

УДК 552.33(33)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

КСЕНОКРИСТЫ И МЕГАКРИСТЫ ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТ-БАЗАНИТ-НЕФЕЛИНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАХТЕШ РАМОН (ИЗРАИЛЬ), ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ВЫНОСЯЩИМИ РАСПЛАВАМИ И КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

© 2018 г. З. Юдалевич, Е. Вапник

Департамент геологических и минералогических наук, Университет им. Бен-Гуриона,
P.O.B. 653, Беэр-Шева, 84105, Израиль, e-mails: zinovi@bgu.ac.il; vapnik@bgu.ac.il

Поступила в редакцию 19.01.2018 г., принята к печати 15.02.2018 г.

Объектом предлагаемого исследования являются ксенокристы и мегаксенокристы в породах раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации эрозивной котловины Махтеш Рамон (Негев, Израиль). В ней широко развиты ксенолиты разной степени глубинности: мантийные, ниже- и верхнекоровые. Ксенолиты мантии представлены перидотитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами и их амфибол-содержащими разновидностями; ксенолиты нижней коры – мафическими гранулитами (метагабброиды и плагиоклазиты), верхней коры – позднепротерозойскими метатифами. Ксенокристы и мегакристы являются отщепленными фрагментами ксенолитов. Их общей петрографической особенностью является проработка вмещающим расплавом и связанные с ней геохимические и структурные преобразования. В основном ксенокристы представлены когерентным рядом минералов (оливин, клинопироксен, амфибол, нефелин, плагиоклаз, анортотоклаз, апатит, магнетит, шпинель) и только ксенокристы кварца и ортопироксена не совместимы с недосыщенными SiO₂ вмещающими породами. Главными причинами, инициирующими взаимодействие магматический расплав–ксенокрит, являются быстрая декомпрессия, метаморфизм и метасоматоз. Метаморфизм соответствует высокотемпературным фациям контактового метаморфизма, иногда достигая стадии плавления. Метасоматоз ориентирован на выравнивание составов с одноименными минералами вмещающего расплава. К числу важнейших критериев, способствующих отличию ксенокритов от фенокритов, относятся частичное плавление, твердофазный распад, рекристаллизация первичных (дозахватных) структур, перекристаллизация и самоогранка изначально ксеноморфных зерен в кристаллографически правильные формы, бимодальность состава, совмещающего минералого-геохимические признаки ксеногенного и новообразованного вещества.

Ключевые слова: плавление, твердофазный распад, рекристаллизация, самоогранка, ксенокристы, мегакристы, ксенолиты, магматические породы, Махтеш Рамон, Израиль

XENOCRYSTS AND MEGACRYSTS OF ALKALI OLIVINE-BASALT-BASANITE-NEPHELINE ASSOCIATION MAKHTESH RAMON (ISRAEL): INTERACTION WITH TRANSPORTING MAGMAS AND MORPHOLOGICAL ADJUSTMENT

Zinovi Yudalevich, Yevgeny Vapnik

Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, P.O.B. 653, Beer-Sheva, 84105 Israel;
zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

Received 19.01.2018, accepted 15.02.2018

Xenocrysts and megacrysts hosted in the rocks of Early Cretaceous olivine-basalt-basanite-nepheline association that outcropped in erosion crater of Makhtesh Ramon (Natural Reserve of Mishmar ha-Nagev, Israel) are the topic of the current research. Magmatic rock association contains the wide spectrum of xenoliths trapped at different crustal levels. These are upper mantle, lower, and upper crustal xenoliths. Mantle xenoliths are represented by peridotites, olivine clinopyroxenites, clinopyroxenites, olivine websterites, websterites and their amphibole-bearing analogs. Lower crustal xenoliths are mafic granulites, such as metagabbros and plagioclasites, upper crustal xenoliths are the fragments of Neoproterozoic tuffs. Xenocrysts and megacrysts are fragments of xenoliths that chipped from them during their transportation to the surface. Different rate of xenoliths, xenocrysts, and megacrysts alteration by host magma and late fluids is a common petrographic particularity. The fluid alteration occurred at phreatomagmatic stage of magma crystallization. Alteration is observed by the appearance of new textures and products of reactional interaction. Xenocrysts and megacrysts are mainly represented by minerals that compatible with rock magmatic association. These are olivine, clinopyroxene, amphibole, nepheline,

Для цитирования: Юдалевич З., Вапник Е. (2018) Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования. *Литосфера*, **18**(5), 718-742. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

For citation: Yudalevich Z., Vapnik Ye. (2018) Xenocrysts and megacrysts of alkali olivine-basalt-basanite-nepheline association Makhtesh Ramon (Israel): interaction with transporting magmas and morphological adjustment. *Litosfera*, **18**(5), 718-742. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

plagioclase, anorthoclase, apatite, magnetite, and spinel. Xenocrysts of quartz and orthopyroxene are incompatible to host rock magmatic association under-saturated in SiO₂. Main reasons determining interaction between magma and xenolith are rapid decompression, metamorphism and metasomatism. Xenocrysts are subjected to metamorphism that corresponds to high-temperature facies of contact metamorphism, up to the partial melting of xenocrysts. Metasomatism is smoothing out the composition of xenocrysts to the composition of the same minerals that crystallized from host melt. There are several important criterions, which permit to identify xenocrysts and divide them from phenocrysts. These are partial melting, solid-state decomposition, recrystallization of primary (before-trapping) textures, recrystallization and self-faceting of initially anhedral grains into the crystals with perfect habit. Chemical composition of xenocrysts has both mineral – geochemical indications of xenogenic origin and new-formed signs of alteration.

Keywords: *melting, solid-state decomposition, recrystallization, self-faceting, xenocrysts, megacrysts, xenoliths, magmatic rocks, Makhtesh Ramon, Israel*

Acknowledgement

The authors express their gratitude to prof. M. Eyal (Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel), which carried out the general management of works on the study of the magmatism of the Makhtesh Ramon. We are thankful for O. Dvir (Hebrew University, Jerusalem), V.V. Hiller (IGG URO RAN, Russia), Professor Y. Kazir and Ph. students B. Elisha, Ts. Golan, I. Gendelman (Ben-Gurion University, Israel) for assistance in the study of chemical compositions of minerals; Dr. R. Granot (Ben-Gurion University) for providing new data on Ar-Ar-age of the studied rocks. We are much obliged to Professor G.B. Fershtater (IGG URO RAN, Russia) for comprehensive discussion and advices on petrological problems related to the study of deep xenoliths and xenocrysts.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе подъема к земной поверхности и декомпрессии ксенолиты дезинтегрируются, распадаются на мономинеральные фрагменты (ксенокристы и мегакристы) и вступают с несущим расплавом в геохимическое взаимодействие, частично или полностью поглощаются и таким образом становятся частью единой с ним магматической системы. По форме и размерам ксенокристы и мегакристы, как правило, имеют внешнее сходство с фенокристами и их распознавание является насущной петрологической задачей.

Настоящая работа рассматривает петрографические и геохимические особенности ксенокристов и мегакристов, широко развитых в магматических породах Махтеш Рамон, и показывает однотипный характер происходящих в них изменений с преобразованиями в ксенолитах. Большое внимание в ней уделено морфологической тенденции изначально ксеноморфных ксенокристов и мегакристов к образованию кристаллографически правильных форм, что усложняет их диагностику как чуждых вмещающим породам минералов.

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

В тектоническом плане район относится к территории Леванта – континентальной окраине Восточного Средиземноморья, на востоке ограниченной трансформным разломом Мертвого моря, в пределах которой породы протерозойского кристаллического основания перекрыты мощным чехлом мезокайнозойских отложений.

Махтеш Рамон представляет собой субширотную горную впадину протяженностью 45 км и шириной до 10 км, образование которой объяс-

няется эрозией крупной антиклинальной складки с пологозалегающим северным и крутопадающим южным крыльями в период формирования Сирийского свода как отголоска коллизии Африканской и Аравийской плит и Альпийско-Гималайского складчатого пояса в позднем мелу. Стратиграфический разрез района вскрыт на глубину более 1 км и представлен отложениями среднего и верхнего триаса (Gevanim, Saharonim и Mohilla FMS: известняки, мергели, песчаники, гипсы), нижней и средней юры (Mishor, Ardon, Inmar и Mahmal FMS: латериты, известняки, доломиты, мергели, песчаники, глины), нижнего и верхнего мела (Arodagl + Lower Hatira Fm + Upper Hatira Fm, Hazera, Sayarim и Mishash FMS): конгломераты, песчаники, мергели, глины, кремни) (рис. 1). Установлено два крупных перерыва в осадконакоплении: первый между верхним триасом и началом юры, второй – между верхней юрой и нижним мелом (до барремского яруса включительно). По видимому, с тектонической активностью, по времени совпадающей с этими перерывами, связаны поздне триасовая и раннемеловая магматические активности района.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА

Основные данные о возрасте, составе и геодинамическом режиме образования магматитов района рассматривались в работах [Garfunkel, Katz, 1967; Bonen et al., 1980; Lang, Steinitz, 1989; Baer et al., 1995; Eyal et al., 1996; Samoilov, Vapnik, 2005; Vapnik et al., 2007; Юдалевич и др., 2014]. В итоге было выделено три возрастных ассоциации: одна триасовая и две раннемеловых, проявившихся в виде лавовых потоков, малых интрузий (силлов, лак-

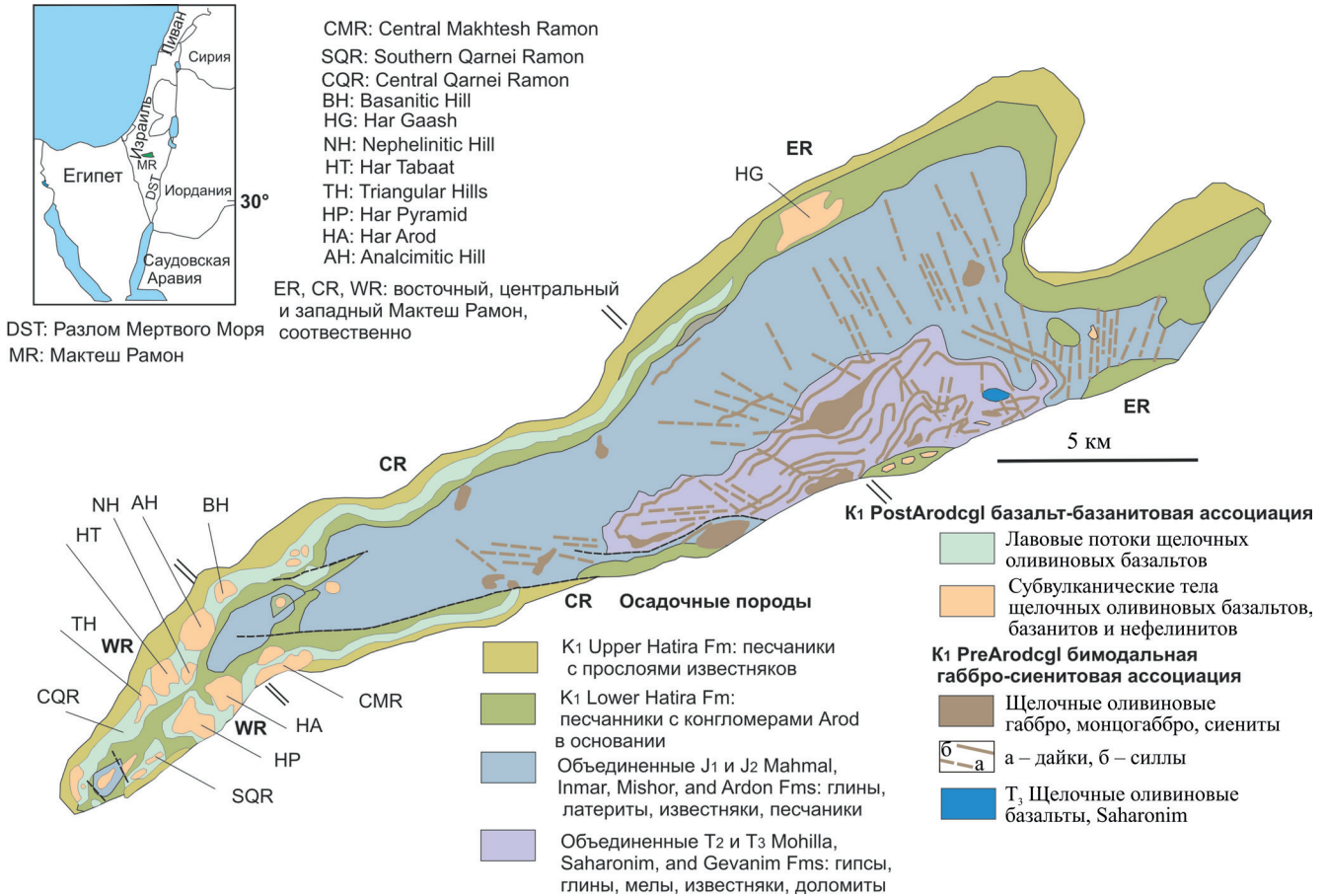


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мактеш Рамона.

Fig. 1. Location and schematic geological map of Makhtesh Ramon.

колитов и даек). Триасовая ассоциация Saharonim представлена щелочными оливиновыми базальтами (K-Ar-возраст 213.6 млн лет, верхний триас, норийский ярус) и хронологически связана с предъюрским этапом образования латеритов Mishor Fm. Раннемеловые магматиты расчленены на две группы пород: 1) раннюю бимодальную, сложенную в основном щелочными базальтами, габбро и сиенитами (K-Ar-возраст 129–140 млн лет, ранний мел, валанжинский–барремский ярусы), и 2) более позднюю оливин-базальт-базанит-нефелинитовую (Ar-Ar-возраст 112.9–119.0 млн лет, ранний мел, аптский ярус). Разделенные по радиологическим данным меловые ассоциации имеют геологическое подтверждение разновозрастности: ранняя перекрывается конгломератами Arod, лежащими в основании Lower Natira Fm, т.е. является доконгломератовой – PreArodcg1. Однако породы поздней перекрывают и прорывают эти конгломераты и залегающие выше песчаники Lower Natira Fm, т.е. являются постконгломератовыми – PostArodcg1. В свою очередь, песчаники Upper Natira Fm с размывом перекрывают магматиты, фиксируя, таким

образом, их геологический возраст между Lower и Upper Natira Fms.

Все магматические проявления района относятся к единому OIB-like щелочному геохимическому типу.

В триасовой и первой раннемеловой ассоциациях ксенолиты и ксенокристы пока не обнаружены, но широко развиты в PostArodcg1 группе, самой сложной по внутреннему строению и составу. В ней различаются лавовые потоки, туфовые и туфогенно-осадочные отложения, пирокластические диатремы, субвулканические штоки, дайки и силлы. Ассоциация представлена оливиновыми базальтами и микрогаббро, базанитами, нефелинитами и их мелилитовыми и анальцимовыми вариациями, нередко содержащими вулканическое стекло. Все породы черного, темно-зеленого или зелено-серого цвета, порфириновой текстуры и в полевых условиях по составу практически неразличимы. Вкрапленники оливина и клинопироксена имеют в них сквозной характер, в базальтах встречаются, кроме того, фенокристы плагиоклаза, а в нефелинитах – мелилита. Их количество колеблется от

5–8 до 34 %, размер – от 0.6 мм до 2.0 см. Основная масса базальтов и базанитов сложена оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, кальцитом, микрослюдистыми или пелитоморфными минералами типа хлорофеита и сапонита, в базанитах к ним присоединяются нефелин и анальцит, а в фойдитовой группе – мелилит, но исключается плагиоклаз.

Среди ксенолитов различаются глубинные (мантийные и нижнекоровые) и верхнекоровые (туфы протерозойского основания, породы осадочного чехла). Глубинные ксенолиты охарактеризованы в работах [Bonen et al., 1980; Stein, Katz, 1989; Vapnik, 2005], а более полный их перечень, включая нижнекоровые, в работах [Ферштатер и др., 2016; Fershtater, Yudalevich, 2017]. Эти исследования рассматривали главным образом взаимодействие ксенолитов с вмещающими расплавами на глубинном мантийно-нижнекоровом уровне.

Настоящее исследование акцентировано на явлениях, происходящих в ксено- и мегакристаллах в период подъема и декомпрессии, выносящей их к поверхности магмы, и связанных с этим минералогических, петрохимических и морфологических преобразований.

Глубинные ксенолиты в PostArodgegl ассоциации представлены мантийными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами их амфиболовыми разностями, нижнекоровыми метагэбброидами (гранулитами), апатит-магнетитовыми и клинопироксен-apatит-магнетитовыми породами. Кроме глубинных встречаются ксенолиты позднепротерозойских туфов.

Наряду с ксенолитами в породах широко распространены ксенокристы и мегакристы. Общей петрографической особенностью ксенолитов, ксенокристов и мегакристов является та или иная степень проработки вмещающими расплавами и минералами поздней стадии их кристаллизации, представленной олигоклаз-андезином, калишпатом, клинопироксеном, титаномагнетитом, апатитом, биотитом, ренитом, кальцитом, цеолитами и сапонит-хлорофеитами.

Ксенокристы и мегакристы являются генетически однотипными образованиями – отщеплениями ксенолитов в ходе транспортировки последних к местам стабилизации вмещающих магм – и различаются только размерами. Ксенокристы близки к размерам фенокристов вмещающих пород и обычно не превышают 1.2 мм, мегакристы значительно крупнее и достигают 15.0 см в поперечнике.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов, приводимых в таблицах, были определены на микроанализаторе САМЕСА

SX-100 в Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН (г. Екатеринбург, оператор В.В. Хиллер), Институте геологии Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск, В.В. Шарыгин) и микроанализаторе JEOL методами ISP-MS и ERMA в Еврейском Университете Иерусалима (аналитик О. Двин).

ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОКРИСТОВ

Ксенокристы и мегакристы отличаются от фенокристов по следующим признакам: 1 – ксеноморфные (порфинокластические) очертания и развитие приконтактной коррозии; 2 – трещиноватость, кристаллооптические дефекты и рекристаллизация; 3 – диффузионное воздействие вмещающей магмы; 4 – плавление и образование структур расплава; 5 – несоответствие с парагенезисом вмещающих пород (“запрещенные” минералы). Основная часть ксено- и мегакристов представлена совместимыми минералами и только ксенокристы кварца и ортопироксена несовместимы с недосыщенными SiO₂ вмещающими породами.

Кварц. Размер ксенокристов от 0.2 до 1.2 мм, форма округлая или овальная. Обычно окружен клинопироксеновой оторочкой из мельчайших примыкающих друг к другу и оптически различно ориентированных микролитов с тенденцией к формированию правильной пироксеновой формы, общей для всей каймы. Межгранулярные промежутки в оторочке заполнены темно-коричневым стеклом ортоклазового состава. На границе с пироксеновой оторочкой кварц часто расплавлен в желто- или зеленовато-коричневое стекло (рис. 2а), обогащенное MgO (35.56–36.37 мас. %). Различие в составе стекол показано в табл. 1. Иногда кварц подвергается рекристаллизации с полиморфным переходом в тридимит и кристобалит. С внешней стороны этот агрегат окружен зеленовато-коричневым стеклом с обособлениями сапонита (рис. 2б) и нередко цеолита. Судя по составу стекла, облекающего реликтовый кварц, этому способствовала диффузия магния и летучих в зону плавления. Образовавшийся на кварце микрозернистый клинопироксен, в отличие от пироксена матрикса вмещающих пород, богаче SiO₂ и более магниезильный ($Mg^* = 0.83–0.88$), не содержит TiO₂ и Al₂O₃ (см. табл. 1). Встречается также кварц с клинопироксеновым обрамлением без образования стекла, но пронизанный прожилками кальцита и буферированный им от обрастающего микроклинопироксенового агрегата.

Ортопироксен. В изучаемых породах очень неустойчив и легко узнаваем по обязательному развитию вокруг него реакционных келифитовых оторочек, представленных симплектитовыми сростками оливина и клинопироксена (рис. 3а) – продуктами твердофазного распада ортопироксена пери-

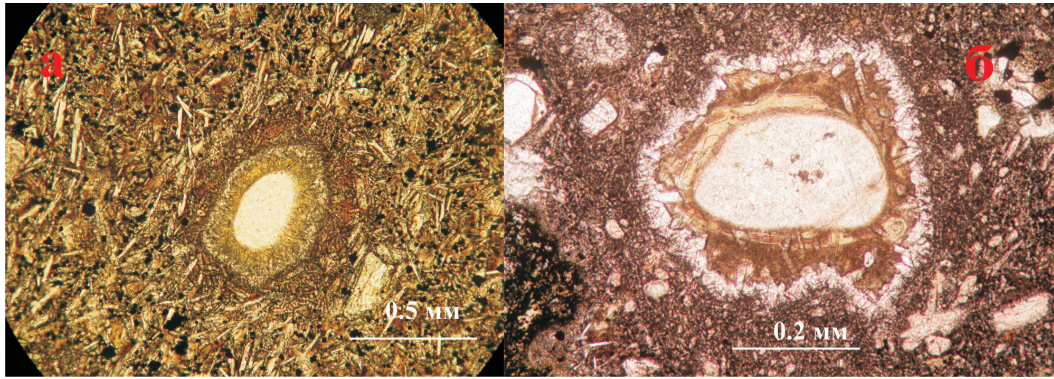


Рис. 2. Кварц и продукты его изменения.

а (неполяризованный свет, в дальнейшем – PPL) – BH-16 (оливиновый базальт, в дальнейшем – базальт); б (PPL) – CMR-178 (нефелинит): преобразование ксенокристалла кварца в тонкозернистый агрегат тридимита и кристобалита с образованием вокруг него зоны плавления из зеленовато-коричневого стекла со светло-зеленым сапонитом и внешней каймой микролитового клинопироксена.

Fig. 2. Quartz xenocrysts and products of their alteration.

а – BH-16 (olivine basalt) and б – CMR-178 (nephelinite). Quartz xenocryst recrystallized into fine-grained tridymite-cristobalite aggregate with melting zone composed of grayish red glass and dark yellowish orange saponite. The outer zone is composed of fine-grained *Cpx*. PPL.

дотитов, вебстеритов и гранулитов. Ширина оторочек до 0.6 мм, структура преимущественно микроэквигранулярная, линейно-вытянутая, часто с поперечным расположением длинных осей минералов распада к границе сохранившегося ортопироксена. Местами оливин-клинопироксеновый агрегат сохраняет лишь мелкие реликты ортопироксена (рис. 3б), иногда полностью замещает ортопироксен и в таких случаях получает гипидиоморфные очертания (рис. 3в). Некоторые ксенокристы напрямую обрастают новообразованным авгитом или титан-авгитом вмещающих пород (рис. 3г). Показательны примеры сложных двупироксеновых вкрапленников (рис. 3д), состоящих из ксеногенных орто- и клинопироксена (фрагментов лерцолитов или вебстеритов), в которых ортопироксеновая составляющая сопровождается симплектитовой оливин-клинопироксеновой оторочкой, в клинопироксеновой части вкрапленников изменений не происходит, а на оба этих минерала нарастает новообразованный клинопироксен. Характерно, что двупироксеновые ксенокристы также стремятся сформировать свойственную этой группе минералов кристаллографическую форму. Интерстиции симплектитовых сростаний заполнены калишпатом, олигоклазом, цеолитом, сапонитом и кальцитом. Аналогичные продукты распада ортопироксена наблюдаются в краевых зонах глубинных ксенолитов, в том числе габброидов, где он местами полностью замещен симплектитом (рис. 3е).

Петрохимические данные (см. табл. 1) выявляют два специфических типа ксенокристов ортопироксена: 1 – лерцолитовый с высокой магнезиальностью ($Mg^* = 0.93-0.87$), 2 – габброидный с низкой маг-

незиальностью ($Mg^* = 0.70$). Состав симплектитовых оливина и клинопироксена по этому показателю неустойчив и в перидотитах варьирует от 0.60 до 0.78, а в ортопироксенах габброидного типа от 0.57 до 0.76, т.е. до значений, близких к аналогичным минералам матрикса и микрофенокристов вмещающих пород. В зоне ортопироксена, непосредственно граничащего с каймой распада, магнезиальность его заметно снижается, а содержания Al_2O_3 и CaO , иногда K_2O , увеличиваются (см. табл. 1).

К совместимым с вмещающими щелочными основными и ультраосновными породами относятся оливин, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, магнетит, шпинель, апатит, нефелин и анортотоклаз.

Оливин. Обычный размер зерен 0.3–0.8 мм, в мегакристах – до 2–3 см. Форма варьирует от ксеноморфной до идиоморфной. Часто встречаются корродированные зерна со следами давления, испытанного до захвата их восходящей магмой, зафиксированные в виде несвойственного оливину облачного, или т.н. “клавишного”, погасания (рис. 4а). Часть ксенокристов в той или иной степени рекристаллизована в тонкозернистую массу с микрогранобластовой структурой и размером индивидов от 0.01 до 0.1 мм. В основном рекристаллизация тяготеет к краю зерен, местами развита пятнисто или в виде полос (рис. 4б), более мелкие зерна иногда рекристаллизованы полностью.

Химический анализ оливинов (см. табл. 1) показывает, что его центральные и краевые зоны заметно различаются содержаниями MgO и FeO и значениями Mg^* , соответственно 0.91–0.87 (деплетированные перидотиты) и 0.82–0.83 (близкие к Mg^* оливина вмещающих пород).

Таблица 1. Химический состав ксенокристов и продуктов их изменения, мас. %

Table 1. Chemical composition of xenocrysts and products of their alteration, wt %

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg*	An	
Продукты изменения кварца	1(3)	61.86	–	1.96	–	–	–	35.98	0.2	–	–	100	–		
	2(3)	54.2	–	–	–	6.59	–	16.35	22.59	0.77	–	100	0.85		
	3(1)	65.34	–	14.26	–	4.83	–	0.73	–	2.01	12.81	99.98	–		
	4(1)	43.87	4.28	9.72	–	7.55	–	11.97	21.62	0.98	–	99.99	0.78		
Ортопироксен и продукты изменения	1(2)	54.41	–	4.2	–	5.93	–	34.57	–	–	–	99.11	0.93		
	2(1)	47.91	–	5.39	–	8.49	–	32.07	5.41	–	–	92.27	0.73		
	3(1)	38.95	–	2.41	–	24.16	–	33.38	0.66	–	0.44	100	0.76		
	4(2)	51.92	–	2.76	–	9.51	–	13.76	19.62	1.94	–	99.51	0.76		
	5(1)	51.96	0.14	1.98	–	21.62	0.52	21.45	1.1	0.04	–	98.81	0.7		
	6(4)	36.55	–	–	–	30.72	–	30.77	0.26	–	–	98.3	0.7		
	7(1)	34.98	–	–	–	40.1	–	23.41	0.2	–	–	98.69	0.57		
	8(4)	52.98	0.5	0.59	0.07	10.63	–	14.72	18.29	0.93	–	–	98.71	0.76	
	9(1)	50.93	0.29	2.94	–	13.33	–	11.54	19.7	0.68	–	–	99.41	0.66	
	10(43)	54.59	–	3.43	0.26	6.77	–	33.73	0.89	–	–	–	99.67	0.92	
11(7)	51.43	0.15	1.83	0.04	24.91	0.59	19.27	1.12	0.07	0.01	–	99.45	0.64		
Оливин	1(3)	40.93	0.03	–	–	10.8	0.18	47.35	0.13	–	–	99.42	0.91		
	2(2)	39.07	0.05	0.06	–	20.47	0.54	39.59	0.32	–	–	100.1	0.82		
	3(1)	40.12	–	–	–	14.8	–	44.33	0.18	–	–	99.43	0.87		
	4(1)	39.2	–	–	–	19.76	–	41.04	–	–	–	100	0.83		
	5(2)	38.15	–	–	–	24.84	–	36.57	0.45	–	–	100.01	0.77		
	6(1)	38.11	–	–	–	24.32	–	37.62	–	–	–	100.05	0.78		
	7(10)	37.33	0.02	0.04	–	26.19	0.44	35.11	0.42	–	–	–	99.55	0.75	
	8(19)	39.18	–	–	–	19.06	0.37	40.99	0.34	–	–	–	99.94	0.83	
Клинопироксен	1(1)	50.36	1.19	4.45	0.74	3.74	–	14.56	24.22	0.51	–	99.77	0.9		
	2(2)	44.77	3.56	8.11	0.51	6.84	–	12.3	23.08	0.83	–	100	0.8		
	3(2)	50.7	0.68	5.52	0.93	4.14	–	16.37	20.95	1.09	–	100.38	0.9		
	4(1)	47.51	2.07	6.37	–	7.17	0.14	13.36	22.96	0.42	–	100	0.81		
	5(49)	44.27	3.86	8.13	–	8.13	0.12	11.08	23.16	0.47	0.11	–	99.33	0.76	
	6(15)	44.44	3.88	9.64	–	6.22	0.21	12.33	21.61	0.79	–	–	99.12	0.82	
Амфибол и продукты изменения	1(1)	39.35	7.93	11.98	–	12.27	–	12.86	13.98	2.06	0.57	101	0.71	–	
	2(9)	25.41	11.88	16.46	–	20.24	–	12.73	11.71	1.57	–	100	0.59	–	
	3(3)	38.49	–	–	–	24.08	–	36.85	0.61	–	–	100.03	0.78	–	
	4(3)	44.82	4.09	8.23	–	6.01	–	12.84	23.26	0.75	–	100	0.83	–	
	5(3)	52.81	–	29.86	–	–	–	–	–	12.29	5.04	–	–	57	
	6(9)	40.15	5.81	13.31	–	9.88	0.19	12.29	11.91	2.49	1.05	–	97.08	0.74	–
	7(5)	25.79	10.62	16.92	–	18.93	–	13.75	11.78	1.72	–	–	99.51	0.62	–
	8(6)	41.42	1.57	13.19	0.39	9.05	0.08	16.16	10.84	2.91	0.86	–	96.47	0.8	–
	9(11)	40.12	4.83	13.54	–	10.11	0.11	12.18	11.97	2.18	2.04	–	97.08	0.75	–
	10(5)	24.96	11.96	18.18	–	13.22	0.7	15.86	10.04	1.6	–	–	96.52	0.73	–
11(4)	25.11	11.05	13.64	–	26.21	0.24	10.61	11.07	1.47	–	–	–	0.48	–	
Плагиоклаз	1(4)	53.67	0.32	27.98	–	0.81	0.04	0.21	10.45	4.97	0.58	99.03	–	54	
	2(2)	51.85	–	30.25	–	–	–	–	12.93	4.38	0.59	100	–	61	
	3(2)	54.35	0.25	27.14	–	0.84	0.05	0.67	9.95	7.01	0.73	100.99	–	44	
	4(1)	50.79	–	30.34	–	–	–	–	14.77	3.61	0.49	100	–	68	
	5(2)	54.87	–	28.19	–	0.56	–	0.01	11.16	5.3	0.22	100.31	–	54	
	6(7)	51.55	–	30.38	–	–	–	–	12.95	4.51	0.61	100	–	67	

Таблица 1. Окончание

Table 1. Conclusion

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F	Cl	Сумма
Магнетит и шпинель	1(3)	–	14.94	4.8	–	77.84	–	2.43	–	–	–	–	–	100.01
	2(1)	–	20.83	5.76	–	70.9	–	2.51	–	–	–	–	–	100
	3(63)	0.04	21.46	6.43	0.51	63.89	0.85	4.77	0.12	–	–	–	–	98.07
	4(1)	0.03	10.27	13.54	7.81	57.85	0.37	6.95	0.06	–	–	–	–	96.88
	5(1)	–	0.83	38.01	25.14	19.26	0.13	15.47	–	–	–	–	–	98.84
	6(1)	0.02	17.22	7.58	3.66	63.26	0.6	4.86	0.08	–	–	–	–	97.28
	7(1)	–	–	63.34	–	13.27	–	23.39	–	–	–	–	–	100
	8(1)	–	15.38	10.42	–	67.06	0.8	6.08	0.02	0.24	–	–	–	100
Апатит	1(3)	–	–	–	–	0.59	–	–	53.49	0.36	41.18	3.77	0.61	100
	2(6)	–	–	–	–	–	0.13	–	52.33	–	40.93	6.17	0.44	100

Примечание. В скобках после порядкового номера указано количество анализов, участвующих в расчете средних содержаний. Продукты изменения кварцевых ксенокристов: HP-6G: 1 – зеленовато-желтое стекло в эндозоне кварца, 2 – микролитовый клинопироксен в экзозоне кварца, 3 – темно-коричневое стекло, заполняющее промежутки микролитового пироксена, 4 – клинопироксен матрикса вмещающего базанита.

Химический состав ортопироксена и продуктов его изменения: BP-14G: 1 – ксенокристалл (лерцолитовый тип), центральная часть, 2 – краевая часть, вблизи зоны распада; 3–4 – продукты распада: 3 – оливин, 4 – клинопироксен. TH-16: 5 – ксенокристалл (габброидный тип); 6–9 – продукты распада: 6–7 – оливин, 8–9 – клинопироксен. Ортопироксен из ксенолитов: 10 – из лерцолитов, 11 – из метагабброидов.

Химический состав оливина: NH-596: 1 – мегакристалл, центральная часть, 2 – краевая часть. BP-1G: 3 – мегакристалл, центральная часть, 4 – промежуточная часть, 5 – краевая часть, 6 – из зоны рекристаллизации мегакристалла. 7–8 – оливин из вмещающих магматических пород: 7 – из матрикса и призматических микрофенокристов, 8 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов.

Химический состав клинопироксена: BH-11: 1 – ксенокристаллы, центральная часть. BH-1G: 2 – краевая часть. HP-10G: 3 – мегакристалл, центральная часть, 4 – краевая часть. 5 – из матрикса и призматических микрофенокристов, 6 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов.

Химический состав амфибола и продуктов его изменения: BH-1G: 1 – мегакристалл керсутита; 2–5 – продукты распада: 2 – рёнит, 3 – оливин, 4 – клинопироксен, 5 – плагиоклаз. HP-205: 6 – керсутит из верлитов. BH-19G: 7 – рёнит из клинопироксенита. BH-20: 8 – паргасит из лерцолитов. 9 – 11 – керсутит и рёнит из вмещающих магматитов: 9 – фенокристаллы керсутита из базанитов и нефелинитов. HT: 10 – рёнит из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов. 11 – рёнит из остаточных стёкол в нефелинитах.

Химический состав плагиоклаза: HP-6: 1 – мегакристалл, центральная часть, 2 – краевая часть. SQR-012a: 3 – ксенокристалл, центральная часть, 4 – краевая часть. 5 – плагиоклаз ксенолитов габброидов. 6 – микролитовый плагиоклаз базанитов.

Химический состав магнетита и шпинели: A-6: 1 – мегакристалл магнетита, центральная часть, 2 – краевая часть; 3 – титаномангнетит из вмещающих магматических пород. BH-20: 4 – ксенокристалл хром-шпинели. NH-536: 5 и 6 ксенокристаллы хром-шпинели (хромита): 5 – центральная часть, 6 – краевая часть. HA-21: 7 и 8 – мегакристалл герцинита: 7 – центральная часть, 8 – краевая часть.

Химический состав апатита: HA-6: 1 – мегакристалл обогащённого фтором апатита. 2 – ультра-фтористый апатит из вмещающих базальтоидов.

Note. In parentheses is number of analyses for mean content calculation. Chemical composition of products of quartz xenocrysts alteration: HP-6G: 1 – moderate yellow green glass at the periphery of quartz, 2 – fine grained clinopyroxene at the outer border of glass, 3 – dusky red glass filling interstices between fine grains of clinopyroxene, 4 – clinopyroxene from basanite matrix.

Chemical composition of orthopyroxene xenocrysts and products of their decomposition: BP-14G: 1 – xenocryst of lherzolite type, core; 2 – rim adjacent to the zone of decomposition, products of orthopyroxene decomposition: 3 – olivine, 4 – clinopyroxene. TH-16: 5 – xenocryst of gabbro type; products of xenocryst decomposition: 6–7 – olivine, 8–9 – clinopyroxene. Orthopyroxene from xenoliths: 10 – lherzolite type, 11 – gabbro type.

Chemical composition of olivine: NH-596: 1 – megacryst, core, 2 – rim. BP-1G: 3 – megacryst, core, 4 – intermediate zone, 5 – rim, 6 – zone of megacryst recrystallization. 7–8 – olivine phenocrysts from host magmatic rocks: 7 – prismatic microphenocrysts in rock matrix, 8 – daughter phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotites.

Chemical composition of clinopyroxene xenocrysts: BH-11: xenocryst, 1 – core. BH-1G: megacryst, 2 – rim. HP-10G: megacryst, 3 – core, 4 – rim. 5 – prismatic microphenocrysts in rock matrix, 6 – daughter phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotites.

Chemical composition of amphibole and products of its decomposition: BH-1G: 1 – megacryst of kaersutite, 2–5 – products of kaersutite decomposition: 2 – rhönite, 3 – olivine, 4 – clinopyroxene, 5 – plagioclase. HP-205: 6 – kaersutite hosted in wehrlite. BH-19G: 7 – rhönite from clinopyroxenite. BH-20: 8 – pargasite xenocryst hosted in lherzolite. Kaersutite and rhönite from host rocks: 9 – kaersutite phenocrysts from basanites and nephelinites. HT: 10 – rhönite hosted in melt inclusions in olivine and clinopyroxene from lherzolites. HT: 11 – rhönite in remnant glasses in nephelinites.

Chemical composition of plagioclase: HP-6: 1 – megacryst, core, 2 – rim. SQR-012a: 3 – xenocryst, core, 4 – rim. 5 – phenocrysts hosted in xenoliths of gabbro-norites. 6 – microliths of plagioclase in basanites.

Chemical composition of magnetite and spinel: A-6: 1 – megacryst of magnetite, core, 2 – rim; 3 – titanomagnetite phenocrysts hosted in magmatites. BH-20: 4 – chrome spinel xenocryst. NH-536: 5 – megacryst of chrome spinel, core, 6 – rim. HA-21: 7 – megacryst of hercynite core, 8 – rim.

Chemical composition of apatite: HA-6: 1 – megacryst of fluorapatite. 2 – ultra-fluorine fluorapatite phenocrysts hosted in basaltoids.

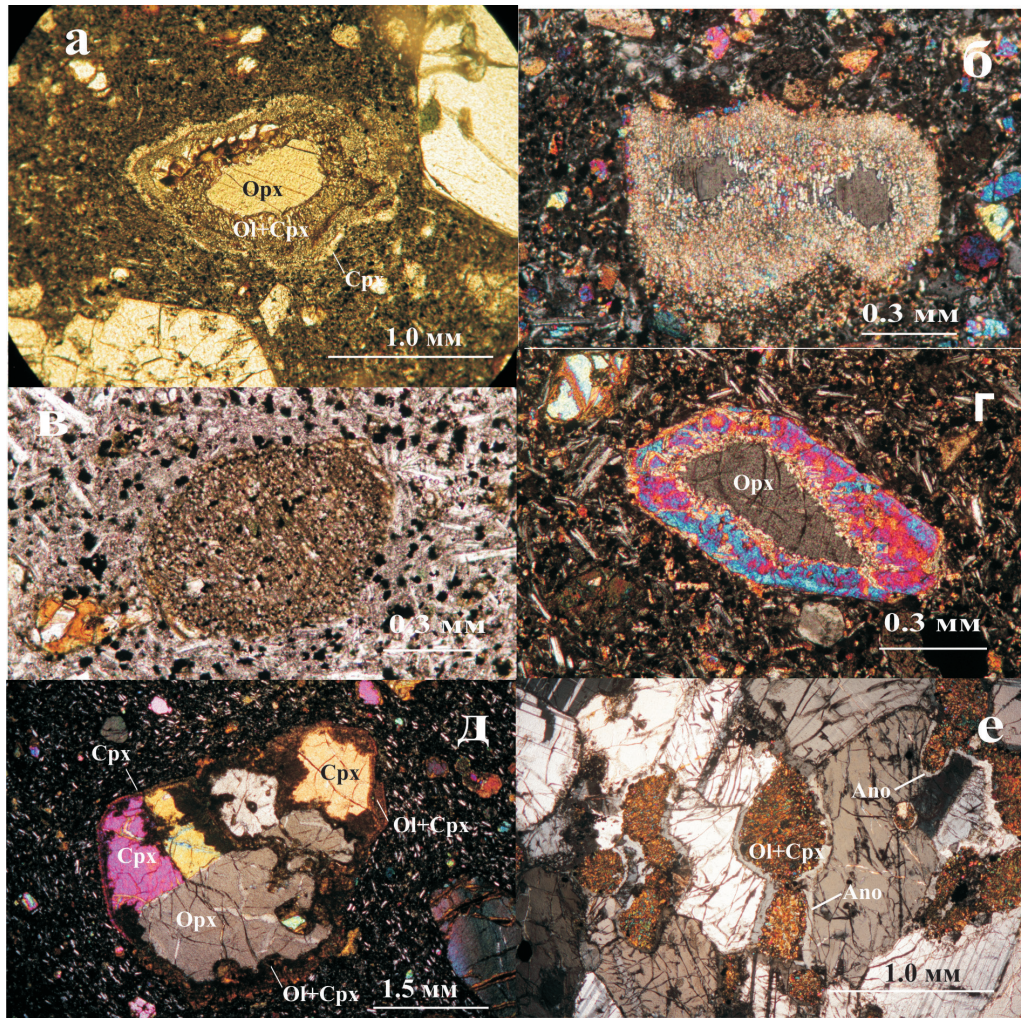


Рис. 3. Ортопироксен и продукты его изменения.

а (PPL) – BH-107 (базанит) – реликт ортопироксена (желтый в центре) с продуктами его распада в виде келифитовой оторочки из *Ol-Cpx*-симплектита и развивающейся с его внешней стороны новообразованного клинопироксена, связанного с кристаллизацией базанита; б (XPL) – HA-141 (базанит) – почти полная псевдоморфоза *Ol-Cpx*-симплектита по ортопироксену (два темно-серых реликта в центре); в (PPL) – SQR-45 (базальт): полная псевдоморфоза *Ol-Cpx*-симплектита правильного пироксенового габитуса по ортопироксену; г (XPL) – CMR-622 (базальт): ксенокрист ортопироксена (темно-серый в центре), обрастающий клинопироксеном вмещающего базальта; д (XPL) – CMR-826 (базальт): сложный оливин-клинопироксеновый ксенокрист правильной формы (результат самоогранки), в котором ортопироксен узнается по *Ol-Cpx*-симплектиту (с иддингситизированным оливином), а клинопироксен – по тонкой полоске нарастающего на него нового клинопироксена вмещающего базальта; е (XPL) – TH-53 (базальт): ксенолит норита с полными псевдоморфозами *Ol-Cpx*-симплектита по ортопироксену, окруженными тонкой каймой метасоматического аноктоклаза.

Fig. 3. Orthopyroxene xenocrysts and products of their alteration.

а – BH-107 (basanite): relic of *Orpx* (grayish orange one in the center) surrounded by the products of its decomposition: kelifitic rim composed of *Ol-Cpx* aggregate. Outer rim is composed of new formed *Cpx* which growth was related to basanite crystallization. PPL; б – HA-141 (basanite): almost complete pseudomorph of *Ol-Cpx* symplectite after *Orpx* (two brownish gray relics in the center). XPL; в – SQR-45 (olivine basalt): *Orpx* is completely replaced by *Ol-Cpx* symplectite and acquired subhedral pyroxene habit. PPL; г – CMR-622 (olivine basalt): bimodal xenocryst of pyroxene composed of *Orpx*, brownish gray in the center, overgrown by *Cpx* during host melt crystallization. XPL; д – CMR-826 (olivine basalt): complex multigrain *Orpx-Cpx* xenocryst self-faceting and acquiring subhedral habit, *Orpx* is recognized by *Ol-Cpx* symplectite with iddingsite after olivine. *Cpx* is recognized by thin rim of *Cpx* overgrowth related to crystallization of host basalt. PPL and XPL, respectively; е – TH-53 (olivine basalt): xenoliths of norite showing complete pseudomorphs of *Ol-Cpx* symplectite after orthopyroxene, symplectite is surrounded by thin rims of anorthoclase (light gray color rims) of metasomatic origin. XPL.

Клинопироксен. По размеру близок к фенокристам (0.6–0.8 мм), иногда образует мегакристы до 15 см в поперечнике. По окраске варьиру-

ет от бесцветного и слабо желтоватого и буроватого до буро-зеленого, коричневато-зеленого и грязно-зеленого. В сравнении с ортопироксеном

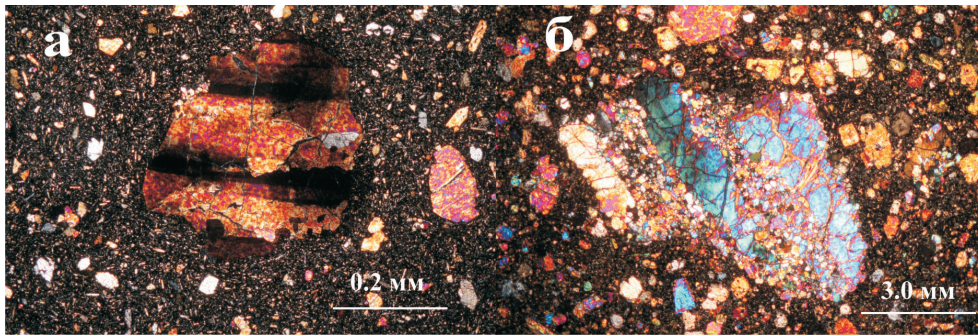


Рис. 4. Оливин.

а (XPL) – НТ-586 (базанит): ксенокристы давленого оливина с “клавишным” погасанием (следы предшествующего захвату давления); б (XPL) – NH-602 (нефелинит): частично рекристаллизованный мегакристал оливина (рекристаллизация развивается в соответствии со структурами давления).

Fig. 4. Olivine xenocrysts.

а – НТ-586 (basanite): remnant zebra-like texture of olivine xenocryst, that was acquired before the grain trapping by the host melt. XPL; б – NH-602 (nephelinite): Partly recrystallized xenocryst of olivine, recrystallization occurred according to pressurized texture. XPL.

и оливином более устойчив к влиянию вмещающих пород и не сопровождается заметными явлениями распада и рекристаллизации. Но нарушение его первичной структуры все же происходит и выражено развитием трещиноватости и образованием зерен с разуплотненной пористой структурой, создающей эффект несвойственной ему шагреновой поверхности. В клинопироксенах крупных ксенолитов такие структуры наблюдаются только в зонах контакта с вмещающими породами и исчезают во внутренних частях, что свидетельствует об их возникновении под воздействием вмещающего расплава (рис. 5а). Выделяется два вида мегакристаллов и ксенокристов клинопироксена: 1 – обычные; 2 – многозернистые, т.е. сростания из нескольких оптически различно ориентированных зерен, объединенных в общую структуру пироксенового габитуса (см. рис. 5в–е). Сложные зерна чаще всего имеют пористую структуру и обрастают чистым клинопироксеном вмещающих пород. Распространены также зерна с зелено-серой (хром-диопсид) пористой центральной зоной и авгитовой и титан-авгитовой непористой краевой (см. рис. 5б), свидетельствующие о двойственности генезиса таких образований. Поры заполнены минералами основной массы вмещающих пород: полевым шпатом, нефелином, титанавгитом, цеолитом, сапонитом, реже биотитом, апатитом и амфиболом. Местами встречаются двуминеральные оливин-клинопироксеновые сростки, связанные общей характерной для клинопироксена формой, и подсказывающие их родство с ксенолитами перидотитов.

Химический состав клинопироксенов (см. табл. 1) показывает увеличение от центральных зон ксенокристов к краевым концентраций TiO_2 , Al_2O_3 и FeO , а в обратном направлении снижение

SiO_2 и MgO , в том числе Mg^* , варьирующей от 0.90 до 0.87 (клинопироксен перидотитов) до 0.80 (краевые зоны ксенокристов и фенокристы вмещающих пород). Внутренние части ксенокристов обогащены Cr_2O_3 (до 0.95 мас. %).

Амфибол представлен керсутитом. Размер варьирует от соизмеримого с фенокристами до мегакристов 4.8×2.8 см в поперечнике. Форма идиоморфная и гипидиоморфная. Крайне неустойчив и всегда сопровождается своеобразной структурой распада – поликристаллическим симплектитом, образующим по нему частичные или полные псевдоморфозы с большой долей рёнита (рис. 6а–в). В случаях неполных псевдоморфоз керсутит обычно находится в их внутренней части. Такие же структуры распада, как полные, так и неполные, развиты в ксенолитах перидотитов и пироксенитов, но в них они ксеноморфны, занимают интергранулярные промежутки между оливином и пироксеном (рис. 6г). Кроме рёнита в симплектите развиты титан-авгит, оливин, плагиоклаз, титаномagnetит, цеолиты и сапонит. Отдельные ксенокристы обрастают титан-авгитовой каймой. Наряду с титаномagnetитом, участвующим в распаде амфибола, краевая зона симплектитовых псевдоморфоз обогащается метасоматическим титаномagnetитом вмещающих базанитов (рис. 7). Структура зон распада эвтектоидная графическая.

Химический состав керсутита и продуктов его распада показан в табл. 1. Керсутит отличается от первичного паргасита ксенолитов более низкой Mg^* (соответственно 0.71 и 0.80) и более высоким содержанием TiO_2 (соответственно 6.15 и 1.57 мас. %), близким к фенокристам вмещающих магматитов. Рёнит по Mg^* (0.59 – 0.62) ниже рёнита расплавных включений (0.73) и фенокристов

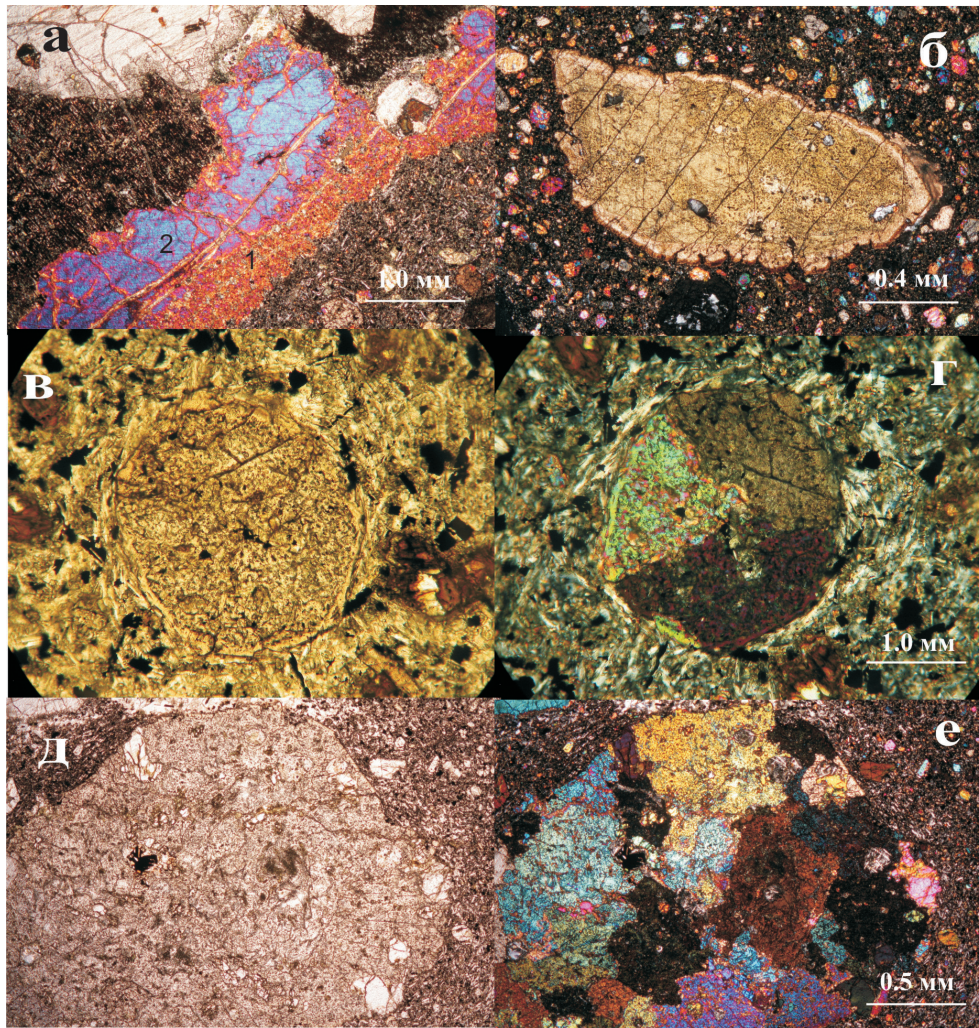


Рис. 5. Клинопироксен.

а (XPL) – НР-385 (базанит): 1 – непористый ксенолит верлита на удалении от контакта с базанитом; 2 – пористый ячеистый клинопироксен на границе с базанитом, замещается ксеноморфным поликристаллическим симплектитом (темно-коричневый агрегат с обильным рёнитом и ориентированной структурой); б (XPL) – НР-604 (нефелинит): ксенокристалл ячеистого желто-зеленого трещиноватого хром-диопсида, обрастающий зональной каймой новообразованного авгита и титан-авгита; в (PPL), г (XPL) – ВН-11 (базанит): ксенокристалл ячеистого клинопироксена, состоящий из трех различно ориентированных зерен с узкой каймой новообразованного авгита, оптически подчиненного сегментам ксенокристалла; д (PPL) и е (XPL) – ВН-815-17 (базанит): мультизернистый ксенокристалл ячеистого клинопироксена (фрагмент ксенолита пироксенита), перекристаллизованный в гипидиоморфный вкрапленник.

Fig. 5. Xenocrysts of clinopyroxene.

а – НР-385 (basanite): 1 – non-porous part of wehrlite xenolith remote from the contact with basanite; 2 – porous spongy zone of clinopyroxene at the contact to basanite is replaced by anhedral multi mineral symplectite, symplectite is of moderate brown color and shows oriented texture with voluminous rhönite, XPL; б – (nephelinite): Spongy xenocryst of fractured light brown chromian diopside overgrown by rims of new-formed augite and titanium augite. XPL; в и г – ВН-11 (basanite): xenocryst of spongy clinopyroxene composed of three differently oriented grains with thin rim of new-formed augite, augite rim shows sectorial extinction that is partly subordinated to optic orientation of xenocryst segments. PPL and XPL, respectively; д и е – ВН-815-17 (basanite): spongy multi grained xenocryst of clinopyroxene from xenolith of pyroxenite recrystallized into subhedral habit. PPL and XPL, respectively.

(0.75), а Mg^* рёнита остаточных стекол и позд-немагматического рёнита еще ниже (0.48). Всем типам рёнита свойственно высокое содержание TiO_2 (10.62–11.96 мас. %). Оливин и клинопироксен симплектитов по Mg^* неравновесны (соответ-

ственно 0.78 и 0.83). Состав плагиоклаза в них варьирует от An_{53} до An_{62} (в среднем An_{57}).

Плагиоклаз. Размер зерен до (до 3.6×2.0 см), форма от ксеноморфной до гипидиоморфной. Центральные зоны представлены An_{44-54} , а по краям

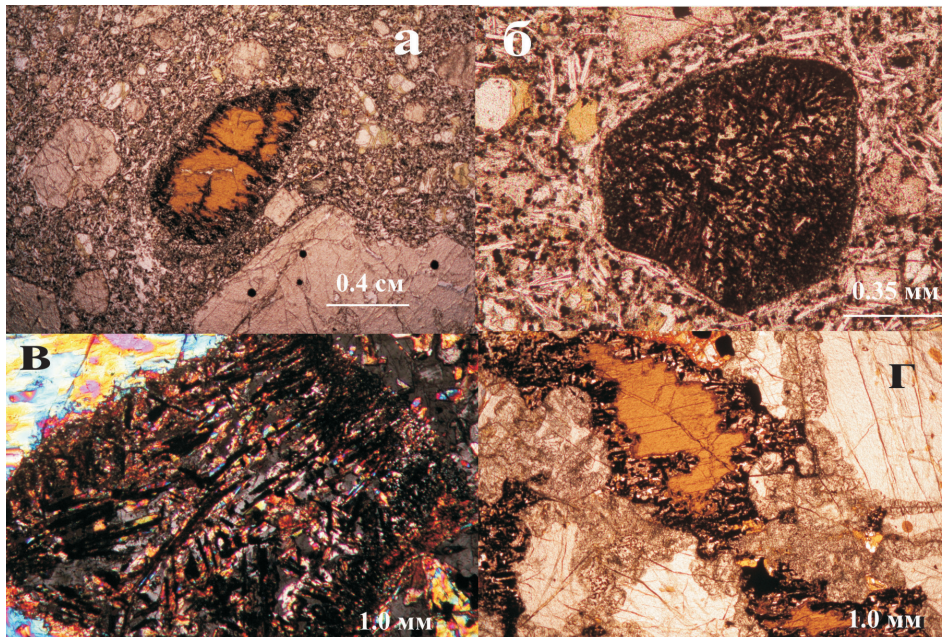


Рис. 6. Амфибол и продукты его изменения.

а (PPL) – CMR-734 (базальт): ксенокристалл керсутита с продуктами распада в виде келифитовой каймы (развитой также вдоль трещин), сложенной полиминеральным симплектитом; видно, что ксенокристалл преобразуется в правильный кристалл; б (PPL) – HP-171 (базальт): идиоморфные псевдоморфозы поликристаллического симплектита по амфиболу, состоящие из обильного рёнита (темно-коричневый, до черного, призматический минерал), титан-авгита, оливина и плагиоклаза; в (XPL) – BH-36 (базанит): полная псевдоморфоза поликристаллического симплектита по амфиболу, образованного рёнитом (длинные темно-коричневые и черные призмы), плагиоклазом, клинопироксеном и оливином); г (PPL) – CMR-749 (базальт): ксеноморфный керсутит, обрамленный поликристаллическим симплектитом, в ксенолите клинопироксенита.

Fig. 6. Amphibole xenocrysts and products of their alteration.

а – CMR-734 (olivine basalt): xenocryst of kaersutite with decomposition products composed of multi mineral symplectite, which forms kelyfite rim and filled the fractures, xenocryst acquires subhedral habit. PPL; б – HP-171 (olivine basalt): euhedral pseudomorph of multi mineral symplectite after amphibole, symplectite is composed of voluminous rhönite (dark gray to grayish black prismatic phase), titanium augite, olivine and plagioclase. PPL; в – BH-36 (basanite): complete pseudomorph of amphibole by multi mineral symplectite, composed of rhönite (elongated brownish gray to grayish black prisms), plagioclase, clinopyroxene, and olivine. XPL; г – CMR-749 (olivine basalt): anhedral kaersutite in xenolith of clinopyroxenite is rimmed by multi mineral symplectite aggregate. PPL.

всегда развит плагиоклаз An_{65-69} , соответствующий плагиоклазу вмещающих пород. Характеризуется развитием структур давления и реакционным

взаимодействием с переносящей их магмой, температурное влияние которой выражено плавлением, реже рекристаллизацией. Начальная стадия плавления проявилась образованием в бортовых частях плагиоклаза или вдоль трещин в нем слабо двупреломляющей пористой зоны шириной 0.06–0.1 мм (рис. 8а) с точечными включения-

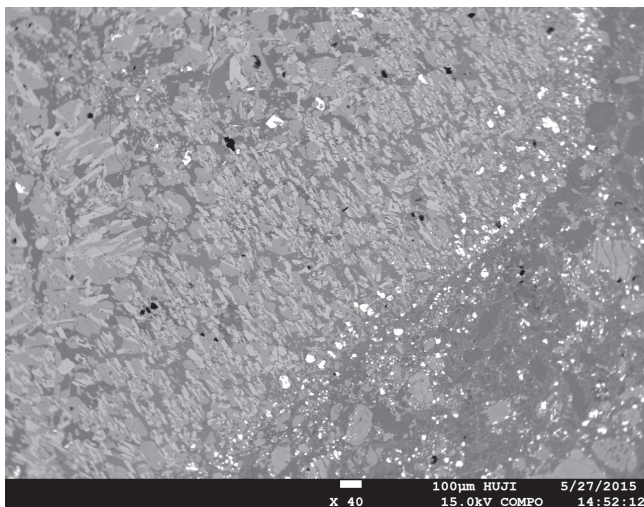


Рис. 7. BH-1G (базанит); снимок в отражённых электронах.

Полная псевдоморфоза поликристаллического симплектита с обильным рёнитом по ксенокристу амфибола (в эндозоне симплектита ясно видна тонкая вкрапленность титаномагнетита, связанная с кристаллизацией базанита).

Fig. 7. BH-1G (basanite); BSE.

Complete pseudomorph of polycrystalline symplectite with voluminous rhönite after amphibole. Fine-grained inclusions of titanomagnetite, which formation was related to basanite crystallization, are clearly seen in the endo-contact zone of symplectite.

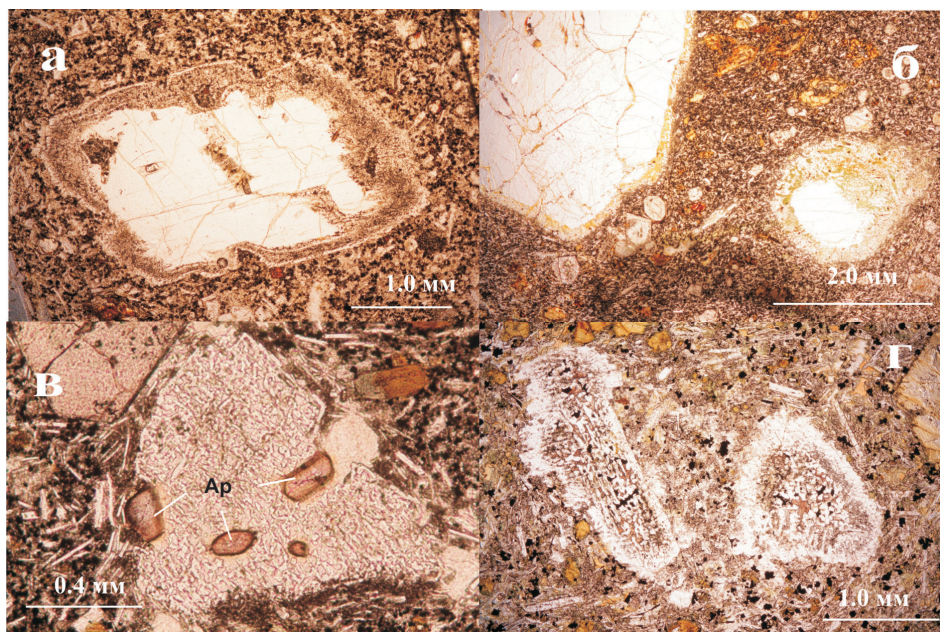


Рис. 8. Плагиоклаз.

а (PPL) – SQR-30-1 (базальт): ксенокрист плагиоклаза с пористой краевой оторочкой (начальная стадия изменений под влиянием вмещающего расплава), окаймленный новообразованным плагиоклазом; б (PPL) – ТН-43б (базанит): мультизернистый ксенокрист плагиоклаза (фрагмент ксенолита анортозита) со следами частичного плавления в краевой зоне (зеленовато-желтое стекло), в соседнем более мелком по размеру ксенокристе плавление проявлено сильнее (вкрапления зеленовато-желтого и светло-коричнево-зеленого стекла); в (PPL) – CMR-1096 (базальт): ксенокрист плагиоклаза с “перистеритовой” структурой распада на альбит-олигоклаз и лабрадор (светло-коричневые зерна в плагиоклазе представлены высокофтористым апатитом вмещающего базанита); г (PPL) – НР-197 (базанит): ксенокристы плагиоклаза полностью преобразованные в титан-авгит – плагиоклазовый симплектит с fingerprint-like структурой и окаймленные новообразованным плагиоклазом вмещающего базанита.

Fig. 8. Plagioclase xenocrysts.

а – SQR-30-1 (olivine basalt): plagioclase xenocryst rimmed by porous zone composed of new-formed plagioclase, this is the initial stage of plagioclase alteration by a host melt. PPL; б – ТН-43b (basanite): the fragment of anorthosite xenolith showing multi grained xenocryst of plagioclase with the traces of partial melting in the border zone, the melting is revealed by the formation of pale yellowish orange glass, neighboring lesser in size xenocryst shows more extended rate of melting, both pale yellowish orange and dusky yellow spots of glass are seen. PPL; в – CMR-1096 (olivine basalt): plagioclase xenocryst with “peristerite” texture of exsolution on albite-oligoclase and labradorite, light brown inclusions in plagioclase are composed of fluorapatite with increased fluorine content, apatites with similar fluorine content are similar for host basanite. PPL; г – НР-197 (basanite): xenocrysts of plagioclase completely recrystallized into titanium augite-plagioclase symplectite displaying finger-print texture, xenocrysts are rimmed by new-formed plagioclase which content corresponds to host basanite. PPL.

ми светло-коричневого, зеленого или желтоватого стекла. В зонах более интенсивного развития стекла и одновременно с ним в плагиоклазе образуются fingerprint-like структуры (рис. 8б). В присутствии кальцита зоны плавления и развития таких структур увеличиваются до 0.2 мм. Реже встречаются ксенокристы в которых происходит твердофазный распад плагиоклаза на An_{18-21} и An_{60-62} (рис. 8в). Самый распространенный тип изменений представлен эвтектоидными симплектитовыми сростаниями плагиоклаза с титан-авгитом, развивающимися по его краям, вдоль трещин, иногда по всей площади ксенокриста (рис. 8г). Местами проявляется самоогранка ксенокристов в свойственные плагиоклазу призматические формы, что характерно и для ксенолитов

анортозитов (см. рис. 8б), перекристаллизованных в мегакристы. Аналогичные изменения происходят и в плагиоклазе метагабброидов.

Химический состав (см. табл. 1) подчеркивает сходство ксенокристов с плагиоклазом метагабброидов, а их более основной периферической каймы – с плагиоклазом вмещающих базальтоидов.

Анортоклаз. Развита преимущественно в виде мегакристов размером до 3.5×2.8 см. Иногда в нем сохраняется вторичный мусковит (рис. 9б), образованный, по-видимому, еще до захвата ксенокристов вмещающими породами. В его краевой части местами развита зона плавления шириной от 0.15 до 1.2 мм в виде бесцветного и светло-коричневого или буроватого стекла, которое на границе с реликтовым анортоклазом сменяется зоной

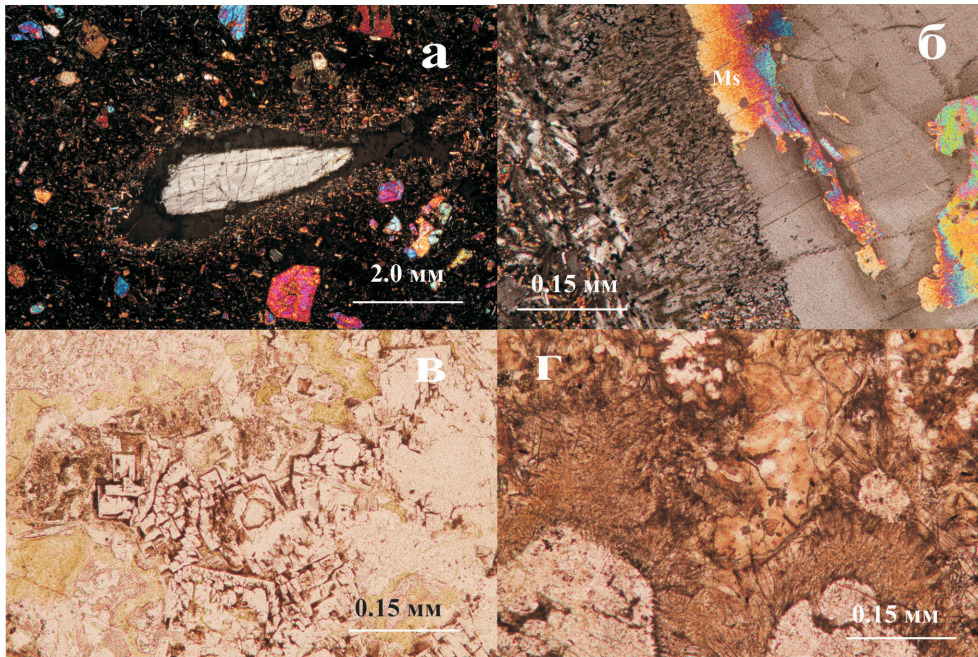


Рис. 9. Анортоклаз.

а (XPL) – HG-2 (базанит) – ксенокристалл анортоклаза, окаймленный зоной плавления в виде бесцветного и светло-буроватого стекла; б – SQR-30-2 (базальт) – мультиксенокристалл анортоклаза, обрамленный зоной развития fingerprint-like структуры с интергранулярным стеклом и мусковитизированным участком; в (PPL) – HG-1907-3 (базанит) – полностью преобразованный ксенокристалл анортоклаза, сохранившийся только в виде фрагмента с fingerprint-like структурой, коричневатого-серого и оливково-зеленого стекла; г (PPL) (базанит) – MG-2-2 – сферолитовая структура, развивающаяся вокруг полевого шпата туфов Zenifim Fm (верхняя кора), метаморфизованных вмещающими базанитами.

Fig. 9. Anorthoclase xenocrysts.

а – HG-2 (basanite). Xenocryst of anorthoclase rimmed by melting zone. Glass phase is uncolored or of moderate brown color. XPL; б – SQR-30-2 (olivine basalt). The rim of multigrained xenocryst of anorthoclase recrystallized into tiny domains with formation of fingerprint-like texture and partial replacement of plagioclase by muscovite. XPL; в – HG-1907-3 (basanite). Completely recrystallized anorthoclase xenocryst with fragment of fingerprint-like texture and moderate brown and pale olive glass. XPL; г – MG-2-2 (basanite). Xenolith of the upper crustal tuffs of the Zenifim Fm. Spherulitic texture develops surround feldspars due to contact metamorphism induced by host basanite. PPL.

образования fingerprint-like структур (рис. 9б). Иногда изменения ограничиваются образованием таких структур по краям ксенокристов (см. рис. 9а и в), иногда охватывают их полностью. Часто ксенокристы пронизаны прожилками цеолита, кальцита и, реже, сапонита и окаймлены ими в виде зон шириной до 1.2 мм. Подобные изменения с образованием наложенных сферолитовой и fingerprint-like структур происходят с калинатровым полевым шпатом также в ксенолитах кристаллокластических туфов протерозойской коры (рис. 9г).

Петрохимической особенностью анортоклаза является присутствие в нормативном составе кварца и гиперстена, определяющими его образование из насыщенной SiO_2 материнской магмы, тогда как для анортоклаза вмещающих пород характерен нормативный нефелин (как показатель кристаллизации из недосыщенного SiO_2 расплава). Состав стекла, возникающего при плавлении анортоклаза, обнаруживает привнос TiO_2 , FeO , MgO , летучих и вынос Na_2O (табл. 2).

Магнетит и шпинель. Магнетит наблюдается в виде зерен осколочной формы и размером от 0.3 мм до 2.0 см. Реакционные взаимоотношения с вмещающими породами выражены развитием в его краевой зоне шириной от 0.03 до 0.22 мм “мирмекитовой” каймы из мелких вростков клинопироксена, олигоклаза и цеолита (рис. 10а). “Мирмекитовые” каймы являются, по-видимому, разуплотненными приконтактными зонами, в которые могли относительно легко проникать продукты поздней кристаллизации базанитов и нефелинитов.

Шпинель представлена двумя типами: 1 – красно-коричневая хромовая, 2 – серо-зеленая и зеленоватая герцинитовая. Форма зерен обломочная, размер до 1.0–1.3 мм. Обычно они имеют титаномагнетитовую оторочку шириной от 0.04 до 0.2 мм (рис. 10б, в). Образование оторочки связано с кристаллизацией основной массы вмещающих пород и в том числе ее поздней флюидной фазы, представленной цеолитом и сапонитом. Такая же

Таблица 2. Химический состав анортоклаза и продуктов его изменения, мас. %

Table 2. Chemical composition of anorthoclase xenocrysts and products of its alteration, wt %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	65.94	66.35	60.23	60.42	63.51
TiO ₂	0.15	0.01	0.33	0.41	0.38
Al ₂ O ₃	20.79	20.40	18.93	18.97	21.17
FeO	0.29	0.10	3.76	3.27	0.50
MnO	–	–	0.01	0.06	0.03
MgO	–	–	0.91	–	0.15
CaO	1.24	1.06	1.67	1.49	2.38
Na ₂ O	7.67	7.42	3.40	1.99	7.88
K ₂ O	3.92	5.40	4.19	3.67	4.27
Сумма	100.00	100.74	93.43	91.18	100.27
qu	3.51	4.80	16.58	29.13	–
or	23.22	20.45	24.76	21.69	25.23
ab	64.99	60.42	28.77	16.84	50.58
an	6.20	13.84	8.28	7.39	9.78
ne	–	–	–	–	4.39
c	1.65	0.05	5.77	9.01	–
hy	0.12	0.54	8.64	5.44	–
di	–	–	–	–	1.46
wo	–	–	–	–	0.11
il	0.30	0.06	0.63	0.78	0.72

Примечание. HG-3: 1 – мегакрист. HG-2: 2 – мегакрист, 3 и 4 – стекло краевой зоны мегакриста (продукт его плавления), 5 – анортоклаз из матрикса вмещающих базанитов.

Note. HG-3: 1 – megacryst. HG-2: 2 – megacryst, 3–4 – glass at the periphery of megacrysts, 5 – anorthoclase from matrix of basanites.

картина приконтактных изменений шпинели наблюдается и в ксенолитах перидотитов (рис. 10г).

Геохимические данные (см. табл. 1) показывают значительное повышение в краевых зонах магнетита и шпинели содержания TiO₂ до значений, близких к титаномагнетиту вмещающих пород.

Апатит. Встречается в виде мутно-серых обломочной формы зерен размером до 2.9 мм, местами с хорошо развитой плоскопараллельной структурой, трещинами скалывания и следами рекристаллизации, нередко охватывающей всю их площадь (рис. 11а–в). Пронизан прожилками цеолита или сапонита. Размер доменов рекристаллизованного апатита от микронного до 0.13 мм. Такие же изменения наблюдаются в ксенолитах апатит-магнетитовых и апатит-клинопироксен-магнетитовых пород (рис. 11г). Рекристаллизация является важным признаком отличия ксенокристов от фиолетово-синих микрофенокристов фтор-апатита вмещающих пород. Апатит ксенокристов также обогащен фтором (см. табл. 1) и, вполне вероятно, под воздействием вмещающих магматитов.

Нефелин встречается значительно реже других типов ксено- и мегакристов. Наблюдается в виде мегакристов размером до 4.0 × 2.0 см, рассеченных прожилками цеолита, кальцита и сапонита и неред-

ко обрамлен сплошной или прерывистой каймой из тех же минералов (рис. 12). Каких-либо реакционных изменений на границе нефелина с вмещающими породами не отмечено. Для пород PostArodgcI ассоциации фенокристы нефелина, с которыми можно было бы спутать ксенокристы, вообще не характерны. В них он наблюдается только как интерстициальный минерал основной массы базанитов и нефелинитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствие высокоплотных ксенолитов мантии и нижней коры и продуктов их дезинтеграции (ксено- и мегакристов) в менее плотных и низковязких щелочных базальтовой и ультраосновной магмах обусловлено их быстрым подъемом к земной поверхности со скоростью 0.5–10 м/с [Ringwood, 1975; Kuo, Kirpatrick, 1985; Snelling, 2007]. Быстрый подъем вызывает декомпрессию заключенных в магме ксенолитов, образованных при более высоком давлении, структурные и полиморфные преобразования составляющих их минералов и в конечном счете приводит к плавлению последних. Нижний предел термодинамических условий этих процессов вполне коррелируются с результатами исследования расплавных и флюидных включений в пироксенах и оливинах мантийных ксенолитов Махтеш Рамона, захваченных расплавом в диапазоне давлений 5.9–8.1 кбар и температур 1140–1350°C [Vapnik, 2005].

В процессе продвижения магмы к поверхности находящиеся в ней ксенолиты вследствие декомпрессии распадаются на более мелкие фрагменты и отдельные минералы – ксенокристы. Последние диагностируются по признакам сходства с минералами ксенолитов, в частности по деформированности, характерной “губчатости” (“засоренности”), реакционным продуктам и др. Вмещающие породы наряду с ксенокристами содержат мегакристы, внешне похожие на фенокристы и часто правильной кристаллографической формы. Об их генезисе имеются разные точки зрения. Некоторые исследователи [Binns et al., 1970; Wilkinson, 1975; Evans, Nash, 1979; Ehrenberg, 1982; Irving, Frey, 1984; Dobosi et al., 2003; Kowabata et al., 2011] полагают, что мегакристы авгита, шпинели, анортоклаза, керсутита и других минералов образованы в процессе кристаллизации вмещающих щелочно-базальтовых магм, являются продуктами глубоко залегающих промежуточных очагов или отщеплениями от предшествующих им метасоматитов. Однако другие [Shulze, 1987; Richter, Carmichael, 1993; Barns, Roeder, 2001; Rankenburg et al., 2004] из-за несоответствия с условиями образования вмещающих магм называют их ксено-мегакристами – фрагментами перидотитов, габброидов, пироксенитов и сиенитов. В работах [Nielsen, Nakata, 1994;

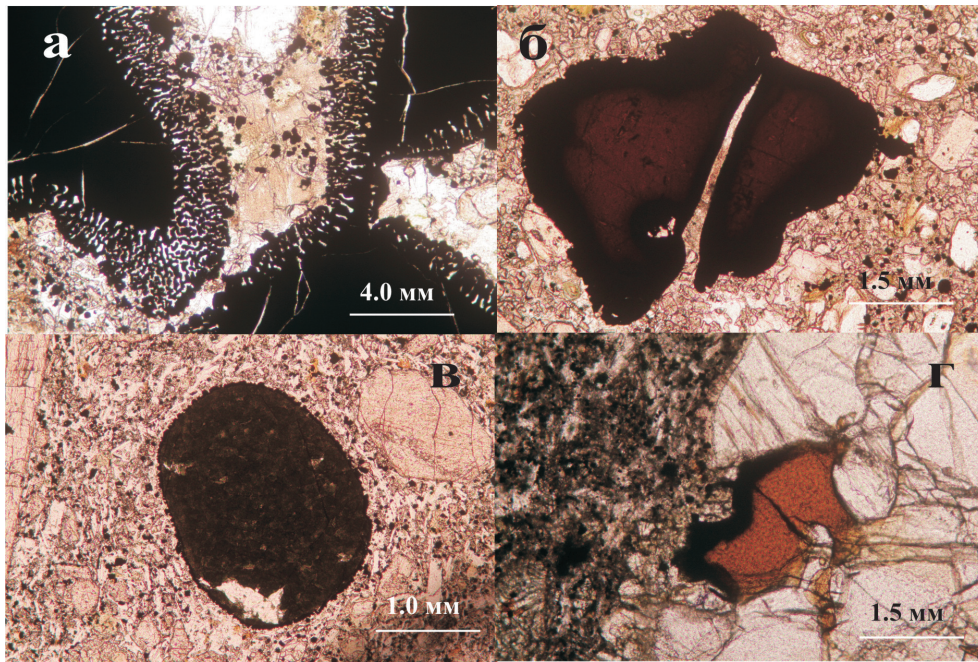


Рис. 10. Магнетит и шпинель.

а – NH-254 (нефелинит): “мирмекитовая” структура, опоясывающая фрагменты дезинтегрированного мегакристалла магнетита; б (PPL) – NH-369 (нефелинит) – ксенокристалл хром-шпинели с постепенным переходом в титано-магнетит краевой зоны и апофизом вмещающей породы (с цеолитом в концевой части), с обеих сторон которого развита обогащенная титано-магнетитом кайма; в (PPL) – TH-734 (базанит) – ксенокристалл герцининовой шпинели с тонкой оторочкой титаномагнетита, связанного с кристаллизацией вмещающей породы; г (PPL) – HP-70 (базальт) – хром-шпинель в ксенолитах лерцолитов, обрастающая титаномагнетитовой каймой только со стороны вмещающих пород.

Fig. 10. Xenocryst of magnetite and spinel.

а – NH-254 (nephelinite). “Myrmekite texture” contoured the fragments of disintegrated megacryst of magnetite. PPL; б – NH-369 (nephelinite). Xenocryst of chromian spinel showing gradual alteration into titanium magnetite. Veinlet of host melt contains zeolite at its closure and is completely surrounded by rim enriched in titanium magnetite. PPL; в – TH-734 (basanite). Xenocryst of hercynite spinel with thin rim of titanium magnetite, which formation occurred due to crystallization of a host melt. PPL; г – HP-70 (olivine basalt). Chromian spinel in xenoliths of lherzolite. The rim of titanium magnetite was formed at the contact with host rocks only. PPL.

Shaw, Euzaguirre, 2000] внимание акцентируется на гетерогенности мегакристаллов: одни из них отторжены метасоматической мантии, другие – кумуляты вмещающих магм.

Воздействие расплава-хозяина на захваченные им посторонние твердые фазы характеризуется широким спектром трансформаций последних: изменениями петрографических и химических особенностей, реакциями твердофазного распада, рекристаллизацией и перекристаллизацией. Отрываясь от ксенолитов отдельные составляющие их минералы оказываются со всех сторон окруженными расплавом и, вследствие этого, испытывают еще более значительный температурный шок, в целом соответствующий пирометаморфизму, доходящему до плавления.

Плавление

К ксенокристаллам с отчетливыми признаками плавления относятся кварц и полевые шпаты. Кварц в основном захвачен магмой из

мезозойских накоплений района, в малой части из протерозойских туфов и кварцсодержащих гранулитов, что свидетельствует об относительно малой глубине процессов взаимодействия кварц-вмещающий расплав. Температура плавления кварца (1723–1728°C) на 350–400°C выше температуры захвата расплавных включений в минералах ксенолитов Махтеш Рамона [Varnik, 2005]. Тем не менее плавление его является очевидным фактом и происходило, по-видимому, при более низкой температуре. Согласно экспериментальным работам [Островский и др., 1959; Kennedy et al., 1962], плавление кварца с предварительным переходом его в тридимит и кристобалит в условиях корового давления может происходить в интервале температур 1200–1300°C, т.е. в условиях, вполне коррелирующих с захватом упомянутых выше расплавных включений.

Плавление плагиоклаза начинается с образования по его краям мутно-серой разуплотненной каймы с небольшим количеством стекла и разви-

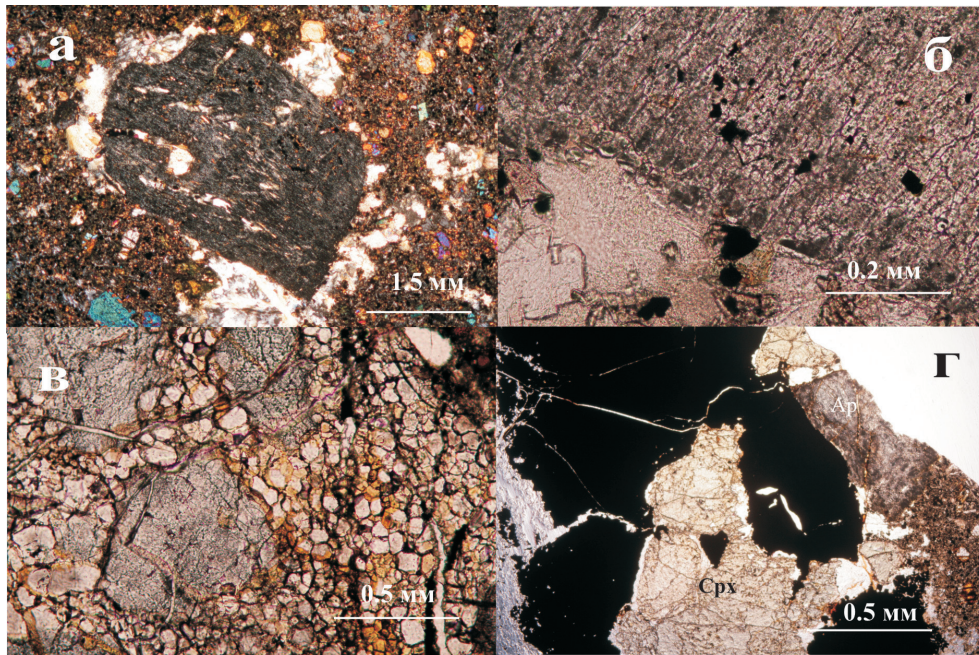


Рис. 11. Апатит.

а (PPL) – HA-2 (базанит) – ксенокристалл рекристаллизованного апатита с прожилками цеолита по трещинам скалывания; б (PPL) – то же, при большем увеличении – проявлен распад апатита на множество мельчайших доменов; в (PPL) – HA-6 (базанит) – фрагмент неполностью рекристаллизованного мегакристалла апатита; г (PPL) – HA-12 (базанит) – ксенолит апатит-клинопироксен-магнетитовой породы (рекристаллизованный апатит – буровато-серое зерно в правой части снимка).

Fig. 11. Apatite xenocrysts.

а и б – HA-2 (basanite). Xenocryst of recrystallized apatite with fractures filled by zeolite. Enlargement shows the decomposition of apatite into the numerous tiny domains. PPL; в – HA-6 (basanite) Fragment of partly recrystallized megacryst of apatite. PPL; г – HA-12 (basanite). Xenolith of apatite-clinopyroxene-magnetite rock. Moderate brown grain of recrystallized apatite is in the right side of the picture. PPL.

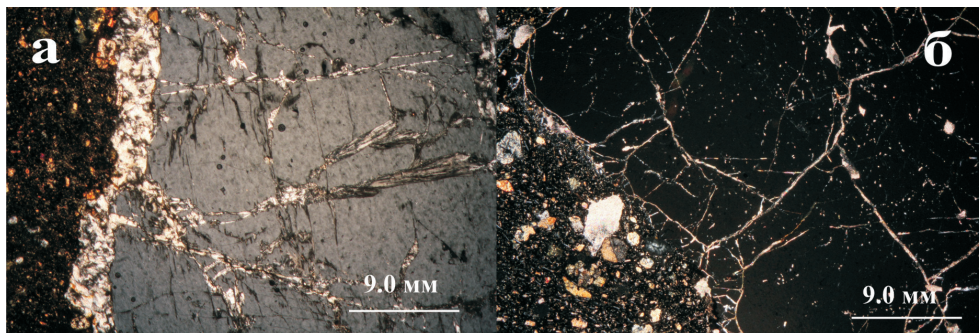


Рис. 12. Нефелин.

а (XPL) – HG-2035 (нефелинит) – трещиноватый ксенокристалл нефелина с внешней каймой и прожилками цеолита, связанными с кристаллизацией вмещающей породы; б (XPL) – HG-2013 (базанит) – то же, с прожилками кальцита.

Fig. 12. Nepheline xenocrysts.

а – HG-2035 (nephelinite). Fractured xenocryst of nepheline with outer rim and veinlets composed of zeolite. Zeolite genesis is related to crystallization of host nephelinite. XPL; б – HG-2013 (basanite). Analog to previous sample with veinlets composed of calcite. XPL.

тия решетчатой и fingerprint-like структур (с интерстициальным стеклом между доменами плагиоклаза). Как показали эксперименты [Tsuchiyama, 1985,

1986; Nelson, Montana, 1992], плагиоклаз легко подвергается подобным преобразованиям при низком давлении и высокой температуре (1190–1307°C),

т.е. в термодинамических условиях, вполне приложимых к взаимодействию ксенокристалл–щелочной базальтоид в Махтеш Рамоне.

Мегакристаллы анортоклаза подвержены более интенсивному плавлению, чем кварц и плагиоклаз. На границе с расплавом-хозяином он плавится с образованием стекла или сферолита, затем следует зона решетчатой и fingerprint-like структур. Появление сферолитовой структуры, как полагают [Arzill, Carroll, 2013], свидетельствует об экстремальном нагреве минерала в условиях корового давления, что подтверждается соответствующими преобразованиями в калишпате ксенолитов протерозойских туфов.

Твердофазный распад

Процессы твердофазного распада, представленные симплектитам, характерны для ксенокристаллов ортопироксена, амфибола, иногда плагиоклаза, проявлены в виде келифитовых оторочек, линейных зон и полных псевдоморфоз.

Ортопироксен распадается на микролитовый агрегат оливина и клинопироксена. Это явление широко освещено в литературе [Кутолин и др., 1976; Агафонов и др. 1978; Messiga, Bettini, 1990; Arai, Abe, 1995; Kogarko et al., 2001; Villasaca et al., 2010] и воспроизведено экспериментальными исследованиями [Boivin, 1980; Brearley, Scarfe, 1986; Shaw et al., 1998]. Особенностью, отличающей описанную структуру распада от наблюдаемых указанными авторами, является отсутствие в ней стекла, место которого в интергранулярных промежутках занимают полевые шпаты и богатые гидроксильной составляющей цеолит и сапонит.

Симплектиты по керсутиту сложены рёнитом, титан-авгитом, оливином, плагиоклазом, титаномагнетитом и позднемагматическими минералами. Рёнит является индикатором термодинамических условий твердофазного распада амфибола и, согласно исследованиям [Kyle, Price, 1975; Johnston, Stout, 1984; Vapnik, 2005; Lopez et al., 2006; Grapes, Keller, 2010; Шарыгин и др., 2011], стабилен в диапазоне температур 1000–1260°C и давлений в 0.5–4.0 кбар. Экспериментальные исследования ортопироксена [Brearley, Scarfe, 1986; Shaw, 1999; Kogarko et al., 2001; Miller et al., 2012] и амфибола [Van et al., 2004] показывают, что при их распаде происходит образование богатого SiO₂ стекла. В изучаемых образцах подобное стекло не установлено. Наличие же в интерстициях продуктов распада таких минералов, как цеолит, сапонит и кальцит, указывает на важную роль в этом процессе флюидной составляющей магматического расплава. Вероятность прохождения подобных реакций с быстрой раскристаллизацией расплава в тонкокристаллическую массу (без образования стекла) обоснована также экспериментально [Чепуров и др., 2013].

Еще одна форма твердофазного распада изредка наблюдается в ксенокристаллах плагиоклаза и выражена образованием в них “перистеритовой” структуры, отличающейся от обычных перистеритов метаморфических пород более высокими составами сосуществующих плагиоклазов – An₁₈₋₂₁ и An₆₀₋₆₂. Вероятность такой структуры для основных плагиоклазов была экспериментально воспроизведена [Ribbe, 1960] и предполагалась [Миясиро, 1976].

Рекристаллизация и перекристаллизация

Рекристаллизация (термическая деструкция) как признак отличия ксенокристаллов от фенокристаллов в наиболее отчетливой форме проявлена в оливине и апатите, реже в плагиоклазе. Развивается в виде образования в ксенокристаллах участков микрозернистого строения, приуроченных к краевым или ослабленным (линейным) зонам. Сочетание в пределах одного зерна новообразованной структуры со структурами давления (“клавишной” в оливине, плоскопараллельной в апатите, волнисто-изогнутой в плагиоклазе) позволяет предположить, что рекристаллизация является реакцией на снятие в этих минералах остаточного напряжения в новых условиях декомпрессии. Кроме того, она обнаруживает тенденцию к выравниванию состава реструктурированных ксенокристаллов с одноименными минералами матрикса вмещающих пород.

Перекристаллизация (термическая реконструкция) представляет собой один из важнейших процессов, характеризующих структурную перестройку ксенокристаллов под влиянием окружающего их высокотемпературного расплава. Перестройкой охвачены практически все минералы ксенокристаллов, как моно-, так и многозернистого строения. Их объединяет способность к преобразованию первоначально ксеноморфных зерен (каковыми они являлись до дезинтеграции ксенолитов) в кристаллографически правильные формы, подобные фенокристаллам вмещающих пород. По аналогии с процессами, рассматриваемыми в биологии и биофизике, это явление морфологической перестройки называют “структурным гомеостазисом” [Горяинов, Иванюк, 2010]. В этом отношении особенно интересны многозернистые срастания, по сути являющиеся небольшими ксенолитами клинопироксенитов, оливинитов и плагиоклазитов с гранобластовой структурой, иллюстрирующих отчетливое стремление к регенерации генетически свойственной им формы, с наглядностью проявленное в клинопироксенах и оливинах. Преобразование характерно и для изначально ксеноморфного (в ксенолитах) керсутита, и для его разновидностей, полностью превращенных в симплектиты, и для полных симплектитов по ортопироксену. Для построения правильных форм иногда используются другие, включенные в них и близкие по химизму минералы, например, оливин и ортопирок-

сен в клинопироксене. В ходе самоогранки прослеживается определенная последовательность: кристаллографическая перестройка гранобластового агрегата в рамках общей для него правильной формы – появление начальных признаков двойникования и упорядочения зональности – оптическая гомогенизация, т.е. превращение разнообразно ориентированных зерен в нормальный кристалл. Способность кристаллов к восстановлению форм естественной огранки в условиях свободного роста, их самоорганизация, известна давно и описывалась как “метод кристаллизации шаров” Артемьева [Шубников, 1935] и “опыт самопроизвольной кристаллизации Лукирского” [Гегузин, 1987] и объясняется стремлением минерала к обеспечению наименьшей энергии поверхности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

При взаимодействии с несущим расплавом все происходящие в ксенокристаллах онтогенетические изменения устремлены на геохимическое выравнивание их составов с кристаллизующимися из этого расплава минералами и проявляются диффузионным и инфльтрационным замещением ксенокристов химическими элементами окружающего расплава. Диф-

фузионное замещение наиболее заметно в краевых зонах ксенокристов и выражено появлением в них краевых зон, по составу полностью соответствующих минералам вмещающих пород. Так, ксенокристы клинопироксена, ортопироксена и амфибола обрастают авгитом и титан-авгитом, плагиоклаз – более высокоанортитовой каймой, а шпинель и магнетит – титаномагнетитовой. Получаются композиционно бимодальные кристаллы, в которых ксенокристал является затравочным компонентом, индуцирующим развитие более поздней фазы, связанной с кристаллизацией вмещающего расплава.

В целом геохимические данные показывают тенденцию ксенокристов пироксена и оливина к уменьшению в направлении от центральных зон к краевым содержания магния, увеличения в этом же направлении концентраций содержания железа и, соответственно, уменьшения показателя Mg^* до близких к минералам вмещающих пород.

Представляют интерес статистические геохимические данные по распределению в ксенолитах, ксенокристаллах и одноименных с ними минералах вмещающих магматитов SiO_2 (мас. %), значений Mg^* и анортитового числа. Гистограммы (рис. 13 и 14) и диаграмма (рис. 15) отражают рас-

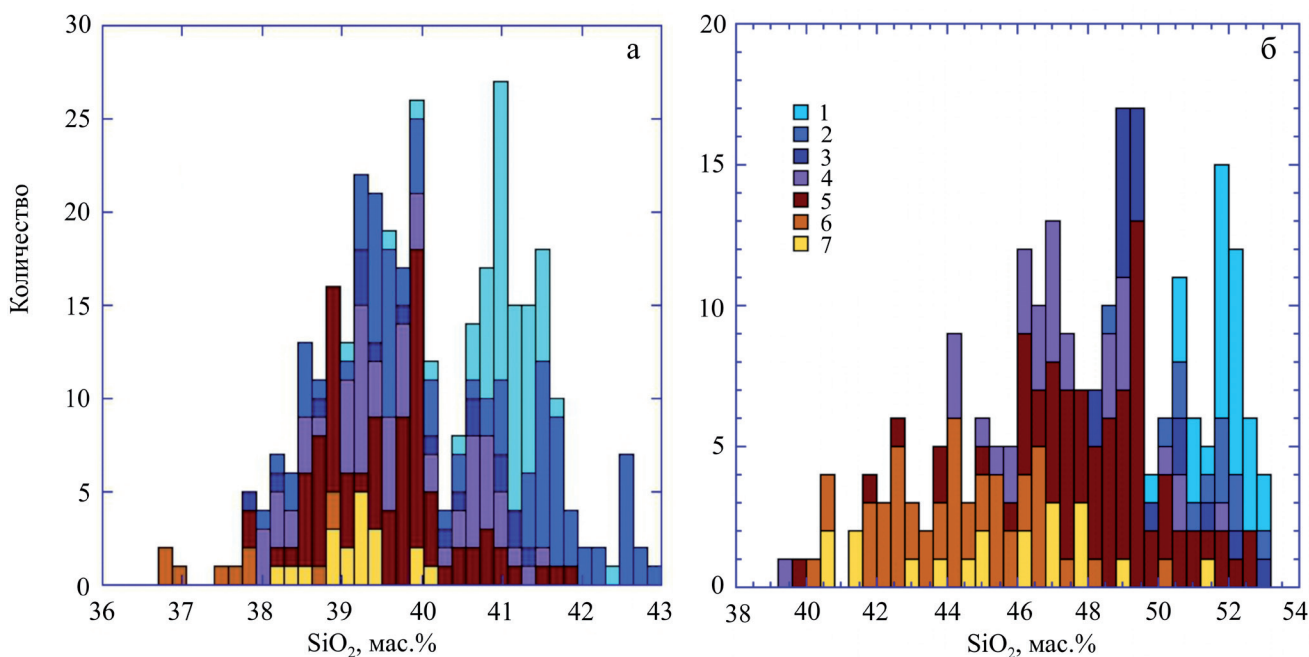


Рис. 13. Распределение SiO_2 в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (в выборку включены также ксенокристы) и вмещающих магматических пород.

Ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты и вебстериты; магматические породы: 5 – все вкрапленники без разделения их на фенокристы и ксенокристы, 6 – из матрикса и призматических микрофенокристов вмещающих пород, 7 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене ксенолитов перидотитов.

Fig. 13. SiO_2 content in olivine (a) and clinopyroxene (б) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Xenoliths: 1 – harzburgites, 2 – lherzolites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites and websterites; magmatic rocks: 5 – all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts, 6 – mineral inclusions in matrix and prismatic microphenocrysts from host magmatic rocks, 7 – mineral phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotite xenoliths.

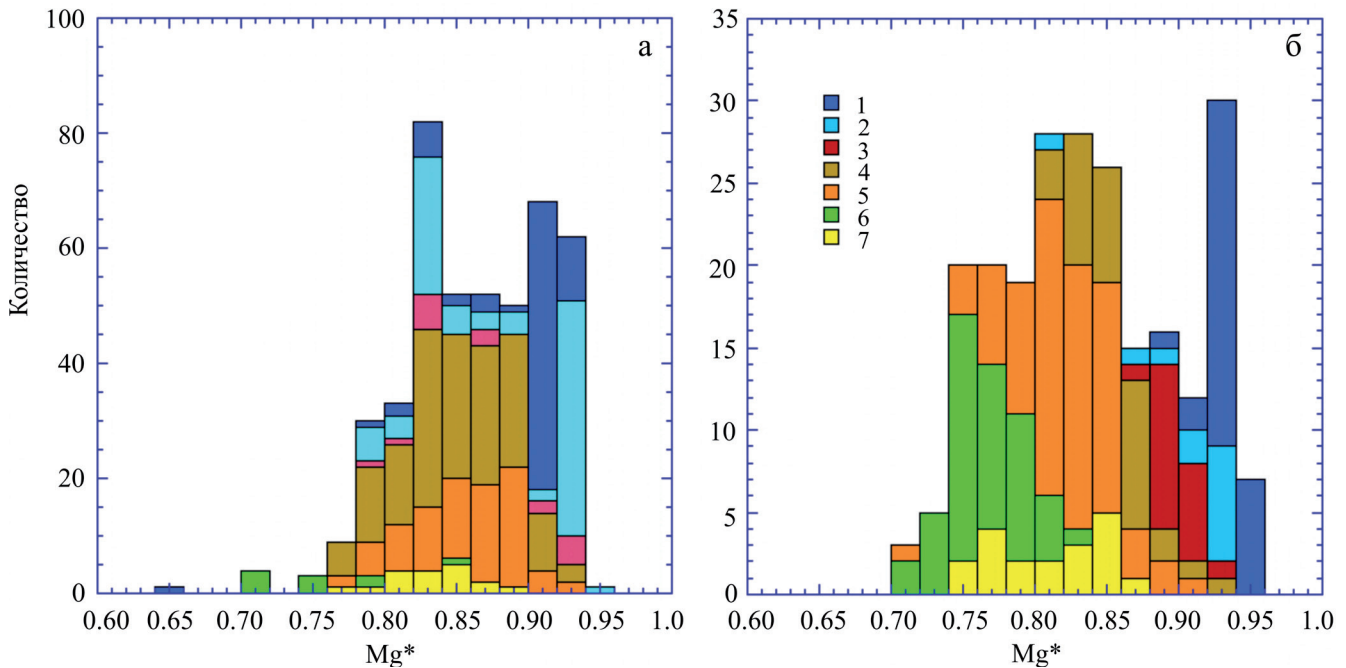


Рис. 14. Распределение Mg^* в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (в выборку включены также ксенокристы) и вмещающих магматических пород.

Ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты и вебстериты; магматические породы: 5 – все вкрапленники без разделения их на фенокристы и ксенокристы, 6 – из матрикса и призматических микрофенокристов вмещающих пород, 7 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене ксенолитов перидотитов.

Fig. 14. Mg^* distribution in olivine (a) and clinopyroxene (b) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Xenoliths: 1 – harzburgites, 2 – lherzolites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites and websterites; magmatic rocks: 5 – all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts, 6 – mineral inclusions in matrix and prismatic microphenocrysts from host magmatic rocks, 7 – mineral phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotite xenoliths.

пределение значений SiO_2 (мас. %) и коэффициента Mg^* в оливинах и клинопироксенах ксенолитов, ксенокристов и вмещающих магматитов. При их построении использованы данные предыдущих исследований, в которых все вкрапленники в породах изучаемой ассоциации относились к фенокристам и в связи с этим выделены как группа вкрапленников без подразделения на фенокристы и ксенокристы. Как видно на рис. 14 и 15, эволюция значений Mg^* в оливинах и клинопироксенах ксенолитов и ксенолитов ориентирована на равновесие с одноименными минералами вмещающих пород. Пограничной величиной разделения следует считать $Mg^* = 0.85-0.87$, предельную для оливина и клинопироксена расплавных включений в минералах ксенолитов перидотитов, зерен матрикса и микрофенокристов вмещающих пород. Все более высокие значения относятся к ксенолитам и ксенокристам. Распределение SiO_2 (см. рис. 13) в клинопироксенах и оливинах также подчинено этому тренду и вместе с тем иллюстрирует, что повышенные первичные содержания этого элемента хорошо коррелируются с повышенными значениями Mg^*

(см. рис. 15) в ксенолитах и ксенокристах, отличая их от фенокристов. Разделяющая граница по содержанию кремнезема в оливинах – 40.0 мас. % в клинопироксенах – 50.0 мас. % SiO_2 ; более высокие содержания, соответственно, характерны для ксенолитов и ксенокристов, более низкие – для вмещающих пород, подчеркивая таким образом принадлежность первых к геохимическому типу насыщенных кремнеземом пород, вторых – к недосыщенному. Наличие в выборках магматической группы пород неразделенных вкрапленников оливинов и клинопироксенов с высокими значениями SiO_2 и Mg^* , выходящими за пределы граничных статистических значений, делает реальным предположение о присутствии в этих выборках ксенокристов. Если обратиться к распределению An -составляющей в плагиоклазах ксенокристов, метагабброидов и вмещающих их пород (рис. 16), то можно заметить, что граница раздела их с плагиоклазом вмещающих пород проходит по An_{57-58} : более низкие значения (от An_{42} до An_{57}) характерны для ксенокристов и ксенолитов, более высокие (от An_{57} до An_{73}) – для вмещающих базальтоидов. При этом в группе неразде-

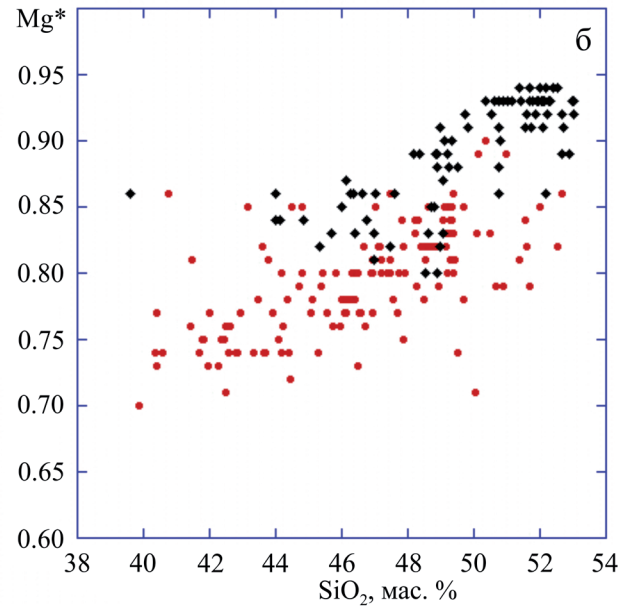
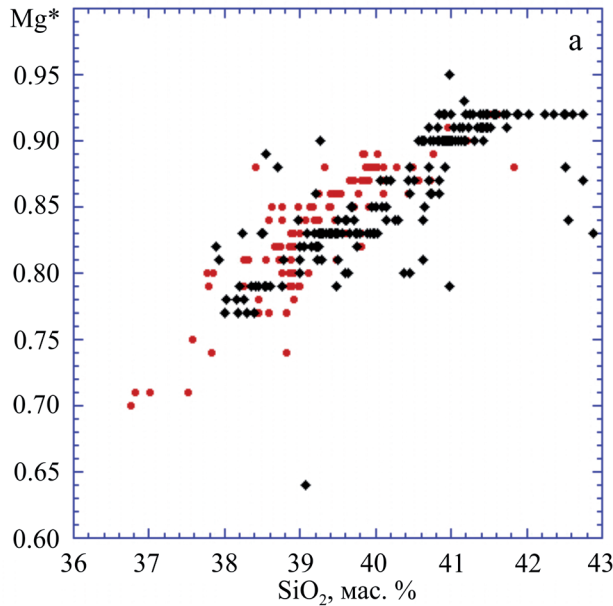


Рис. 15. Соотношение SiO_2 и Mg^* в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (с ксенокристами включительно) и вмещающих магматических породах.

Черные ромбы – объединенная выборка из гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, клинопироксенитов и вебстеритов. Красные кружки – объединенная выборка из вмещающих магматических пород.

Fig. 15. Relationship between SiO_2 and Mg^* distribution in olivine (a) and clinopyroxene (б) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Black rhombs – combined data on harzburgites, lherzolites, wehrlites, clinopyroxenites and websterites; red circles – combined data on all magmatic rocks.

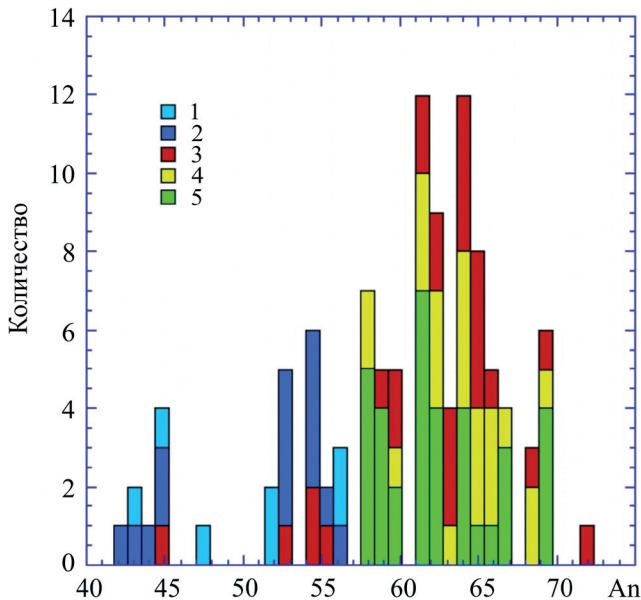


Рис. 16. Распределение An в плагиоклазах ксенолитов метагабброидов (гранулитов), ксенокристов и магматических пород.

1 – метагабброиды, 2 – ксенокристы, 3 – включения вмещающих оливиновых базальтов и базанитов (обобщенная выборка без разделения фенокристов и ксенокристов), 4 – призматические микрофенокристы, 5 – микролиты.

Fig. 16. Anorthite distribution in plagioclase hosted in meta-gabbro xenoliths (granulites), xenocrysts, and magmatic rocks.

1 – meta-gabbro, 2 – xenocrysts, 3 – mineral inclusions in host olivine basalts and basanites (all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts), 4 – prismatic microphenocrysts, 5 – microliths.

ленных вкрапленников обнаруживаются значения, свойственные и плагиоклазу ксенокристов.

Инфильтрационным метасоматозом в той или иной мере охвачены почти все ксенокристы, поскольку декомпрессия нарушает структуру кристаллов, приводит к их разуплотнению и образованию трещин, способствующих перколяции сквозь них вмещающей магмы и ее флюидов. Особенно заметно это в ксенокристах клинопироксена, в котором следы перколяции маркированы т.н. губчатые структуры, выраженными не свойственным ему шагреновым рельефом. Вопрос образования таких структур рассмотрен в ряде работ и решается неоднозначно. Одними исследователями предполагается частичное плавление мантии, запускающее инфильтрацию газово-водных флюидов [Dal Negro et al., 1989; Francis, 1991; Carpenter et al., 2002], другие объясняют ее взаимодействием ксенолитов с магматическими флюидами при подъеме

к поверхности в условиях быстрой редукции давления [Кутолин и др., 1976; Агафонов и др., 1978; Tsuchiyama, 1986; Wang et al., 2012], что вполне совпадает с нашими данными.

К продуктам инфльтрационного замещения относятся и своеобразные симплектиты плагиоклаза, представленные его эвтектоидными сростаниями с титан-авгитом. Плагиоклаз в них имеет решетчатую и fingerprint-like структуру, такую же, как и в зонах начального плавления этого минерала. Однако вследствие диффузии из окружающего расплава FeO, MgO и TiO₂ в нем образуется титан-авгит. Близкую картину обогащения титаномагнетитом симплектитовой псевдоморфозы по керсутиту на границе с вмещающим базальтом показывает рис. 7. К этому же типу метасоматоза следует отнести формирование в краевой части ксенокристов магнетита “мирмекитовой” структуры, имеющей с настоящей мирмекитовой структурой твердофазного распада только внешнее сходство и обусловленной проникновением в его разуплотненные края минералов завершающей стадии кристаллизации вмещающего расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показывает важную роль обычных микроскопических наблюдений, позволяющих обнаруживать вполне определенные признаки различия сосуществующих в единой магматической системе генетически разнородных образований – фенокристов и ксенокристов. Некоторые ксенокристы, в частности кварц и ортопироксен, являясь некогерентными по отношению к вмещающим их щелочно-базальтоидным и нефелинитовым расплавам, определяются легко. Диагностика других, в частности оливина, клинопироксена, амфибола, плагиоклаза, анортоклаза, нефелина, магнетита и апатита, номинально соответствующих возможным кристаллическим фазам расплавов, нередко затруднительна. Тем не менее использование ряда информативных петрографических и геохимических признаков делают ее вполне возможной. Основными факторами, запускающими механизмы взаимодействия расплав–ксенолит, являются декомпрессия, высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз. Декомпрессия приводит к дезинтеграции ксенолитов на более мелкие фрагменты и отдельные минералы, деструкции последних, в том числе разуплотнению, развитию пор, каверн и каналов, активизирующих перколяцию растворенных в расплавах флюидов. Метаморфизм соответствует наиболее высокотемпературным фациям контактового метаморфизма, для ряда минералов достигает частичного плавления, а развивающийся на этом фоне метасоматоз ориентирован на выравнивание составов ксенокристов и продуктов кристаллизации вмещающего их расплава.

К числу важнейших критериев, способствующих выявлению ксенокристов, относятся частичное плавление, твердофазный распад, рекристаллизация первичных (дозахватных) структур, перекристаллизация (самоогранка) изначально ксеноморфных зерен в кристаллографически более совершенные формы, изменение состава вследствие метасоматического воздействия вмещающей магмы.

Авторы выражают признательность проф. М. Эйялю (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева), осуществлявшему общее руководство работами по изучению магматизма Махтеш Рамон, благодарят О. Двира (Еврейский Университет, Иерусалим), В.В. Хиллер (ИГГ УрОРАН, Россия), проф. Я. Кацера, докторантов Б. Элишу, Ц. Гола, И. Гендельмана (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева) за содействие в изучении химических составов минералов; Р. Граноту за предоставление новых данных Ag-Ag-возраста изучаемых пород. Особая благодарность проф. Г.Б. Ферштатеру за исчерпывающие консультации по вопросам петрологии глубинных ксенолитов и ксенокристов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Л.В., Кутолин В.А., Леснов Ф.П. (1978) Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. *Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород*. Новосибирск: Наука, 67-84.
- Гегузин Я.Е. (1987) Живой кристалл. М.: Наука, 192 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Е.Г. (2010) Энергетическая перколяция – причина самоорганизации литосферных ансамблей. “Проблемы геологии полезных ископаемых и металлогении”. Междунар. конф. М., 205.
- Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. (1976) Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии. *Докл. АН СССР*, **321**, 1218-1221.
- Миясиро А. (1976) Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 535с.
- Островский Н.Ю., Мишина Г.П., Повилайтис В.М. (1959) P-T проекция системы кремнезем–вода. *Докл. АН СССР*, **126**, 645-646.
- Ферштатер Г.Б., Юдалевич З.А., Хиллер В.В. (2016) Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магмообразования. *Литосфера*, (3), 5-26.
- Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В., Сонин В.М., Чепуров А.А., Томиленко А.А. (2013) Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме. *Геология и геофизика*, **54**, 533-544.
- Шарыгин В.В., Котай К., Сабо Ч., Тимина Т.Ю., Тёрёк К., Вапник Е., Кузьмин Д.Е. (2011) Рёнит в щелочных базальтах: включения расплава в фенокристах оливина. *Геология и геофизика*, **52**, 1695-1717.
- Шубников А.В. (1935) Как растут кристаллы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 174 с.

- Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эйяль М. (2014) Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (природоохранная зона Хар Ха-Негев, Израиль). *Литосфера*, (3), 70-92.
- Arai S., Abe N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *Amer. Mineral.*, **80**, 1041-1047.
- Arzilli F., Carroll M.R. (2013) Crystallization kinetic of alkali feldspars in cooling and decompression induced crystallization experiments in trachytic melt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 1011-1027.
- Baer G., Heimann A., Eshet Y., Weinberger R., Musset A., Sherwood G. (1995) The Saharonim Basalt: A Late Triassic – Early Jurassic intrusion in south-eastern Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.*, **44**, 1-10.
- Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. (2004) The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 511-523.
- Barns S., Roeder P. (2001) The range of spinel composition in Terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Bédard J.H. (1988) Comparative amphibole chemistry of the Monteregian and White Mountain alkaline suits, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres. *Miner. Mag.*, **52**, 91-103.
- Bentor Y. (1952) Magmatic intrusion and lava sheets in the Raman area of the Negev (southern Israel). *Geol. Mag.*, **89**, 129-140.
- Binns R., Duggan M., Wilkinson J. (1970) High pressure megacryst in alkaline lavas from northeastern South Wales with chemical analyses. *Amer. J. Sci.*, **269**, 132-168.
- Boivin P. (1980) Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull. Minéral.*, **103**, 491-502.
- Bonen D., Perlman I., Yelin J. (1980) The evolution of trace element concentrations in basic rocks from Israel and their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 397-414.
- Brearley M., Scarfe C.M. (1986) Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival. *J. Petrol.*, **27**, 1157-1182.
- Carpenter R., Edgar A., Thibault Y. (2002) Origin of spongy textures in clinopyroxenes and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineral. Petrol.*, **74**, 149-162.
- Dal Negro A., Manoli S., Secco L., Piccirillo E.M. (1989) Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes. *Eur. J. Mineral.*, **1**, 105-121.
- Dobosi G., Downes H., Emdey-Istin A., Jenner J. (2003) Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian basin (Hungary). *J. Mineral. Geochem.*, **178**, 217-237.
- Ehrenberg S. (1982) Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *J. Petrol.*, **23**, 507-547.
- Evans S., Nash W. (1979) Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona. *Amer. Mineral.*, **64**, 249-267.
- Eyal M., Becker A., Samoilov V. (1996) Mt. Arod – an Early Cretaceous basanitic volcano with a fossil lava lake. *Israel J. Earth Sci.*, **45**, 31-38.
- Ferstater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Francis D. (1991) Some implications of xenoliths glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 175-180.
- Garfunkel Z., Katz A. (1967) New magmatic features in Makhtesh Ramon, southern Israel. *Geol. Mag.*, **104**, 608-629.
- Grapes R.H., Keller J. (2010) Fe²⁺ - dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaisersuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany. *Eur. J. Mineral.*, **22**, 285-292.
- Irving A.J., Frey F.A. (1984) Trace element abundance in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacrysts genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1201-1221.
- Johnston A.D., Stout J.H. (1984) Compositional variation of naturally occurring rhönite. *Amer. Mineral.*, **70**, 1211-1216.
- Kennedy D., Wasserburg G., Heard H., Newton R. (1962) The upper three-phase region in the system SiO₂-H₂O. *Amer. J. Sci.*, **260**, 501-521.
- Kogarko L., Kurat G., Ntaflou T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 577-587.
- Kowabata H., Hanui T., Chang Q., Kimura J.-I., Nichols A.R.L., Tatsumi Y. (2011) The petrology and geochemistry of Saint Helena alkali basalt: evaluation of the oceanic crust-recycling model of HIMU OIB. *J. Petrol.*, **52**, 791-838.
- Kuo L.C., Kirpatrick R.J. (1985) Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *J. Geol.*, **93**, 691-700.
- Kyle P., Price R. (1975) Occurrences of rhönite in alkali lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica, and Dunedin volcano, New Zealand. *Amer. Mineral.*, **60**, 722-728.
- Lang B., Steinitz G. (1989) K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: A review. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 89-103.
- Lopez M., Pompilio M., Rotolo S.R. (2006) Petrology of some amphibole-bearing volcanics of pre-Ellitico period (102–80 ka), Mt. Etna. *Periodico di Mineralogia*, **75**, 151-166.
- Messiga B., Bettini E. (1990) Reaction behavior during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 125-144.
- Miller C., Zanetti A., Thoni M., Konzett J., Klotzli U. (2012) Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. *Lithos*, **128-131**, 11-26.
- Nelson S.T., Montana A., 1992. Sieve-textures plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineral.*, **77**, 1242-1249.
- Nielson J., Nakata J. (1994) Mantle origin and flow sorting of megacryst – xenolith inclusion in mafic dikes of Black Canyon, Arizona. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **1541**, 41 p.
- Rankenburg K., Lassiter J., Brey G. (2004) Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameron vole: chain –

- constrains on magma genesis and crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 129-144.
- Ribbe P. (1960) An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclases. *Amer. Mineral.*, **45**, 626-644.
- Righter K., Carmichael I.S.E. (1993) Mega-xenocrysts in olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Amer. Mineral.*, **78**, 1230-1245.
- Ringwood A.E. (1975) Origin and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, 618 p.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of the phrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Shaw C.S.J. (1999) Dissolution of clinopyroxene in basanite magma between 0.4 and 0.2 GPa: further implications for the origin Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 114-132.
- Shaw S.J.S., Eyzaguirre J. (2000) Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. *Lithos*, **50**, 75-95.
- Shaw S.J.S., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. (1998) Mechanism of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 354-370.
- Shulze D. (1987) Megacrysts from alkali volcanic rocks. *Mantle xenoliths (ed. P.H. Nixon)*, 443-451.
- Snelling A.A. (2007) Rapid ascent of basalts magmas. *Acts and Facts*, **36**, 10.
- Stein M., Katz A. (1989) Composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: Inferences from peridotitic xenoliths. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 75-87.
- Tsuchiyama A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1-19.
- Tsuchiyama A. (1986) Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths. *J. Geophys. Res.*, **91**(B9), 9395-9406.
- Upton B.G.J., Finch A.A., Słaby E. (2009) Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalt derivatives of deep crustal and small-melt fractions from upper mantle. *Miner. Mag.*, **73**, 943-956.
- Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **54**, 15-28.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Villaseca C., Ancochea E., Orejana D., Jeffries T.E. (2010) Composition and evolution of the lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Petrological evolution of the European lithospheric mantle (Eds: M. Coltorti, H. Downes, M. Grégoire, S.Y. O'Reilly)*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., **337**, 125-151.
- Wang Y., Han B., Griffin W.L., Zhang L., Shu G. (2012) Post-entrainment mineral – magma interaction in mantle xenoliths from Inner Mongolia, Western North China craton. *J. Earth Sci.*, **23**, 54-76.
- Wilkinson J.F.G. (1975) Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill Nandewar Mountains, New Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkali volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, 235-262.

REFERENCES

- Agafonov L.V., Kutolin V.A., Lesnov F.P. (1978) Influence of basaltic magma on xenoliths of ultramafic and mafic rocks, and relative stability of minerals in basaltic melt. *Materialy po petrologii i mineralogii ultraosnovnykh i osnovnykh porod* [Materials on petrology and mineralogy of ultramafic and mafic rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 67-84. (In Russian)
- Arai S., Abe N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *Amer. Mineral.*, **80**, 1041-1047.
- Arzilli F., Carroll M.R. (2013) Crystallization kinetic of alkali feldspars in cooling and decompression induced crystallization experiments in trachytic melt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 1011-1027.
- Baer G., Heimann A., Eshet Y., Weinberger R., Musset A., Sherwood G. (1995) The Saharonim Basalt: A Late Triassic – Early Jurassic intrusion in south-eastern Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.*, **44**, 1-10.
- Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. (2004) The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 511-523.
- Barns S., Roeder P. (2001) The range of spinel composition in Terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Binns R., Duggan M., Wilkinson J. (1970) High pressure megacryst in alkaline lavas from northeastern South Wales with chemical analyses. *Amer. J. Sci.*, **269**, 132-168.
- Boivin P. (1980) Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull. Minéral.*, **103**, 491-502.
- Bonen D., Perlman I., Yelin J. (1980) The evolution of trace element concentrations in basic rocks from Israel and their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 397-414.
- Brearley M., Scarfe C.M. (1986) Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival. *J. Petrol.*, **27**, 1157-1182.
- Carpenter R., Edgar A., Thibault Y. (2002) Origin of spongy textures in clinopyroxenes and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineral. Petrol.*, **74**, 149-162.
- Chepurov A.I., Zhimulev E.I., Agafonov L.V., Sonin V.M., Chepurov A.A., Tomilenko A.A. (2013) The stability of ortho- and clinopyroxenes, olivine, and garnet in kimberlitic magma. *Geol. Geofiz.*, **54**(4), 533-544. (In Russian)
- Dal Negro A., Manoli S., Secco L., Piccirillo E.M. (1989) Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes. *Eur. J. Mineral.*, **1**, 105-121.
- Dobosi G., Downes H., Emdey-Istin A., Jenner J. (2003) Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian basin (Hungary). *J. Mineral. Geochem.*, **178**, 217-237.
- Ehrenberg S. (1982) Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *J. Petrol.*, **23**, 507-547.
- Evans S., Nash W. (1979) Petrogenesis of xenoliths-bearing

- ing basalts from southeastern Arizona. *Amer. Mineral.*, **64**, 249-267.
- Eyal M., Becker A., Samoilov V. (1996) Mt. Arod – an Early Cretaceous basanitic volcano with a fossil lava lake. *Israel J. Earth Sci.*, **45**, 31-38.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Fershtater G.B., Yudalevich Z.A., Khiller V.V. (2016) Xenoliths in alkaline basaltoids of Makhtesh Ramon (Negev, Israel) as indicators of mantle metasomatism and magma genesis. *Litosfera*, (3), 5-26. (In Russian)
- Francis D. (1991) Some implications of xenoliths glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 175-180.
- Garfunkel Z., Katz A. (1967) New magmatic features in Makhtesh Ramon, southern Israel. *Geol. Mag.*, **104**, 608-629.
- Geguzin Ya.E. (1987) *Zhivoy kristall* [Living crystal]. Moscow: Nauka Publ., 192 p. (In Russian)
- Goryainov P.M., Ivanyuk E.G. (2010). Energetic percolation, as a reason of self-organization of lithospheric complexes. "Problemy geologii poleznykh iskopaemykh i metallogenii". Mezhdunarodnaya konferentsiya ["Problems of geology of ore deposits and metallogeny". International conference]. Moscow, 205. (In Russian)
- Grapes R.H., Keller J. (2010) Fe²⁺-dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaisersuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany. *Eur. J. Mineral.*, **22**, 285-292.
- Irving A.J., Frey F.A. (1984) Trace element abundance in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacrysts genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1201-1221.
- Johnston A.D., Stout J.H. (1984) Compositional variation of naturally occurring rhönite. *Amer. Mineral.*, **70**, 1211-1216.
- Kennedy D., Wasserburg G., Heard H., Newton R. (1962) The upper three-phase region in the system SiO₂-H₂O. *Amer. J. Sci.*, **260**, 501-521.
- Kogarko L., Kurat G., Ntaflou T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 577-587.
- Kowabata H., Hanui T., Chang Q., Kimura J-I., Nichols A.R.L., Tatsumi Y. (2011) The petrology and geochemistry of Saint Helena alkali basalt: evaluation of the oceanic crust-recycling model of HIMU OIB. *J. Petrol.*, **52**, 791-838.
- Kuo L.C., Kirpatrick R.J. (1985) Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *J. Geol.*, **93**, 691-700.
- Kutolin V.A., Agafonov L.V., Chepurov A.I. (1976) Relative stability of olivine, pyroxenes, and garnet in basaltic magma and composition of the upper crust. *Dokl. Akad. Nauk*, **321**(5), 1218-1221. (In Russian)
- Kyle P., Price R. (1975) Occurrences of rhönite in alkali lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica, and Dune-din volcano, New Zealand. *Amer. Mineral.*, **60**, 722-728.
- Lang B., Hebeda E., Priem H., Steinitz G., Verdumen E. (1988) K-Ar and Rb-Sr Ages of Early Cretaceous Magmatic Rocks from Makhtesh Ramon, Southern Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **37**, 65-72.
- Lopez M., Pompilio M., Rotolo S.R. (2006) Petrology of some amphibole-bearing volcanics of pre-Ellitico period (102 – 80 ka), Mt. Etna. *Periodico di Mineralogia*, **75**, 151-166.
- Messiga B., Bettini E. (1990) Reaction behavior during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 125-144.
- Miller C., Zanetti A., Thoni M., Konzett J., Klotzli U. (2012) Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. *Lithos*, **128-131**, 11-26.
- Miyashiro A. (1976). *Metamorfizm I metamorficheskie poyasa* [Metamorphism and metamorphic belts]. Moscow, Mir Publ., 535 p. (In Russian)
- Nelson S.T., Montana A., 1992. Sieve-textures plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineral.*, **77**, 1242-1249.
- Nielson J., Nakata J. (1994) Mantle origin and flow sorting of megacryst – xenolith inclusion in mafic dikes of Black Canyon, Arizona. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **1541**, 41 p.
- Ostrovskii N.Yu., Mishina G.P., Povilaitis V.M. (1959) P-T projection of SiO₂-H₂O system. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **126**(3), 645-646. (In Russian)
- Rankenburg K., Lassiter J., Brey G. (2004) Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameron volcano: chain-constraints on magma genesis and crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 129-144.
- Ribbe P. (1960) An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclases. *Amer. Mineral.*, **45**, 626-644.
- Righter K., Carmichael I.S.E. (1993) Mega-xenocrysts in olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Amer. Mineral.*, **78**, 1230-1245.
- Ringwood A.E. (1975) Origin and petrology of the Earth's mantle. *McGraw-Hill*, 618 p.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of the phrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Sharygin V.V., Kotai K., Sabo Ch., Timina T.Ju., Terek K., Vapnik Ye., Kuz'min D.V. (2011) Rhönite in alkaline basalts: silicate melt inclusions in olivine phenocrysts. *Geol. Geofiz.*, **52**(11), 1695-1717. (In Russian)
- Shaw C.S.J. (1999) Dissolution of clinopyroxene in basanite magma between 0.4 and 0.2 GPa: further implications for the origin Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 114-132.
- Shaw S.J.S., Eyzaguirre J. (2000) Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. *Lithos*, **50**, 75-95.
- Shaw S.J.S., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. (1998) Mechanism of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 354-370.
- Shulze D. (1987) Megacrysts from alkali volcanic rocks. *Mantle xenoliths* (ed. P.H. Nixon), 443-451.
- Snelling A.A. (2007) Rapid ascent of basalts magmas. *Acts and Facts*, **36**, 10.
- Stein M., Katz A. (1989) Composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: Inferences from peridotitic xenoliths. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 75-87.
- Tsuchiyama A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1-19.

- Tsuchiyama A. (1986) Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths. *J. Geophys. Res.*, **91**(B9), 9395-9406.
- Upton B.G.J., Finch A.A., Slaby E. (2009) Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalt derivatives of deep crustal and small-melt fractions from upper mantle. *Miner. Mag.*, **73**, 943-956.
- Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **54**, 15-28.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Villaseca C., Ancochea E., Orejana D., Jeffries T.E. (2010) Composition and evolution of the lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Petrological evolution of the European lithospheric mantle* (Eds M. Coltorti, H. Downes, M. Grégoire, S.Y. O'Reilly). Geol. Soc., London, Spec. Publ., **337**, 125-151.
- Wang Y., Han B., Griffin W.L., Zhang L., Shu G. (2012) Post-entrainment mineral – magma interaction in mantle xenoliths from Inner Mongolia, Western North China craton. *J. Earth Sci.*, **23**, 54-76.
- Wilkinson J.F.G. (1975) Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill Nandewar Mountains, New Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkali volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, 235-262.
- Yudalevich Z.A., Fershtater G.B., Eyal M. (2014) Magmatism of Makhtesh Ramon: geology, geochemistry, petrogenesis (natural reserve of Har Ha-Negev, Israel). *Litosfera*, **3**, 70-92. (In Russian)