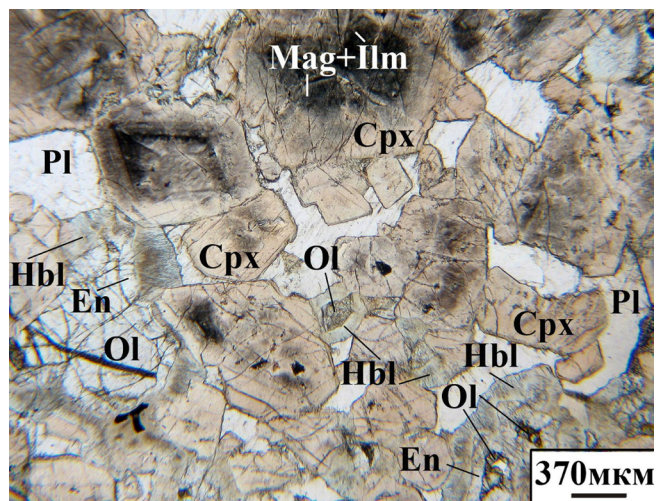


Рис. 3. Кумулятивная структура израндитов с участками коронарной. Фото шлифа без анализатора.

ния давлений и температур для минеральных парагенезисов израндитов выполнены Е.В. Кориневским по компьютерной программе TPF Института экспериментальной минералогии РАН.

СТРУКТУРА И СОСТАВ ИЗРАНДИТОВ

Израндиты – равномерно-среднезернистая меланократовая порода. Преобладающий размер поперечника зерен 0.5–3 мм, хотя встречаются выделения от 0.01 мм до 15 мм в длину. Внимание привлекают массивное сложение породы и идиоморфные в сечениях контуры зерен клинопироксена, составляющих основной объем израндитов (рис. 3). Сходный облик имеют и кристаллы оливина. Этим они напоминают структуру кумулатов в основных расслоенных интрузивах устойчивых блоков земной коры [9, 17]. Роль интеркумуляуса в израндитах принадлежит ксеноморфным выделениям плагиоклаза. На фоне кумулятивной структуры израндитов участками на границе зерен оливина и плагиоклаза наблюдаются отчетливые зональные коронарные структуры (келифитовые каймы), сложенные шестоватыми и волокнистыми кристаллами бесцветного пироксена и амфибола. Подобные каймы вокруг выделений оливина в контакте с плагиоклазами неоднократно отмечались в массивах анортозитов [16] или габбро-норитов в расслоенных интрузивных комплексах докембрийских щитов и в срединных массивах [6, 9, 18].

С помощью компьютерной программы Scion Image Е.В. Кориневским в 8 шлифах был подсчитан минеральный состав израндитов (объемные %): клинопироксен – 66.7, оливин – 15.0, плагиоклаз – 7.7, амфибол – 6.1, энстатит – 2.5, ильменит + магнетит – 2.0. Эти цифры близки к таковым, подсчитанным в шлифах с помощью интеграционного столика [10, 14].

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и элементы-примеси (г/т) израндитов

Компо- нент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45.36	44.98	45.48	50.31	50.61	45.02
TiO ₂	1.92	1.35	1.83	1.15	1.13	2.30
Al ₂ O ₃	7.42	5.75	7.49	3.54	3.79	7.41
Fe ₂ O ₃	0.83	2.46	2.78	1.79	2.30	2.87
FeO	11.30	10.75	9.95	6.98	6.52	10.44
MnO	0.25	0.17	0.17	0.17	0.17	0.23
MgO	13.70	17.68	13.72	18.37	18.41	13.77
CaO	17.18	14.90	17.02	16.36	15.73	16.05
Na ₂ O	1.16	0.81	0.80	0.65	0.64	1.14
K ₂ O	0.19	0.18	0.17	—	—	0.13
H ₂ O ⁻	—	0.22	0.20	0.16	0.22	—
H ₂ O ⁺	0.94	0.26	0.34	0.42	0.52	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0.06	следы	0.09	0.09	0.07
Сумма	100.25	99.57	99.95	100.19	100.13	99.43
V	400					
Co	55					61
Ni	75					117
Cr	500					556
Sr						64
Zr						46

Примечание. 1–3 – изолированные скальные выходы на горе Карандаш, 4 – сопка в 1.5 км северо-восточнее пос. Шигир, 5 – сопка в 1 км восточнее пос. Шигир, 6 – скальное обнажение на горе Карандаш (55°31'44"с.ш., 59°54'28" в.д.). 1 – среднее из трех проб [10], 2–5 – по данным [14], 6 – по нашим данным (лаборатория ИМин УрО РАН, химический и атомно-абсорбционный анализы, аналитики М.Н. Маляренко и Т.В. Семенова).

Характерной чертой израндитов является их кайнотипный облик. Вторичные изменения в минералах проявлены слабо. Наиболее часто встречаются узкие каемки хлорита по периферии зерен магнетита, реже – клинопироксена. В кристаллах оливина иногда отмечаются неправильной формы выделения красного гетита, а обычные для оливинов прожилки серпентина отсутствуют. Следов замещения клино-

пироксенов другими минералами не обнаружено. Иногда наблюдались мелкие скопления кальцита.

По химическому составу (табл. 1) израндиты принадлежат к группе основных пород. Анализы разных образцов из разобренных обнажений на горе Карандаш близки между собой. Более кремнекислыми, менее железистыми и глиноземистыми выглядят израндиты из обнажений в окрестностях пос. Шигир. Химический и количественно-минеральный состав израндитов позволяет уверенно отнести их к плагиоклазовым оливиновым клинопироксенитам. Атомно-абсорбционным анализом (ИМин УрО РАН, аналитик М.Н. Маляренко) в них определены (ppm): Cu – 67, Zn – 63, Pb – 18, Sr – 64, Ba – 264, Rb – 11, Zr – 64, Ni – 117, Co – 61, Cr – 556. Содержания этих элементов укладываются в границы их колебаний в породах основных расслоенных интрузивов платформ [9] и в друзитовом комплексе Беломорского подвижного пояса Балтийского щита [18, табл. 6]

МИНЕРАЛЫ ИЗРАНДИТОВ

Около 2/3 объема израндитов сложено субидиоморфными зернами клинопироксена. В породе они размещены без определенной ориентировки. Размеры зерен в поперечнике колеблются от 0.3 до 10–15 мм, преобладают величины 1.5–3 мм. В шлифах пироксен выглядит светло-коричневым, а в породе – почти черным. В кристаллах отчетливо проявлена оптическая зональность (рис. 4а, б): края кристаллов, их середина – более светлые, а промежуточные зоны – темные, иногда черные. Зональность выражена темными полосами разной ширины, параллельными внешним ограничениям кристаллов. В отдельных зернах проявлена цветовая секториальность и даже структуры типа “песочных часов”, присутствуют простые двойники. Все эти особенности внутренней анатомии кристаллов клинопироксенов однозначно говорят, что изранди-

Таблица 2. Изменение химического состава (мас. %) вдоль поперечника разных зерен клинопироксена в израндитах

Компо- нент	Зерно 1 (точки анализа располагаются через 25 мкм)									Зерно 2 (точки анализа располагаются через 20 мкм)								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	49.68	49.64	48.44	49.89	49.77	49.08	49.05	49.29	47.00	48.40	50.16	49.80	49.27	49.31	50.30	49.85	49.33	
TiO ₂	2.06	1.86	2.21	1.32	1.61	1.73	2.21	1.17	4.03	2.37	1.17	1.53	1.66	1.70	1.32	1.78	1.81	
Al ₂ O ₃	4.16	4.44	6.29	3.94	4.42	4.91	5.89	5.18	5.37	4.58	4.14	4.05	3.58	3.56	4.39	4.73	5.18	
FeO*	7.92	8.53	8.23	8.03	7.55	7.59	7.64	9.26	9.16	8.84	7.80	7.68	9.37	9.48	8.02	7.80	8.09	
MnO	0.18	0.04	—	0.15	0.18	0.01	0.03	0.02	0.08	0.07	0.01	0.11	0.14	—	0.03	0.02	0.04	
MgO	13.68	13.33	13.42	15.06	14.92	15.01	13.30	13.74	12.53	13.03	14.19	14.51	14.75	14.79	14.32	12.92	13.79	
CaO	21.87	21.84	21.11	21.16	20.87	21.13	21.60	20.44	21.45	22.40	21.86	21.96	20.66	20.57	21.33	22.28	21.11	
Na ₂ O	0.28	0.19	0.27	0.33	0.54	0.37	0.25	0.85	0.63	0.24	0.58	0.24	0.46	0.47	0.13	0.52	0.52	
Сумма	99.83	99.87	99.97	99.88	99.86	99.83	99.97	99.95	100.25	99.93	99.91	99.88	99.89	99.88	99.84	99.90	99.87	
Длина профиля	1800 мкм									1400 мкм								

Примечание. Анализы выполнены В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН) на энерго-дисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202м.

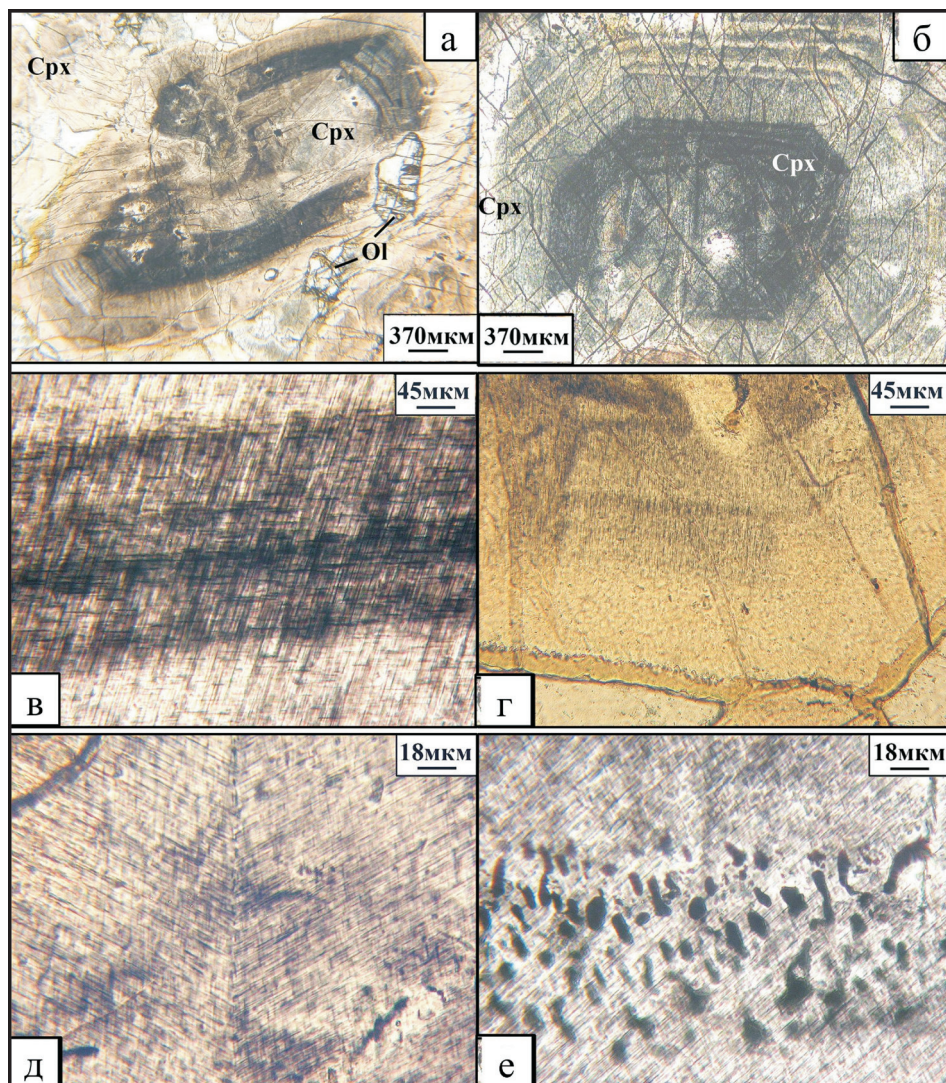


Рис. 4. Морфология и внутреннее строение кристаллов клинопироксена (диопсида). Фото шлифов, без анализатора.

а, б – темные полосы, параллельные граням кристаллов, обусловлены скоплениями тонких пластинок ильменита; в – деталь строения темной полосы в срезе кристалла диопсида; г – краевые зоны кристаллов диопсида свободны от пластинок ильменита; д – различная ориентировка тонких пластинчатых вростков ильменита в соседних двойниках единого кристалла диопсида; е – пластинки ильменита, замещенные с краев лейкоксеном, располагаются в разных плоскостях.

ты не претерпели процессов перекристаллизации [11, с. 87]. При всем этом, детальное изучение химического состава нескольких зерен клинопироксенов, обладающих оптической зональностью, проведенное на их поперечных срезах через 20–25 мкм (табл. 2), показало незначительный размах колебаний в содержаниях окислов, укладывающихся в пределы относительных погрешностей прибора.

При больших увеличениях видно (рис. 4в), что клинопироксены содержат большое количество сближенных тончайших параллельных пластинок ильменита, которые группируются в полосы, насыщающие в той или иной степени весь объем кристаллов пироксенов. Принадлежность пластинок к ильмениту подтверждена их энергодисперсионными спектрами. Там, где число пла-

стинок особенно велико, пироксен становится почти черным (рис. 4а), где пластинок мало, он остается светло-коричневым (рис. 4г).

Пластины ильменита в клинопироксене образуют две взаимоперпендикулярные системы, одна из которых выражена особенно отчетливо. Она располагается косо по отношению к системе трещин спайности пироксена и пересекает зоны его оптической неоднородности. В окружающие минералы, в том числе и пироксены, эти системы пластинок не продолжают. В каждом кристалле пироксена ильменитовые пластинки ориентированы по своему. В темных полосах, подчеркивающих зональность пироксена, наблюдается сильное сгущение пластинок ильменита (рис. 4в). Пластинчатый характер выделений ильменита, группировка их в

Таблица 3. Средние химические составы (мас. %) породообразующих минералов израндитов Урала и минералов из коронарных кайм вокруг оливина в анортозитах Коростеньского плутона на Украине и габбро-норитов массива о-ва Киврейха в Карелии

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	V ₂ O ₃	Сумма	n
1	35.50 (0.84)	—	—	—	37.86 (4.16)	1.08 (0.39)	25.50 (3.60)	—	—	—	—	—	99.94	10
2	54.72 (0.45)	—	28.23 (0.47)	—	0.31 (0.30)	—	—	10.80 (0.84)	5.45 (0.77)	0.04 (0.06)	—	—	99.55	15
3	53.5	—	29.55	—	0.49	—	—	11.06	5.24	0.16	—	—	100	
4	49.12 (0.86)	1.52 (0.64)	5.01 (0.91)	—	8.41 (0.62)	0.05 (0.06)	13.56 (0.86)	21.76 (0.79)	0.37 (0.24)	—	—	—	99.8	29
5	41.27 (1.04)	1.56 (0.58)	14.96 (0.54)	—	12.82 (1.60)	0.02 (0.01)	12.28 (1.07)	12.48 (0.47)	2.36 (0.28)	0.93 (0.31)	—	—	98.68	8
6	40.38	0.92	14.37	—	14.22	0.05	13.77	12.08	2.08	0.8	—	—	98.67	3
7	39.64	4.53	13.7	—	15.98	0.08	10	11.67	1.75	1.15	—	—	98.5	2
8	40.28 (0.84)	0.01 (0.02)	19.36 (1.33)	—	11.94 (0.53)	0.05 (0.02)	12.80 (0.78)	11.35 (0.49)	2.28 (0.35)	0.60 (0.20)	—	—	98.67	5
9	51.64 (0.48)	—	2.05 (0.35)	—	21.56 (1.84)	0.42 (0.12)	24.05 (1.68)	0.16 (0.09)	0.09 (0.16)	—	—	—	99.97	5
10	—	0.71	52.85	5.04	28.12	0.3	8.94	—	—	—	2.47	1.19	99.62	1
11	0.47	0.36	53.17	2.34	33	0.25	9.56	—	—	—	1.23	0.37	100.75	4
12	—	2.51	51.84	1.08	34.54	0.2	8.39	—	—	—	0.81	0.42	99.79	2
13	—	8.15	2.1	1.21	85.32	0.68	—	—	—	—	—	2.16	99.62	7
14	—	52.74	0.22	—	46	0.53	0.5	—	—	—	—	—	99.99	7
15	—	52.3	—	—	46.59	0.76	0.33	—	—	—	—	—	99.98	1
16	31.8	—	—	—	50.5	0.6	16.5	—	—	—	—	—	99.4	
17	50.9	0.7	1.7	0.02	12.8	0.28	11.7	21	0.26	—	—	—	99.36	
18	55.9	—	27.6	—	0.24	—	—	10	5.6	0.46	—	—	99.8	
19	51.7	0.01	0.23	—	27.8	0.56	19.2	0.48	0.02	—	—	—	100	
20	37.71	—	—	—	25.87	0.28	35.43	—	—	—	—	—	99.79	
21	51.99	1.51	2.78	—	8.96	0.17	18.23	15.34	0.98	0.05	—	—	100.01	
22	54.2	—	0.75	—	16.64	0.29	27.76	0.27	—	—	—	—	99.91	
23	40.48	0.16	19.81	—	8.15	—	14.57	11.5	2.91	2.06	—	—	99.64	
24	53.99	—	28.91	—	1	—	0.46	8.95	6.18	0.27	—	—	99.76	

Примечание. В скобках — стандартное отклонение. 1–15 — минералы из израндитов: 1 — оливин; 2 — плагиоклаз (лабрадор № 52); 3 — плагиоклаз (лабрадор № 53) по данным силикатного анализа [14]; 4 — клинопироксен (диопсид); 5–7 — амфиболы из зерен между кристаллами клинопироксена и оливина: 5 — паргасит, 6 — магнезиогастингсит, 7 — керсутит; 8–10 — минералы из коронарных кайм: 8 — паргасит, 9 — клиноэнстатит, 10 — шпинель (герцинит); 11 — шпинель (герцинит) из основной массы породы; 12 — шпинель (герцинит) из распадных пластинок в магнетите; 13 — магнетит из относительно крупных зерен, 14 — ильменит из крупных зерен, 15 — ильменит из распадных пластинок в магнетите. Анализы по препаратам В.Г. Кориневского выполнены В.А. Кот-

две системы взаимоперпендикулярных направлений — все это говорит о проявившихся в кристаллах пироксенов явлениях распада твердого раствора. О такой природе пластинок ильменита в клинопироксене свидетельствует и разная (притом закономерная!) их ориентировка у соприкасающихся двойниковых индивидов (рис. 4д). К распадным следует отнести и полигональные слабо просвечиваю-

щие по краям темно-коричневые пластинки ильменита, располагающиеся в пределах полос дислокаций в кристаллах пироксена (рис. 4е), которые нередко пересекают системы сближенных параллельных пластинок ильменита. Вероятно, можно говорить о проявившихся разновременных эпизодах явлений распада твердого раствора в кристаллах клинопироксена. Наличие распадных пластинок иль-

Таблица 3. Окончание

№ п/п	Формульные коэффициенты													
	Si	Ti	Al	Cr ³	Fe ³	Fe ²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Zn	V ³	f=Fe ² /Mg+Fe ²
1	1.002	—	—	—	—	0.894	0.026	1.074	—	—	—	—	—	0.29
2	2.478	—	1.506	—	—	0.012	—	—	0.524	0.478	—	—	—	
3	2.411	—	1.569	—	—	0.018	—	—	0.534	0.458	0.009	—	—	
4	1.829	0.043	0.22	—	0.065	0.197	0.002	0.752	0.868	0.027	—	—	—	0.21
5	6.033	0.171	2.577	—	0.223	1.341	0.002	2.674	1.954	0.668	0.173	—	—	0.33
6	5.832	0.1	2.446	—	1.101	0.614	0.006	2.963	1.869	0.582	0.147	—	—	0.17
7	5.909	0.508	2.407	—	0.224	1.765	0.01	2.221	1.863	0.505	0.219	—	—	0.44
8	5.748	0.001	3.256	—	0.727	0.696	0.006	2.721	1.735	0.63	0.109	—	—	0.2
9	1.902	—	0.089	—	0.113	0.55	0.013	1.32	0.006	0.006	—	—	—	0.29
10	—	0.015	1.769	0.113	—	0.668	0.007	0.378	—	—	—	0.052	0.027	0.64
11	0.013	0.007	1.769	0.052	—	0.779	0.006	0.402	—	—	—	0.026	0.008	0.66
12	—	0.054	1.754	0.024	—	0.829	0.005	0.359	—	—	—	0.017	0.009	0.7
13	—	0.267	0.108	0.042	—	3.105	0.025	—	—	—	—		0.075	1
14	—	1	0.01	—	—	0.97	0.01	0.02	—	—	—		—	0.98
15	—	0.99	—	—	—	0.98	0.02	0.01	—	—	—		—	0.99
16	0.97	—	—	—	—	1.29	0.02	0.75	—	—	—		—	0.63
17	1.943	0.02	0.057	0.001	0.016	0.392	0.009	0.665	0.858	0.009	—		—	0.37
18	2.523	—	1.468	—	—	0.009	—	—	0.483	0.49	0.026		—	
19	1.973	—	0.01	—	0.045	0.841	0.018	1.091	0.02	0.001	—		—	0.43
20	1	—	—	—	—	0.57	0.01	1.42	—	—	—		—	0.29
21	1.9	0.04	0.12	—	0.07	0.2	0.01	0.99	0.6	0.07	—		—	0.17
22	1.96	—	—	—	0.06	0.44	0.01	1.49	0.01	—	—		—	0.23
23	5.7	0.02	3.29	—	0.61	0.35	—	3.06	1.73	0.79	0.37		—	0.1
24	2.42	—	1.53	—	—	0.04	—	0.03	0.43	0.54	0.01		—	

ляровым (ИМин УрО РАН) на энерго-дисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202м. 16–19 – минералы из анортозитов Коростеньского массива, Украина [16]: 16 – оливин, 17 – клинопироксен (авгит), 18 – плагиоклаз, 19 – клиноэнстатит. 20–24 – минералы из оливиновых друзитов в габбро-норитах массива Киврейха, Карелия [6]: 20 – оливин магматический, 21 – клинопироксен магматический (авгит), 22 – ортопироксен (энстатит) из внутренней зоны каймы вокруг оливина, 23 – амфибол из внешней зоны каймы на границе с плагиоклазом (паргасит), 24 – плагиоклаз магматический (андезин № 44).

менита говорит о том, что наблюдаемый сейчас состав кристаллов клинопироксена (диопсид во всех зонах, см. табл. 2) существенно отличается от того, каким он был до процесса распада. Краевые части зерен клинопироксена, лишенные пластинок ильменита (рис. 4г), по составу (табл. 2) отвечают глиноземистому диопсиду (фассаиту). Именно для этих зон, оптически однородных и без посторонних включений, были определены [10] оптические кон-

станты пироксена (диопсида): $+2V = 54^\circ$, $cNg = 43^\circ$, $n_p = 1.688 \pm 0.002$, $n_g = 1.715 \pm 0.002$. По полученной дифрактограмме нами были подсчитаны параметры элементарной ячейки диопсида: $a = 9.735 \text{ \AA}$, $b = 8.912 \text{ \AA}$, $c = 5.278 \text{ \AA}$, $\beta = 105.71^\circ$, $V = 440.858 \text{ \AA}^3$. На ИК-спектре пироксена наиболее значимые полосы поглощения (см^{-1}) близки к полосам типового диопсида: 410, 473, 515, 633, 670, 759, 866, 921, 968, 1069.

Наиболее насыщенными пластинками ильменита являются темные промежуточные зоны в разрезе кристаллов пироксена. Если прибавить к наблюдаемому сейчас диопсидовому составу этих зон выделившееся в виде распадных пластинок количества Ti и Fe, то мы получим первоначальный (титанавгитовый) состав этих зон кристаллов клинопироксена. Такому предположению соответствует и наличие реликтов структур “песочных часов” в пироксенах. Центральная, более светлая часть кристаллов (рис. 46), содержащая меньше пластинок ильменита, вероятнее всего, по составу отвечала титанистому диопсиду. Первооткрыватели израндитов и их последователи безоговорочно относили клинопироксены к титанавгиту. Как нам представляется, повышенные содержания TiO_2 в пироксенах обусловлено большим количеством содержащихся в них пластинок ильменита. Вместе с тем количества минала Чермака ($CaAl_2SiO_6$) – в среднем 7.8 мол. % – примерно в 1.5–2 раза превышают содержания этого минала в авгитах и титанавгитах из полевошпатовых пироксенитов, норитов и анортозитов расслоенных интрузивов Бушвельда, Стиллуотера, Дулута и др. [1]. Приведенные выше новые сведения о составе клинопироксена израндитов говорят не об его принадлежности к титанавгиту, а о соответствии его глиноземистому диопсиду (фассаиту), в котором можно лишь предполагать присутствие промежуточных зон титанавгитового состава. Крайне редки в клинопироксенах включения мелких (20×60 мкм) призм апатита.

От 8 до 15% объема израндитов приходится на долю кристаллов оливина. Их поперечник меняется в пределах 0.3–1.5 мм. Крупные кристаллы имеют призматический облик. Мелкие кристаллы, заключенные внутри зерен клинопироксена, чаще имеют изометричную форму. Преимущественной ориентировки в породе зерна оливина не обнаруживают.

Границы кристаллов оливина с прилегающими зернами клинопироксена резкие, прямолинейные либо с мелкими изгибами, которые В.А. Попов [11] интерпретирует как следы индукционных поверхностей синхронного роста минералов. За исключением тонких и неповсеместных каемок хлорита, следов вторичных изменений на границе этих минералов не обнаружено. Небольшие, обычно изометричных очертаний, выделения оливина рядом с зернами плагиоклаза всегда окружены келифитовой каймой, о которой речь пойдет позже.

Оливины редко содержат включения других минералов (амфибол). В них отсутствуют столь характерные для этого минерала прожилки серпентина. Трещины спайности проявлены в них достаточно отчетливо, как и более поздние грубые закономерные трещины. Вдоль трещин местами наблюдаются оранжево-коричневые выделения гетита. Оливин – минерал бесцветный с высоким двуупре-

ломлением. По сведениям [10] у него: $-2V = 78^\circ$, $n_p = 1.716 \pm 0.002$, $n_g = 1.754 \pm 0.004$.

По данным микрозондового анализа (табл. 3, 4), зерна оливина достаточно однородны по составу. Содержания фаялитового минала (Fe_2SiO_4) в оливине колеблется от 41 до 54 мол. %, что соответствует составу гортонолита. Количество тефроитового минала (Mn_2SiO_4) меняется в незначительных пределах (1.5–2.0 мол. %). Столь высокая железистость оливина не зафиксирована ни в одной из меланократовых основных и ультраосновных магматических пород складчатых областей, в том числе и в пироксенитах зональных массивов Платиноносного пояса Урала [2]. Зато железистые оливины подобного состава повсеместно присутствуют в пироксенитах, анортозитах и габбро расслоенных интрузивов в фундаменте древних и молодых платформ, в срединных массивах [9, 16, 18].

Плагиоклаз в израндитах распределен неравномерно. Его количество колеблется в пределах 2–15 %, в среднем составляя около 8 % объема породы. Повсеместно отмечается “ксеноморфная” форма выделений плагиоклаза поперечником от 0.2 до 1.8 мм. Они цементируют субидiomорфные кристаллы клинопироксена и оливина (рис. 3). Зерна плагиоклаза имеют сильно уплощенные индукционные поверхности одновременного роста с последними зонами роста индивидов клинопироксена. Плагиоклаз обладает необычным светло-коричневым цветом; его кристаллы прозрачны, не содержат посторонних включений, часто полисинтетически сдвойникованы, не подвержены вторичным изменениям. По оптическим свойствам [10] плагиоклаз относится к лабрадору ($n_p = 1.554 \pm 0.002$, $n_m = 1.558 \pm 0.002$, $n_g = 1.562 \pm 0.002$). Данные микрозондовых определений состава мелких зерен плагиоклаза также показали их достаточно большую однородность, отсутствие заметной химической зональности, принадлежность к лабрадору № 51–54. Эту диагностику плагиоклазов подтверждают их рентгенометрические характеристики: $a = 8.18 \text{ \AA}$, $b = 12.57 \text{ \AA}$, $c = 14.26 \text{ \AA}$, $V = 1309.40 \text{ \AA}^3$, $\alpha = 96.57^\circ$, $\beta = 115.94^\circ$, $\gamma = 87.90^\circ$. На контакте с кристаллами оливина в плагиоклазе всегда развиваются коронарные структуры. На границе с зернами клинопироксена такие структуры не зафиксированы.

Амфибол в израндитах участвует преимущественно в строении келифитовых каемок вокруг зерен оливина. Иногда наблюдаются мирмекитовые вроски амфибола в зернах оливина, а также их обособленные кристаллы в виде ксеноморфных зерен. Состав последних неоднороден: заметно преобладает паргасит, в меньшем количестве встречается магнезиогастингсит, изредка – керсутит (табл. 3). Среднее содержание амфиболовых скоплений в израндитах – около 6% объема. В келифитовых каймах амфибол не содержит вкрапленности рудных минералов,

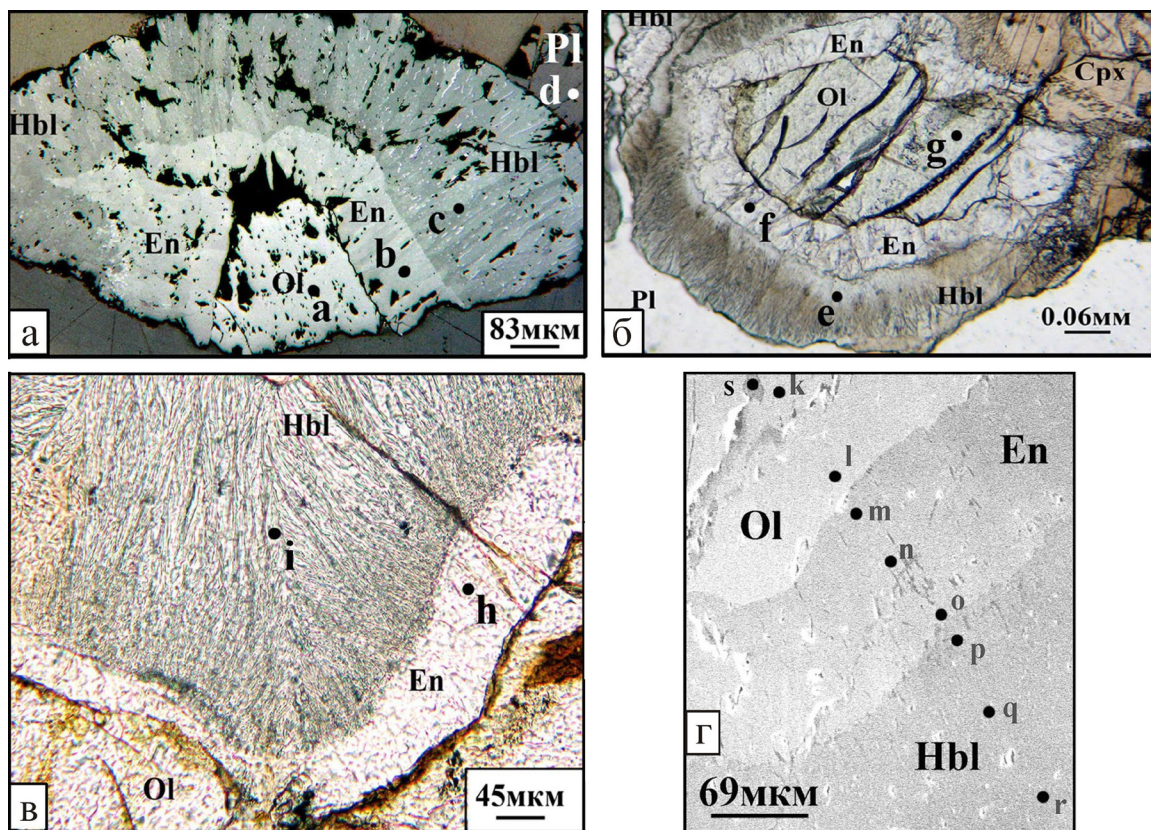


Рис. 5. Строение коронарных кайм вокруг зерен оливина. Фото шлифов без анализатора.

а, б – отчетливое зональное строение коронарной каймы: внешняя зона – шестоватый агрегат зерен зеленого амфибола, далее – зона бесцветного клиноэнстатита, в центре – бесцветное оливиновое ядро с темными шнуровидными скоплениями мелких зерен магнетита вдоль трещин; в – расщепленные кристаллы амфибола во внешней зоне коронарной каймы; г – фото во вторичных электронах на микроскопе РЭММА-202м. Строчные латинские буквы – точки микрозондовых анализов на РЭММА-202м (табл. 4).

Таблица 4. Химический состав (мас. %) минералов из коронарных кайм вокруг оливина в израндите

Ком- по- нент	к рис. 5а				к рис. 5б				к рис. 5в		к рис. 5г							
	a	b	c	d	g	f	e	h	i		k	l	n	o	p	q	r	u
	Ol	En	Hbl	Pl	Ol	En	Hbl	En	Hbl	Ol	Ol	En	En	Hbl	Hbl	Hbl	Spl	
SiO ₂	36.26	51.53	40.93	54.71	36.15	51.22	40.48	51.17	41.18	36.54	35.59	52.24	52.03	41.76	39.40	39.40	–	
TiO ₂	–	0.03	–	–	–	–	0.02	–	–	–	–	–	–	–	0.06	–	0.71	
Al ₂ O ₃	–	2.44	19.07	27.55	–	2.11	18.45	2.03	17.87	–	–	1.49	2.17	16.79	20.29	21.11	52.85	
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5.04	
FeO*	34.99	21.24	11.91	2.32	36.82	22.55	11.82	24.19	11.64	34.75	34.58	19.94	19.86	10.96	11.48	12.84	28.12	
MnO	1.15	0.42	0.05	–	1.17	0.61	0.08	0.42	0.02	1.07	1.23	0.29	0.37	0.02	0.06	0.07	0.30	
MgO	27.58	24.20	12.32	–	25.86	22.94	13.09	21.82	12.24	27.60	28.55	25.83	25.45	14.90	14.10	12.40	8.94	
CaO	–	0.15	11.84	9.77	–	0.27	11.30	0.19	11.88	–	–	0.14	0.03	11.38	10.81	10.94	–	
Na ₂ O	–	–	2.03	5.49	–	0.37	2.47	0.11	2.64	–	–	–	–	2.39	2.47	1.81	–	
K ₂ O	–	–	0.65	–	–	–	0.65	–	0.88	–	–	–	–	0.14	0.40	0.39	–	
ZnO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.47	
V ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.19	
Сумма	99.98	100.01	98.80	99.84	100.00	100.07	98.36	99.93	98.35	99.96	99.95	99.93	99.91	98.34	99.07	98.96	99.62	

Примечание. Анализы минералов выполнены В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН) на энерго-дисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202м.

но в выделениях между кристаллами клинопироксена – насыщен мелкими зернышками ильменита.

Прежде [10] амфибол келифитовых кайм по оптическим свойствам ($cN_g = 18-20^\circ$, $n_p = 1.652$)

определялся как тремолит. Химический анализ многих зерен амфибола (табл. 4, 5) позволил классифицировать большинство из них как паргасит, а некоторые – как магнезиогастингсит [20]. Сре-

ди расщепленных волокнистых кристаллов паргасита в келифитовых каймах присутствуют весьма тонкие пластинки шпинели, которую по единичным химическим анализам можно отнести к герциниту (табл. 3, анализ 10). В келифитовых каймах вокруг зерен оливина тонкую бесцветную зону непосредственно на поверхности оливина составляет шестоватый агрегат кристаллов бесцветного пироксена (рис. 5а, б), которые по данным химического анализа (табл. 4) оказались энстатитом [22]. По подсчетам площадей, занимаемых этим минералом в шлифах, его содержание в породе колеблется от 1 до 4.5%, в среднем составляя 2.5% объема породы.

В межзерновом пространстве кристаллов клинопироксена и оливина в израндите рассеяно много мелких зерен магнетита, ильменита, реже – шпинели и сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита). Их суммарное количество не превышает 1–2 % объема породы. Размеры выделений находятся в пределах 0.01–1.1 мм. Наиболее крупные из них сложены магнетитом или сростками магнетита, ильменита и шпинели. Форма зерен неправильно-угловатая. По периферии зерна магнетита нередко окружены тонкой каймой хлорита (рис. 6а). Магнетит содержит заметную примесь титана, алюминия, ванадия и хрома (табл. 5). Характерно наличие систем пластинок распада разного состава. Наиболее многочисленны пластинки ильменита, которые пересекаются более поздней системой взаимоперпендикулярных пластинок шпинели (рис. 6б). Шпинель по составу (табл. 3 и 5) отвечает герциниту. Герцинитом сложены и более крупные зерна в сростаниях с ильменитом и магнетитом (рис. 6в). Помимо тончайших пластинок в зернах клинопироксена и магнетита, ильменит составляет целые рои мелких зернышек и тонких прожилков в индивидах амфибола (рис. 6в). Нередко ильменитовые зерна выделяются в виде цепочек вдоль поверхностей кристаллов клинопироксена и оливина.

Сульфиды образуют редкую вкрапленность мелких зерен в массе породы. Они часто имеют полиминеральный состав, брекчиевидную внутреннюю структуру (рис. 6г). Определен состав некоторых из них (рис. 6г, точки анализа а, б, с, мас. %): пирит: S – 53.72, Fe – 46.25; халькопирит: S – 34.76, Fe – 29.79, Cu – 35.44; сфалерит: S – 32.75, Fe – 4.42, Cu – 0.90, Zn – 61.87.

Для оценки температуры при образовании порообразующих минералов израндитов мы применили оливин-клинопироксеновый геотермометр [21], согласно которому температура определяется как 940°C. По амфиболовому геобарометру [19], по составу преобладающего среди амфиболов паргасита (табл. 3, анализ 5), давление оценивается в 0.9 ГПа. Для состава керсутита (табл. 3, анализ 7) давление составляет 0.83 ГПа.

СООТНОШЕНИЯ ИЗРАНДИТОВ С ОКРУЖАЮЩИМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

А.М. Пыстин с соавторами [14], убедительно показали реликтовый характер израндитов, как магматических пород, претерпевших региональный метаморфизм амфиболитовой фации. В окрестностях горы Карандаш, вокруг выходов неизмененных израндитов, ими отмечены зоны метаморфических пород, в которых зафиксирована последовательность преобразования израндитов в бесполовошпатовые амфиболиты.

По данным [14] в наиболее близкой к израндитам зоне наблюдается развитие интерстиционных участков актинолита, осветление первичного пироксена, изменение его оптических свойств ($2V_{Ng} = 53–63^\circ$, $cNg = 28–34^\circ$), исчезает плагиоклаз и отсутствуют коронарные структуры. В следующей от израндитов зоне резко возрастает роль амфибола, полностью исчезают оливин и большая часть пироксена, вместо которого возникают отдельные зерна с иными оптическими характеристиками ($2V_{Ng} = 60–69^\circ$, $cNg = 50–60^\circ$). Новообразованные минералы в своем расположении наследуют первичную структуру израндитов, участками порода приобретает гранобластовую структуру. В следующей зоне порода сложена преимущественно амфиболом с примесью зерен сфена. Пироксен практически исчезает, и порода становится массивным амфиболитом с гранобластовой структурой. Резкая оторванность во времени израндитов и возникших по ним амфиболитов подтверждается протерозойскими цифрами возраста цирконов из израндитов и среднепалеозойскими – цирконов из амфиболитов (устное сообщение А.А. Краснобаева).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОРОНАРНЫХ КАЙМ

На фоне преобладающей кумулятивной структуры израндитов внимание привлекают участки коронарной структуры. Они сформированы зональной оболочкой мелких шестоватых и волокнистых кристаллов пироксена и амфибола вокруг зерен оливина, граничащих с зернами плагиоклаза (рис. 5а, б, в). Подобные образования под названиями коронарные (коронитовые), венцовые, келифитовые, друзитовые структуры неоднократно описаны в основных магматических породах (анортозитах, габброидах, пироксенитах) расслоенных комплексов в фундаменте щитов, а также в основных высокобарических метаморфических породах [6, 9, 16, 18]. В большинстве случаев коронарные каймы вокруг оливина состоят из последовательно расположенных зон ортопироксена, клинопироксена ± шпинель, граната, иногда амфибола. Наш случай интересен тем, что основу коронарной каймы составляет амфибол редко встречающегося в такой ассоциации состава (паргасит).

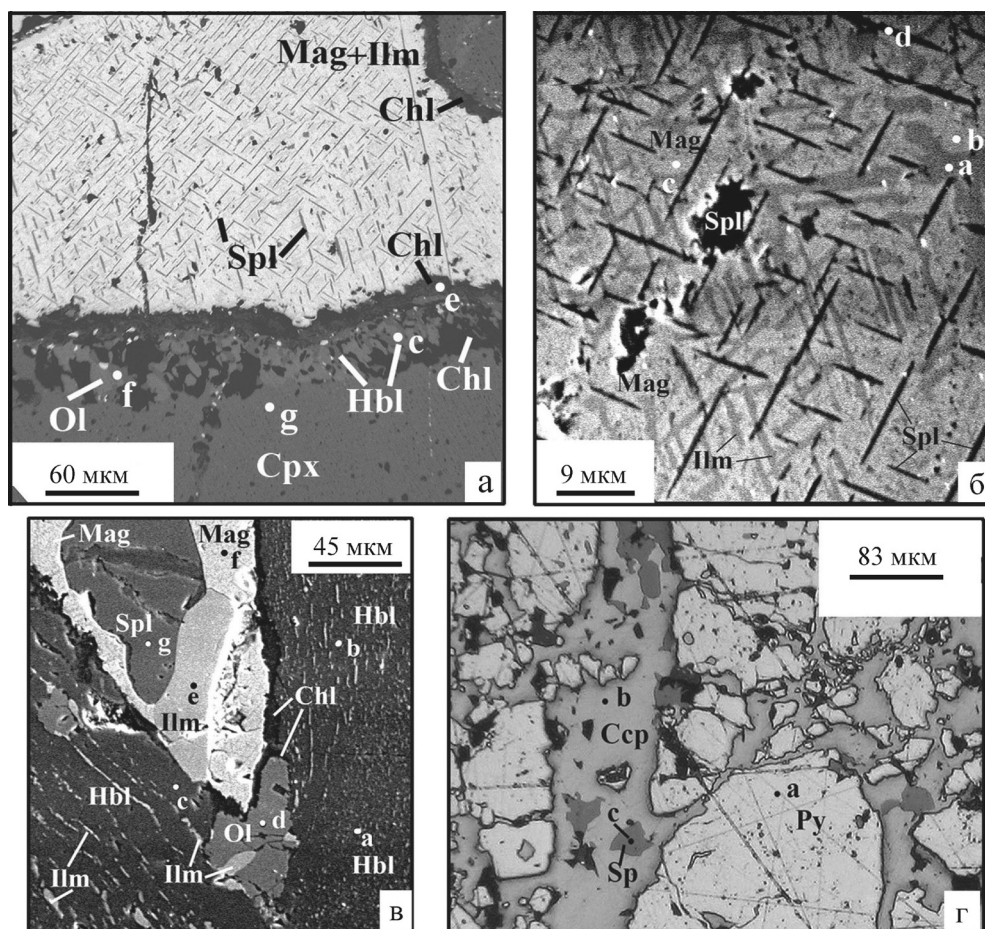


Рис. 6. Внутреннее строение зерен рудных минералов в израндите. Фото во вторичных электронах на микроскопе РЭММА-202м.

а – кайма сложного состава (хлорит, амфибол, оливин) вокруг зерна титаномagnetита на границе с клинопироксеном, в титаномagnetите – пластинчатые вроски шпинели и ильменита; б – деталь рис. 6а: система взаимноперпендикулярных пластинок шпинели пересекает более ранние пластинчатые выделения ильменита в титаномagnetите; в – полиминеральный сросток рудных минералов (титаномagnetита, шпинели и ильменита) с тонкой каймой хлорита на границе с зернами амфибола, содержащими мелкие выделения ильменита; г – брекчиевидная структура зерна пирита, цементом служит халькопирит с участками сфалерита. Строчные латинские буквы – точки микрозондовых анализов на РЭММА-202м (табл. 5).

Таблица 5. Химический состав (мас. %) рудных минералов из израндита

Компонент	к рис. 6а				к рис. 6б				к рис. 6в						
	е	с	г	д	а	б	в	г	а	б	в	г	е	ф	г
	Chl	Hbl	Ol	Cpx	Ilm	Mag	Mag	Spl	Hbl	Hbl	Hbl	Ol	Ilm	Mag	Spl
SiO ₂	28.43	41.04	34.90	47.90	—	—	—	—	40.75	40.78	40.05	34.82	—	—	1.18
TiO ₂	—	0.66	—	1.75	52.30	4.79	3.52	3.54	1.57	1.28	1.21	—	53.21	10.15	0.61
Al ₂ O ₃	20.58	11.01	—	6.03	—	1.49	1.81	48.87	14.44	15.53	16.18	—	—	3.55	54.30
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.02	0.98	0.97	—	—	—	—	—	1.23	1.15
FeO*	11.93	18.15	40.83	9.01	46.59	89.77	90.24	36.34	10.94	10.73	11.62	41.37	46.07	82.08	30.57
MnO	—	0.10	1.38	0.09	0.76	—	—	—	0.05	0.02	0.03	0.46	0.80	0.84	0.28
MgO	28.16	14.60	22.80	12.37	0.33	—	—	8.57	13.14	13.89	13.77	23.16	—	—	10.04
CaO	—	11.23	—	22.43	—	—	—	—	13.21	12.10	12.09	—	—	—	—
Na ₂ O	—	1.34	—	0.38	—	—	—	—	2.33	2.90	2.68	—	—	—	—
K ₂ O	—	0.72	—	—	—	—	—	—	1.38	0.94	0.93	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	0.78	—	—	—	—	—	—	1.69
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	2.38	2.75	0.75	—	—	—	—	—	1.68	—
Сумма	89.10	98.85	99.91	99.96	99.98	99.45	99.30	99.82	97.81	98.17	98.56	99.81	100.08	99.53	99.82

Примечание. Анализы минералов выполнены В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН) на энерго-дисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202м.

Строение коронарной (келифитовой) каймы во всех случаях однотипное: к оливину по резкой мелкозубчатой границе примыкает зона, сложенная бесцветными шестоватыми кристаллами ортопироксена, вытянутыми перпендикулярно ее контактам. Параллельно этой зоне вдоль границы с плагиоклазом протягивается зона, сложенная пучками тонких расщепленных кристаллов травяно-зеленого амфибола. Расщепление кристаллов происходит в направлении плагиоклаза. Большинство пучков кристаллов амфибола ориентировано перпендикулярно подошве зоны (рис. 5а, б, с). Между пучками тонких кристаллов амфибола встречаются линзовидные узкие (до 2 мкм) выделения шпинели.

Граница каймы амфибола с плагиоклазом резкая, неровная (мелкозубчатая), а с зоной пироксена – менее отчетливая, тонкозернистая. Толщина пироксеновой зоны в короните в среднем составляет 1.3 мм, а амфиболовой – 2.8 мм. По результатам многочисленных измерений на фотографиях шлифов среднее соотношение мощностей зон пироксена и амфибола в коронарных структурах составляет 1 : 2.3.

Как указывалось выше, пироксен из келифитовых кайм определяется [22] как энстатит. Близкий к нему состав имеет и пироксен из кайм вокруг оливина в анортозитах Коростеньского массива (табл. 3, анализы 9 и 19) и в друзитах Беломорья [6]. Вопреки распространенному мнению, что амфибол из келифитовых кайм является тремолитом или актинолитом, в израндитах он по составу (табл. 4) оказался высокоглиноземистой и магнезиальной разновидностью – паргаситом, известным из высокотемпературных метаморфитов, метасоматитов и карбонатитов. От паргасита из ассоциации с клинопироксеном и оливином он отличается большей глиноземистостью.

Поздние, незакономерные трещины в кристаллах оливина утыкаются в клиноэнстатитовую зону коронарной каймы, не проходя в нее. Это свидетельствует о зарождении зоны клиноэнстатита непосредственно на поверхности зерен оливина. Расщепление волокнистых кристаллов паргасита в сторону плагиоклаза говорит о метасоматическом замещении последнего амфиболом.

Очень близкое строение коронарных (друзитовых) структур в ряде палеопротерозойских массивов габбро-норитов Карелии описано Т.Л. Лариковой [6]. Оливин в них также обладает высокой железистостью, а прилегающая к нему кайма сложена энстатитом, которая в сторону плагиоклаза сменяется каймой паргасита (табл. 3, анализы 20–24).

Можно отметить относительное сходство условий образования келифитовых кайм в израндитах с подобными структурами в анортозитах ($T = 980\text{--}860^\circ\text{C}$, $P > 0.5\text{ ГПа}$, [16, с. 108]). Друзитовые структуры в габбро-анортозитах Беломорья также формировались при давлениях 0.6–0.7 ГПа [6, 9].

При описании израндитов мы подчеркивали исключительную свежесть породообразующих минералов, сохранность первичных магматических структур. Во всем объеме израндитов зерна оливинов, граничащие с плагиоклазом (и только с ним), окружены зональной келифитовой каймой. Никаких реликтов коронарных структур в амфиболитах, развивающихся по израндитам, не наблюдалось. Это позволяет отрицать появление келифитовых кайм вокруг зерен оливина в результате процессов метаморфического преобразования исходных пород. Там, где эти преобразования присутствуют, коронарные структуры, наоборот, исчезают. Примечательно, что Т.Л. Ларикова, придерживающаяся взгляда о метаморфическом происхождении друзитовых структур, сама же отмечает, что "...формирование друзитовых структур в центральной части массивов происходило раньше, чем преобразование габброидов в гранатопы амфиболитов в краевых частях тел" [6, с. 446]. Наш материал по израндитам Урала подтверждает такой вывод.

Нам представляется обоснованной точка зрения [16], что формирование коронарных структур вокруг оливина происходило в субсолидусных условиях при реакционном взаимодействии плагиоклаза с оливином, при котором происходило биметасоматическое перераспределение кремнезема, кальция, магния и железа. Справедливо и предположение, что эти реакции осуществлялись под воздействием межзернового флюида на стадии кристаллизации интеркумулятивной жидкости [17].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уточнение минерального состава израндитов позволяет существенно изменить представления об их уникальности, номенклатуре и происхождении. Преимущественно диопсидовый, а не титанавгитовый, как это считается обычно [10, 12, 14], состав исключает необходимость выделения особой разновидности магматических пород (израндиты). Это – уже давно известный вид пород – плагиоклазовый оливиновый пироксенит. В отличие от подобных по минеральному составу пироксенитов из пород офиолитовых и габбро-пироксенитовых ассоциаций Урала, структура его типичная кумулятивная, подобная таковой в породах основных расслоенных интрузивов (Скергаард, Бушвельд, Стиллуотер и др.). Кумулатами являются кристаллы клинопироксена и оливина, интеркумулус представлен плагиоклазом (лабрадором) и амфиболом (паргасит, керсутит). Чрезвычайно высокая железистость оливина в израндитах резко отличают эту разновидность плагиоклазовых пироксенитов от петрографически сходных пироксенитов складчатых областей, в том числе Платиноносного пояса Урала, в которых железистость оливина практически не поднимается выше 10–25 мол. % [2]. По высокой (40–

54 %) железистости оливины израндитов аналогичны оливинам из габбро, троктолитов, норитов, пироксенитов и анортозитов расслоенных комплексов щитов [9, 18]. В сочетании с характерной кумулятивной структурой израндитов это позволяет сказать, что израндиты – это сохранившиеся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма реликты исходных пород (пироксенитов) из протерозойского расслоенного интрузивного комплекса. Видимо, он входил в состав соседнего блока фундамента Русской платформы – тараташского гнейсово-мigmatитового комплекса, что подтверждается последними данными по изотопии цирконов из пород александровского комплекса [5, 15].

Структура израндитов, отсутствие химической зональности их кристаллов, в соответствии с представлениями Л. Уэйджера и Г. Брауна [17], позволяют сопоставлять эти породы с ортоккумулятами. Подобные породы присутствуют в виде кумулятивных слоев в разрезе расслоенного комплекса массива острова Дюк на Аляске. Предполагается [17], что первичный состав магмы, продуцировавшей эти кумулаты, был ультраосновным: диопсидовый авгит – 46%, магнезиальный оливин – 27%, анортит – 11%, магнетит – 6%. Минералы израндитов (клинопироксен, оливин) несут признаки ортоккумулятов (призматическая или округлая форма, отсутствие химической зональности, высокая железистость), сходных с кумулатами острова Дюк. Ксеноморфные выделения незонального лабрадора между темноцветными минералами, нередко заключающие в себе их пойкилитовые включения, представляют собой раскристаллизованную интеркумулятивную жидкость. Когда она еще была поровым расплавом, ее взаимодействие с более ранними кристаллами оливина привело к возникновению зональных келифитовых оболочек (кайм) вокруг зерен оливина. На субсолидусные условия формирования этих кайм указывают наблюдения в анортозитах Коростеньского плутона [16] и рассчитанные нами величины температур и давлений.

Кумулятивная природа израндитов говорит о том, что они не являются продуктом кристаллизации магмы этого состава. По этой причине у них не должно быть излившихся аналогов.

В израндитах мы видим фрагменты пород древних расслоенных интрузивов ультрабазит-анортозитового состава, которые сохранились в пределах протяженных клиньев образовавшихся по ним бесполовошпатовых амфиболитов (александровский комплекс) в западной части Уральского складчатого пояса, примыкающей к выступу фундамента Восточно-Европейского континента (Тараташский блок). Вполне вероятно, что к образованиям подобного рода можно отнести олистолиты экзотических для Урала пород (разнообразных горн-блендитов, клинопироксенитов, вебстеритов, габброидов, апатит-оливин-шпинелевых пород и т. д.,

нередко обнаруживающих признаки расслоенности), залегающих в виде отторженцев среди кварцевой матрицы метаморфизованной олистостромы в разрезе обрамления Ильменских гор на Южном Урале [3]. Небольшие размеры поперечников таких блоков, их бескорневая форма, разнообразие состава, фрагменты магматической расслоенности – все это напоминает геологическую ситуацию с мелкими диспергированными мафит-ультрамафитовыми телами друзитового комплекса Беломорья [18].

Авторы благодарны В.А. Попову за конструктивные советы и помощь в изучении израндитов, проф. Е.В. Шаркову, обратившему наше внимание на породы друзитового комплекса Беломорья и сделавшему ряд полезных замечаний по содержанию статьи, Е.Д. Зенович, Т.М. Рябухиной, Е.В. Кориневскому – за проведенные исследования, А.Г. Кораблеву, О.Л. Заушицыной, Е.А. Баженову – за содействие в поисках и сборе образцов израндитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
2. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
3. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 102 с.
4. Кориневский Е.В. Petro Explorer – новая компьютерная программа для хранения и обработки аналитических данных образцов горных пород и минералов // Минералогия Урала-2007. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 314–316.
5. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовая геохронология Александровского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 4. С. 519–523.
6. Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430–448.
7. Ленных В.И. Об “удревнении” калий-аргонового возраста основных пород в Тараташском комплексе и зоне Зюраткульского разлома // Ежегодник-1972. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973. С. 97–99.
8. Ленных В.И., Вализер П.М. К геологической схеме Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–27.
9. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 488 с.
10. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.
11. Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 191 с.
12. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и же-

- лезистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–32.
13. Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. О геологическом положении израндитов в Александровском комплексе (западный склон Урала) // Ежегодник-1972. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973. С. 96–97.
 14. Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 41–54.
 15. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Урала: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar систематика // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 117–120.
 16. Томиленко А.А., Ковязин С.В. Формирование коронарных структур вокруг оливина в анортозитах Коростеньского плутона, Украинский щит: минералогия, геохимия, флюидные включения // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 92–109.
 17. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
 18. Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита: на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.
 19. Hammarstrom J.M., Zen E.-An. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Miner., 1986. V. 71. № 11/12. P. 1297–1313.
 20. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Miner. 1997. V. 9. P. 623–651.
 21. Loucks R.R. A precise olivine-augite Mg-Fe exchange geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. № 2-3. P. 140–150.
 22. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 1988. V. 68. P. 95–111.

Рецензент И.А. Малахов

Mineralogy of plagioclase-olivine clinopyroxenite (izrandite) of Urals

V. G. Korinevsky, V. A. Kotlyarov

Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

Izrandite is the magmatic rock found more than 40 years ago in Alexandrovsk metamorphic complex of Uraltau zone. Unusual mineral composition (mainly titan-augite and olivine), very tied density, fresh appearance, bedding among metamorphic rocks (amphibolites) as isolated formations all this peculiarities were ground for separation this rock in particular variety of magmatic rocks. It has very large radiological age (near 1848–2011 Ma). Later it was determined that clinopyroxenes from izrandites are more approach to the fassaites but not to titan-augite. They are saturated by the large amount of ilmenite slices. By this reason izrandite isn't particular magmatic rock, but is one of the varieties of plagioclase-olivine clinopyroxenites. It is characterized by the cumulate structure where cumulate phases are olivine and clinopyroxene but plagioclase and amphibole are intercumulus. Olivine from izrandites has high ferruginosity (41–54 mol. %). Cumulate structure, high ferruginosity of olivines draws together izrandites with layering basic magmatic rocks from ancient platforms and middle massifs (druzite complex of Belomorie, anorthosites of Korostenskiy massif in Ukraine).

Key words: Proterozoic, Southern Urals, Alexandrovsk complex, izrandite, plagioclase-olivine clinopyroxenites, cumulate structures, layering basic magmatic rocks.