ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В.И. Вернадского РАН

Лоренц Кирилл Александрович

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТЕОРИТНЫХ БРЕКЧИЙ ГРУППЫ HED И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО АСТЕРОИДА

диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
М.А. Назаров

Специальность 25-00-09 – геохимия,
геохимические методы поиска полезных ископаемых

Москва. 2009 г.

Содержание

Введение……..…….....3
Цели и задачи исследования……4
Практическая значимость и научная новизна……4
Защищаемые положения……...6
Фактический материал……..6
Публикации и апробация работы……8
Структура и объем работы……8
Список аббревиатур……...9
Глава 1. Минералого-петрографическая характеристика метеоритов HED (литературный обзор)…….....…… ……10
Глава 2. Методы исследования……...26
Глава 3. Петрология акцессорных изверженных горных пород и импактитов в полимиктовых брекчиях HED……26
Глава 4. Метасоматическая активность на родительском теле HED……107
Глава 5. Метеоритное вещество в говардитах……119
Глава 6. Ударное преобразование поверхности родительского тела HED……..151
Заключение……..……158
Библиография……..……161

Введение

Метеориты группы HED (говардиты, эвкриты и диогениты) относятся к каменным ахондритовым метеоритам. Эвкриты представляют собой габбро, долериты и базальты, диогениты соответствуют пироксенитам. Говардиты и полимиктовые эвкриты - полимиктовые брекчии габбро, базальтов и пироксенитов. Они считаются фрагментами литифицированного реголита и приповерхностного обломочного слоя астероида Веста, испытавшего плавление и магматическую дифференциацию с образованием металлического ядра, силикатной мантии и коры. С полимиктовыми брекчиями HED тесно связаны мезосидериты - полимиктовые брекчии базальтов, пироксенитов и никелистого железа. Общность происхождения метеоритов группы HED была установлена на основании минералого-петрографических и геохимических критериев, включающих минеральный состав, состав фаз, распределение микроэлементов и соотношение изотопов кислорода.

Поверхность астероидов подвергалась непрерывной ударной переработке, пик интенсивности которой был отмечен в интервале 4.5-3.7 млрд. лет назад (Bogard, 1995). В результате на поверхности родительского тела HED сформировался обломочный слой - реголит. Многократно повторяющиеся ударные события приводили к перемешиванию реголита разных генераций с веществом из разных районов поверхности и с разной глубины родительского тела. При образовании крупных ударных кратеров в реголит поступали обломки глубинных горных пород и ударно-расплавленные породы. Непрерывно аккретирующие на поверхность астероида околосолнечные пылевые частицы также входили в состав реголита. Участки реголита, перекрываемые мощными покровами нагретых при ударе кратерных выбросов или потоков изливающейся лавы, подвергались термальному метаморфизму, в результате которого образовывались литифицированные реголитовые брекчии - полимиктовые эвкриты, полимиктовые диогениты, и говардиты. Под слоем реголита вероятно залегает слой сложенный более крупными обломками, глыбами и блоками коренных пород, т.н. мегареголит, который может быть источником небрекчированных эвкритов и диогенитов.

Таким образом, изучение метеоритов HED позволяет получать информацию как о строении и составе поверхности и протекающих на ней процессах, так и о внутреннем строении и эволюции их родительского тела, недоступного для непосредственного опробования современными методами. Исследование литологического разнообразия полимиктовых брекчий имеет перспективное значение для обнаружения новых типов

горных пород, которые не представлены в виде индивидуальных метеоритов и до настоящего времени не оказывались в руках исследователей. Важным аспектом данной проблемы является также выявление дополнительных взаимосвязей между типами и классами дифференцированных и примитивных метеоритов. Определение характеристик потока метеоритных частиц на орбите родительского тела HED имеет значение для изучения химической эволюции поверхности Луны и астероидов и ведет к более полному пониманию особенностей потока космического вещества на Землю.

Изучение вещественного состава и эволюции дифференцированных астероидов является важным источником информации при исследованиях Луны, астероидов и спутников планет, которые могут стать следующей ступенью экспансии человечества в Солнечной системе.

Цели и задачи исследования

Цель данной работы - выявление воздействия эндогенных и экзогенных процессов на родительском теле HED на состав реголитовых и приповерхностных полимиктовых брекчий – говардитов и полимиктовых эвкритов. Для реализации выбранной цели был определены следующие задачи:

- изучение разнообразия магматических пород в говардитах и полимиктовых эвкритах;
- выявление возможности метасоматических процессов;
- оценка качественного состава и интенсивности потока космического вещества;
- определение характера и интенсивности ударной переработки поверхности.

Практическая значимость и научная новизна

На основании проведенного минералого-петрографического исследования расширены представления о магматической эволюции родительского тела метеоритов HED. Впервые обнаружена и изучена группа высокомагнезиальных перидотитов, которые могут представлять собой горные породы верхней мантии этого дифференцированного астероида.

Также впервые в полимиктовых брекчиях HED обнаружены обломки пород вебстеритового состава, что позволяет предполагать наличие в недрах родительского

тела HED источника магмы, обогащенной CaO по сравнению с материнскими магмами эвкритов и диогенитов.

Впервые в полимиктовых брекчиях HED наблюдались ударно-расплавные высокомагнезиальные породы, образовавшиеся при многократной ударной переработке поверхности родительского тела, сложенной перидотитами и пироксенитами. Источник этих пород может ассоциировать с центральным поднятием гигантского ударного кратера на южном полюсе Весты.

Впервые в составе метеоритов HED идентифицированы низкомагнезиальные пироксениты, нориты, породы среднего и кислого состава. На основании изучения фрагментов пород и стекол, обогащенных K_2O, предполагается, что такие породы могут быть продуктами фракционирования как эвкритовых, так и диогенитовых расплавов.

На примере мезосидерита Будулан показана возможность сухого восстановительного метасоматоза в веществе родительского тела HED.

В полимиктовых брекчиях HED выявлено несколько типов метеоритных фрагментов. Установлено, что фрагменты метеоритов в брекчиях HED представляют собой пылевую компоненту древнего метеоритного потока кометного и астероидного происхождения, который по составу качественно не отличался от современного потока на поверхность Земли. Дана оценка общего потока метеоритного вещества на поверхность родительского тела HED.

Показано, что полимиктовые брекчии HED содержат заметно меньше продуктов высоких степеней ударного метаморфизма по сравнению с реголитовыми брекчиями Луны, что связано с убеганием высокоскоростных фракций кратерных выбросов с их родительского тела. Низкое содержание ударно-метаморфизованных пород может быть общим свойством реголита астероидных тел.

Говардиты и полимиктовые эвкриты являются основными источниками данных о строении реголита и приповерхностного слоя малых тел Солнечной системы. Поэтому исследование этих метеоритов представляется необходимым для интерпретации результатов дистанционного картирования поверхности Весты и других астероидов. Полученные результаты могут быть использованы при планировании и анализе результатов экспериментов по определению состава реголита, отбору проб и изучению особенностей залегания горных пород на поверхности малых тел в будущих автоматических миссиях, в том числе и по проекту «Фобос-Грунт».

Защищаемые положения

1. Присутствие в говардитах и полимиктовых эвкритах фрагментов ультраосновных, средних и кислых горных пород свидетельствует о разнообразии процессов магматического фракционирования на родительском теле метеоритов HED.

2. На родительском теле HED возможны проявления безводного метасоматоза, выражающиеся в восстановлении FeO в оливине и образовании вторичных металл-сульфид-пироксеновых ассоциаций.

2. В потоке метеоритного вещества на поверхность родительского тела HED установлены несколько типов углистых хондритов, обыкновенные и энстатитовые метеориты и мезосидериты. Эти составляющие могут представлять собой две популяции околосолнечных пылевых частиц – астероидной и кометной. Древний метеоритный поток качественно не отличался от современного.

4. Эффекты ударного преобразования в полимиктовых брекчиях HED выражены незначительно. Это предполагает, что высокоскоростные фракции кратерных выбросов покидают малые тела Солнечной системы.

Фактический материал

Основу работы составило детальное исследование 18 метеоритов (6 говардитов, 7 полимиктовых эвкритов, 4 эвкритовых брекчии с расплавным цементом, 1 мезосидерит), 12 из которых были исследованы впервые (табл. 1). В качестве объектов исследования были использованы полированные и прозрачно-полированные шлифы говардитов Ереван, Юртук, Dho 018, Dho 1302, полимиктовых эвкритов Dho 285, Dho 930, Dho 1286, Dho 1480, NWA 1813, NWA 1929, и Smara, эвкритовых брекчий с расплавным цементом Dho 275, Dho 1439, Dho 1440, NWA5655, мезосидерита Будулан (Коллекция метеоритов РАН), и говардитов NWA 776 и NWA 1664 (Коллекция Венского Музея естественной истории, Австрия). Общее количество изученных шлифов составило 58 шт. В процессе работы были изучены более чем 500 фрагментов горных пород, 150 фрагментов углистых хондритов, 4 фрагмента метеоритов других типов. При этом было получено порядка 1000 анализов методами электронного зонда и анализирующей электронной микроскопии, 25 анализов валового состава метеоритов методом РФА и 50 анализов методом ИНАА.

Таблица 1. Список изученных метеоритов.

Метеорит	Количество изученных шлифов	Общая исследованная площадь, см^2	Ссылка
Полимиктовые эвкриты			
Dhofar 285	1	0.8	Lorenz, 2002b
Dhofar 930	2	4.0	Lorenz, Brandstätter, 2004
Dhofar 1286	1	2.2	Lorenz, Brandstätter, 2006
Dhofar 1480	1	1.7	Lorenz, 2009
North West Africa 1813	1	1.5	Lorenz, 2003
North West Africa 1929	1	2.0	Bunch T., Wittke J., 2006
Smara	4	3.8	Barrat J., Gillet P., 2001
Говардиты			
Юртук	6	7.5	
Ереван	4	3.3	Кваша и др., 1978
Dhofar 018	3	3.5	Ivanova et al., 2000
Dhofar 1302	1	1.9	Lorenz, 2006
North West Africa 776	1	0.9	Bunch, Wittke, 2006
Northwest Africa 1664	6	7.5	Brandstaetter, Lorenz, 2003
Эвкритовые брекчии с расплавным цементом			
Dhofar 1439	4	9.2	Lorenz, 2009
Dhofar 1440	1	0.95	Lorenz, Ivanova, 2009
Dhofar 275	4	4.2	Lorenz, 2002
North West Africa 5655	1	1.1	Lorenz, Ivanova, 2009
Мезосидериты			
Будулан	18	9.3	Кирова, Дьяконова, 1966

Около 90% работы по подготовке образцов, изготовлению шлифов и проведению анализов выполнены лично автором.

Публикации и апробация работы.

По результатам исследования опубликовано 12 печатных работ (3 статьи в рецензируемых журналах и 9 тезисов докладов). Результаты исследования по теме диссертации были представлены на 31, 32, 33, 34-й Международных Лунно-планетных конференциях (Хьюстон, 2000, 2001, 2002, 2003), на 71-й конференции международного метеоритного общества (Токио, 2008), на международной конференции "100 лет Тунгусскому феномену" (Москва, 2008) и на 48 международном микросимпозиуме Вернадский-Браун (Москва, 2008).

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения, имеет общий объем 183 страницы и содержит 22 таблицы и 85 рисунков. Список литературы включает 324 наименования. Введение содержит общую характеристику работы. В первой главе на основании литературных данных приводятся основные классификационные параметры, степень изученности, сведения о минералогии и петрографии полимиктовых брекчий группы HED. Вторая глава содержит описание методов исследования, использованных при выполнении работы. В третьей главе приведены результаты исследования акцессорных магматических и ударно-метаморфизованных пород в полимиктовых брекчиях HED. Четвертая глава выделена под описание метасоматической активности на родительском теле метеоритов HED. В пятой главе изложены результаты изучения минералогии и петрографии фрагментов метеоритного вещества в полимиктовых эвкритах и говардитах и изучения распределения сидерофильных элементов в полимиктовых брекчиях HED. В шестой главе рассматривается ударное преобразование поверхности родительского тела HED. В заключении содержатся основные выводы работы.

Благодарности.

Работа была выполнена в Лаборатории метеоритики Института Геохимии и Аналитической Химии имени В. И. Вернадского РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук М.А. Назарова. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю за внимание и заинтересованность в ходе научной работы, Д.Д.

Бадюкову и А.В. Иванову (ГЕОХИ РАН) за множество полезных советов, А.Я. Скрипник – за обеспечение доступа к материалам метеоритной коллекции, Н.Н. Кононковой, И.А. Рощиной, Г.М. Колесову, Д.Ю. Сапожникову и А.Л. Лоренцу (ГЕОХИ РАН) за помощь в получении аналитических данных. Автор искренне признателен коллегам и соавторам из зарубежных лабораторий – Г. Курату и Ф. Брандштеттеру (Музей Естественной Истории, Вена, Австрия) за большую поддержку и содействие в осуществлении работы, и Т. Нтафлосу (Отдел исследования литосферы, Венский университет, Австрия) за дискуссии и помощь в выполнении микрозондовых анализов.

Список аббревиатур

Названия метеоритов

A – Asuka; Ab – альбит; ALH, ALHA - Allan Hills; DAG – Dar al Gani; Dho – Dhofar; EET, EETA – Elephant Moraine; GRO - Grosvenor Mountains; LAP – LaPaz Icefield; MET – Meteorite Hills; NWA – North West Africa; PCA – Pecora Escarpment; Y – Yamato;

Символы минералов

An – анортит; AUG – авгит; BD – бадделеит; CR – хромит, CPX – клинопироксен; Di – диопсид; En – энстатит; Fo – форстерит; Fs – ферросилит; IL – ильменит; KFS – калиевый полевой шпат; M – металл; MT – магнетит; OL – оливин; OPX – ортопироксен; Or – ортоклаз; OX – гидроксиды Fe, Ni; PHS – фосфат Ca; PIG – пижонит; PL – плагиоклаз; PS – филлосиликаты; PX – пироксен; Q – кварц; SIL – фаза SiO_2; SUL – сульфиды; SP – шпинель; TR – троилит; Wo – волластонит; ZR - циркон.

Условные обозначения

BSE – изображение в обратно-рассеянных электронах; MG# - магнезиальность, ат.%x100; SEI – изображение во вторичных электронах.

Глава 1. Минералого-петрографическая характеристика метеоритов HED (литературный обзор)

Эвкриты унаследовали название земных гипабиссальных интрузивных пород, состоящих из плагиоклаза (лабрадор-анортит) и пироксена (авгит-гиперстен). Диогениты до середины 70-х годов XX в. имели название «родиты», или «гиперстеновые ахондриты». Впервые тип говардитовых метеоритов был выделен в середине XIX века. Говардиты были названы по имени Эдварда Говарда, который впервые опубликовал результаты исследования химического анализа каменных метеоритов (Howard, 1802). Чермак установил связь между говардитами и эвкритами (Tschermak, 1885). Прайор обосновал генетические взаимоотношения между эвкритами, говардитами и мезосидеритами на основании текстурного и минералогического анализа (Prior, 1916). В связи с поступлением в коллекции большого количества разнообразных метеоритов HED из Антарктиды, было предложено выделять среди полимиктовых брекчий HED полимиктовые эвкриты, говардиты и полимиктовые диогениты (Score et al., 1982; Delaney et al., 1983; Mason, 1983). В каталоге Международного метеоритного общества содержатся записи о 60 падениях метеоритов HED общей массой около 735 кг, и 831 находках общей массой около 400 кг (на конец 2008 г). С группой метеоритов HED тесно связаны железокаменные метеориты – мезосидериты, которые по современным представлениям являются ударными брекчиями пород HED и железных метеоритов.

Петрография и минералогия HED.

Эвкриты

Эвкриты – пироксен-плагиоклазовые породы, которые в зависимости от структуры и состава делятся на кумулятивные и некумулятивные эвкриты.

Кумулятивные эвкриты

Кумулятивные эвкриты – крупнозернистые (0.5-3.0 мм) пироксен-плагиоклазовые породы. Delaney et al. (1984a) разделили эти метеориты по модальному составу (об. %) на ортопироксеновые (OPX 51.2; CPX 10.9; PL 30.2) и полевошпатовые (OPX 31.3; CPX 10.8; PL 56).

К первому типу Delaney et al. (1984a) отнесли только эвкрит Binda, который, однако, представляет собой полимиктовую брекчию (Garcia, Prinz, 1978). В настоящее время в

группу ортопироксеновых кумулятивных эвкритов включены крупнозернистый, небрекчированный эвкрит EET 87548 с равномернозернистой структурой (Mason, 1994; Warren et al., 1996), мономиктовые (ALH 85001, LEW 87002, Mason, 1994) и полимиктовые (Binda) брекчии. Модальный состав этих эвкритов отличается высоким содержанием пироксена (68-69 об.%), представленного ортопироксеном ($En_{64-67}Wo_{1.7-3}$) с второстепенным авгитом ($En_{39}Wo_{44}$ – $En_{42}Wo_{45}$) в виде включений и ламелей распада твердого раствора в ортопироксене. Эвкрит EET 87548 содержит более железистый пироксен, валовый состав которого $En_{51}Wo_{11}$ ($En_{53}Wo_2$ с ламелями $En_{39}Wo_{44}$,).

В плагиоклазовых кумулятивных эвкритах пироксен представлен низкокальциевым пижонитом, в некоторых случаях инвертированным в ортопироксен, в котором выделяются авгитовые ламели распада твердого раствора. Состав низкокальциевого пироксена в плагиоклазовых кумулятивных эвкритах находится в интервале от $En_{40.5}Wo_5$ (MG#=42) в Y 791195 (Mittlefehldt, Lindstrom, 1993) до $En_{56}Wo_{3.5}$ (MG#=58) в Moama (Lovering, 1975). Плагиоклаз представлен незональным анортитом (An_{91-95}). Кумулятивный небрекчированный эвкрит A 881394 отличается необычно кальциевым составом плагиоклаза - An_{98} (Takeda et al. 1997). Второстепенный минерал кумулятивных эвкритов – хромит (6.1-18.3 мас.% TiO_2, Yamagushi, 2000), акцессорные – фаза SiO_2, фосфат, ильменит, низко-никелевый металл (<0.5 мас.% Ni) и троилит. Аномальные плагиоклазовые кумулятивные эвкриты DH 007 и EET 92023 отличаются содержанием FeNi металла (Yamagushi et al., 2006).

На посткристаллизационном этапе кумулятивные эвкриты испытывали термальный метаморфизм, который проявился в уравновешивании составов пироксена, явлениях распада твердого раствора первичного пижонита, и образовании бластовых структур (Takeda, 1997).

Некумулятивные эвкриты

Некумулятивные эвкриты – средне- (0.1-0.5 мм) и тонкозернистые (<0.1 мм), в подавляющем большинстве полнокристаллические, пироксен-плагиоклазовые породы, представляющие собой в различной степени термально-метаморфизованный материал лавовых потоков распространявшихся по поверхности родительского тела. Структуры пород – офитовые, субофитовые, гранулитовые. Эвкриты PCA 91007 (Warren et al., 1996) и Y 981651 (Warren, 2003) содержат большое количество газовых полостей. Эвкрит Y 981651 (Warren, 2003) имеет витрофировую структуру, состоит из стекловатой основной массы и зональных фенокристов пироксена с необычно высоким для эвкритов содержанием Al_2O_3 (7-8 мас. %).

Среди некумулятивных эвкритов представлены как химически равновесные, так и неравновесные. В последних сохранилась кристаллизационная химическая зональность пироксенов и первичная структура мезостазиса. В зависимости от степени химической и структурной неоднородности пироксена Takeda, Graham (1991) разделили некумулятивные эвкриты на 6 метаморфических типов. К типу 1 относятся практически неизмененные базальты, в которых пироксены демонстрируют хорошо выраженную зональность и структуры распада твердого раствора, различимые лишь в просвечивающий электронный микроскоп. Наиболее неравновесным является эвкрит Bluewing 001 (Warren, Gessler, 2001). К типу 6 относятся наиболее термально-метаморфизованные породы, гранулитовой структуры, в которых зональность пироксена отсутствует, и размеры ламелей авгита позволяют наблюдать их в оптике.

Эвкриты типов 5-6 часто являются мономиктовыми брекчиями, и возможно представляют собой аутигенные брекчии ударных кратеров (Takeda, Graham, 1991). Плагиоклаз неравновесных эвкритов обычно зонален в интервале An_{90}-An_{75} (Warren, Gessler, 2001) и сохраняет зональность при термальном метаморфизме (Delaney et al., 1982c).

В некумулятивных эвкритах пироксен и плагиоклаз находятся в равных пропорциях, второстепенные и акцессорные минералы - фаза SiO_2 (до 5 об.%), хромит (Yamagushi, 2000), ильменит, рутил, фаялит, циркон и бадделеит (Misawa, Yamaguchi, 2001), очень редко магнетит (Mayne et al., 2005). Все эвкриты содержат акцессорное металлическое железа с низким содержанием Ni, в некоторых эвкритах содержание металлического железа достигает 2 об. % (Palme et al. 1988; Seddiki et al., 2007). В матрице мономиктовых эвкритов присутствует акцессорный FeNi металл (Ni/Co=3.6-3.7) (Yamaguchi et al., 2006).

Двупироксеновые некумулятивные эвкриты в качестве главных минералов содержат два пироксена разного состава, непосредственно кристаллизовавшиеся из расплава. В эвкрите GRA 98098 (Mittlefehldt, Lee, 2001) наблюдаются пижонит и авгит, а в парных метеоритах PCA 91078 и PCA 91245 – пижонит и феррогиперстен (Howard et al., 2002).

Некумулятивный эвкрит Y 791438 (Takeda et al., 1989; Antarctic meteorite Collection Database) более магнезиален, чем прочие некумулятивные эвкриты, и близок по магнезиальности к плагиоклазовым кумулятивным эвкритам.

Диогениты

Диогениты – пироксениты, обычно содержащие 84 – 100 об.% ортопироксена (Bowman et al., 1997). Большинство диогенитов брекчированы (Mason, 1963) и испытали влияние ударных процессов.

Небрекчированные диогениты

Небрекчированные диогениты представлены метеоритами Tatahouine, GRO 95555, LEW 88679, NWA 4215, и диогенитами типа Y 74013.

Диогениты Tatahouine, GRO 95555, LEW 88679 имеют крупнозернистую (до 6 мм) магматическую (Tatahouine, LEW88679) или равномернозернистую структуру (GRO 95555). Акцессорные фазы – плагиоклаз и оливин. Диогенит NWA 4215 (Barrat et al., 2006) отличается хорошо сохранившейся кумулятивной структурой и зональным составом пироксена, оливина и хромита.

Диогениты типа Y 74013 (Yamato A) представлены парными метеоритами Y 692 (Okada, 1975; Takeda, 1975), Y 74013, Y 74097, Y 74136 (Mittlefehldt, Lindstrom, 1993). Диогениты типа Yamato A имеют среднезернистую гранобластовую структуру и могут представлять собой перекристализованные тонкообломочные ортопироксенитовые брекчии. McLeish, Treiman (2003) интерпретируют их как термально метаморфизованные аутигенные брекчии ударных кратеров.

Брекчированные диогениты

Брекчированные диогениты представляют собой мономиктовые брекчии, сложенные обломками пироксена и пироксенитов, сцементированными массой мелких пироксеновых обломков. Исходный размер зерен ортопироксена не известен, однако на основании размера наибольших обломков (Mason, 1963) он может достигать 5 см. Мономиктовые диогенитовые брекчии интерпретируются как отложения выбросов ударных кратеров (McLeish, Treiman, 2003).

Модальный и минеральный состав диогенитов

Средний модальный состав 21 диогенита (об.%) OPX 92.2; OL 4.2; CPX 1.2; SP 0.9; PL 0.4; FeNi 0.1; TR 0.6, SIL 0.4 (Bowman et al., 1996). Составы диогенитовых пироксенов находятся в интервале En_{71}-En_{78}. (Fowler и др., 1994, 1995; Shearer et al., 1997; Bunch et al., 2007). Некоторые диогениты содержат более магнезиальный ортопироксен, например, EETA 79002 ($En_{79.9}$, Mittlefehldt, Meyers, 1991) и NWA 1461 ($En_{85.6}Wo_{0.8}$, Bunch et al., 2007). В числе самых железистых диогенитов (En_{67-69}) - LEW 88008 (Mittlefehldt, 1994),

Dho 700 и A 881839 (Yamagushi et al., 2009). Некоторые зерна пироксена в диогенитах Roda и Garland содержат очень тонкие авгитовые ламели по (100) (Spilde, Papike, 1993).

Второстепенные минералы диогенитов – оливин, хромит и анортитовый плагиоклаз. Оливин Fo_{69-79} (Fe/Mn=46), (Hewins, 1981) представлен включениями в пироксене и обломками в матрице (Mittlefehldt, 1994; Gooley, Moore, 1976; Domanik et al., 2004, 2005). На контактах оливина и ортопироксена наблюдаются выделения Ca-пироксена, троилита или вермикулярного хромита (Domanik et al., 2004, 2005). Хромит в диогенитах по составу варьирует от нормального хромита до ульвошпинели (Domanik et al., 2005), демонстрирует позитивный тренд Ti – Al и четкую негативную корреляцию между Cr и Al (Bowman и др. 1999). Плагиоклаз имеет состав An_{92-96}.

Акцессорные минералы – диопсид (0-2 об.%), троилит (0-3 об.%), металл (<1 об.%), фаза SiO_2 (0-2 об.%), фторапатит, бедные и богатые РЗЭ витлокиты (Domanik et al., 2005), пентландит, медистый пирротит, самородная медь (Sideras et al., 2004). Металл, а также пентландит, Cu-содержащие сульфиды и самородная медь в диогенитах тесно ассоциируют с троилитом. Металл содержит (мас.%) 3 – 7 Ni; 0.5 - 1.6 Co. В диогените Roda включения Fe-Ni металла необычно богаты Co (15-32 мас.%, Gooley, Moore, 1976). На основании корреляции Al и Ti в диогенитовых пироксенах Mittlefehldt (1994) показал, что диогениты образовались в одной фракционной последовательности.

Оливиновые и оливин-содержащие диогениты

Irving et al. (2005) предложили классифицировать диогениты с содержанием оливина 1-5% как «оливин-содержащие», а термин «оливиновые диогениты» использовать только для перидотитовых пород, в которых оливин составляет более 30 об.%. Диогениты с содержанием оливина в интервале 5-30%, которые на тот момент не были обнаружены, предполагалось обозначить как «богатые оливином диогениты».

Shearer et al. (2007) отнесли к оливин-содержащим диогенитам LAP 03569, MET 00424, MET 01084. Термин «оливиновые диогениты» Shearer et al. (2007) использовали для диогенитов с содержанием оливина >5%. Таковыми являются GRA 98108 и LAP 03979.

Оливиновые диогениты (Irving et al., 2005), включают ALHA 77256, EETA 79002, GRA 98108, NWA 1459, NWA 1877. Это крупнозернистые (до 5 мм) гарцбургитовые перидотиты. Структуры пород - брекчиевидная (EETA 79002), катакластическая (NWA 1459), равномернозернистая (GRA 98108). Главные фазы - ортопироксен и оливин, акцессорные - анортитовый плагиоклаз, низкоалюминистый хромит, троилит,

низконикелевый металл. В диогените NWA 1877 плагиоклаз отсутствует (Irving et al., 2005). Пироксен в оливиновых диогенитах имеет состав En_{75-76}, за исключением NWA1459 ($En_{65.3-67.3}Wo_{4.7-6.5}$). Изредка ортопироксен содержит высококальциевый пироксен в виде включений (ALHA 77256, $En_{46}Wo_{46}$) или ламелей (NWA 1459, $En_{44}Wo_{46}$). Модальное содержание оливина в оливиновых диогенитах колеблется от 30 об.% в GRA 98108 до 45 об.% в NWA 1877. Оливин обычно менее магнезиален, чем ортопироксен и имеет состав Fo_{72-76}. В NWA 1459 содержится оливин состава Fo_{64}.

Дуниты

Дуниты HED представлены тремя метеоритами, содержащими преимущественно оливин - QUE 93148 ($Fo_{85.5}$, Goodrich, Righter, 2000), MILL 03443 ($Fo_{73.6-74.5}$, Mittlefehldt, 2008) и NWA 2968 ($Fo_{92.5}$, Bunch et al., 2006). Акцессорные минералы дунитов HED – ортопироксен, диопсид, камасит, тэнит, троилит, пирротит.

Полимиктовые брекчии HED

Полимиктовые обломочные породы составляют около 50% всех HED и определяются как брекчии, содержащие магнезиальный ортопироксенит в количестве менее и более 10 об% соответственно (Delaney et. al., 1983). Также выделяются полимиктовые диогениты, состоящие из различных пироксенитов, и содержащие менее 10 об.% эвкритового материала. Такие породы образуются при смешении обломочного материала разного состава и его литификации при ударном и термальном метаморфизме (Metzler, Stoffler, 1995; Walker, 1983; Buchanan, Kaiden, 2005).

В полимиктовых брекчиях HED выделяются две главные гранулометрические категории: собственно обломки с размерами частиц >20 мкм, и основная масса (матрица), образованная частицами размером <20 мкм. Обломки подразделяются на две фракции – крупную (2000-200 мкм) и мелкую (200-20 мкм) (Labotka, Papike, 1980; Fuhrman, Papike, 1981). В отдельных случаях рассматривают сверхкрупную (>2000 мкм) фракцию обломков (Fuhrman, Papike, 1981; Pun et al., 1998).

Полимиктовые эвкриты и говардиты

Полимиктовые эвкриты в среднем содержат (об. %) 17 OPX, 38 CPX и 39 PL, говардиты - 50 OPX, 20 CPX, 23 PL и 1.5 OL (Delaney, Prinz, 1984). Обломочная фракция большинства этих брекчий более чем на 80 об.% сложена обломками минералов (Fuhrman, Papike, 1981). Однако в сверхкрупной фракции (более 2000 мкм) могут преобладать обломки пород, например в говардите Kapoeta (Pun et al., 1998).

Пироксен представлен пижонитом и гиперстеном (инвертированным пижонитом) с ламелями авгита. Реже встречаются обломки авгита с ламелями гиперстена. Составы пироксена находятся в интервале En_{10} – En_{84}. Интервал En_{10} – En_{65} соответствует эвкритовым пироксенам, пироксены, более магнезиальные, чем En_{65}, отвечают пироксенам диогенитов. Говардит Y 7308 содержит наиболее магнезиальные пироксены En_{84} (Nehru et al., 1983). Некоторые зерна пироксена несут признаки ударного метаморфизма – трещиноватость, мозаичное и волнистое погасание, планарные элементы (Stoeffler et al., 1988).

Состав плагиоклаза в полимиктовых эвкритах и говардитах находится в интервале An_{78-98}. В говардите Ереван был отмечен обломок плагиоклаза состава $An_{44}Or_3$ (Nazarov et al., 1993). С уменьшением размера фракции в брекчиях наблюдается увеличение отношения PL/PX, что объясняется меньшей механической прочностью плагиоклаза.

Полимиктовые эвкриты содержат очень небольшое количество оливина Fo_{10-20}. В полимиктовом эвкрите ALHA 78006 присутствуют редкие обломки Fo_{63-88} (Delaney et al., 1980a). Содержание оливина в говардитах сильно варьирует, но в этих породах он всегда является второстепенной фазой (<5 об.%). Состав оливина в говардитах находится в интервале Fo_{16-89}, наиболее распространены оливины со средним составом $Fo_{68.6}$ (ст. откл.=16.3 Fe/Mn= 36.5-55). Наиболее магнезиальный оливин Fo_{90} представлен редкими обломками в говардите Y 7308 (Mikouchi, Miyamoto, 1997). Акцессорные минералы полимиктовых брекчий – тридимит, троилит, хромит, ильменит, циркон, бадделеит, никелистое железо, меррилит.

Обломки пород представлены полнокристаллическими изверженными породами, эвкритовыми и говардитовыми брекчиями более ранних генераций, брекчиями со стекловатой матрицей, неполнокристаллическими породами и стеклами. Содержание обломков пород в полимиктовых брекчиях варьирует от 10 до 45 об.% (Fuhrman, Papike, 1982; Simon et al., 1982; Pun et al., 1998).

Долериты и габбро, составляющие основную массу обломков пород, являются аналогами кумулятивных и некумулятивных эвкритов (Delaney et al., 1981; Treiman, Drake, 1985). Ортопироксениты, соответствующие диогенитам, представлены крупными (до нескольких мм) фрагментами крупнозернистых пород.

Полимиктовые эвкриты отличаются по соотношению разных типов горных пород. Среди них выделяются брекчии, сложенные близкими по составу, но структурно различными породами, например эвкрит Haraya (Schwartz, McCallum, 2001), в котором составы пироксенов в матрице и обломках находятся в узком интервале, однако обломки

пород сильно различаются по структуре. В обломочной части некоторых полимиктовых эвкритов (Binda, NWA 1401) преобладают фрагменты кумулятивных эвкритов (Garcia, Prinz, 1978; Mittlefehldt, Killgore, 2003).

Labotka, Papike (1980) показали, что крупная фракция говардитов содержит больше магнезиального пироксена, чем мелкая. Okulewicz, Delaney (1987) в говардите EET 83229,7 обнаружили, что в распределении составов обломков магнезиального пироксена имеются два пика, En_{65-70} и En_{70-84}, которые не наблюдаются среди составов Mg-пироксена в обломках пород. Simon et al. (1982) заключили, что матрица и обломки EETA 79006 происходят из разных источников. Вероятно, процесс поступления и переработки обломочного материала разного состава в районы формирования брекчий был многоступенчатым. О многостадийности образования полимиктовых брекчий HED также свидетельствуют фрагменты обломочных брекчий нескольких более ранних генераций.

Обломки, сферические выделения (хондры) и прожилки стекла и неполнокристаллических пород присутствуют во всех полимиктовых брекчиях HED. Эти объекты часто содержат обломки минералов и горных пород, а также округлые включения троилита и металлического железа, и интерпретируются как ударные расплавы (Desnoyers, Jerome, 1977; Noonan, 1974; Hewins, Klein, 1978; Reid, Score, 1981; Olsen et al., 1990; Mittlefehldt, Lindstrom, 1998). Содержание стекол и неполнокристаллических пород в брекчиях HED варьирует от 0.1% до 10%. Наиболее богатые стеклом брекчии - полимиктовый эвкрит DAG 983 (12 об.%) (Patzer et al., 2003), говардиты Monticelo (15 об.%, Olsen et al., 1987) и Malvern (20 об.%) (Desnoyers et al., 1977).

Составы стекла в ударно-расплавных породах следуют линии смешения между эвкритами и диогенитами (Metzler, Stoeffler, 1995). Вероятно, многие ударные расплавы в брекчиях HED образовались за счет локального плавления реголитового материала (Olsen et al., 1990, Metzler, Stoeffler, 1995). В некоторых говардитах составы стекол заметно отличаются от среднего состава вмещающих пород (Desnoyers, Jerome 1977; Olsen et al., 1987; Olsen et al., 1990). Говардит GRA 98030 содержит наиболее магнезиальные стекла (MG#=65 ат.%) по сравнению с остальными брекчиями HED (Righter et al., 2001). Многие стекла демонстрируют обогащение CaO и Al_2O_3 по сравнению с валовыми составами брекчий (Noonan, 1974; Delaney 1982b; Nehru et al., 1983), что связано с избирательным ударным плавлением плагиоклаза (Metzler, Stoeffler,

1995). Импактные брекчии с расплавным цементом представлены во всех полимиктовых брекчиях (Ostertag, 1984; Metzler, Stoeffler, 1987, 1995).

Полимиктовые диогениты

Полимиктовые диогениты немногочисленны. В основном они содержат обломки нескольких разных по составу пироксенитов и перидотитов. К этой группе относятся диогениты Garland (Heyse, 1975), Peckelsheim (Ramdohr, El Goresy, 1969), EETA 79002 (Mittlefehldt, 2000), NWA 4473 (Bunch et al., 2007). Диогенит Aioun el Atrouss содержит до 7 об.% эвкритовых обломков (Lomena et al, 1976). Диогенит Johnstown содержит обломки плагиоклаза эвкритового состава (Mittlefehldt, 1994).

Импактиты

Отдельная немногочисленная группа метеоритов HED представлена импактитами – расплавными породами и брекчиями с расплавным цементом, аналогами лунных ударно-расплавных брекчий и земных импактитов - тагамитов и зювитов. В иностранной литературе для обозначения таких пород в метеоритах применяется термин «melt matrix breccia».

Ударно-расплавные породы

Метеорит NWA 1240 (Barrat, 2003) имеет порфировую структуру, образованную скелетными кристаллами зонального низкокальциевого пироксена, расположенными в вариолитовой основной массе тонких удлиненных кристаллов пироксена и плагиоклаза. Центральные части пироксенов сильно обогащены Cr_2O_3 (до 2 мас.%) и Al_2O_3 (до 4.8 мас.%). Плагиоклазы содержат заметные концентрации Fe и Mg. Распределение РЗЭ в NWA 1240 такое же, как в кумулятивных эвкритах.

Метеорит NWA 5415 (Warren et al., 2009) содержит крупные включения зонального пироксена $En_{78-65}Wo_{1.5-3}$ и оливина Fo_{59}, окруженного коррозионными каймами, находящиеся в тонко-среднезернистой массе пироксена $En_{63-65}Wo_3$ и плагиоклаза $An_{81.9-96.7}$, представляющей собой раскристаллизованный расплав. Предполагается что эта порода – результат ударного плавления говардита.

Эвкритовые брекчии с расплавным цементом

Эти метеориты характеризуются брекчиевидной структурой, в которой обломки одной, или нескольких эвкритовых пород цементируются стекловатой или неполнокристаллической матрицей, состав которой соответствует валовому составу пород в обломках. Матричный материал также образует прожилки, секущие обломки

пород. В стекловатой массе содержатся обломки минералов, по составу аналогичные минералам в литокластах, встречаются глобулярные выделения троилита и FeNi металла. В пироксенах литокластов наблюдается деформация структур распада твердого раствора и маскеленитизация плагиоклаза как следствие высоких ударных давлений. Известны три метеорита этого типа - Palo Blanko Creek (Dickinson, 1984), крупнозернистая мономиктовая брекчия, ALHA 81011, рассматриваемая как зювитовая брекчия (Treiman, 1984), и полимиктовая брекчия LEW 85300,02,03 (Kozul et al.,1988a,b).

Диогенитовые полимиктовые брекчии с расплавным цементом

К этой группе могут быть отнесены диогениты группы Yamato-B (группа Y 75032), в которую входят 8 парных метеоритов – Y 75032, 791000, 791072, 791073, 791199, 791200, 791201, 791422). Эти метеориты были классифицированы как диогениты по высокому содержанию магнезиального пироксена, но в действительности представляют собой брекчии, сложенные угловатыми обломками пироксенитов и пироксен-плагиоклазовых пород (кумулятивных эвкритов), сцементированных плагиоклазовым стеклом (Takeda, Mori, 1984; Takeda, 1985). По составу пироксена, валовому составу и содержанию РЗЭ диогениты Yamato-B являются промежуточными между диогенитами и пироксеновыми кумулятивными эвкритами типа Binda (Takeda, Mori, 1981, 1984; Mittlefehldt, Lindstrom, 1993).

Мезосидериты

Мезосидериты относятся к железокаменным метеоритам, в которых присутствуют сопоставимые количества силикатов и никелистого железа. По химическому составу и соотношению изотопов кислорода (Clayton, Mayeda, 1996) силикаты в мезосидеритах. соответствуют метеоритам группы HED. Металл в мезосидеритах близок по химическому составу к железным метеоритам группы IIIAB (Wasson et al., 1974). По современным представлениям мезосидериты образовались на дифференцированном родительском теле HED при его катастрофических столкновениях с железными астероидами в результате смешения обломков силикатных пород и расплавленного металла (Wasson, Rubin, 1985).

Петрогенезис и родительские тела HED.

Ранние модели петрогенезиса HED включали две основных гипотезы. Мэйсон (1965) считал, что хондритовое родительское тело, было полностью расплавлено, затем

произошло отделение металлического ядра и путем фракционной кристаллизации силикатного расплава последовательно образовались диогениты и эвкриты. Эта гипотеза далее была рассмотрена в работах McCarthy et al. (1973), Fukuoka et al. (1977).

Stolper (1977) показал, что базальтические эвкриты могли быть продуктами фракционной кристаллизации жидкостей, образовавшихся при частичном плавлении примитивного источника. При этом эвкриты группы Stannern (SN) кристаллизовались из расплавов ранних этапов частичного плавления. Дальнейшее плавление источника после экстракции эвкритовых расплавов, привело к формированию высоко-магнезиальных магм, при фракционировании которых образовались диогениты. Кумулятивные эвкриты являются продуктами седиментации кристаллов из очень фракционированных эвкритовых жидкостей.

Newsom и Drake (1982) на основании корреляции La и W в эвкритах сделали вывод, что сегрегация металла и силикатов в недрах родительского тела HED имела место до образования эвкритовых расплавов. Моделирование равновесного частичного плавления (Consolmagno, Drake, 1977) показывает, что источник эвкритовых расплавов по содержанию РЗЭ соответствовал хондритам. При этом состав эвкрита Stannern указывает на 4% плавления источника, эвкритов главной группы – 10%, Sioux County – 15%. Картины распределения РЗЭ в кумулятивных эвкритах могут быть получены при фракционной кристаллизации жидкости, по составу отвечающей эвкритам главной группы. Jones (1984) заключил, что эвкриты Juvinas и Sioux County – возможно являются продуктами равновесного 20% и 30%-го частичного плавления хондритового (CO3) источника, и что после экстракции магмы мантия родительского тела имела оливиновый состав. Jurewicz et al. (1995) экспериментально показали что ближайшим аналогом магнезиальных расплавов, из которых кристаллизовались диогениты может быть только 30-35% расплав LL хондрита. Warren и Kallemeyn (1985) предположили, что наиболее обогащенные несовместимыми элементами, Ti, и имеющие наивысшее отношение Sr/Eu эвкриты группы Nuevo-Laredo (NL) – продукты фракционной кристаллизации, тогда как эвкриты SN - первичные расплавы. Ikeda, Takeda (1985) разработали модель, в которой внешняя часть астероида расплавляется за счет энергии аккретирующего вещества. В этой модели образующийся магматический океан испытал фракционную кристаллизацию, при которой последовательно образовались дуниты и ортопироксениты (диогениты). На поверхности магматического океана сформировался слой эвкритов группы NL, бедных летучими компонентами. Подповерхностная часть магматического океана потеряла меньше потерю летучих, и поступавшие с этой глубины расплавы

представлены эвкритами группы SN. Newsom (1988) полагают, что NL и SN эвкриты кристаллизовались из разных родительских расплавов. Warren, Jerde (1987), Warren, Kallemeyn (1992), Warren et al. (1996) предположили, что в образовании эвкритов главной группы, NL-тренда и кумулятивных эвкритов большую роль играло смешение кумулусных зерен и остаточной жидкости, и подтвердили вывод Stolper (1977) о том, что кумулятивные эвкриты образовались из сильно фракционированных расплавов. Treiman (1997) показал, что большинство кумулятивных эвкритов могло кристаллизоваться из эвкритовой магмы как агрегат кумулятивных пижонита, плагиоклаза и определенной порции захваченной эвкритовой магмы, находившейся в равновесии с кристаллами.

По мнению Ruzicka et al. (1997) базальтические эвкриты главной и NL групп образованы при фракционной кристаллизации магматического океана после осаждения кумулатов - дунитов и ортопироксенитов, в условиях близких к равновесию. Модель магматического океана Righter, Drake (1997) предусматривает полное плавление родительского тела, отделение металлического ядра и кристаллизацию магмы в условиях близких к равновесным с образованием дунитов и пироксенитов. Остаточная жидкость затем испытала фракционную кристаллизацию с образованием эвкритов главной группы, тогда как эвкриты Bouvante и Stannern представляют другие остаточные расплавы.

Warren (1997) заключил, что породы HED образовались в большой магматической системе, возможно в глобальном магматическом океане. Диогенитовые кумулаты формировались раньше в результате быстрой кристаллизации. По мере замедления скорости кристаллизации образовывались высокомагнезиальные и затем низкомагнезиальные кумулятивные эвкриты. При этом Warren (1998) отметил, что магматический океан не был простой закрытой системой, и в него мог поступать примитивный высокомагнезиальный материал из космоса. Barrat et al. (2000) на основании модели кристаллизации магматического океана, предложенной Warren (1997) считают, что как базальтические, так и кумулятивные эвкриты могли образоваться из эвкритовых расплавов в соответствии с моделью Treiman (1997), и что для объяснения генезиса кумулятивных эвкритов нет необходимости привлекать необычные, обогащенные РЗЭ расплавы, как это было предложено Hsu, Grozaz (1996).

Эвкриты главной группы и тренда Nuevo-Laredo определяют последовательность, сформированную при фракционной кристаллизации пижонита и плагиоклаза из примитивных родительских расплавов (Stolper, 1977, Ruzicka et al. 1997). Тренд SN не может быть объяснен этим механизмом (Stolper, 1977, Ruzicka et al. 1997), но может представлять различную степень частичного плавления родительского тела (Stolper,

1977). Однако эта модель кажется неадекватной в части объяснения содержаний сидерофильных элементов в эвкритах (Righter and Drake, 1997). Gardner, Mittlefehldt (2004) отметили противоречие между моделями, основанными на распределении РЗЭ и моделями магматического океана, которые требуют большой степени плавления (Taylor et al., 1993; Warren, 2006). Модели магматического океана не могут объяснить содержания литофильных микроэлементов в эвкритах типа Stannern (Ruzicka et. al., 1997; Mittlefehldt, Lindstrom, 2003). Barrat et al. (2007) показали, что обогащение эвкритов типа Stannern несовместимыми элементами может быть удовлетворительно объяснено ассимиляцией небольших объемов коровых частичных расплавов нормальной эвкритовой магмой при ее подъеме на поверхность.

Holzheid и Palme (2007) в экспериментах по плавлению эвкритов обнаружили, что содержания Fe, Co, Ni, Mo, W в расплавах не может быть объяснено одностадийным частичным плавлением и отражает равновесие между металлом и силикатами при полном плавлении родительского тела с последующей фракционной кристаллизацией оливина и пироксена.

Диогениты могут представлять собой кумулаты. Stolper (1977), Fowler et al. (1994, 1995), Mittlefehldt (1994) предполагали, что они образовывались из магмы ортопироксенитового состава. Fukuoka et al. (1977) рассматривали диогениты как кумулаты расплава, из которого образовались эвкриты. Shearer et al. (1997) заключил что диогениты не образовались из магм с высоким содержанием нормативного ортопироксена.

Систематика концентраций главных и микроэлементов в диогенитах может быть смоделирована при 10-20% фракционной кристаллизации базальтовых магм, полученных в результате полного или частичного плавления примитивного источника. Допускается, что все типы диогенитов образуются в ходе кристаллизации крупных магматических тел или магматического океана (Grove, Bartels, 1991; Fowler et al., 1994, 1995), но не исключается, что оливиновые диогениты характеризуют состав мантии HED родительского тела, из которой были экстрагированы эвкритовые расплавы (Shearer et al., 2007). Перекрытие диапазонов содержаний микроэлементов в оливинах и пироксенах диогенитов свидетельствует, что они могут представлять собой единую серию горных пород (Shearer et al., 2007).

В рамках гипотезы магматического океана (Ikeda, Takeda, 1985; Ruzicka, 1997; Righter, Drake, 1997, Takeda, 1997; Warren, 1997) диогениты образуются из того же родительского расплава, что и эвкриты. Mittlefehldt (1994) отметил однако, что относительно высокие

содержания РЗЭ в диогенитах противоречат основным гипотезам петрогенезиса HED, но могут быть объяснены неполным отделением эвкритового расплава от рестита, плавление которого привело к образованию диогенитов, или примесью захваченного расплава. Было показано (Mittlefehldt 1994, 2000; Fowler et al., 1995; Shearer, 1997; Barrat, 2004), что для того чтобы объяснить разброс составов микроэлементов в диогенитах требуется несколько различных родительских расплавов. Irving et al. (2005) заключили, что подобно земным перидотитовым породам, оливиновые диогениты могут быть продуктами различных процессов, т.е. они могут представлять собой первичные мантийные породы, реститы частичного плавления мантии (см. также Sack et al., 1991; Shearer, Papike, 1992), кумулаты глубокозалегающих коровых или мантийных магматических резервуаров, или метаморфические породы.

Существующие модели эволюции родительского тела HED различаются детальностью построений (Stolper, 1977; Jones, 1984; Newsom, 1996; Righter, Drake, 1998 и др.; Brick, Allegre, 1978; Srinivasan et al., 2006). Все модели подразумевают очень быструю аккрецию и дифференциацию родительского тела HED – в течение 1-6 млн. лет с момента конденсации Ca-Al включений в Allende, и прекращение магматической активности в течение 100 млн. лет. Предполагается, что тело хондритового состава испытало разогрев за счет распада ^{26}Al, ^{60}Fe и, возможно, внешних источников (Ghosh, McSween, 1998), плавление металла и сульфидов с образованием ядра и последующее плавление и дифференциацию силикатного вещества, которое привело к образованию мантии и коры. Изотопные возраста базальтических эвкритов (Sm-Nd 4.52-4.56, Brick, Allegre, 1978; ^{182}Hf-^{182}W 4.56 млрд. лет, Srinivasan et al., 2006) указывают на очень быструю дифференциацию родительского тела HED. Модели внутреннего строения Весты включают металлическое ядро (радиус <130 км), богатую оливином мантию (мощностью 65-220 км), нижнюю кору диогенитового состава, (мощность 12-43 км) и верхнюю эвкритовую кору мощностью 23-43 км (Ruzicka et al., 1997; Righter, Drake 1997). Одни модели допускают внутреннее частичное (Ghosh, McSween, 1998), или полное (Senshu, Matsui, 2004) плавление с сохранением внешнего недифференцированного слоя, перекрытого в дальнейшем базальтовой корой, другие - полное плавление примитивного тела (Sanders, Scott, 2007).

Петрографические и геохимические данные показывают, что большинство метеоритов группы HED могут иметь общий магматический источник (Righter, Drake, 1997; Weichert et al., 2004; Greenwood et al., 2005). Однако изотопный состав кислорода и Fe/Mn отношение некоторых эвкритов находятся вне интервала значений HED. В эвкрите

Bovante Fe/Mn отношение (39.6) существенно выше, чем в метеоритах HED (Mittlefehldt et al., 1998), однако изотопный состав кислорода соответствует HED (Wiechert et al., 2004). Эвкриты Caldera, Pasamonte, Ibitira и ALHA 78132 демонстрируют небольшое, но явное обеднение ^{16}O по сравнению с HED (Wiechert et al., 2004; Scott et al., 2008). Изотопный состав кислорода в эвкрите Ibitira лежит на линии масс-фракционирования ангритов (Scott et al., 2008). Отношение Fe/Mn в Ibitira (35) (Mittlefehldt, 2005), Caldera (34), в обломках пород в Pasamonte (36-41.6) (Metzler et al., 1994), в обломках пород в ALHA 76005, парного ALHA78132 (33-35) (Simon, Papike, 1983) также отличаются от установленного для HED (30±2) (Lentz et al., 2007).

Несколько ахондритов, имеющих много сходных с эвкритами петрологических и геохимических характеристик, и на этом основании классифицированных как эвкриты, по изотопному составу кислорода и Fe/Mn отношению сильно отличаются от метеоритов HED. Среди них аномальный базальтовый ахондрит NWA 011 (Afanasiev et al., 2000, Yamagushi et al. 2001), парные ему NWA 2400 и NWA 2976, «брекчированный эвкрит» NWA 4269 (Seddiki et al. 2007), «эвкриты» NWA 1240 и A 881394 (Scott et al., 2008). В полимиктовом эвкрите ALHA 76005 был обнаружен обломок крупнозернистого субофитового базальта, изотопный состав кислорода которого отличается от HED (Grossman et al., 1981).

Отклонения в изотопном составе кислорода и величине Fe/Mn отношения могут быть свидетельствами неоднородности состава родительского тела HED, которая могла возникнуть на стадии его аккреции или при ассимиляции примитивных ударников в магматическом океане (Wiechert et al., 2004; Lentz et al., 2007). Wiechert et al. (2004) установили, что в говардитах наблюдается систематическое небольшое обогащение ^{16}O по сравнению с эвкритами и диогенитами, что может быть связано с примесью вещества CM хондритов в количестве около 1%.

В настоящее время из крупных астероидов только Веста по спектральным характеристикам соответствует базальтам. На поверхности Весты также обнаружены области сложенные пироксенитами и дунитами, ассоциирующие с гигантским ударным кратером на южном полюсе этого небесного тела (Gaffey, 1997). Таким образом на Весте представлены все горные породы, характерные для метеоритов группы HED. Промежуточными родительскими телами HED могут быть астероиды семейства Весты (V-типа) (Asphaug, 1997). Аномальные по составу эвкриты по-видимому происходят с других дифференцированных астероидов (Grossman et al., 1981; Greenwood et al, 2005; Scott et al., 2008). В Солнечной системе имеются малые тела, сложенные базальтами

различных типов, не принадлежащие семейству Весты (Cruikshank et al., 1991; Duffard et al., 2004, Nesvornya et al., 2007), которые могут представлять собой обломки астероидов Эйномия (Carruba et al., 2007), Магния (Floss et al., 2005) или других дифференцированных тел.

Заключение

Одна из основных проблем возникающих при изучении HED с целью получения петрогенетической информации – ограниченный круг изучаемых пород. Поэтому поиск нетипичных горных пород, которые позволили-бы расширить представления о магматической эволюции родительского тела HED, является актуальной задачей.

Остаются нерешенными проблемы, касающиеся внутреннего строения родительского тела HED – строение его верхней коры с точки зрения взаимоотношения различных групп эвкритов, строение и состав нижней коры и мантии. Неизвестны составы первичных дифференциатов HED, и причины, по которым они не обнаруживаются в полимиктовых брекчиях HED. Не ясно, имели ли место на родительском теле HED явления ассимиляции, гибридизации и контактового метаморфизма и как эти процессы могут быть связаны с наблюдаемым разнообразием микроэлементного состава эвкритов и диогенитов.

По-прежнему не разрешены вопросы, касающиеся состава и происхождения родительских расплавов эвкритов и диогенитов, генетических взаимоотношений между эвкритами и диогенитами, между базальтическими и кумулятивными эвкритами.

Существуют проблемы обедненности родительского тела HED щелочными металлами по сравнению с хондритами, проблемы термальной эволюции родительского тела, тесно связанные с проблемами механизма первичной дифференциации примитивного астероида и формирования расслоенной структуры. С увеличением количества находок ахондритов постепенно формируется проблема изотопной однородности родительского тела HED и количества дифференцированных тел в ранней Солнечной системе. Основной вопрос здесь заключается в том, что неизвестно, насколько широким может быть разброс этих параметров в одном дифференцированном теле.

Многие из этих вопросов не могут быть решены косвенными методами. На качественно новый уровень исследования метеоритов HED можно перейти в случае успешного полета к Весте автоматической станции “Dawn”. Подходы к решению некоторых из этих проблем и некоторые граничные условия были выработаны в данной

работе на основании исследования образцов полимиктовых эвкритов и говардитов, большинство из которых являются новыми и изучены впервые.

Глава 2. Методы исследования.

Работа выполнена с использованием методов оптической микроскопии, сканирующей электронной микроскопии, электронного микрозонда, нейтронно-активационного инструментального и радиохимического анализов, рентгено-флюоресцентного анализа.

Микроскопические исследования были проведены в Лаборатории метеоритики ГЕОХИ РАН (большой исследовательский микроскоп NU-2 Carl Zeiss Yena, Germany; универсальный исследовательский микроскоп Leica DFM, Germany) и в Музее естественной истории г. Вена, Австрия (NHMW) (Leica DFM, Germany).

Для электронно-микроскопического исследования в NHMW использовался аналитический сканирующий электронный микроскоп JEOL ASEM 4800 (Japan) с энергодисперсионным детектором Kevex (USA). Микрозондовые исследования выполнены в ГЕОХИ РАН (Cameca Camebax Microbeam; Cameca SX-100), NHMW (ARL Microprobe) и в Отделе исследования литосферы Венского Университета, Австрия (Cameca SX-100). Анализы проводились при стандартных параметрах – напряжение 15 кВ, сила тока 20 нА, диаметр зонда 1 мкм, с использованием ZAF- коррекции, предел обнаружения породообразующих элементов – 0.02 мас.%.

Содержание РЗЭ, Ni и Co были получены методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в ГЕОХИ РАН. Для определения содержаний Ir применялся радиохимический нейтронно-активационный анализ (РНАА) (ГЕОХИ РАН).

Глава 3. Петрология акцессорных изверженных горных пород и импактитов в полимиктовых брекчиях HED

Помимо эвкритового и диогенитового материала полимиктовые брекчии HED содержат обломки горных пород, которые, вероятно, генетически связаны, однако в силу незначительной распространенности на родительском теле или особенностей залегания не наблюдались в метеоритном потоке. В говардитах изредка встречаются фрагменты пироксена (En_{75-83}) и оливина (Fo_{63-89}) (Delaneu et al., 1980), по составу более магнезиальные, чем в эвкритах и диогенитах. Nehru et al. (1981) предположили, что обломки этих минералов могут представлять собой вещество крупнозернистых

ортопироксенитов, гарцбургитов и (или) дунитов. Mittlefehldt (2001) на основании анализа составов обломков ортопироксена полагает, что в диогените EETA 79002 может присутствовать магнезиальная гарцбургитовая компонента. Однако полиминеральные обломки ультраосновных пород наблюдались только в говардите Y 7308 в виде редких обломков, содержащих оливин (Fo_{65-73}), ортопироксен ($En_{67-72}Wo_{2-3}$) и переменные количества плагиоклаза, хромита и высоко-кальциевого пироксена (Ikeda, Takeda, 1985).

Основные породы, более магнезиальные чем кумулятивные эвкриты, представлены отдельными обломками долеритов в полимиктовых диогенитах Garland и Peckelsheim (Varteresian, Hewins, 1983) и обломком норита в говардите Y 7308 (Nehru et al., 1983). Породы имеют крупнозернистую структуру, долериты содержат пижонит $En_{69}Wo_5$ - $En_{60}Wo_{17}$, норит - ортопироксен ($En_{70}Wo_3$). Основные породы, в которых в качестве главных минералов присутствуют низко- и высококальциевый пироксены, обнаружены в виде редких обломков в полимиктовых эвкритах. Delaney et al. (1981) в нескольких эвкритах наблюдали фрагменты горных пород, содержащих пижонит и авгит, Mason (1994) в полимиктовом эвкрите LEW 87002 обнаружил обломок основной породы, содержащей гиперстен и авгит. Высококальциевые основные породы, пироксен в которых представлен авгитом $En_{46}Wo_{42}$, обнаружены в говардите Y 7308 (Nehru et al., 1983). В этом же метеорите описаны долериты, пироксен в которых представлен ферроавгитом $En_{19}Wo_{41}$ (Nehru et al., 1983). Ферроавгитовые габбро диагностированы в виде обломков в полимиктовых кумулятивных эвкритах LEW 85303 (Kozul, Hewins, 1988) и NWA 1401 (Mittlefehldt, Killgore, 2003). Фрагменты анортозитов наблюдались в полимиктовом эвкрите ALHA 76005 (Olsen et al., 1978) и в говардите DAG 779 (Otto, Ruh, 2000). Фрагменты ферротроктолитов, сложенных железистым оливином и плагиоклазом, были обнаружены в полимиктовом эвкрите ALHA 80102 (Treiman, Drake, 1985).

Перидотиты

Говардиты Dho 018 и NWA 776 являются уникальными по содержанию обломков оливин-пироксеновых пород. Поскольку эти обломки имеют размеры от 0.1 до 5.0 мм, то их общий состав не отражает точно модальный состав пород-источников, но позволяют судить о вариациях химического состава слагающих их минералов.

В говардите Dho 018 было обнаружено 20 фрагментов оливин-пироксеновых пород, 7 из которых по модальному составу (OL>40 об.%) были условно классифицированы как гарцбургиты, 3 – как оливиновые ортопироксениты (OL<40 об.%), а 10 обломков,

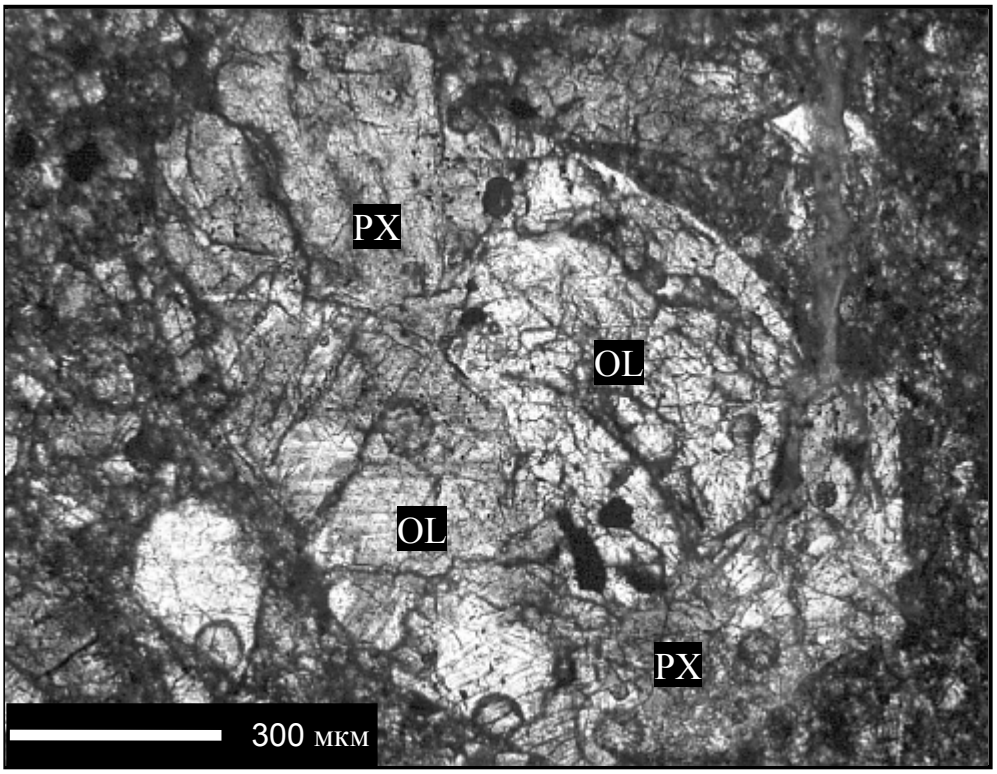


Рис. 1. Обломок оливин-пироксеновой породы в говардите Dhofar 018, проходящий свет.

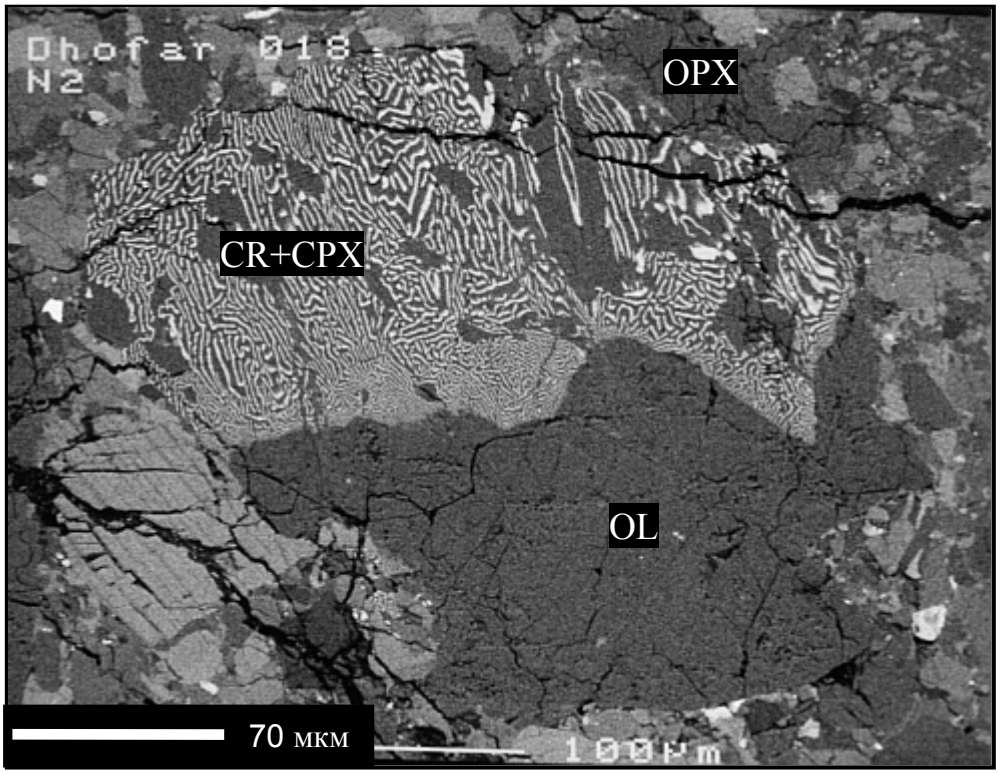


Рис. 2. Микрографический агрегат хромита и клинопироксена (симплектит) на контакте зерен оливина и ортопироксена в обломке оливин-пироксеновой породы, говардит Dh 018 (BSE).

имеющих размеры около 100 мкм, отнесены к группе неклассифицированных оливин-пироксеновых пород.

Обломки оливин-пироксеновых пород, как правило, катаклазированы, имеют зернистую структуру (рис. 1). Зерна силикатов демонстрируют волнистое и мозаичное погасание, что является признаком ударного метаморфизма. Главные минералы - ортопироксен ($En_{64.6-88.0}Wo_{1-4}$; Fe/Mn= 20 – 42.8) и оливин ($Fo_{62.3-88.9}$; Fe/Mn = 37-55) (табл. 2, 3). Наиболее крупные обломки (1.5–5 мм) по модальному составу соответствуют оливиновым пироксенитам – 70 об.% OPX и 30 об.% OL. В большинстве фрагментов оливин-пироксеновых пород контакты оливина и ортопироксена декорированы тонкозернистыми графическими агрегатами (симплектитами) хромита, клино- ($En_{42}Wo_{50}$) или (и) ортопироксена ($En_{80.5}Wo_{3.0}$) (Рис. 2), изредка в интерстициях зерен хромита и на контакте оливина и пироксена встречается плагиоклаз ($An_{86-93}Ab_{5-13}$) (табл. 4). Выделения хромита и силикатов в симплектитовых сростках имеют размеры 2-5, реже 10-15 мкм.

В говардите NWA 776 установлено пять фрагментов ультраосновных пород, три из которых по модальному составу условно классифицированы как перидотиты, 2 – как оливиновые пироксениты. Эти фрагменты имеют размеры 200-400 мкм, сложены ортопироксеном ($En_{69.9-73.5}Wo_{1.6-2.3}$) и оливином ($Fo_{73-78}$). Границы зерен оливина и пироксена часто декорированы симплектитами хромита и ортопироксена ($En_{80-81}Wo_{1.6-2.2}$). Один из фрагментов оливинового пироксениты (NWA 776-150) содержит 70 об.% пироксена ($En_{69.7}Wo_{3.2}$), 15 об.% оливина ($Fo_{73.9}$) и 15 об.% плагиоклаза ($An_{87.5}Ab_{12.3}$) (табл. 4). Фрагменты перидотитов, сложенные преимущественно оливином (Fo_{80-83}), в качестве второстепенных фаз содержат ортопироксен, хромит, иногда троилит и металлическое железо.

Низкое содержание перидотитовых клестов в полимиктовых брекчиях HED по сравнению с содержанием обломков магнезиального пироксена, и в меньшей степени оливина, вероятно, является результатом дробления крупнозернистых перидотитовых пород преимущественно на мономинеральные фрагменты. Малая распространенность этих пород в брекчиях относительно пироксенитов объясняется редкостью крупных ударных событий, при которых обломки этих пород могли быть выброшены на поверхность родительского тела.

Составы оливина и пироксена во фрагментах перидотитов в говардите Dho 018 связаны положительной линейной зависимостью (рис. 3). Магнезиальность породообразующих силикатов изменяется в широких интервалах в пределах каждой из групп пород, выделенных по минеральному составу. Интервалы составов пород разных

Таблица 2. Составы оливина в обломках перидотитов и пироксенитов в говардитах Dho 018 и NWA 776

здесь и ниже: в мас.%; н.о. – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировано.

	SiO_2	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	Fo	Fe/Mn
Dho 018 Гарцбургиты									
52-2-2	43.1	0.25	40.3	0.55	14.8	0.11	99.1	83.0	27
51-4-91	42.3	0.11	41.9	н.о.	15.0	0.31	99.6	83.3	-
V4-164	43.4	0.27	39.9	н.о.	15.6	0.28	99.4	82.0	-
51-4-90	37.6	0.41	28.8	0.64	31.2	н.о.	98.6	62.3	48
51-4-113	37.5	0.65	29.4	0.79	31.5	н.о.	99.8	62.5	39
52-2-2	41.1	0.06	48.7	0.34	10.8	0.12	101.1	88.9	31
V4-1	39.6	0.19	41.9	0.45	16.6	н.о.	98.7	81.9	37
52-2-94	38.9	0.14	34.0	0.46	25.1	0.08	98.6	70.7	54
52-2-111	42.2	0.05	39.4	0.42	17.7	0.09	99.9	79.9	41
оливиновые ортопироксениты									
51-4-33	37.9	0.28	30.4	0.51	30.6	н.о.	99.6	64.0	59
51-4-120	39.9	0.35	36.0	0.70	20.4	0.31	97.7	76.0	29
51-4-93	38.1	0.98	25.6	0.75	34.3	н.о.	99.7	57.1	45
51-4-78	43.5	0.80	41.6	0.24	12.8	0.81	99.7	85.3	53
Неклассифицированные Ol-Px породы									
51-4-112	41.2	0.55	39.5	0.33	15.6	0.42	97.7	81.9	47
51-4-53	41.8	0.15	40.0	0.32	15.5	0.36	98.1	82.2	48
51-4-66	42.4	0.08	40.6	0.58	15.8	0.46	99.9	82.1	27
V4-70	42.8	н.о.	41.0	н.а.	14.0	0.53	98.3	83.9	-
V4-168	42.5	н.о.	41.9	0.41	15.0	0.27	100.0	83.3	36
V4-169	41.6	0.44	39.9	н.а.	16.6	0.54	99.0	81.1	-
51-4-92	42.3	0.35	39.6	н.о.	17.1	0.19	99.5	80.5	-
51-4-53	41.8	0.15	40.0	0.32	15.5	0.36	98.1	82.2	48
51-4-66	42.4	0.08	40.6	0.58	15.8	0.46	99.9	82.1	27
51-4-101	42.2	0.12	41.0	0.49	14.6	0.38	98.7	83.4	29
51-4-102	39.2	0.07	34.8	0.44	24.4	0.06	98.9	71.9	55
51-4-112	41.2	0.55	39.5	0.33	15.6	0.42	97.7	81.9	47
NWA 776 Оливиновые ортопироксениты или гарцбургиты									
S1	36.2	н.о.	35.0	Н.а.	22.6	н.о.	93.8	73.5	-
94	40.4	0.35	39.2	0.76	18.6	0.17	99.4	79.0	24
97	40.5	н.о.	38.2	0.72	20.1	н.о.	99.5	77.2	27
Пироксениты									
135	43.0	0.72	42.1	Н.а.	10.5	н.о.	96.4	87.7	-
150	39.5	0.28	36.3	0.56	22.9	0.31	99.9	73.9	40
S4	39.1	0.24	35.7	н.а.	22.7	0.38	98.1	73.8	-

Таблица 3. Составы пироксена в обломках перидотитов и пироксенитов в говардитах Dho 018 и NWA 776

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	MG	Fe/Mn
Dho 018 гарцбургиты													
51-4-91	55.6	0.04	0.99	1.68	24.6	н.а.	15.2	0.90	99.0	71.7	3.5	74.3	-
V4-164	56.6	0.18	0.96	1.54	24.7	н.а.	13.7	1.33	99.0	73.8	3.3	76.3	-
51-4-90	54.8	0.10	0.51	2.12	21.9	0.43	18.7	0.78	99.2	64.6	4.5	67.6	43
52-2-94	55.4	0.24	0.47	1.82	23.9	0.69	16.6	0.74	99.8	69.2	3.8	71.9	24
52-2-2	58.1	н.о.	0.16	0.87	34.3	0.35	7.21	0.60	101	88.0	1.6	89.5	20
V4-1	56.9	н.о.	0.23	0.52	31.6	0.42	10.3	0.41	100	83.7	1.0	84.6	24
51-4-113	54.0	0.15	1.19	1.81	21.6	н.а.	17.9	0.68	97.4	65.5	4.0	68.2	-
оливиновые ортопироксениты													
51-4-33	55.6	0.17	0.53	1.76	23.0	0.21	17.7	1.02	100.0	67.3	3.7	69.9	84
51-4-120	55.7	0.28	0.41	1.75	24.3	0.55	15.4	1.35	99.8	71.1	3.7	73.8	28
51-4-93	55.0	н.о.	0.08	2.20	21.9	0.70	19.4	0.73	100.0	63.7	4.6	66.8	28
ортопироксениты													
51-4-118	56.3	0.32	0.71	1.95	24.4	0.50	14.4	1.30	99.9	72.1	4.1	75.2	28
51-4-65	56.7	0.37	0.41	1.22	26.2	0.63	13.6	0.61	99.6	75.5	2.5	77.5	21
52-2-92	57.8	0.60	н.о.	0.90	28.9	н.а.	8.44	0.92	97.5	84.3	1.9	86.0	-
51-4-65	56.7	0.37	0.41	1.22	26.2	0.63	13.6	0.61	99.6	75.5	2.5	77.5	24
52-2-93	54.5	0.06	0.96	1.10	25.0	0.48	15.5	0.70	98.2	72.5	2.3	74.3	32
51-4-78	53.3	0.31	0.41	1.76	19.9	н.а.	22.5	0.56	98.7	58.9	3.8	61.2	-
51-4-73	52.7	0.19	0.74	4.20	20.2	0.68	19.8	0.76	99.2	58.8	8.8	64.5	29
51-4-119	53.7	н.о.	н.о.	1.29	20.5	0.48	23.2	0.30	99.5	59.6	2.7	61.3	48

Таблица 3. Продолжение

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	MG#	Fe/Mn
Dho 018 неклассифицированные Ol-Px породы													
V4-145	57.8	0.18	0.48	0.53	26.6	0.39	13.5	0.53	100.0	77.0	1.1	77.8	34
51-4-112	58.8	н.о.	н.о.	1.02	27.4	0.37	10.1	2.14	99.8	81.0	2.2	82.8	27
51-4-66	55.9	0.15	0.72	1.68	23.9	0.33	15.4	1.46	99.6	70.8	3.6	73.4	45
51-4-53	57.0	н.о.	н.о.	0.81	27.6	н.а.	11.3	2.03	98.7	80.0	1.7	81.4	-
51-4-101	58.8	0.11	н.о.	0.49	29.1	0.49	9.91	0.90	99.8	83.1	1.0	84.0	20
51-4-102	53.5	0.44	0.75	1.56	22.0	0.55	19.2	1.00	98.9	64.9	3.3	67.2	34
V4-145	57.8	0.18	0.48	0.53	26.6	0.39	13.5	0.53	100.0	77.0	1.1	77.8	34
V4-168	59.1	0.24	н.о.	1.18	28.0	0.22	9.70	0.90	99.4	81.7	2.5	83.8	44
V4-169	58.3	н.о.	н.о.	0.84	27.9	н.а.	10.9	0.55	98.5	80.6	1.8	82.1	-
51-4-92	58.4	н.о.	0.33	1.19	27.6	0.24	11.1	0.55	99.5	79.6	2.5	81.6	45
51-4-53	57.0	н.о.	н.о.	0.81	27.6	н.а.	11.3	2.03	98.7	80.0	1.7	81.4	-
51-4-112	58.8	н.о.	н.о.	1.02	27.4	0.37	10.4	2.14	99.8	81.0	2.2	82.8	27
51-4-98	51.5	0.57	0.55	27.4	14.7	н.а.	3.40	1.11	99.2	40.4	54	88.5	-
51-4-98	56.9	0.69	0.14	0.86	28.8	н.а.	9.36	0.61	97.4	83.1	1.8	84.6	-
NWA 776 Оливиновые пироксениты													
S1	54.4	0.00	0.39	1.57	24.8	0.51	17.1	0.77	99.5	69.9	3.2	72.2	33
94	56.9	0.16	0.69	1.16	26.9	0.24	13.2	0.28	99.6	76.6	2.4	78.4	55
97	56.6	0.01	0.66	1.12	27.6	н.а.	12.4	0.68	99.1	78.1	2.3	79.9	-

Таблица 3. Продолжение

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	MG#	Fe/Mn
NWA 776 Вебстериты													
S2	53.4	0.19	0.84	1.21	20.2	н.а.	20.0	0.77	96.5	62.6	2.7	64.4	-
S2	53.5	0.52	0.64	20.7	13.9	н.а.	9.33	0.50	99.1	40.8	43.9	72.7	-
S3	54.5	0.33	0.60	0.76	21.5	н.а.	20.7	0.43	98.8	63.9	1.6	64.9	-
S3	52.7	0.67	0.14	20.1	15.4	н.а.	8.70	0.00	97.7	44.2	41.8	75.9	-
Ортопироксениты													
112-1	57.3	0.22	0.50	1.31	27.9	0.40	11.5	0.84	100.0	79.1	2.7	81.3	28
112-2	56.0	0.00	1.06	0.86	24.5	0.60	16.2	0.29	99.5	71.6	1.8	73.0	27
112-3	56.3	0.05	0.19	0.98	25.6	н.а.	15.2	0.19	98.5	73.6	2.0	75.1	-
134-1	56.4	0.07	0.13	1.14	24.2	0.72	17.0	0.00	99.7	70.1	2.4	71.8	23
134-2	54.8	0.00	0.64	1.22	21.9	0.63	20.0	0.26	99.5	64.5	2.6	66.2	31
134-3	54.7	0.79	0.07	1.37	25.0	н.а.	15.7	0.55	98.1	71.9	2.9	74.0	-
134-5	56.4	0.08	0.85	0.82	28.0	н.а.	12.0	1.03	99.2	79.3	1.7	80.6	-
135-1	55.8	0.00	1.16	1.70	25.8	н.а.	12.6	1.04	98.1	75.7	3.6	78.5	-
135-2	54.2	0.51	0.57	1.57	22.2	0.26	19.5	0.88	99.7	64.8	3.3	67.0	73
154	55.4	0.44	0.00	0.84	24.2	0.40	18.1	0.18	99.5	69.3	1.7	70.5	44
S4-1	56.0	0.11	1.13	1.31	25.9	0.27	14.0	0.40	99.1	74.7	2.7	76.7	52
S4-2	55.5	0.25	0.48	0.72	23.7	0.54	18.4	0.24	99.9	68.7	1.5	69.7	33

Таблица 4. Представительные составы плагиоклазов в ультраосновных и основных оливин-ортопироксеновых породах говардитов Dho 018 и NWA 776

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	Сумма	An	Ab
Dho 018										
51-4-78	ортопироксенит	43.4	0.01	31.7	1.03	0.11	21.4	97.6	91.5	8.0
51-4-120	оливиновый ортопироксенит	45.6	0.25	30.8	1.69	0.13	20.5	99.0	86.4	12.9
51-4-101	неклассифицированная Ol-Px порода	43.2	0.15	31.9	0.73	0.31	22.6	98.9	93.1	5.4
NWA 776										
134	ортопироксенит	45.3	0.10	35.9	0.89	0.56	16.5	99.2	87.9	8.5
150	ортопироксенит	45.7	0.17	35.5	1.21	0.03	15.6	98.3	87.5	12.3
154	ортопироксенит	45.0	0.00	36.9	0.58	0.00	17.2	99.7	94.2	5.8

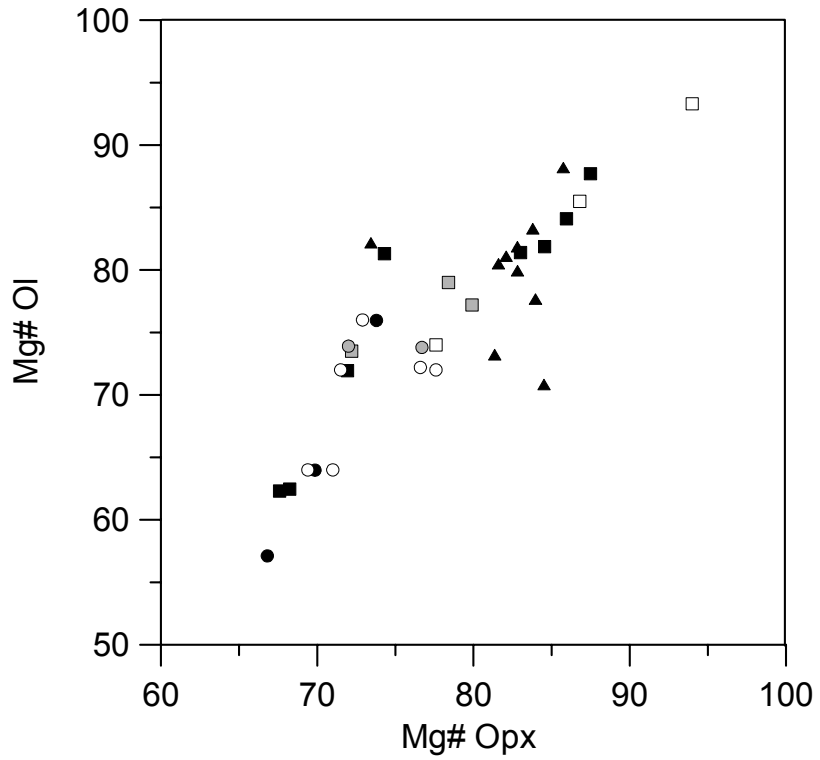


Рис. 3. Составы оливина и пироксена в ультраосновных породах полимиктовых брекчий HED. △ - гарцбургиты, □ - оливиновые пироксениты, ○ - неклассифицированные оливин-пироксеновые породы. Черные символы – Dho 018, серые – NWA 776, белые – литературные данные

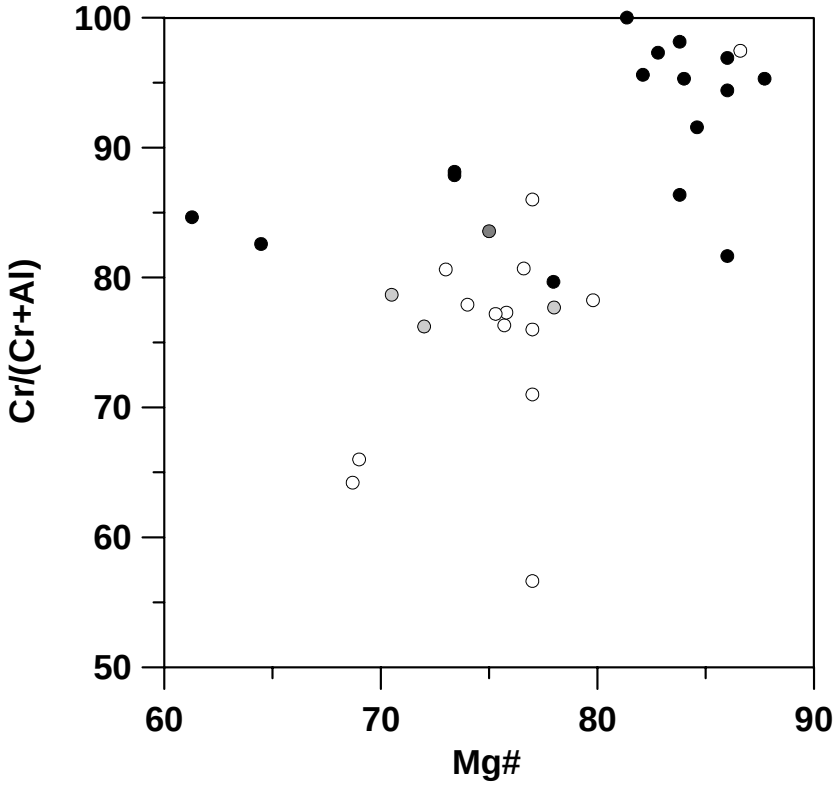


Рис. 4. Магнезиальность пироксена и Cr/(Cr+Al) отношение в сосуществующем хромите в ультраосновных породах полимиктовых брекчий HED.
● - Dho 018, ● - NWA 776, ● - Dho 1302, ○ - литературные данные.

видов перекрываются, что демонстрирует условность классификации обломков ультраосновных пород по модальному составу в терминах IUGS. Вероятно, наблюдаемые фрагменты оливин-пироксеновых пород могут принадлежать как перидотитам, так и оливиновым пироксенитам. Кроме того, наблюдаемый разброс составов может отражать реальную изменчивость магнезиальности внутри каждой из выделенных групп, что наблюдается например в группе оливиновых диогенитов (Irving et al., 2005). Ультраосновные породы могут быть разделены на группы только по химическому составу силикатов. Так, в популяции этих пород в говардите Dho 018 выделяются низко - и высокомагнезиальная группы (рис. 3), наличие которых может отражать поступление обломочного материала в брекчию из двух различных источников.

Отдельные фрагменты перидотитов, обнаруженные в говардите Dho 018, более магнезиальны (MG# = 86-88, ат.%) чем диогениты (MG#=68-73), оливин-содержащие диогениты (MG#=63-73) (Shearer et al., 2007), дуниты (MG#=74-85) (Goodrich, Righter, 2000; Mittlefehldt, 2008), и менее магнезиальны по сравнению с дунитом NWA 2968 (Bunch et al., 2006). По магнезиальности оливин этих пород находится в интервале значений, соответствующих мономинеральным обломкам оливина в говардитах и мезосидеритах. Линейная зависимость между составами оливина и пироксена показывает, что перидотиты, обнаруженные в Dho 018, перидотитовые метеориты HED и диогениты могут принадлежать к одной магматической серии.

Структура симплектитовых агрегатов хромита и силикатов в перидотитах (рис. 2), сходна со структурами, наблюдавшимися в диогенитах (Mittlefehldt, 2000; Irving et al., 2003), в оливиновом ахондрите QUE 93148, близком по составу к HED (Goodrich, Righter, 2000) и в дунитовых фрагментах в мезосидеритах (Lorenz, 1998). По структуре эти агрегаты также сходны с графическими агрегатами минералов группы шпинели и силикатов, обычно орто - и (или) клинопироксена, которые наблюдались в лунных породах (Bell, 1975).

На диаграмме зависимости хромистости хромита от магнезиальности вмещающего пироксена (рис. 4) хромиты ультраосновных пород Dho 018 образуют две популяции, соответствующие группам, выделенным по магнезиальности оливина и пироксена. Составы симплектитового хромита на графике Al - Cr (рис. 5) также образуют две группы, высоко- и низкохромистую, соответствующие высоко- и низко-магнезиальным группам перидотитов. Из перидотитов HED к составам хромита высокомагнезиальных пород близок только хромит из симплектитовых агрегатов метеорита QUE 93148. Линейная отрицательная корреляция Cr и Al, наблюдаемая в хромитах, характерна для

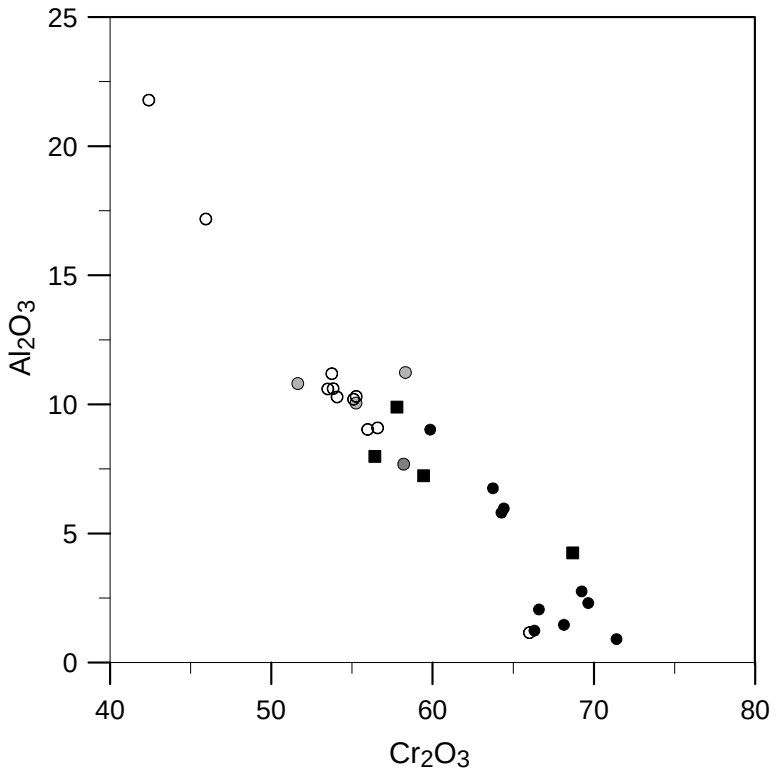


Рис. 5. Состав хромита (мас. %) в перидотитах и пироксенитах: круги - симплектиты, квадраты - кристаллы, черные символы – Dho 018, темно-серые – Dh0 1302, светло-серые – NWA 776, белые – диогениты и перидотиты HED (литературные данные, см. ссылки в тексте).

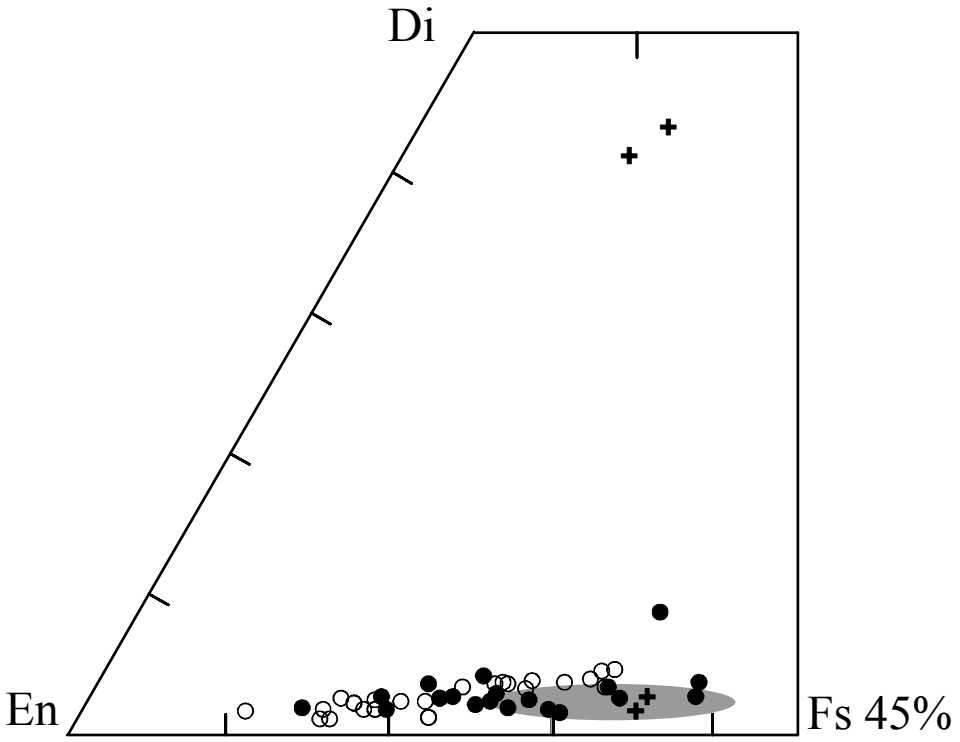


Рис. 6. Состав пироксена в перидотитах и пироксенитах говардитов Dho 018 и NWA 776. ◯ - перидотиты и оливиновые пироксениты, ● -пироксениты, + - орто-клинопироксениты в NWA 776 (вебстериты). Серое поле – диогениты (литературные данные)

диогенитов и оливиновых диогенитов (Mittlefehldt, 1994; Bowman et al., 1999). Магнезиальность хромита в обломках перидотитов слабо коррелирует с магнезиальностью вмещающего пироксена так же, как это было ранее установлено для диогенитов и пироксенитовых обломков в говардитах (Nehru et al., 1981).

Температура, при которой ортопироксен и хромит находились в равновесии, была определена с использованием ортопироксен-шпинелевого термометра, предложенного Liermann, Ganguly (2001). Некоторые симплектитовые агрегаты имеют размер зерен, который недостаточен для качественного зондового анализа. Для таких случаев состав хромита был рассчитан из валового состава симплектитового агрегата, определенного методом расфокусированного зонда, и состава вмещающего пироксена. Оказалось, что пироксен и хромит в перидотитах говардитов Dho 018 и NWA 776 находились в равновесии при температурах от 665 до 1246°C (табл. 5). Верхнее значение температурного диапазона приближается к температуре кристаллизации пироксена из магмы, для антарктических диогенитов определенной в 1270°C (Liermann, Ganguly, 2001). Однако, в основном, температуры находится в интервале 630-830°C, установленном ранее для диогенитов (Liermann, Ganguly, 2001). Широкий диапазон температур показывает, что экскавация ультраосновных пород при ударных событиях происходила многократно, как в ходе магматической активности, так и после ее прекращения.

Для обломков перидотитов обнаруженных в говардитах Dho 018 и NWA 776 характерны особенности химии минералов, установленные ранее для диогенитов и перидотитов HED. Перидотитовые метеориты предположительно являются образцами мантийного вещества родительского тела HED-астероидов (Irving, 2005). Две популяции перидотитов в говардите Dho 018, различные по магнезиальности и составу хромита, могут отражать существование двух, менее и более магнезиальных источников этих пород. Это может быть признаком расслоенности верхней мантии родительского тела HED на верхний, менее магнезиальный, и нижний, более магнезиальный горизонты.

Пироксениты

В полимиктовых брекчиях HED ортопироксениты обычно представлены обломками пироксена и редко присутствуют в виде поликристаллических обломков пород.

В говардите Dho 018 было обнаружено 12 обломков пироксенитов размером 100-1000 мкм, содержащих поликристаллические агрегаты зерен пироксена. Большинство обломков пироксенитов катаклазировано, некоторые из них имеют гранулитовую структуру. Пироксениты сложены ортопироксеном (En_{71-72} $Wo_{2-3.6}$) (табл. 3) с

Таблица 5. Составы хромита во включениях перидотитов и пироксенитов в говардитах Dho 018 и NWA 776, и температура равновесия сосуществующих хромита и пироксена (по Lierman, Ganguly, 2001)

		MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Сумма	T°C
DH018 Гарцбургиты									
52-2-2	симплектиты	4.55	2.76	0.03	69.2	0.74	22.7	100.0	764
V4-1	кристалл	4.95	4.25	0.17	68.7	0.72	24.1	102.8	910
Неклассифицированные оливин-пироксеновые породы									
V4-145	симплектитовый	3.25	6.75	0.81	63.7	0.39	25.1	100.0	870
V4-168	симплектиты *	2.22	0.91	0.66	71.4	0.26	24.5	100.0	700
51-4-98	симплектиты *	7.55	9.02	0.00	59.8	1.45	22.1	100.0	1060
51-4-101	симплектиты	3.21	2.31	0.00	69.6	0.12	24.7	100.0	782
V4-70	симплектиты	2.42	1.46	0.04	68.1	1.79	26.1	100.0	665
51-4-112	симплектиты *	4.49	1.24	0.09	66.3	2.22	25.7	100.0	912
V4-169	симплектиты	2.71	2.06	0.26	66.6	0.78	26.2	98.6	740
51-4-66	симплектиты	5.00	5.97	0.18	64.4	0.74	22.1	98.4	1246
51-4-66	симплектиты *	8.23	5.80	0.78	64.3	0.00	20.9	100.0	1687
51-4-53	симплектиты *	3.75	0.00	0.00	71.3	0.47	24.5	100.0	911
Ортопироксениты									
V4-MP16	кристалл	5.12	9.90	0.65	57.8	0.66	25.5	99.6	1006
51-4-119	кристалл	1.28	7.24	0.82	59.4	0.58	29.2	98.5	770
51-4-73	кристалл	1.83	7.99	1.45	56.4	0.44	29.7	97.9	824
NWA776 Оливиновые пироксениты									
150	кристалл	2.38	10.8	3.20	51.6	1.07	29.8	98.9	765
Ортопироксениты									
154	кристалл	1.61	10.1	1.10	55.2	1.40	27.5	96.9	711
112	кристалл	5.18	11.2	0.49	58.3	0.63	23.4	99.2	1121
DH1302	кристалл	2.17	7.69	0.54	58.2	0.64	29.6	98.8	729

*Состав симплектитового хромита. расчитанный из валового состава симплектитовой зоны

второстепенным оливином (Fo_{86}), иногда содержат до 5 об.% плагиоклаза ($An_{86}Ab_{13}$) (табл. 4). В некоторых кластах узкие внешние зоны зерен ортопироксена обогащены FeO.

В говардите NWA 776 пироксениты представлены обломками размером 100-300 мкм мелко- и среднезернистых пород, сложенных пироксеном, иногда с второстепенным оливином. Состав пироксена в этих породах сильно варьирует (табл. 3). Например, фрагмент NWA 776-135 содержит зерна пироксена ($En_{75.7}Wo_{3.6}$ и $En_{64.8}Wo_{3.3}$), ассоциирующие с оливином ($Fo_{87.7}$). Возможно, такие пироксенитовые обломки представляют собой фрагменты перекристаллизованные брекчий. Два пироксенитовых фрагмента в NWA 776 содержат примерно равные количества магнезиального ортопироксена ($En_{63-64}Wo_{1.6-2.7}$) и авгита ($En_{40-44}Wo_{42-44}$), в которых отсутствуют видимые структуры распада твердого раствора.

Крупный (3x5 мм) обломок пироксенита в полимиктовом эвкрите Dho 1302 сложен крупнозернистым ортопироксеном ($En_{74.3}Wo_{1.1}$, Fe/Mn=30.2). Зерна пироксена неоднородны по составу (от $En_{74.7}Wo_{1.1}$ до $En_{71.2}Wo_{1.1}$). В качестве второстепенного минерала присутствует гипидиоморфные кристаллы железистого алюмохромита.

Часть пироксенитовых фрагментов, обнаруженных в говардитах Dho 018, NWA 776 и Dho 1302, по составу соответствуют интервалу, установленному для диогенитов (рис. 6). Существует также популяция более магнезиальных, чем диогениты, пироксенитов, которые могут быть фрагментами перидотитовых пород. Состав пироксена некоторых пироксенитовых фрагментов находится в интервале En_{60}-En_{65}, который соответствует наиболее железистым диогенитам типа Y 75032, A 881839 и Dho 700 (Yamagushi et al., 2009).

Обломки сложенные орто- и клинопироксеном, обнаруженные в говардите NWA 776 (NWA 776-S2 и NWA 776-S3), ранее в полимиктовых брекчиях HED не наблюдались. Структура и состав обломков показывают, что оба обломка представляют собой фрагменты одной крупнозернистой породы, по магнезиальности соответствующей железистым диогенитам. Температура, при которой сосуществующие пироксены этих фрагментов находились в равновесии, определенная по двупироксеновому термометру (Lindsley, 1982), составляет около 600°C, что подразумевает относительно медленное остывание массива горной породы в недрах родительского тела. По модальному минеральному составу эти породы соответствуют земным вебстеритам.

Клинопироксен в диогенитах, обычно представленный диопсидом ($En_{45}Wo_{45}$-$En_{47}Wo_{47}$, Mittlefehldt 1994), является акцессорным минералом (1.2 об.%, Bowman et al. 1996). Диопсид обычно ассоциирует с плагиоклазом и образует выделения,

напоминающие продукты кристаллизации межзернового расплава (Domanik et al. 2003). Маловероятно встретить два относительно крупных полиминеральных обломка включающих идентичные минералы в равных пропорциях. Поэтому весьма вероятно, что двупироксеновые фрагменты в NWA 776 являются обломками двупироксеновой породы – вебстерита. Породы вебстеритового состава могли входить в состав расслоенных массивов пироксенитов, но могут также указывать на существование магнезиального, богатого CaO, но обедненного Al_2O_3 магматического резервуара в недрах родительского тела HED.

В говардите Юртук обнаружен фрагмент пироксенита YR99-6-122 размером 500 мкм, сложенный ортопироксеном ($En_{53.4}Wo_{1.7}$; Fe/Mn=29.6, табл. 6) с редкими ксеноморфными 10-20 мкм включениями оливина (Fo_{60}; Fe/Mn=46.4), плагиоклаза ($An_{77.7}Ab_{20.9}$), троилита и Fe-Ni металла (1.8 мас.% Ni). Этот пироксенит отличается от диогенитов пониженной магнезиальностью, и соответствует по этому параметру кумулятивным эвкритам. Пироксен в YR 99-6-122 имеет низкое валовое содержание CaO по сравнению с пижонитом кумулятивных эвкритов. Плагиоклаз имеет относительно высокое содержание Na, что не характерно для плагиоклаза кумулятивных эвкритов, но имеет место в некоторых диогенитах. Вероятно, существует генетическая связь этого фрагмента с железистыми диогенитами.

Оливин такого состава как в YR99-6-122 (Fo_{60}) не характерен для диогенитов и эвкритов, однако в говардитах и ударно-расплавных породах по говардитам наблюдаются обломки низкомагнезиального оливина (Nehru et al., 1981; Warren et al., 2009), источник которого до настоящего времени остается не известным. Вероятно, наблюдаемый фрагмент железистого диогенита может быть примером такого источника.

В говардите Юртук были обнаружены два обломка крупнозернистой породы, в основном сложенной ортопироксеном (92 об.%): YR99-1-7 (4x6 мм) и YR 99-1-26 (0.8x1.2 мм). Порода имеет кумулятивную структуру, образованную гипидиоморфными кристаллами пироксена размером от 150 до 800 мкм (Рис. 7). Зерна пироксена демонстрируют ярко выраженную прямую зональность. Состав центральных участков пироксеновых зерен варьирует от $En_{81}Wo_{0.4}$ до $En_{72}Wo_{0.4}$ (табл. 6). Краевые части универсальны по составу - $En_{62.8}Wo_{3.8}$ (Fe/Mn=27). Пироксен содержит около 4 об.% ксеноморфных пойкилитовых включений оливина размером 50-150 мкм (рис. 7). Отдельные включения оливина по форме выделения напоминают скелетные кристаллы (Рис. 8). На границе с вмещающим пироксеном зерна оливина декорированы микроскопическими (1-2 мкм) вермикулярными включениями хромита. Зерна оливина не

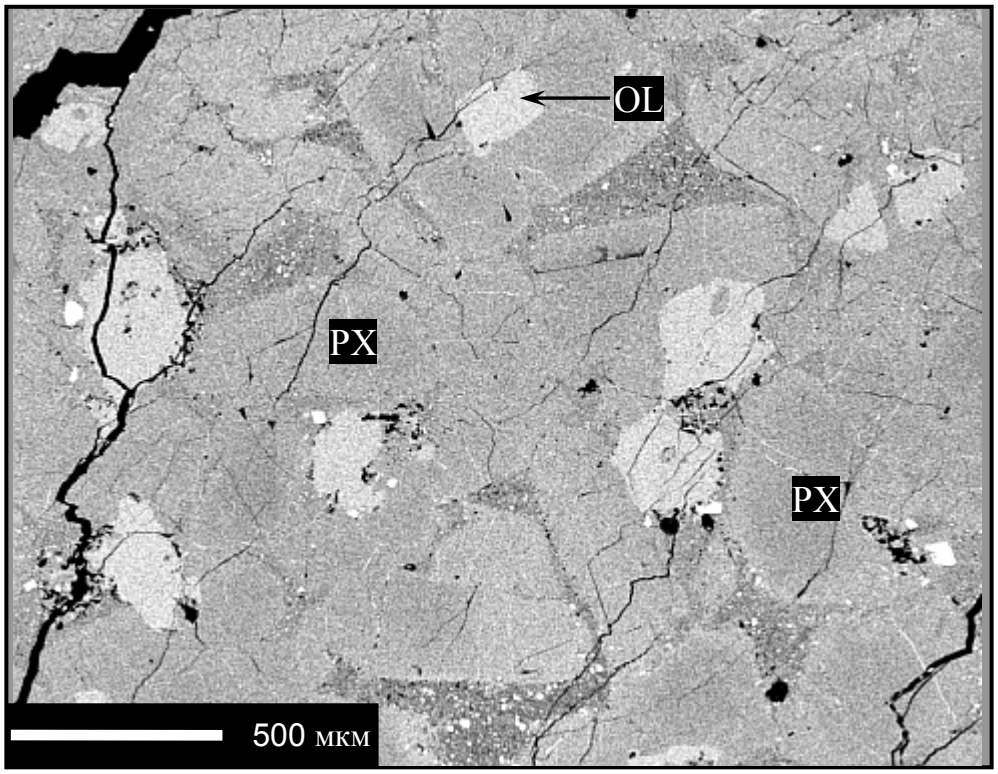


Рис. 7. Структура пироксенита YR 99-1-7 в говардите Юртук. Кристаллы пироксена с пойкилитовыми включениями оливина и тонкозернистым интерстициальным агрегатом (BSE).

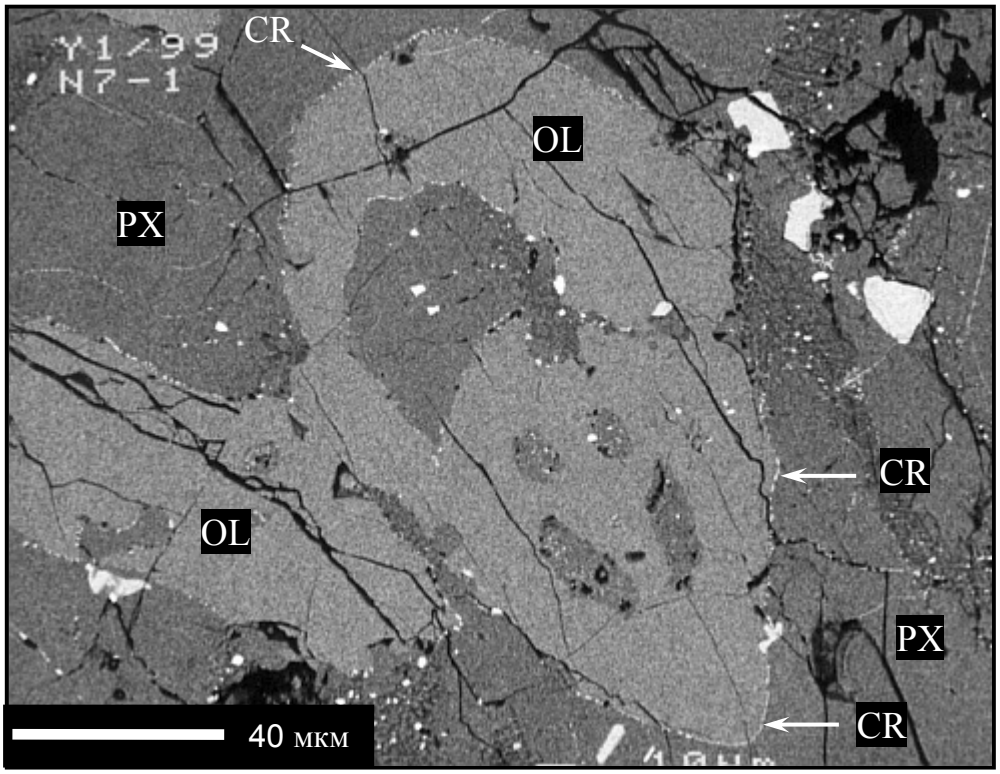


Рис. 8. Фрагмент пироксенита YR99-1-7 в говардите Юртук. Включение оливина в ортопироксене. На контакте с пироксеном оливин декорирован каймой из микроскопических включений хромита (показано стрелками) (BSE).

Таблица 6. Представительные и средние составы фаз в обломках пироксенитов говардита Юртук.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	Fo	Fe/Mn	MG#	An	Ab
Пироксенит YR99-1-7																		
Пироксен центральная часть	55.9	0.05	0.04	н.о.	н.о.	0.22	30.7	0.35	12.5	0.27	44.2	81.1	0.42		35.3	81		
пироксен внешняя зона	53.8	0.29	0.39	н.о.	н.о.	1.82	21.8	0.77	20.7	0.25	99.8	62.8	3.78		26.5	65		
Средний состав зонального пироксена (61 анализ)	54.4	0.08	0.54	н.о.	н.о.	0.54	26.5	0.53	16.9	0.34	99.8	72.9	1.07		31.7	74		
Станд. Откл.	1.02	0.09	0.44	-	-	0.33	1.89	0.12	1.99	-								
Средний состав оливина (14 анализов)	36.9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	32.0	0.63	31.2	0.06	100.8			64.7	49.1	65		
Станд. Откл.	0.48	-	-	-	-	-	0.77	0.04	0.56	0.05								
Средний состав авгита в тонкозернистом агрегате (12 анализов)	52.8	0.41	2.05	н.о.	н.о.	21.2	14.0	0.35	8.85	0.30	99.9	40.9	44.6		24.8	74		
Станд. Откл.	0.39	0.28	1.28	-	-	0.63	0.69	0.04	0.62	0.16								
Средний состав гиперстена в токозернистом агрегате (7 анализов)	53.9	0.21	0.80	н.о.	н.о.	1.22	21.3	0.67	21.8	0.16	100.1	62.0	2.56		32.1	64		
Станд. Откл.	0.52	0.11	0.25	-	-	0.49	1.35	0.09	1.02	0.10								
плагиоклаз в тонкозернистом агрегате	48.0	н.о.	32.9	0.38	0.03	17.5	0.24	н.о.	0.51	н.о.	99.5						96.1	3.7
идиоморфный хромит в тонкозернистом агрегате	0.04	2.17	15.3	н.о.	н.о.	0.11	2.79	0.67	31.8	46.7	99.5							
Пироксенит YR99-6-122																		
пироксен	50.2	0.05	0.43	3.40	н.о.	1.05	21.2	0.14	22.9	0.64	100.0	61.0	2.17					
оливин	35.2	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.05	23.8	0.83	38.7	0.27	98.8			52.4	45.8	52		
плагиоклаз	48.6	0.16	27.8	3.55	0.45	15.5	1.17	н.о.	2.39	н.о.	99.6						69.1	28.5
Пироксенит YR99-6-11																		
расфокус пироксена 20x20 мкм	51.0	0.25	0.70	н.о.	н.о.	1.23	23.2	0.63	21.6	0.49	99.0	64.1	2.45		33.8	66		
Средний состав порфировидных выделений пироксена (13 анализов)	52.7	0.23	0.78	н.о.	н.о.	0.91	23.6	0.68	20.7	0.40	100.1	65.8	1.82		30.1	67		
Станд. Откл.	0.91	0.07	0.11	-	-	0.24	0.66	0.05	0.72	0.18								
пироксен мезостазиса (6 анализов)	53.3	0.16	1.12	н.о.	н.о.	1.00	23.8	0.66	19.7	0.38	100.1	67.0	2.02		29.3	68		
Станд. Откл.	0.60	0.07	0.31	-	-	0.26	0.35	-	0.63	0.25								
плагиоклаз мезостазиса	45.6	н.о.	35.6	1.39	н.о.	16.8	0.05	н.о.	0.66	н.о.	100.2						86.9	13.1

Таблица 7. Валовые составы обломков пироксенитов в говардите Юртук.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	Fe/Mn	MG#
Говардит Юртук. пироксенит YR99-1-7													
тонкозернистый агрегат*	54.9	0.36	18.1	0.69	0.05	15.7	4.85	0.14	4.94	0.09	99.9	35	64
тонкозернистый агрегат**	54.7	0.27	18.6	0.71	0.05	16.6	4.29	0.13	4.38	0.10	99.8	33	64
Валовый состав**	53.6	0.09	1.40	0.05	н.о.	1.26	25.7	0.51	17.0	0.33	99.9	33	73
Пироксенит YR99-6-11													
тонкозернистый агрегат*	51.4	0.24	4.94	0.18	0.02	3.18	21.2	0.47	17.4	0.81	99.8	36	69
Валовый состав**	52.5	0.23	1.61	0.05	н.о.	1.36	23.1	0.64	20.1	0.48	100.0	31	67

* - состав определен методом расфокусированного зонда

** - состав определен исходя из модального состава породы, составов фаз и тонкозернистых агрегатов

зональны и имеют средний состав Fo_{68} (Fe/Mn=45). Узкие, линейные интерстиции между зернами пироксена заполнены тонкозернистым агрегатом удлиненных выделений пироксена и плагиоклаза (рис. 9). Более широкие участки межзернового пространства и пространство внутри ксеноморфных включений оливина заполнены тонкозернистым агрегатом (Рис. 10) состоящим из (в об.%) ортопироксена ($En_{62}Wo_{2.6}$) - 40.7, клинопироксена ($En_{40.9}Wo_{44.6}$) - 9.5, плагиоклаза (An_{96}) - 45.0, фазы SiO_2 - 2.7, троилита - 0.3 и металлического железа - 0.9. Также клинопироксен ($En_{20}Wo_{34}$) выделяется на границах зерен ортопироксена и интерстициального материала. Общее количество межзернового агрегата составляет 4 об.%.

По составу пироксена, горная порода, представленная фрагментами YR 99-1-7 и YR 99-1-26, соответствует диогенитам (рис. 11). Отношение Fe/Mn в минералах также отвечает метеоритам группы HED. Валовый состав этой породы, рассчитанный на основании модального минерального состава и результатах анализа интерстициального агрегата методом расфокусированного зонда (табл. 7), находится в области составов диогенитов. Однако, в отличие от диогенитов, эта порода имеет ярко выраженную кумулятивную структуру, содержит нетипичный для диогенитов зональный пироксен и тонкозернистый интерстициальный минеральный агрегат. Зерна оливина несут следы реакции с расплавом и значительно менее магнезиальны, чем пироксен, что демонстрирует отсутствие равновесия с вмещающим пироксеном. Зерна оливина могут быть интерпретированы как захваченные расплавом ксенокристы, происходящие из другого источника, по составу близкого к диогенитам. Интерстициальный материал, вероятно, представляет собой результат кристаллизации захваченного расплава.

Ярко выраженная зональность пироксена показывает отсутствие существенного термального метаморфизма в посткристаллизационной истории этой породы. Ее среднезернистая кумулятивная структура не соответствует крупнозернистой структуре, свойственной диогенитам и может отражать более высокую скорость охлаждения этой породы по сравнению с диогенитами. В тоже время, эта порода более крупнозернистая по сравнению с ударными расплавами и некумулятивными эвкритами, представляющими собой материал поверхностных лавовых потоков. Следовательно, кристаллизация расплава происходила на некоторой глубине под поверхностью родительского тела, возможно, в приконтактовой зоне магматической камеры.

Фрагмент YR 99-6-11 представляет собой обломок горной породы размером 1x2 мм. Порода образована относительно крупными (100-250 мкм) зернами незонального ортопироксена ($En_{65.8}Wo_{1.8}$; Fe/Mn=30), погруженными в основную массу (18 об.%),

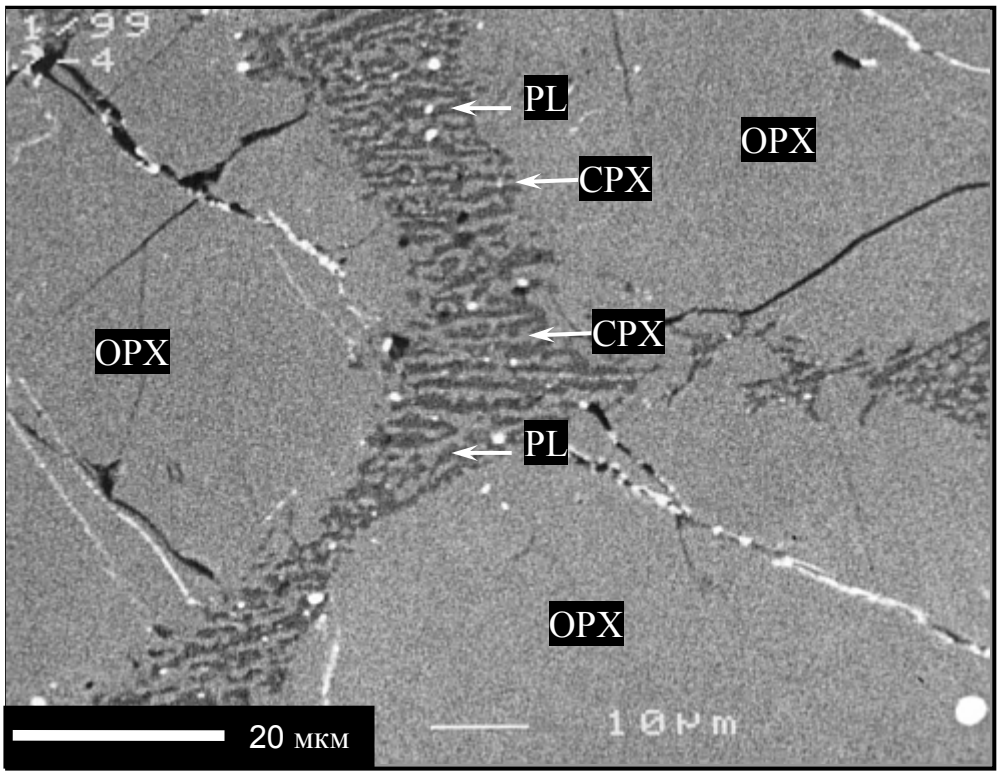


Рис. 9. Структура тонкозернистого интерстициального агрегата в пироксените YR99-1-7. Говардит Юртук (BSE).

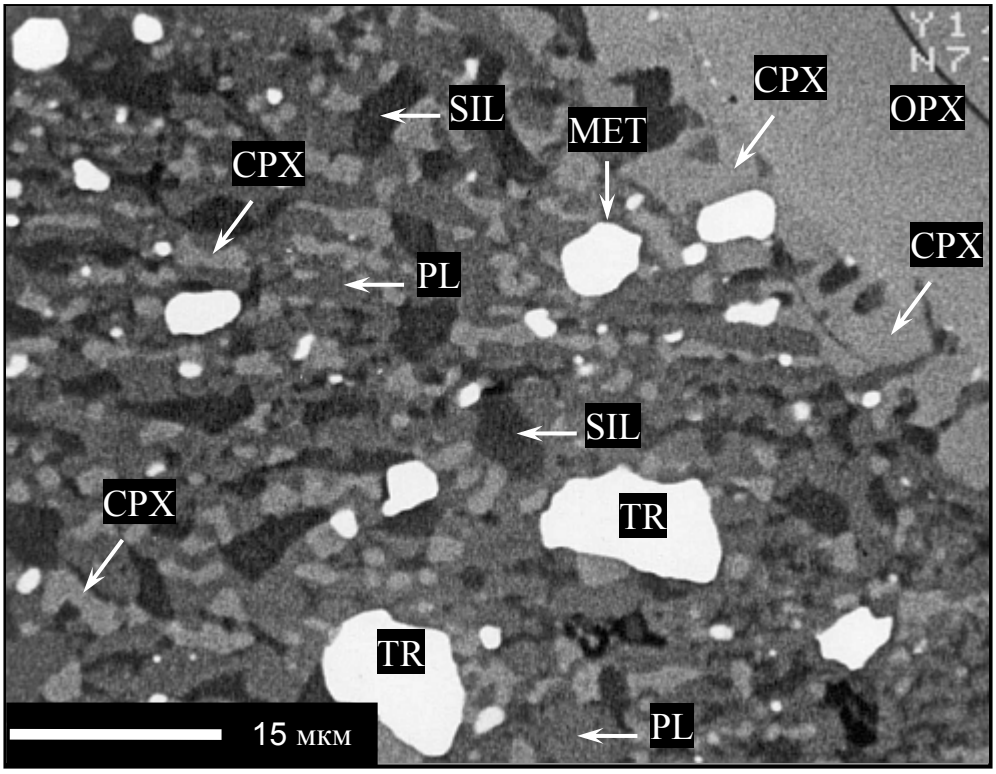


Рис. 10. Структура тонкозернистого интерстициального агрегата в пироксените YR99-1-7. Говардит Юртук (BSE).

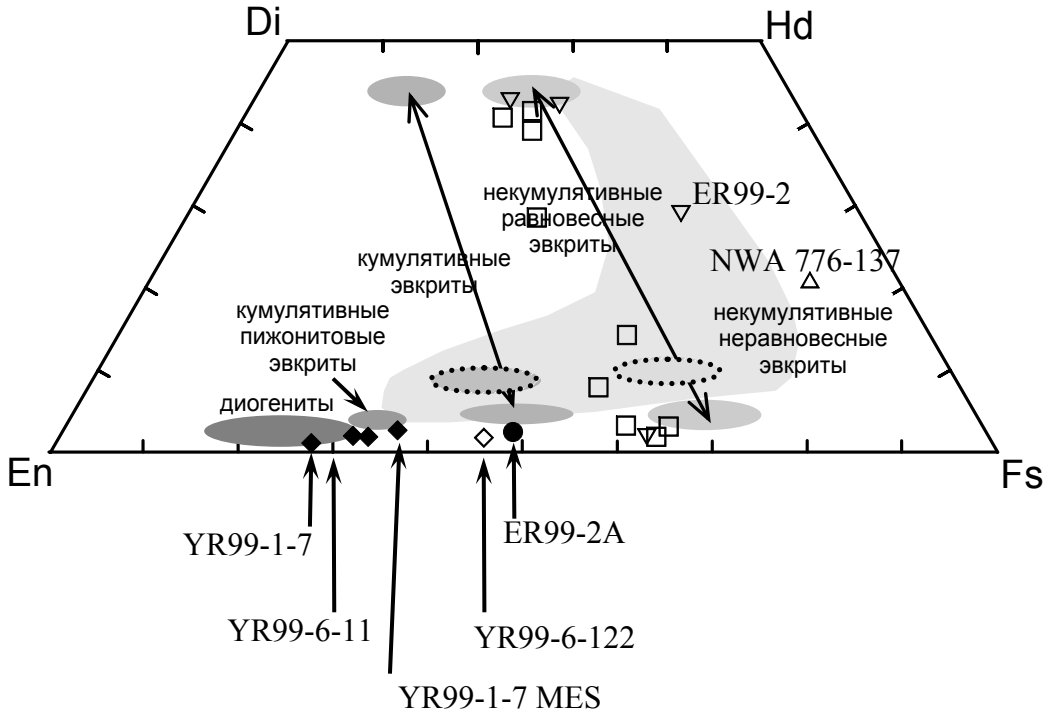


Рис. 11. Составы пироксена во фрагментах горных пород в полимиктовых брекчиях HED: ◆ -пироксениты; ◇ - железистые пироксениты; ● - нориты; □ - двупироксеновые долериты; △ - авгитовые долериты; ▽ - диориты. Стрелки в поле графика указывают на составы пижонита и авгита в структурах распада твердого раствора эвкритовых пироксенов. Пунктир – валовые составы пироксенов в кумулятивных и некумулятивных эвкритах. Светло-серое поле – составы пироксенов в некумулятивных неравновесных эвкритах.

представляющую собой тонкозернистый агрегат пироксена ($En_{67.0}Wo_{2.0}$; Fe/Mn=29.0) и плагиоклаза, с редкими (1.6 об.%) более крупными ксеноморфными выделениями плагиоклаза ($An_{86.9}Ab_{13.1}$) (табл. 6). Основная масса породы содержит включения акцессорного хромита и очень тонкозернистые выделения сульфида. В крупных зернах пироксена также присутствуют редкие включения хромита. Составы пироксена и плагиоклаза основной массы соответствуют составу порфировых выделений этих минералов (табл. 6).

Пироксенитовый фрагмент YR 99-6-11 по валовому содержанию CaO и Al_2O_3 (табл. 7) занимает промежуточное положение между диогенитами и кумулятивными эвкритами. Магнезиальность породы (67 ат.%) находится в интервале значений пижонитовых кумулятивных эвкритов и железистых диогенитов (65-70 ат.%). По составу пироксена порода соответствует пижонитовым кумулятивным эвкритам. Особенностью пироксенита YR 99-6-11 является сходство составов минералов в порфировых выделениях и тонкозернистом мезостазисе. Пироксен мезостазиса даже несколько более магнезиален, чем пироксен порфировых выделений. Таким образом, состав мезостазиса не соответствует ожидаемому при кристаллизации. Вероятно, порфировые выделения являются ксенокристами, обломками крупнозернистого пироксенита (железистого диогенита), а мезостазис – возможно есть результат ударного плавления источника, по составу близкого к пижонитовым кумулятивным эвкритам. Возможно, эта порода отражает пространственные и генетические связи между диогенитами и кумулятивными эвкритами, которые рассматривались в работах Ishii et al. (1978) и Hewins (1983).

Магнезиальные неполнокристаллические породы и стекла

В говардите Dho 018 были обнаружены обломки неполнокристаллических пород, имеющие размеры от 150 мкм до 5 мм и состоящие из стекла с микролитами пироксена ($En_{80-89}Wo_{0.3-2.9}$), реже оливина (Fo_{79-87}) (табл. 8), и акцессорным хромитом (рис. 12). Стекло в различной степени девитрифицировано, иногда в стекле выделяются мелкие скелетные кристаллы клинопироксена ($En_{22-41}Wo_{25-34}$). Для микролитов пироксена характерно содержание Cr_2O_3 от 0.7 до 1.5 мас.%. В оливине содержание Cr_2O_3 слабо варьирует в пределах 0.5-0.6 мас.%. Неполнокристаллические породы содержат обломки оливина, пироксена, и сферические включения троилита и металлического железа (рис. 13), и следовательно, представляют собой продукты ударного плавления горных пород – импактиты (ударно-расплавные породы). Ксенокристы оливина и пироксена по магнезиальности соответствуют пироксенитам и перидотитам HED, но отличаются от

Таблица 8. Составы оливина и пироксена в магнезиальных ударно-расплавных неполнокристаллических породах говардита Dhofar 018

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма	En	Wo	Fo	MG#	Fe/Mn
52-2-88														
микролит оливина	41.0	н.о.	0.17	0.62	0.18	47.0	11.5	0.36	100.9			87.9	87.9	31.6
ксенокрист оливина	39.0	н.о.	н.о.	0.07	0.11	40.5	20.6	0.49	100.9			77.8	77.8	41.5
центральная часть зонального пироксена	57.3	0.07	0.97	1.01	0.51	33.3	8.24	0.38	101.7	87.0	1.0		87.8	21.4
внешняя часть зонального пироксена	54.8	0.10	1.53	1.51	1.17	28.1	13.0	0.57	100.8	77.5	2.3		79.4	22.7
ксенокрист пироксена	55.5	0.08	0.56	0.62	0.96	28.7	14.0	0.52	100.9	77.0	1.9		78.5	26.9
реакционная каемка ксенокриста	57.2	0.06	0.48	0.97	0.44	32.9	8.70	0.36	101.1	86.4	0.8		87.1	24.2
52-2-OL														
микролит оливина	39.9	н.о.	0.69	0.50	0.50	45.2	12.1	0.28	99.2			87.0	87.0	42.4
52-2-2														
зональный кристалл оливина, центр	41.1	н.о.	н.о.	0.12	0.06	48.7	10.8	0.34	101.1			88.9	88.9	31.4
зональный кристалл оливина, край	39.5	н.о.	н.о.	0.10	0.13	40.4	19.2	0.46	99.9			79.0	79.0	41.2
52-2-85														
микролит оливина	39.4	н.о.	0.1	0.50	0.3	41.4	18.9	0.3	100.9			79.6	79.6	62.2
V4-9														
микролит оливина	38.8		н.о.	0.45	0.11	39.0	21.7	0.49	100.6			76.2	76.2	43.7
зональный кристалл пироксена, центр	56.7	0.06	0.78	1.03	0.55	31.1	10.1	0.39	100.7	83.7	1.1		84.6	25.5
зональный кристалл пироксена, край	54.9	0.14	1.64	1.19	1.67	26.7	14.6	0.54	101.4	74.0	3.3		76.6	26.7
микролит пироксена	51.9	0.24	2.89	1.05	5.52	19.6	17.2	0.67	99.1	59.0	12.0		67.0	25.3
52-2-54														
микролит пироксена	60.3	0.09	2.05	0.93	1.26	29.7	6.72	0.47	101.4	86.4	2.6		88.8	14.2
52-2-91														
микролит пироксена	58.4	н.о.	0.24	0.66	0.16	34.7	7.26	0.28	101.8	89.3	0.3		89.5	25.3
ксенокрист пироксена	56.0	0.08	0.80	0.74	0.96	29.8	12.6	0.48	101.5	79.4	1.8		80.9	25.9
реакционная кайма ксенокриста	57.7	0.05	0.30	0.83	0.29	32.6	9.45	0.36	101.5	85.6	0.5		86.0	25.9

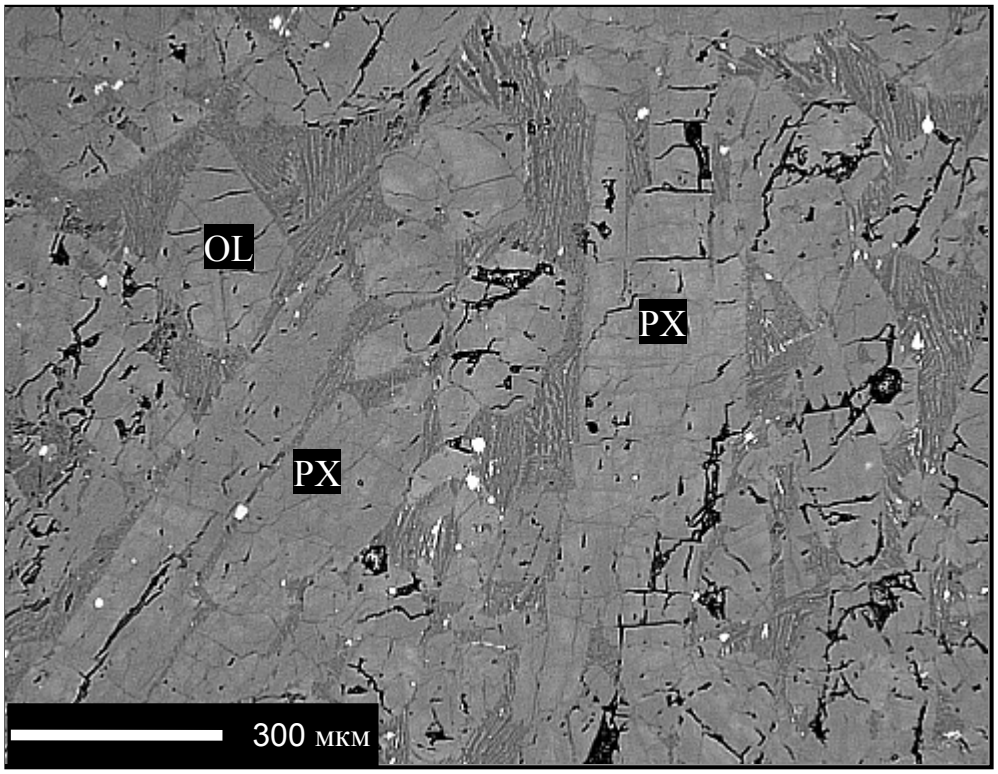


Рис. 12. Структура магнезиальной ударно-расплавной породы Dho 018-V4-9, отраженный свет.

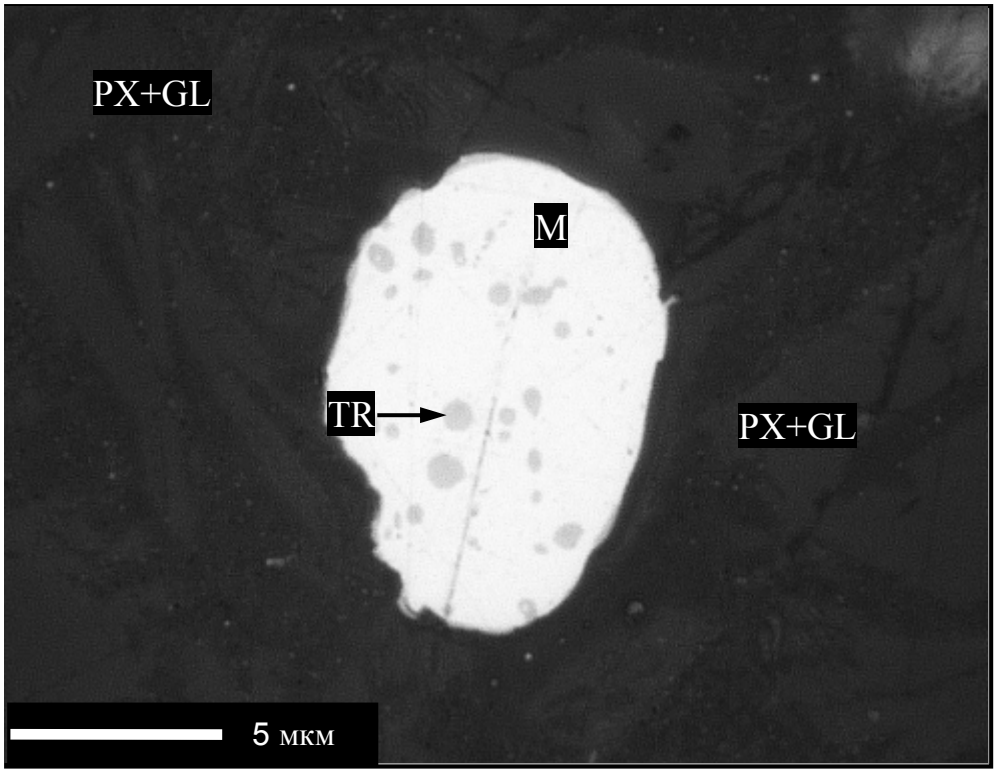


Рис. 13. Включение Fe-Ni металла с каплевидными выделениями троилита в фрагменте магнезиальной ударно-расплавленной породы Dho 018-52-2-88, отраженный свет

вмещающих расплавных пород, и часто имеют внешние диффузионные каймы. Среди ксенокристов отсутствуют пироксены эвкритового состава и плагиоклаз, по этому магнезиальные ультраосновные породы, вероятно, являются продуктами ударной переработки поверхности, сложенной в основном перидотитовыми породами.

Особо интересным в этом аспекте представляется фрагмент Dho 018-51-4-12 (5х3 мм), который представляет собой тонкообломочную брекчию с расплавным цементом, и содержит крупное включение перидотита – реликт коренной горной породы (рис. 14).

Фрагмент Dho 018-51-4-12 состоит из зеленовато-серого в проходящем свете стекла, насыщенного мелкими обломками оливина ($Fo_{81.5-82.9}$) и пироксена, среди которых изредка встречаются включения хромита, металлического Fe и троилита. В стекле наблюдается слабая мозаичная анизотропия и флюидальная текстура. В стекло погружены обломки (300-1000 мкм) гарцбургитовой породы (30 об.%) (Рис. 15), состоящей из ортопироксена ($En_{81.6}Wo_{0.9}$; Fe/Mn=30 ат.) и оливина (Fo_{86}; Fe/Mn=39 ат.) с редким плагиоклазом ($An_{94.9}Ab_{4.9}$). Изредка контакты оливина и пироксена декорированы симплектитами хромита и силикатной фазы, вероятно, клинопиросена, размеры которых недостаточны для качественного анализа. Наиболее крупный обломок гарцбургита пересекается мощным (200 мкм) прожилком стекла, светло-коричневого в проходящем свете, насыщенного очень мелкими обломками оливина. С одного конца прожилок выклинивается в гарцбургите, с другой стороны обрезается контактом обломка с вмещающей матрицей (Рис. 15). В отличие от основной массы расплава прожилок не содержит тонкораспыленных включений троилита. Во внешних частях фрагмента Dho 018-51-4-12 присутствуют линзовидные и прожилковидные области расплавленного материала, насыщенного мелкими обломками пироксена и плагиоклаза эвкритового состава и обломками среднезернистой породы, состоящей из пироксена ($En_{35.7}Wo_{5.2}$; Fe/Mn=30.3), плагиоклаза ($An_{88.6}Ab_{10.2}$) и редкого пироксена ($En_{29.5}Wo_{40.8}$).

Тонкозернистая витрофировая структура, свойственная большинству высокомагнезиальных импактитов в говардите Dho 018, свидетельствует об относительно высокой скорости охлаждения. Различный размер фенокристов в разных фрагментах, сопоставимых по величине и содержанию обломков, показывает, что скорость охлаждения расплавов была разной. Зональность ортопироксена в некоторых кластах показывает, что они не испытали существенного термального метаморфизма, в то время как в других кластах силикаты не зональны, вероятно, вследствие отжига. Эти факты могут отражать различное положение порций ударного расплава в структуре

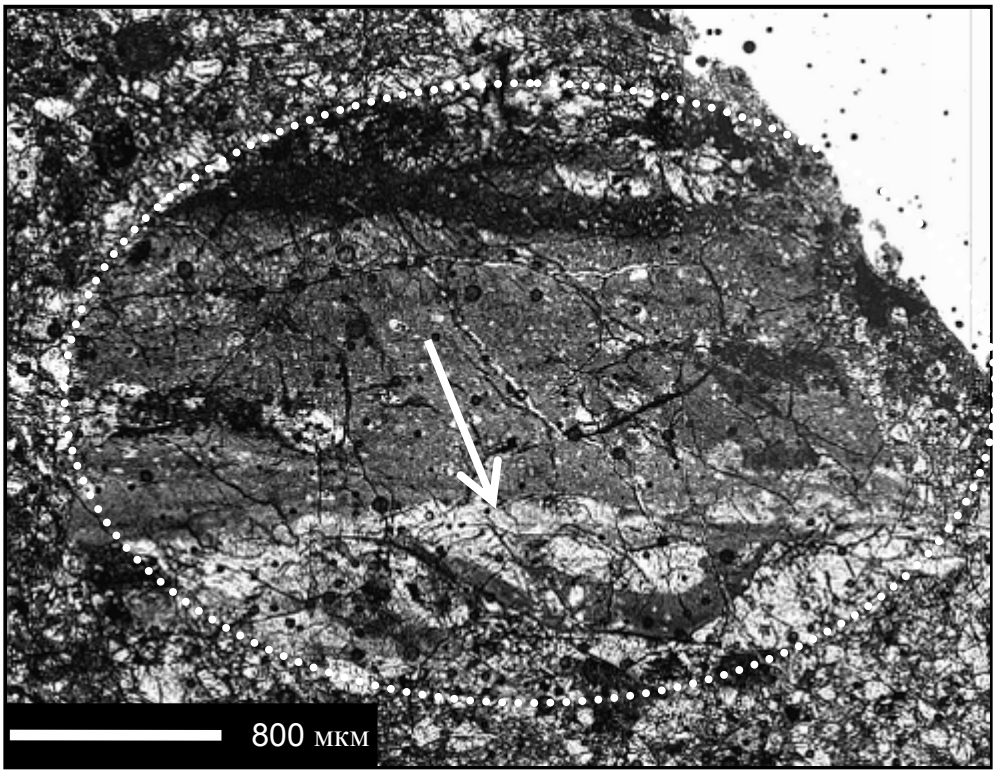


Рис. 14. Включение ультраосновной ударно-расплавной брекчии Dho 018-52-2-12 (белый пунктир) с ксенолитом перидотита (стрелка) в говардите Dhofar 018, проходящий свет.

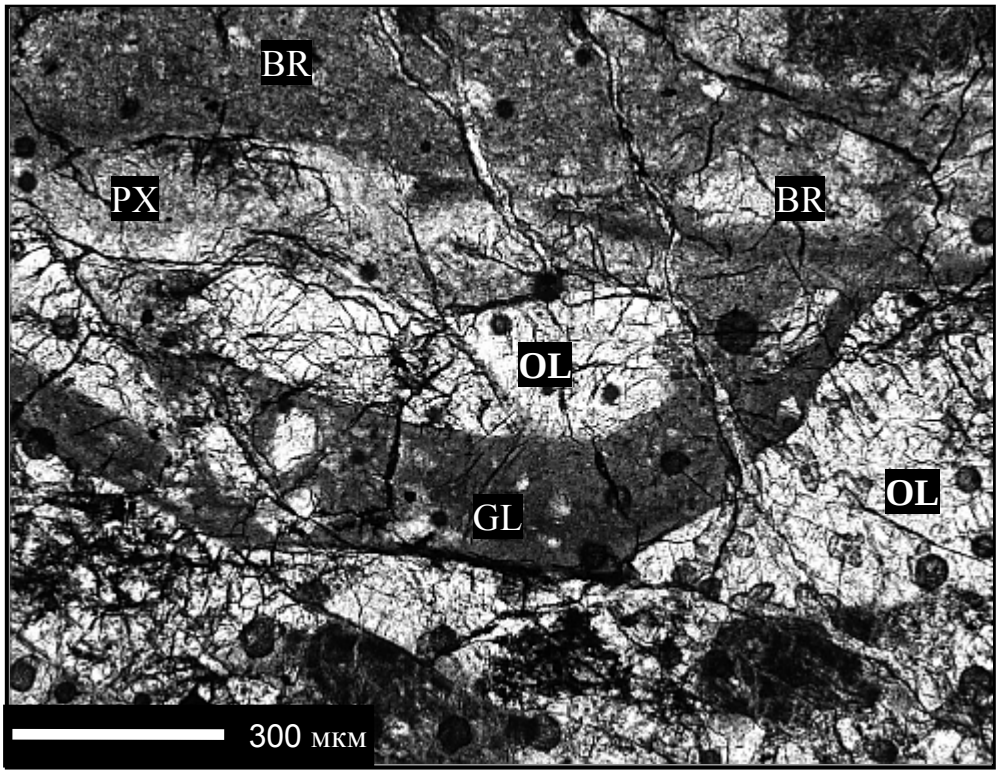


Рис. 15. Обломок перидотитовой породы в магнезиальной ударно-расплавной брекчии Dho 018-52-2-12. BR – вмещающая брекчия, GL – прожилок стекла в перидотите, обрывающийся на границе ксенолита, проходящий свет.

кратерных выбросов, или, возможно, связаны с образованием расплавов в ходе нескольких ударных событий.

Ударно-расплавные породы в говардите Dho 018 являются наиболее магнезиальными из пород такого типа, изученных в полимиктовых брекчиях HED (Klein, Hewins, 1979; Olsen et al., 1990). Импактиты Dho 018 сильно обеднены CaO и Al_2O_3, и по магнезиальности соответствует диогенитам. Оливины и пироксены этих пород по отношению Fe/Mn соответствуют интервалам установленным для оливинов и пироксенов в диогенитах (47-69 и 27–31, соответственно). Валовые составы ультраосновных импактитов свидетельствуют что большинство из них образовалось по перидотитам и пироксенитам (табл. 9, рис. 16).

Некоторые высокомагнезиальные импактиты отличаются высокими содержаниями Cr_2O_3 в оливинах и пироксенах (табл. 8). Содержание хрома в оливинах этих расплавов в 5–6 раз выше, чем в оливинах диогенитов, содержащих 0.03 - 0.1 мас.% Cr_2O_3 (пироксен в диогенитах содержит 0.34 - 0.74 мас.% Cr_2O_3). Подобное обогащение не характерно для метеоритов HED, отдельные обломки оливина (Fo_{85-90}) с 0.7 мас.% Cr_2O_3 наблюдались Mikouchi и Miyamoto (1997) только в говардите Y 7308. Высокое содержание Cr_2O_3 в пироксенах может быть связано с вхождением хрома в структуру пироксена при быстрой кристаллизации. Кроме того, при ударном плавлении могло иметь место понижение активности кислорода и в более восстановительных условиях хром мог находиться в состоянии 2+, а не 3+, что привело бы к более эффективному замещению им Mg и Fe в структуре пироксена (Grove, Bence, 1977).

Фрагмент Dho 018-51-4-12 является наиболее магнезиальным (MG#=83.6 ат.%) из изученных неполнокристаллических пород. Состав основной массы соответствует смеси оливина и пироксена и наиболее вероятно, эта порода образовалась при ударном плавлении перидотита, обломки которого и присутствуют в основной массе.

Прожилок стекла в наиболее крупном перидотитовом обломке, по структурному положению отличающийся от основной массы, и характеризующийся большим содержанием мелких обломков, отсутствием распыленных рудных минералов, и повышенным валовым содержанием SiO_2, вероятно, представляет собой инъекцию расплава другой генерации. Это указывает на многоэтапный процесс переработки ультраосновных пород на поверхности родительского тела, который мог иметь место при повторяющихся соударениях небольших тел с поверхностью ультраосновного состава.

За исключением незначительных вариаций состава, связанных с неидеальным перемешиванием, основная масса Dho 018-51-4-12 в целом однородна по составу, и даже

Таблица 9. Составы стекла и валовые составы магнезиальных ударно-расплавных пород в говардите Dho 018.

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Total	MG#	Fe/Mn
V4-9	стекло	49.8	0.72	19.3	0.74	12.2	2.20	0.41	14.3	0.04	99.8	21.5	34
V4-9	вал	42.3	0.19	4.65	0.16	3.62	27.8	0.51	19.4	0.55	99.2	71.9	38
52-2-88	стекло	56.9	0.53	12.2	0.37	10.0	4.22	0.58	14.6	0.68	100.2	34.0	25
52-2-88	вал	53.0	0.17	4.04	0.11	2.98	24.4	0.58	14.2	1.16	100.6	75.4	24
52-2-54	стекло	61.0	0.43	7.74	0.24	9.17	5.09	0.97	14.5	0.81	99.9	38.6	15
52-2-54	вал	57.7	0.14	2.62	0.14	2.18	25.5	0.63	10.5	1.05	100.4	81.3	16
52-2-OL	стекло	52.4	0.14	2.04	н.о.	2.00	21.3	0.72	20.5	1.35	100.4	64.9	28
52-2-OL	вал	40.5	н.о.	0.76	н.о.	0.58	44.0	0.30	12.5	0.54	99.8	78.5	32
52-2-91	стекло	53.9	0.04	1.13	н.о.	1.41	24.2	0.68	18.0	1.30	100.7	70.6	26
52-2-91	вал	53.5	0.10	2.70	0.10	2.13	26.8	0.48	13.8	0.88	100.4	77.5	28
52-2-85	стекло	49.3	0.05	1.53	н.о.	1.37	31.6	0.49	14.8	0.91	100.0	79.3	30
52-2-85	вал	42.3	0.22	4.42	0.25	3.60	26.0	0.40	22.1	0.69	100.0	67.8	55
V4-150	стекло	51.6	0.59	17.8	0.57	11.5	1.26	0.47	16.0	0.04	99.8	12.3	34
V4-150	вал	50.9	0.19	5.19	0.15	3.63	25.0	0.48	13.6	0.83	100.0	76.6	28

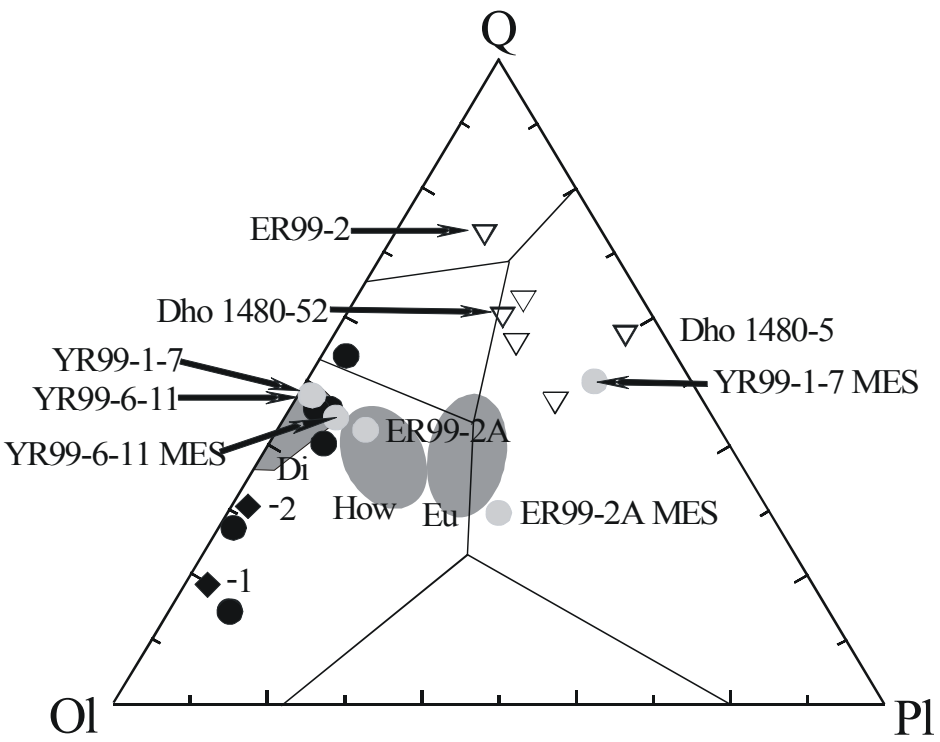


Рис. 16. Нормативные составы изученных включений горных пород (об.%): ● магнезиальные ударно-расплавные породы; ◆ - ударно-расплавная порода по перидотиту Dho 018 52-2-12: -1 - основная масса породы, -2 - прожилок стекла в обломке перидотита; ● - пироксениты и нориты, - MES - составы интерстициального агрегата в пироксенитах и норитах; ▽ - диориты; ▽ - диориты Луны (см. ссылки в тексте). Серые поля – области составов диогенитов (Di), говардитов (How) и эвкритов (Eu) по Mittlefehldt et al. (1998)

в зоне насыщенной обломками эвкритового материала состав расплава соответствует составу основной массы фрагмента. То, что расплав плотно сцементировал массу очень мелких обломков, указывает на его низкую вязкость, и следовательно, на высокую температуру в момент смешения с реголитом. Поскольку эвкритовые обломки не подвергались плавлению на контакте с расплавом, и не зональны, то остывание этого фрагмента происходило весьма быстро, по крайней мере, во внешнем слое. Вероятно, порция расплава была выброшена из района родительского тела, сложенного ультраосновными породами, при образовании ударного кратера, и затем достаточно быстро оказалась на поверхности, покрытой эвкритовым обломочным материалом. Присутствие ультраосновных пород, разных по составу и термальной истории является, вероятно, результатом их ударного плавления вследствие нескольких ударных событий.

На поверхности Весты обнаружено несколько областей, сложенных оливином и магнезиальным пироксеном. Эти области связаны с центральным поднятием самого большого ударного кратера Весты и с отложениями его выбросов. Множественные удары по этим поверхностям могли привести к наблюдаемому разнообразию ультраосновных расплавов. Вероятно, в брекчии Dho 018 накапливался обломочный материал из района, где на поверхность родительского тела выходили ультраосновные породы нескольких типов. Их многообразие может свидетельствовать о значительной гетерогенности составов глубинных горизонтов родительского тела HED. Реликт перидотита во фрагменте Dho 018-51-4-12 может представлять собой образец нижней коры или верхней мантии Весты.

Основные породы

В составе изученных полимиктовых брекчий HED были обнаружены обломки средне- и мелко-зернистых горных пород, которые по структуре и (или) составу не относятся к какой-либо из выделяемых групп эвкритов. Эти породы представлены норитами, двупироксеновыми и ферро-авгитовыми долеритами.

Нориты

Фрагмент плагиоклаз-ортопироксеновой горной породы ER-99-2A, обнаруженный в говардите Ереван, содержит 46 об.% удлиненных гипидиоморфных зерен ортопироксена ($En_{49.9}Wo_{2.4}$, Fe/Mn=30), которые погружены в тонкозернистый графический агрегат низкокальциевого пижонита ($En_{43.6}Wo_{5.4}$, Fe/Mn=30), полевого шпата ($An_{87.0}Ab_{12.7}$), второстепенного клинопироксена ($En_{37.6}Wo_{34.5}$) (Табл. 10) с редкими зернами троилита и

Таблица 10. Составы минералов в обломках основных пород в говардитах Ереван, Юртук, NWA 776, и полимиктовом эвкрите Dho 1480

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	Fe/Mn	MG#	Ab	An
Говардит Ереван Норит ER99-2A																
Крупный пироксен	51.0	0.21	0.54	н.о.	1.13	17.2	0.84	29.4	0.47	100.8	49.9	2.4	34	51.1		
Пижонит в интерстиционном агрегате	49.9	0.12	1.61	0.07	2.72	14.5	0.98	30.0	0.08	100.0	43.6	5.9	30	46.4		
Авгит в интерстиционном агрегате	50.6	0.23	1.21	0.10	16.8	13.2	0.61	17.5	0.20	100.5	37.6	34.5	28	57.4		
Плагиоклаз в в интерстиционном агрегате	45.5	0.04	35.2	1.38	17.0	н.о.	н.о.	н.о.	0.09	99.3					12.7	87.0
Плагиоклаз в прожилке в пироксене	44.1	н.о.	35.4	0.34	19.3	0.07	0.29	1.02	0.04	100.6					3.08	96.8
Валовый состав интерстиционного агрегата	46.5	0.39	17.7	0.50	10.9	6.61	0.46	15.4	0.13	98.6			33	43		
Валовый состав ER99-2A	49.1	0.28	7.65	0.23	5.16	12.8	0.68	23.6	0.32	99.9			34	49		
Полимиктовый эвкрит Dhofar 1480 двупироксеновый долерит 19-2-23-17																
Низкокальциевый пироксен	49.1	0.09	0.19	н.о.	0.83	11.4	1.09	36.7	0.05	99.5	35.1	1.8	33	35.7		
Высококальциевый пироксен, валовый состав	50.6	0.18	0.37	0.08	18.7	9.93	0.52	18.7	0.14	99.2	29.3	39.7	36	48.6		
плагиоклаз	45.3	0.04	34.3	0.97	17.9	н.о.	н.о.	0.42	н.о.	99.1					8.83	90.7
двупироксеновый долерит 19-2-23-41																
Низкокальциевый пироксен	49.6	0.15	0.19	н.о.	1.47	12.5	1.13	35.2	0.12	100.4	37.6	3.2	31	38.8		
Высококальциевый пироксен, валовый состав	50.8	0.50	0.91	0.11	19.3	10.6	0.50	16.3	0.35	99.3	31.6	41.3	32	53.8		
двупироксеновый долерит 19-2-23-42																
Высококальциевый пироксен, валовый состав	50.4	0.46	0.67	0.09	19.7	9.56	0.55	18.0	0.23	99.6	28.3	42.0	32	48.7		
Низкокальциевый пироксен, валовый состав	49.1	0.12	0.17	н.о.	1.83	10.8	1.21	36.5	0.04	99.9	33.2	4.0	30	34.6		
плагиоклаз	45.7	н.о.	34.3	1.13	17.5	н.о.	н.о.	0.52	н.о.	99.3					10.3	89.2
Говардит Юртук: двупироксеновый долерит YR-1-99-15																
Валовый состав низкокальциевого пироксена	48.8	0.29	0.30	н.о.	3.67	12.9	1.08	32.7	0.15	99.5	38.2	7.8	30	41.4		
Валовый состав высококальциевого пироксена	51.0	0.46	0.57	0.06	13.5	11.3	0.74	21.9	0.30	99.5	34.0	29.2	29	48.0		
плагиоклаз	45.2	н.о.	34.1	1.23	17.5	н.о.	н.о.	0.17	н.о.	98.4					11.3	88.7
Говардит North West Africa 776: Авгитовый долерит NWA776-136																
пироксен	49.8	1.13	0.95	н.о.	7.94	2.46	2.30	33.3	0.65	98.5	9.2	21.3	14	11.6		
плагиоклаз	47.9	0.10	34.7	1.49	14.2	0.04	н.о.	0.94	н.о.	99.4					15.9	84.0

хромита (рис. 17). Крупные выделения ортопироксена не зональны. Пироксен содержит субмикронные параллельно-ориентированные ламели, напоминающие ламели распада твердого раствора пижонита. Эти ламели декорированы многочисленными пылевидными выделениями рудных фаз, вероятно троилита и хромита. Анализ пироксена расфокусированным зондом показал очень низкое валовое содержание кальция, по этому наиболее вероятно, что наблюдаемые ламели – результат выделения рудных фаз по определенным кристаллографическим направлениям и не связаны с распадом твердого раствора пироксена. В направлениях, перпендикулярных контактам зерен ортопироксена с тонкозернистым интерстициальным агрегатом, в пироксене развиты тонкие субпараллельные прожилки шириной 1-5 мкм, содержащие плагиоклаз $An_{97}Ab_{3,}$ реже фазу SiO_2 и зерна хромита (рис. 17). По мере выклинивания прожилков силикатные фазы сменяются цепочками мелких включений хромита.

По модальному минеральному составу описываемая горная порода соответствует нориту и отличается от кумулятивных эвкритов низким модальным содержанием клинопироксена и плагиоклаза. По магнезиальности крупные выделения пироксена в ER-99-2A соответствуют пироксенам кумулятивных эвкритов, но отличаются от них низким содержанием CaO.

По валовому химическому составу данный фрагмент говардита Ереван отличается от плагиоклазовых кумулятивных эвкритов низким содержанием CaO и Al_2O_3. При этом валовый состав интерстициального агрегата близок к среднему составу плагиоклазовых кумулятивных эвкритов. На диаграмме OL-PL-Q состав этого норита располагается в поле говардитов (рис. 16), однако, состав его интерстициального агрегата находится на котектической линии OL-PL в поле эвкритов.

Моделирование равновесной кристаллизации расплава, имеющего состав норита ER99-2A, показало, что при кристаллизации пироксена состава ($En_{49.9}Wo_{2.4}$) остаточный расплав будет иметь более высокие содержания SiO_2 и CaO по сравнению с интерстициальным агрегатом норита. Это может означать, что крупные зерна пироксена и интерстициальный агрегат происходят из разных источников, что могло иметь место при ударном событии. Структура породы ER-99-2A отличается от структуры кумулятивных эвкритов. По-видимому, это свидетельствует о том, что относительно медленное остывание расплава в какой-то момент сменилось закалкой. Похожую порфировидную структуру имеют пироксен-порфировые включения в говардитах QUE 94200 и EET 92014 (Mittlefehldt, Lindstrom, 1997, 1998), интерпретированные как ударные расплавы. Порфировидная

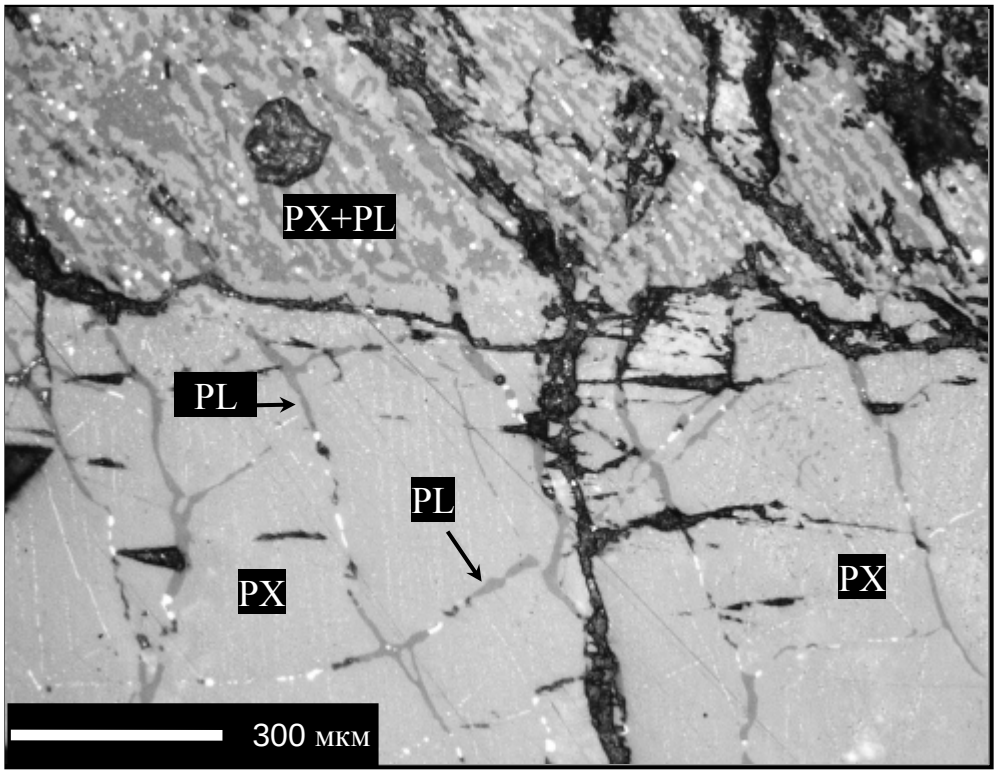


Рис. 17. Участок включения ER99-2A норитового состава в говардите Ереван – крупное выделение ортопироксена и интерстициальный агрегат пироксена и плагиоклаза, отраженный свет.

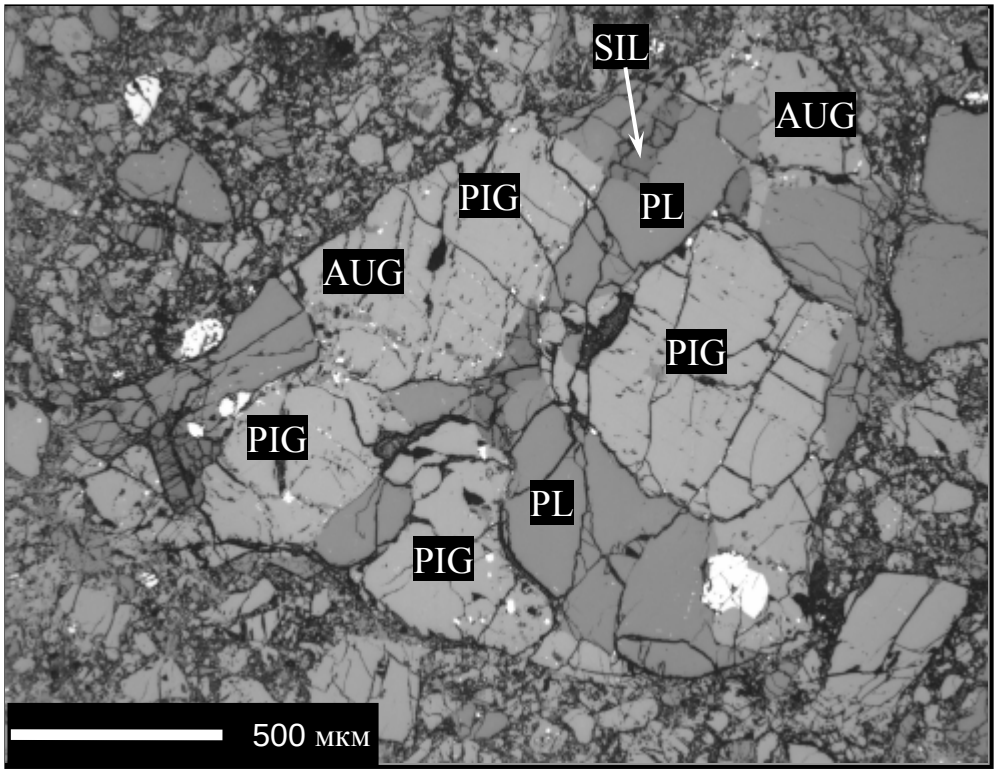


Рис. 18. Двупироксеновый долерит YR99-1-15 в говардите Юртук, отраженный свет.

структура и признаки иньекции расплава по трещинам в пироксене, могут быть признаками ударно-расплавного происхождения ER-99-2A. Таким образом, порфировидная норитовая порода ER-99-2A в говардите Ереван могла образоваться путем ударного смешения расплава кумулятивного эвкрита с обломками низкомагнезиального ортопироксенита. Пироксениты такого состава неизвестны среди метеоритов HED, но могут быть связаны с пироксеновыми кумулятивными эвкритами и железистыми диогенитами.

Двупироксеновые долериты

Двупироксеновые долериты, обнаруженные в полимиктовом эвкрите Dho 1480 и говардите Юртук, представляют собой крупнозернистые (500-800 мкм) полнокристаллические породы, пироксены в которых представлены низко– и высококальциевыми разновидностями. Во фрагментах двупироксеновых пород в полимиктовом эвкрите Dho 1480 (Dho 1480-17, -41, -42) низкокальциевый пироксен представлен феррогиперстеном с очень тонкими ламелями авгита. Валовый состав низкокальциевого пироксена находится в интервале ($En_{33-38}Wo_{1-4}$, табл. 10, рис. 11). Высококальциевый пироксен представлен авгитом валового состава ($En_{28-32}Wo_{40-42}$), с очень узкими ламелями распада, содержащими низкокальциевый пироксен (табл. 10). Плагиоклаз имеет состав $An_{89-91}Ab_{9-11}$. По составу пироксена двупироксеновые долериты в Dho 1480 весьма близки и могут представлять собой обломки одной горной породы.

Обломок двупироксенового долерита в говардите Юртук (YR99-1-15, рис. 18) содержит сосуществующие зерна пижонита и авгита (табл. 10), причем каждый из этих минералов содержит структуры распада твердого раствора. Модальное содержание первичного авгита в двупироксеновых долеритах – 10-34 об%. Акцессорными минералами являются фаза SiO_2, троилит, ильменит, хромит.

Структуры двупироксеновых долеритов, обнаруженных в полимиктовом эвкрите Dho 1480 и говардите Юртук показывают, что сосуществующие низко- и высоко-кальциевые пироксены кристаллизовались из расплава, а не являются результатом распада твердого раствора среднекальциевого пижонита, как это наблюдается в эвкритах. Авгит занимает подчиненное положение по отношению к низкокальциевым пироксенам, и возможно кристаллизовался позднее. Температура, при которой произошло уравновешивание составов сосуществующих пироксенов в двупироксеновых породах находится в интервале 1050 - 1200°C.

По магнезиальности пироксены этих пород сходны с пироксенами двупироксеновых базальтов, фрагменты которых были описаны ранее в полимиктовых брекчиях HED (Delaney et al., 1984a), и с пироксенами авгит-пижонитового габбро GRA 98098 (Mittlefehldt, Lee, 2001). Однако по сравнению с этими породами, состав авгита в двупироксеновых породах в Dho 1480 более кальциевый ($En_{28-32}Wo_{39-42}$), а пижонита менее кальциевый. Класт авгит-пижонитового долерита в говардите Юртук по составу пироксенов приближается к авгит-пижонитовому габбро GRA 98098 (Mittlefehldt, Lee, 2001).

Из расплава, по валовому составу соответствующего эвкритам, должен кристаллизоваться один пироксен - пижонит**.** Для образования двухпироксеновых пород требуются магмы с большим содержанием кальция. Delaney et al. (1984a) предположили, что двупироксеновые породы HED образовались на большой глубине (около 100 км), где за счет повышенного давления (1-2 Кбар) при плавлении хондритового источника поле стабильности ортопироксена расширяется и жидкости, сосуществующие с оливином и пироксеном будут менее кремнистыми и более кальциевыми, чем такие же расплавы при атмосферном давлении. Однако небольшой по сравнению с Луной диаметр Весты и малая мощность базальтовой коры, оцениваемая в 15-50 км, исключают давления, необходимые для кристаллизации двупироксеновых пород из эвкритовых расплавов. Поэтому гипотеза о существовании в недрах Весты источника более кальциевой по сравнению с эвкритами магмы представляется более работоспособной.

Ферроавгитовые долериты

В говардите NWA 776 был обнаружен фрагмент полнокристаллической среднезернистой горной породы (NWA 776-137) размером 250 мкм, сложенный 70-100 мкм зернами ферроавгита ($En_{9.17}Wo_{21.3}$), не содержащего видимых ламелей распада твердого раствора, и плагиоклаза $An_{83.9}$ (рис. 11, табл. 10). Ферроавгитовый долерит NWA 776-137 является наиболее железистым из всех известных пород HED. Наиболее близким по железистости пироксена к NWA 776-137 является ферроавгитовое габбро, обнаруженное в метеорите NWA 1401 (Mittlefehldt, Killgore, 2003). Однако, ферроавгитовый класт NWA 776-137 содержит менее кальциевый авгит по сравнению с ферроавгитовым габбро в NWA 1401 и другими редкими обломками авгитовых основных пород, встреченных в метеоритах Binda (Garzia, Prinz, 1978), Y 7308 (Nehru et al., 1983) и LEW 85303 (Kozul, Hewins, 1988). Возможно, что эта порода образовалась при высокой степени дифференциации эвкритовой магмы, из высокожелезистых высококальциевых

остаточных жидкостей. Среднезернистая структура фрагмента показывает, что данная порода не могла образоваться из остаточной жидкости, кристаллизовавшейся в межзерновом пространстве, а представляет собой часть некоего достаточно крупного объема расплава, скорость остывания которого была сопоставима со скоростью остывания базальтических эвкритов. Для образования такой породы остаточный расплав, объем которого на поздних стадиях кристаллизации весьма мал, должен быть отделен от основной массы кристаллизовавшихся ранее минералов.

Ассоциация оливин-пироксен-SiO_2

Обломки горных пород, представляющих собой агрегаты трех минералов - оливина, пироксена и фазы SiO_2, были обнаружены в метеоритах NWA 776, NWA 1664, Dho 018, Dho 275, Dho 285. По структуре выделяются два типа таких агрегатов — микрографические и равномернозернистые. Фрагменты микрографической структуры состоят из пироксена ($En_{2.8-21.7}Wo_{16.2-48.1}$) (табл. 11), иногда с субмикронными ламелями распада твердого раствора, в котором содержатся удлиненные или ветвящиеся выделения оливина (Fa_{80-97}), ориентированные вдоль, как минимум, двух кристаллографических плоскостей вмещающего пироксена (рис. 19, 20). Одна из ориентировок выделений фаялита совпадает с ориентировкой ламелей распада твердого раствора в пироксене (возможно, параллельно плоскости (001)). Вдоль контактов фаялита с вмещающим пироксеном наблюдаются зерна фазы SiO_2, часто образующей в крупнозернистых агрегатах удлиненно-призматические кристаллы. Размеры (по наибольшему измерению) выделений оливина находятся в интервале 10-80 мкм, а фазы SiO_2, соответственно, 3-40 мкм. Фрагмент Dho 018-52-2-49 состоит из нескольких выделений микрографического агрегата фаялита, пироксена и фазы SiO_2, в окружении микрографического агрегата троилита и фазы SiO_2 (рис. 21), в котором встречены отдельные мелкие зерна плагиоклаза ($An_{89}Ab_{11}$).

Объект Dho 018-54-1-51, единственный из микрографических объектов, сложен агрегатом фаялита, пироксена ($En_{8.7}Wo_{3.0}$) и фазы SiO_2, который имеет прямолинейный контакт с массивным ферросалитом ($En_{11.8}Wo_{45.0}$, табл. 11) (рис. 22). Ферросалит при этом не содержит структур распада твердого раствора. В объекте Dho 018-51-4-98 помимо феррогеденбергита ($En_{7.7}Wo_{39.5}$) содержатся отдельные зерна ферропижонита ($En_{7.1}Wo_{15.0}$) составы которого близки к области нестабильности железистых пироксенов, и могут соответствовать пироксферроиту. В говардите NWA 1664 обнаружен объект NWA 1664 FB1-152 (рис. 23), состоящий из двух разных по валовому составу зерен

Таблица 11. Составы минералов и валовые составы обломков агрегатов фаялит-пироксен-SiO_2 в говардите Dho 018

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Сумма	En	Wo	Fa	MG#
51-4-51													
пироксен основания	43.4	0.46	0.38	0.31	22.0	4.15	0.74	27.2	98.6	11.8	45.0		21.4
пироксен в агрегате	41.5	0.20	0.17	0.48	7.62	2.93	1.12	45.3	99.4	8.7	16.2		10.3
оливин	31.0	н.о.	0.44	н.о.	0.38	2.25	1.79	63.4	99.2			94.0	6.0
Валовый состав	44.1	0.28	1.07	н.о.	1.62	2.74	1.08	49.0	99.9	8.7	3.7		9.1
51-4-59													
пироксен	45.5	0.55	0.48	0.23	22.5	5.92	0.46	23.5	99.2	16.8	46.0		31.0
оливин	27.7	0.31	н.о.	н.о.	0.26	4.49	1.76	64.7	99.3			89.0	11.0
Валовый состав	44.5	н.о.	0.75	0.10	7.62	8.98	0.86	36.8	99.6	25.6	15.6		30.4
51-4-88													
пироксен	45.3	0.69	0.71	0.18	15.9	5.6	1.12	29.9	99.5	16.6	33.7		25.1
оливин	27.9	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	4.15	2.13	64.9	99.3			89.8	10.2
Валовый состав	41.1	0.43	0.40	н.о.	9.09	4.82	1.47	42.6	99.9	13.7	18.6		16.8
51-4-105													
пироксен	40.8	0.89	0.48	0.22	15.7	0.97	1.05	39.2	99.3	2.8	33.0		4.2
оливин	29.9	0.24	0.52	н.о.	0.75	1.14	1.42	65.4	99.4			97.0	3.0
Валовый состав	41.7	0.42	0.45	н.о.	7.76	2.14	1.31	46.0	99.7	6.4	16.7		7.7
51-4-111													
пироксен	45.5	1.50	0.26	0.12	23.1	5.38	1.03	22.5	99.3	15.6	48.1		30.0
оливин	30.4	н.о.	0.23	0.23	0.50	6.78	1.31	60.0	99.5			83.2	16.8
Валовый состав	45.2	0.20	0.19	н.о.	11.7	6.45	1.08	35.0	99.8				24.7
52-2-49													
пироксен	46.4	0.53	0.12	0.48	23.6	6.3	0.31	22.0	99.8	17.7	47.7		33.8
оливин	29.6	н.о.	0.11	0.35	0.33	5.2	1.66	61.8	99.0			87.0	13.0
Валовый состав	45.2	0.61	0.45	н.о.	8.65	5.08	1.17	38.4	99.6	15.5	19.0		19.1
52-2-97													
пироксен	46.5	0.97	0.51	0.17	22.3	7.70	0.43	20.9	99.5	21.7	45.2		39.6
оливин	37.8	н.о.	0.13	0.15	0.92	7.68	0.60	52.5	99.8			79.3	20.7
V4-86													
пироксен	47.5	0.99	0.85	0.09	17.5	3.39	0.85	27.5	98.7	10.78	40.11		18.0
оливин	30.0	н.о.	н.о.	н.о.	0.27	2.59	1.61	63.3	97.7			93.20	6.8
Валовый состав	42.7	0.59	1.60	н.о.	10.2	3.76	0.35	40.6	99.8	11.1	21.6		14.2
V4-132-1													
пироксен	46.2	0.70	0.23	0.16	23.0	6.22	0.94	21.5	98.9	17.86	47.59		34.1
оливин	27.8	н.о.	н.о.	0.65	0.60	4.23	1.85	64.4	99.5			89.50	10.5
51-4-98													
пироксен1	43.6	0.69	0.32	0.30	18.6	2.62	1.29	31.9	99.3	7.7	39.5		12.8
пироксен2	42.7	0.56	н.о.	н.о.	6.84	2.33	1.86	45.5	99.8	7.1	15.0		8.4
оливин	30.1	н.о.	0.50	н.о.	0.55	2.44	1.22	64.1	98.9			93.6	6.4
Валовый состав	43.5	0.38	0.74	н.о.	6.51	3.90	1.05	43.9	100.0	11.7	14.1		13.7
V4-162													
пироксен 1	47.7	0.97	0.23	н.о.	22.3	7.87	0.83	19.8	99.7	22.5	45.8		41.5
пироксен 2	47.8	0.23	н.о.	н.о.	1.18	8.23	1.61	40.7	99.8	25.8	2.7		26.5
оливин	30.9	н.о.	н.о.	н.о.	0.29	6.36	1.60	60.4	99.6			84.2	15.8

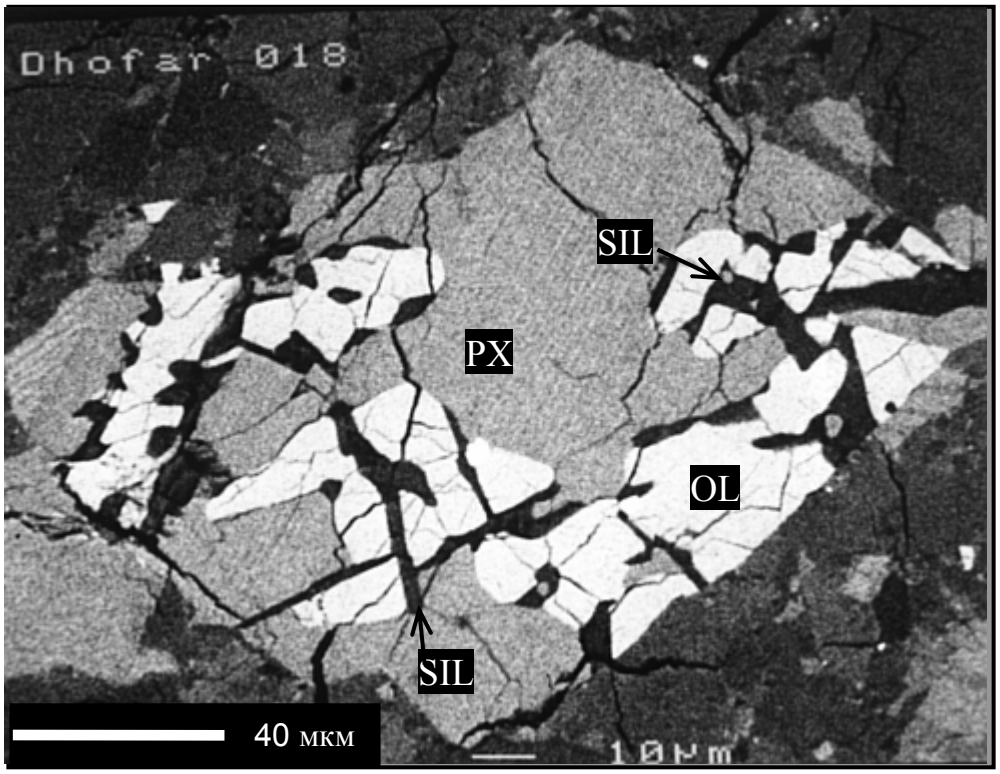


Рис. 19. Микрографические выделения фаялита и фазы SiO_2 в пироксене, содержащем ламели распада твердого раствора, говардит Dho 018 (BSE).

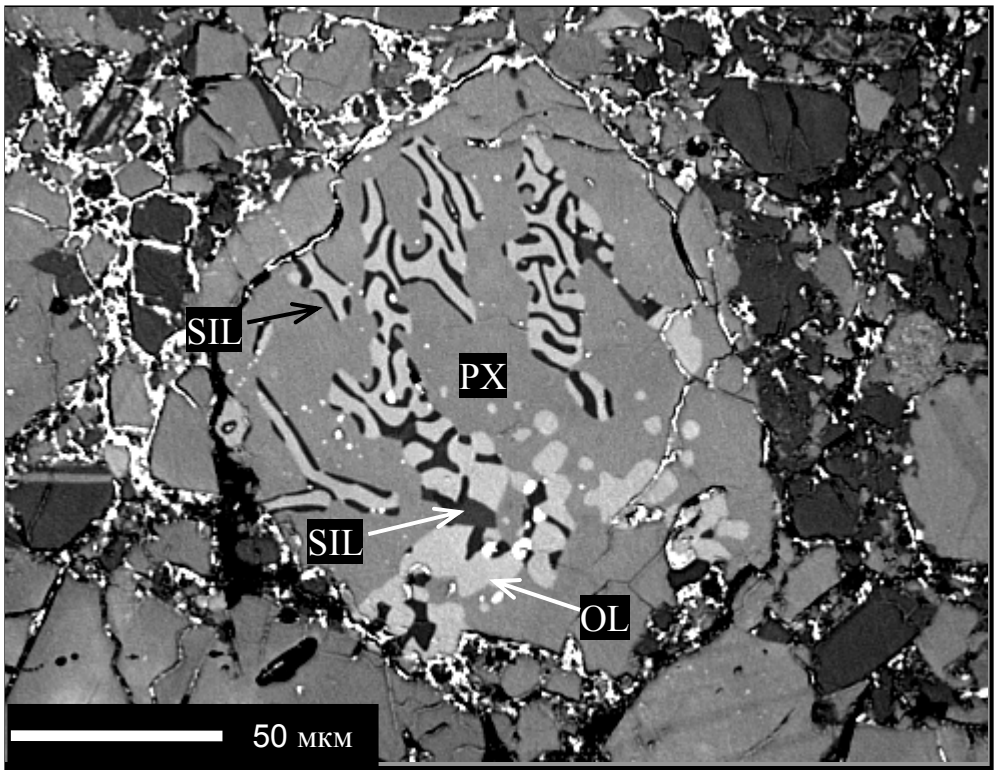


Рис. 20. Микрографический агрегат фаялита и фазы SiO_2 в пироксене, говардит NWA 1664, отраженный свет.

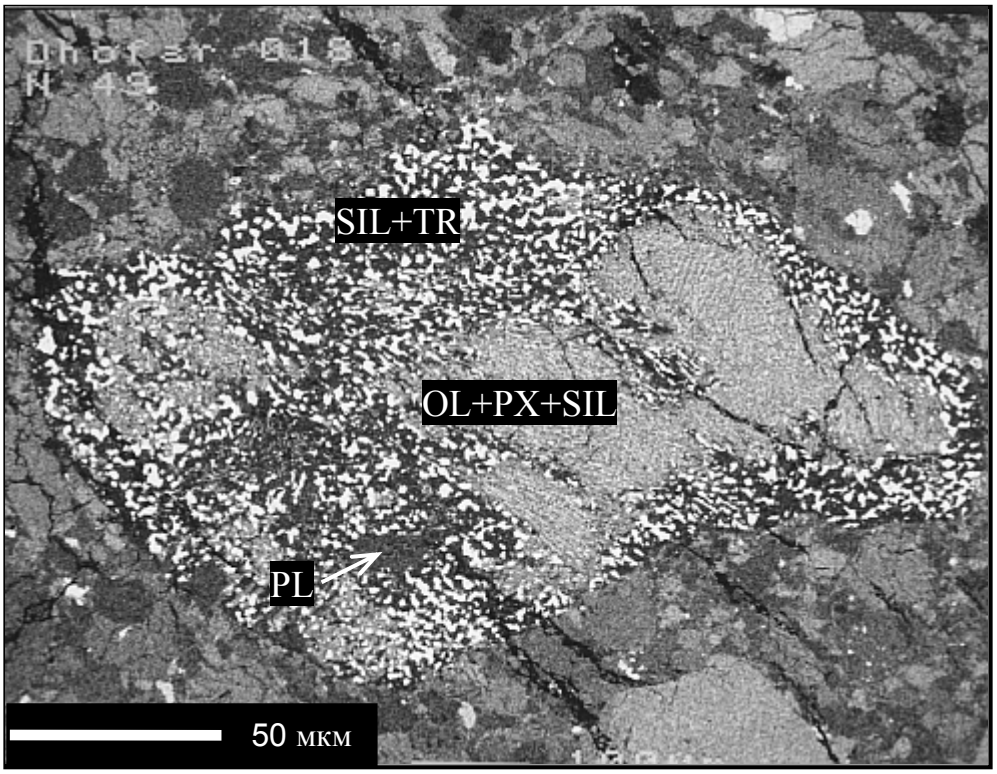


Рис. 21. Включение Dho 018-52-2-49. Микрографический агрегат Fa-Px-SiO_2 в окружении микрографического агрегата SiO_2 и троилита (BSE).

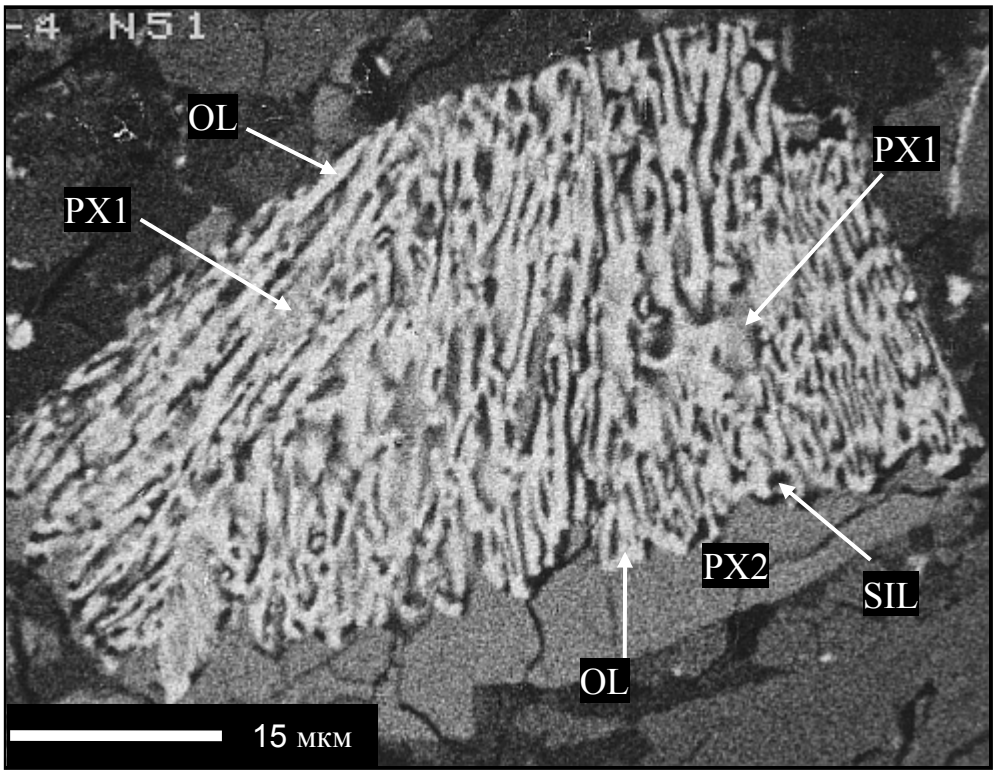


Рис. 22. Микрографический агрегат фаялита, пироксена (PX1) и фазы SiO_2 на контакте с геденбергитом (PX2), фрагмент Dho 018 51-4-51 (BSE).

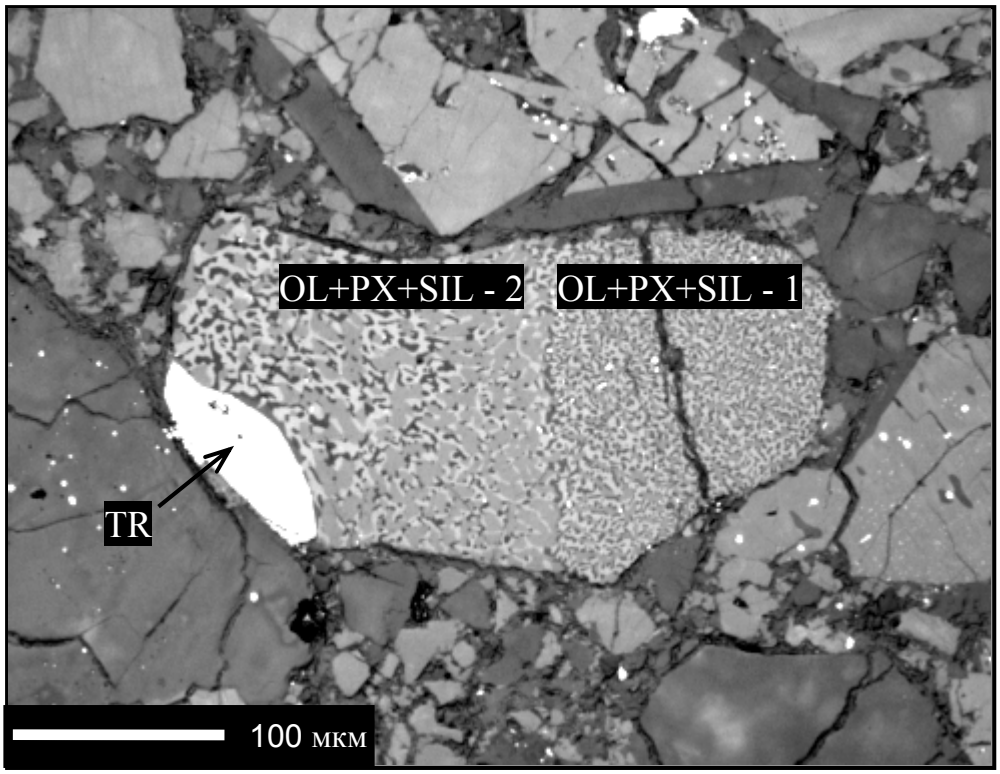


Рис. 23. Сосуществующие микрографические агрегаты фаялита, фазы SiO_2 и пироксена (1 и 2), имеющие разный модальный состав. Фрагмент NWA 1664 FB1-152, отраженный свет.

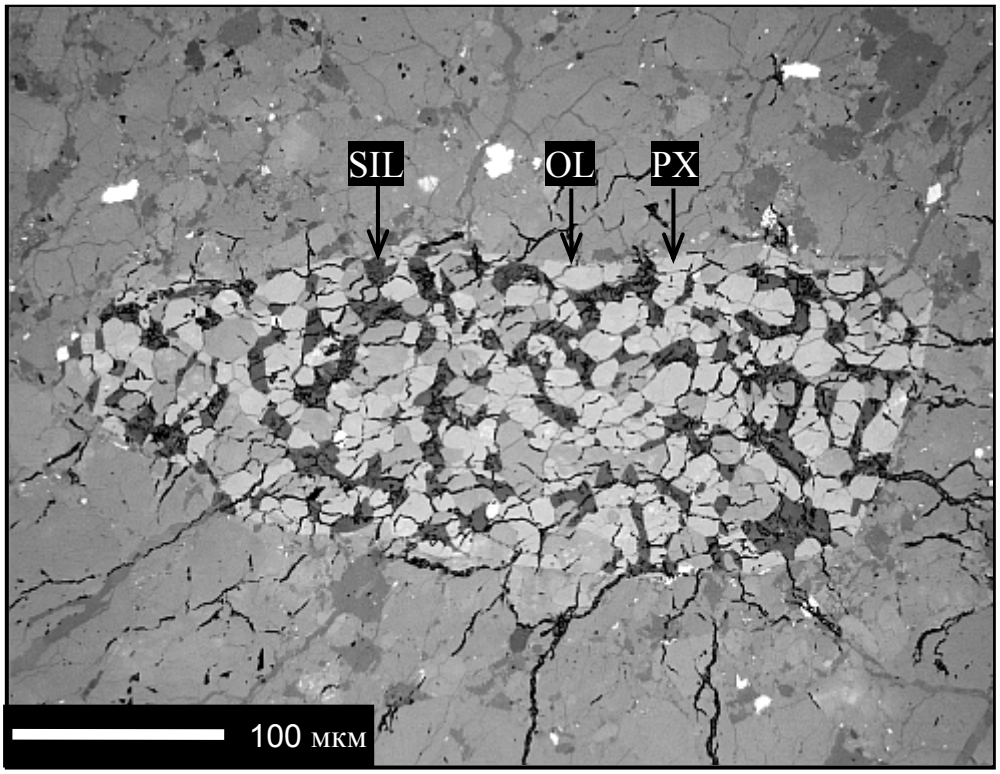


Рис. 24. Фрагмент равномернозернистого агрегата фаялита, фазы SiO_2 и пироксена в говардите Dho 018, отраженный свет.

пироксена, имеющих четкую прямолинейную границу, и содержащих две системы включений оливина и фазы SiO_2.

Обломки агрегатов фаялита, пироксена и фазы SiO_2, имеющих равномерно-зернистую структуру, состоят из полигональных, близких по размеру зерен оливина (Fa_{95}), ферроавгита ($En_{11}Wo_{42}$), и фазы SiO_2 границы которых образуют углы близкие к 120°. Размеры зерен находятся в интервале 10-50 мкм. (рис. 24). Обломок Dho 018-V4-162 отличается тем, что содержит зерна высоко- ($En_{22.5}Wo_{45.8}$) и низкокальциевого ($En_{25.8}Wo_{2.7}$) пироксенов. Размеры фрагментов равномерно-зернистых агрегатов находятся в интервале 50-2000 мкм.

Обломок агрегата ферроавгита, фаялита и фазы SiO_2, был обнаружен в говардите Y 7308 (Nehru et al., 1983). В других метеоритах HED такие обломки не описаны. Ближайшими аналогами таких обломков являются включения сосуществующих субкальциевого ферроавгита, железистого оливина и фазы SiO_2, которые присутствуют во внешних зонах неравновесных зерен пижонита в обломке эвкрита (Dho 285-L3). Такие же включения наблюдались в обломке неравновесного эвкрита в полимиктовом эвкрите Macibini, где агрегаты этих трех фаз развиваются во внешних зонах неравновесных пироксенов и имеют валовый состав $En_{12}Wo_{19}$ (Buchanan et al., 2000).

Кроме того, агрегаты фаялитового оливина, железистых пироксенов и фазы SiO_2 наблюдались в лунных породах и метеоритах, где интерпретируются как результат распада метастабильного пироксеноида пироксферроита ($Ca_{0.15}Fe_{0.85}SiO_3$) (Papike, Vaniman, 1978, Snyder et al., 1999), или как конечные продукты кристаллизации эвтектических расплавов (Тарасов и др., 1980).

Пироксены, по составу близкие к пироксферроиту, отмечались во внешних зонах пироксеновых зерен в наиболее неравновесных базальтических эвкритах, например, Bluewing 001 (Warren, Gessler, 2001). Некоторые составы изученных нами объектов близки к области нестабильности (рис. 25), и могут представлять собой продукты распада неустойчивых пироксенов или даже пироксферроита. Явная структурная обусловленность выделений минералов в рассматриваемых агрегатах позволяет полагать, что процессы субсолидусных преобразований пироксена играли в их образовании основную роль.

Как указывалось выше, в качестве возможного источника исходных пироксенов могли выступать внешние зоны пироксеновых зерен неравновесных эвкритов, однако выделения агрегата OL-PX-SIL в эвкритах имеют очень ограниченное распространение и несопоставимы по размерам с обломками такого состава в брекчиях HED. Валовые

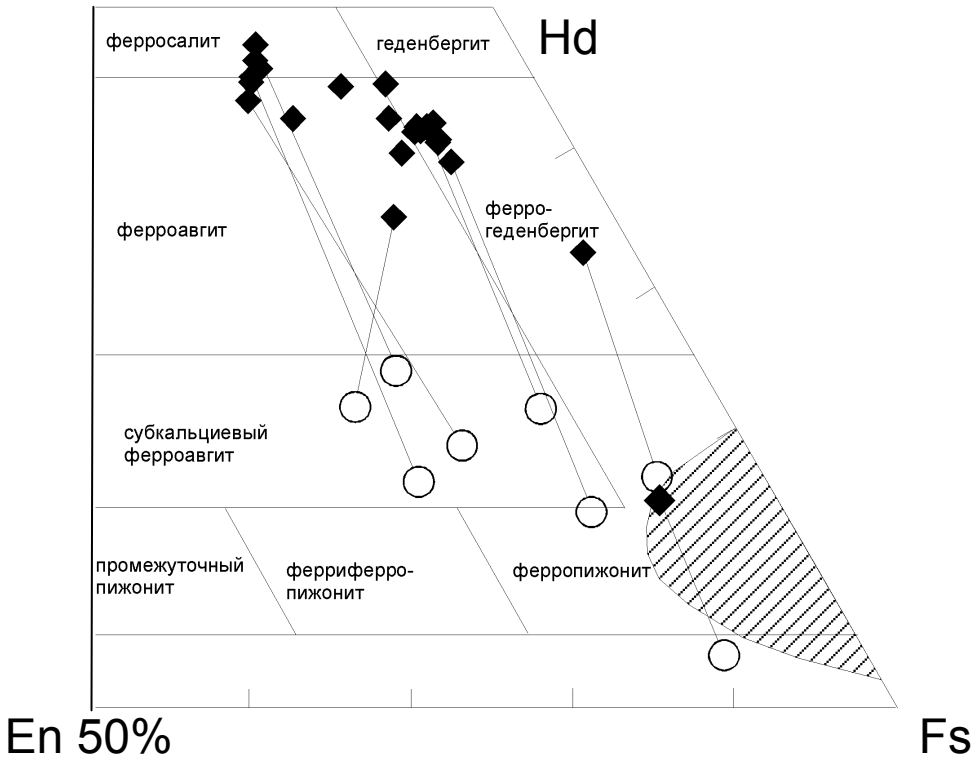


Рис. 25. Составы пироксенов в агрегатах оливина, пироксена и фазы SiO_2 (ромбы) и валовые составы агрегатов (круги) в говардите Dho 018. Штриховка – область составов нестабильных пироксенов.

составы фрагментов агрегата OL-PX-SIL в изученных метеоритах являются более железистыми по сравнению с валовыми составами пироксенов, содержащих включения фаялита и фазы SiO_2 во фрагменте Dho 285-L3 и в эвкрите Macibini (Buchanan et al., 2000).

По-видимому, источником крупных обломков агрегата OL-PX-SIL являются крупнозернистые, аномально железистые основные породы, которые кристаллизовались при медленном охлаждении значительных объемов обогащенных Fe и Ca жидкостей. Породы, которые содержали бы такие пироксены в качестве главных минералов, среди метеоритов HED на настоящее время неизвестны. Фрагменты, где контактируют два разных по структуре и модальному минеральному составу агрегата (NWA 1664 FB1-152), или наблюдается контакт агрегата OL-PX-SIL с высоко-железистым пироксеном (Dho 018-54-1-51), свидетельствуют, что в таких породах почти одновременно кристаллизовались разные по составу (вероятно по содержанию CaO) пироксены. Ассоциация троилита и фазы SiO_2 в объекте Dho 018-52-2-49 характерна для остаточных эвкритовых жидкостей. Равномерно-зернистые агрегаты трех минералов вероятно образовались за счет термального метаморфизма микрографических фрагментов.

Разнообразие фрагментов агрегата OL-PX-SIL по структуре и составу, вероятно, является результатом наличия нескольких пород-источников железистых пироксенов в районах образования изученных брекчий. Наличие таких агрегатов свидетельствует о том, что фракционирование родительских магм эвкритов могло приводить к образованию более железистых составов, чем те, которые лежат в поле стабильности низкокальциевых пироксенов, и, следовательно, вне поля кристаллизации эвкритов.

Средние породы

В полимиктовом эвкрите Dho 1480 обнаружены два обломка среднезернистых полнокристаллических горных пород, отличающиеся от эвкритов высоким содержанием плагиоклаза, и фазы SiO_2. Обломки этих пород имеют размеры 500 и 1500 мкм и могут адекватно отражать модальный минеральный состав их источников.

Фрагмент Dho 1480-5 (Рис. 26) содержит 70 об.% плагиоклаза ($An_{89.4}Ab_{10.1}$) с многочисленными включениями пироксена и фазы SiO_2. Ферроавгит ($En_{24.8}Wo_{42.8}$, Fe/Mn=32, табл. 12), составляет 12.7 об.% породы, не содержит видимых ламелей распада твердого раствора. Фаза SiO_2 (24.1 об.%) образует 200x200 мкм изометричные ксеноморфные выделения без выраженных кристаллографических черт. Второстепенные минералы представлены ильменитом и троилитом.

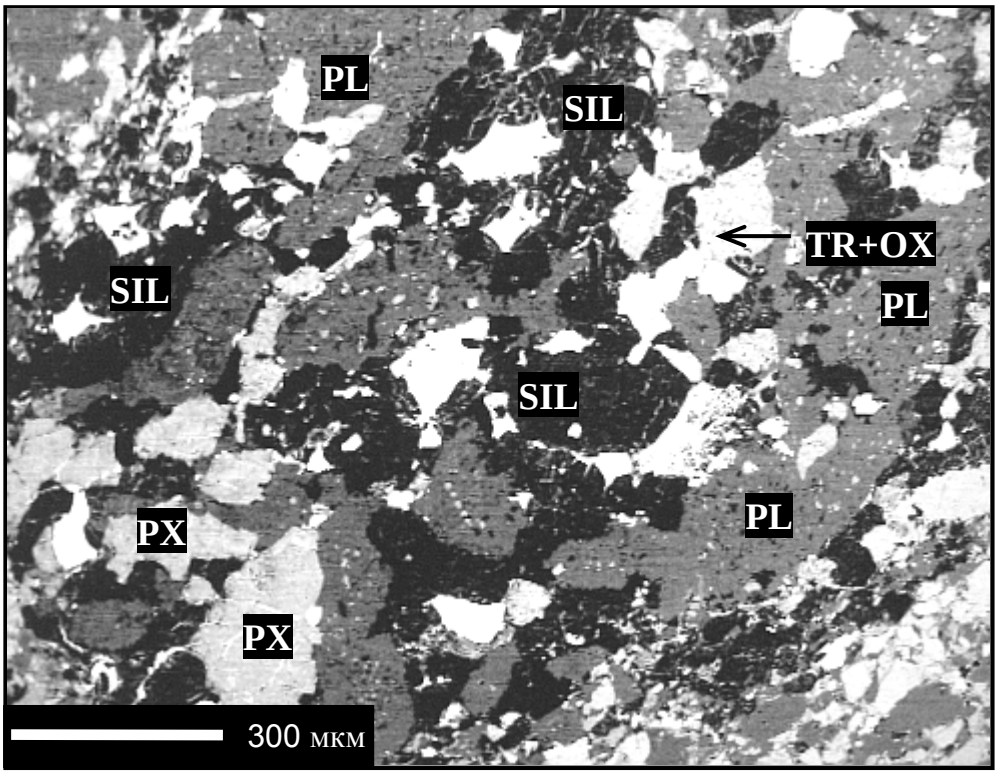


Рис. 26. Структура фрагмента диорита Dho 1480-5 (BSE).

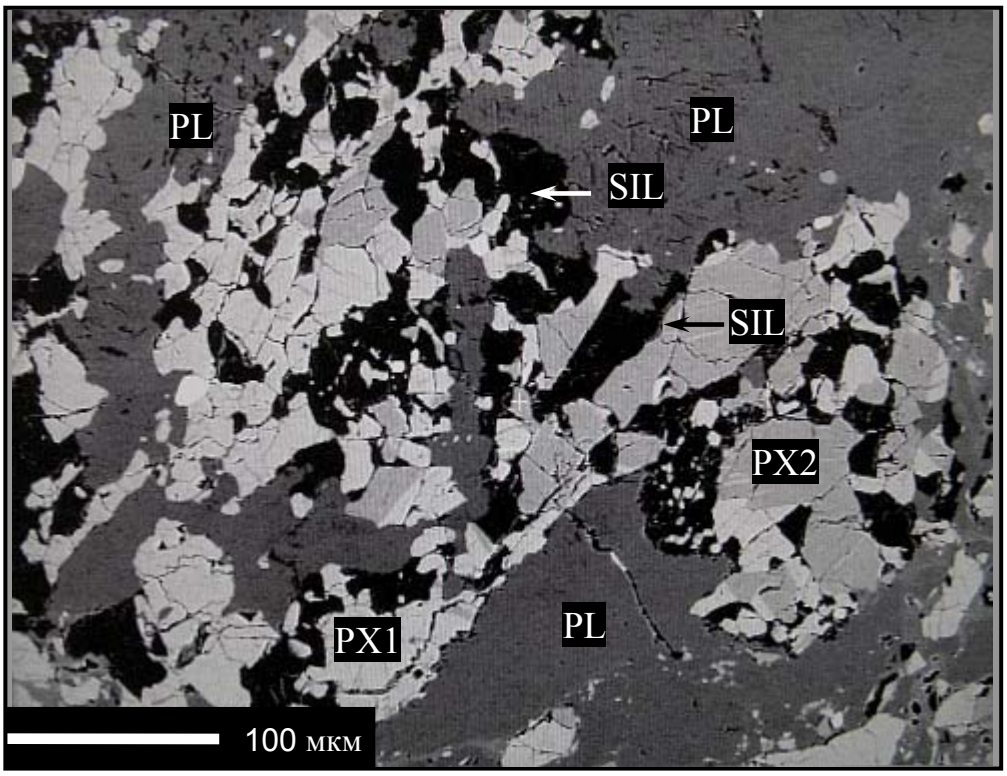


Рис. 27. Включение диорита Dho 1480-52. PX1 – ферроавгит, PX2 – гиперстен (BSE).

Фрагмент Dho 1480-52 (рис. 27) отличается от Dho 1480-5 пониженным содержанием плагиоклаза и фазы SiO_2 (40.4 и 19.0 об.% соответственно), и повышенным содержанием пироксена, представленного сосуществующими ферроавгитом ($En_{29.7}Wo_{43.4}$) (16.6 об.%) и гиперстеном $En_{36.1}Wo_{1.9}$ (23.9 об.%) (табл. 12), содержащими редкие ламели распада твердого раствора, ширина которых на отдельных участках достигает 5 мкм. Температура равновесия сосуществующих пироксенов, оцененная по двупироксеновому термометру Lindsley (1982), составляет 700°C. Акцессорные минералы - ильменит и троилит.

В говардите Ереван был обнаружен изометричный фрагмент тонкозернистой пойкилоофитовой породы размером 80 мкм. Эта порода (рис. 28) сложена удлиненными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза ($An_{76}Ab_{23}$) (18 об.%) заключенными в пойкилитовом агрегате неправильных выделений пироксена ($En_{18.7}Wo_{29.4}$, Fe/Mn=35; 25 об.%), оливина ($Fa_{89.4}$, Fe/Mn=40; 12 об.%) и фазы SiO_2 (45 об.%) (табл. 12) с отдельными вкраплениями троилита и ильменита.

Породы, обнаруженные в полимиктовом эвкрите Dho 1480 и говардите Ереван, по минеральному и валовому химическому составу могут быть классифицированы как диориты. Содержание SiO_2 во фрагменте Dho 1480-5 (51.2 мас.%) соответствует нижней границе интервала, принятого для средних пород (53±2 – 64±2 мас.% SiO_2), и напоминает наиболее богатые кремнеземом земные андезито-базальты. Фрагмент Dho 1480-52 как по минеральному, так и по валовому составу (56.7 мас.% SiO_2) отвечает средним полнокристаллическим породам, пироксеновым кварцевым диоритам. Фрагменты Dho 1480-5 и -52 имеют структуры и текстуры, нехарактерные для тонкозернистых агрегатов поздних минералов в эвкритах. Размеры фрагментов (500 и 1500 мкм, соответственно) также существенно превышают размеры выделений поздних минеральных ассоциаций в эвкритах. Обе породы являются полнокристаллическими, и образовались при относительно медленной кристаллизации больших объемов расплава. На это также указывает невысокая температура равновесия сосуществующих пироксенов в Dho 1480-52. Составы породообразующих минералов в Dho 1480-5 и -52, весьма близки. Однако эти фрагменты пород различаются между собой по структуре, модальному составу и химии минералов. Среднезернистая порода Dho 1480-5 содержит существенное количество троилита и ильменита, и пироксен в этом фрагменте представлен авгитом, не содержащим видимых структур распада твердого раствора. Фрагмент Dho 1480-52 сложен зернами меньшего размера, троилит и ильменит в этой породе - акцессорные фазы, а пироксен представлен авгитом и гиперстеном, испытавшими распад твердого

Таблица 12. Составы минералов во фрагментах средних пород в полимиктовом эвкрите Dho 1480 и говардите Ереван

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	Сумма	En	Wo	Fo	MG#	Fe/Mn	An	Ab
Полимиктовый эвкрит Dhofar 1480 диорит Dho 1480-5																		
Пироксен (5 анализов)	50.3	0.44	0.70	0.11	н.о.	19.9	8.29	0.60	19.4	0.30	100.0	24.8	42.8		43.3	32		
Станд. Откл.	0.21	0.02	0.08	0.01		0.30	0.08	0.04	0.36	0.02								
Плагиоклаз (6 анализов)	45.2	н.о.	35.6	1.10	0.09	17.5	н.о.	н.о.	0.32	н.о.	99.7						89.4	10.1
Станд. Откл.	0.44		1.10	0.06	0.02	0.38			0.38									
Фаза SiO_2	97.1	0.04	0.28	н.о.	н.о.	0.06	0.04	0.02	1.02	н.о.	98.5							
диорит Dho 1480-52																		
Ортопироксен (6 анализов)	49.3	0.11	0.14	н.о.	н.о.	0.86	11.8	1.22	35.8	0.06	99.3	36.3	1.9		31.4	29		
Станд.Откл.	0.13	0.03	0.05			0.12	0.28	0.10	0.51	0.02					0.7			
Клинопироксен (6 анализов)	51.4	0.25	0.52	0.06	н.о.	20.6	10.1	0.56	16.4	0.21	100.1	29.7	43.4		46.2	29		
Станд. Откл.	0.39	0.03	0.07	0.02		0.56	0.03	0.03	0.58	0.02					0.9			
Плагиоклаз (5 анализов)	45.5	н.о.	34.8	1.12	0.07	18.1	н.о.	н.о.	0.35	н.о.	99.9						89.5	10.0
Станд. Откл.	0.26		0.21	0.02	0.02	0.19			0.17									
Фаза SiO_2	99.2	0.04	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	0.04	0.08	0.58	н.о.	99.9							
Говардит Ереван диорит ER-99-2																		
Пироксен (5 анализов)	47.6	0.87	1.40	0.05	н.о.	13.0	6.02	0.86	29.9	0.31	100.0	18.7	29.2		26.5	34		
Станд. Откл.	1.73	0.14	0.19	0.05	н.о.	2.41	0.63	0.10	3.68	0.10								
Оливин (5 анализов)	31.0	н.о.	0.35	н.о.	н.о.	0.34	4.13	1.57	61.8	0.11	99.3			10.6	11	40		
Станд. Откл.	0.65		0.22			0.18	0.27	0.07	1.39	0.06								
Плагиоклаз (3 анализа)	50.1	0.07	30.5	2.55	0.21	15.2	н.о.	0.05	1.13	н.о.	99.8						75.8	23.0
Станд. Откл.	1.55	0.02	0.91	0.39	0.05	0.69		0.08	0.99									
Фаза SiO_2	93.3	0.20	2.58	0.17	0.05	0.98	0.06	н.о.	0.85	н.о.	98.3							

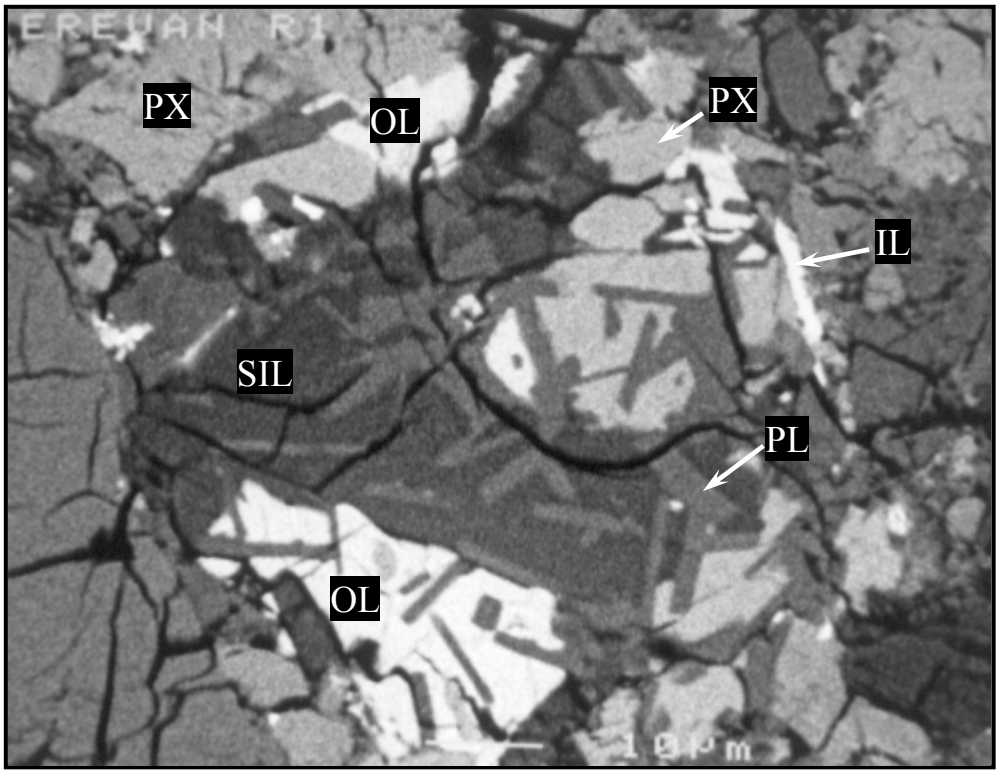


Рис. 28. Фрагмент диорита ER99-2A в говардите Ереван (BSE).

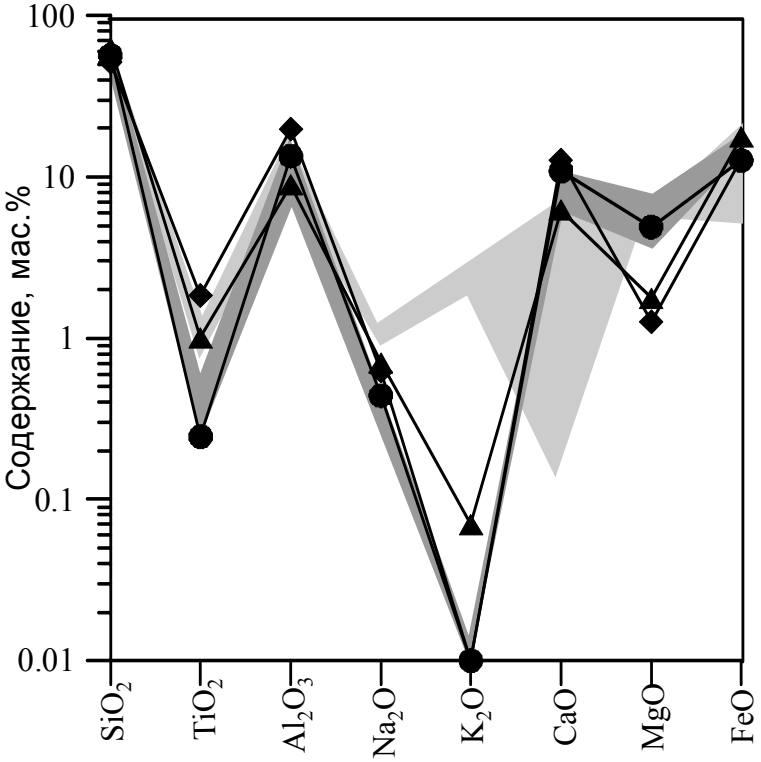


Рис. 29. Сравнение составов диоритовых фрагментов в полимиктовом эвкрите Dho 1480 (ромбы, круги) и говардите Ереван (треугольники) с составами лунных кварцевых диоритов (св.-серое поле) и рассчитанными составами остаточных расплавов при кристаллизации кумулятивных эвкритов (т. – серое поле).

раствора. Вероятно, фрагменты Dho 1480-5 и Dho 1480-52 являются обломками разных пород.

По структуре и составу фрагмент ER99-2 в говардите Ереван, отличается от межзерновых агрегатов (мезостазиса), образующихся из остаточной жидкости на последних стадиях кристаллизации базальтических эвкритов. Он обладает упорядоченной структурой, отсутствием включений троилита и позднего низконикелиевого металла, и вероятно, представляет собой фрагмент самостоятельной горной породы. По содержанию SiO_2 порода находится на границе интервалов средних и кислых пород. По минеральному составу порода может быть классифицирована как кварцевый диорит, однако содержание плагиоклаза ниже, чем в земных кварцевых диоритах (55-65 об.%).

Отношение Fe/Mn в пироксенах диоритовых фрагментов находится в интервале, установленном для метеоритов группы HED. Вероятно, породы среднего состава генетически связаны с родительским телом эвкритов и диогенитов, и представляют собой новый, неизвестный ранее тип горных пород HED. По минеральному и модальному составу, диорит, обнаруженный в говардите Ереван, близок к фрагментам сильно дифференцированных пород, обнаруженных в полимиктовом эвкрите ALHA 78040 (Delaney et al., 1980), и содержащих около 50 об.% фазы SiO_2. Однако данный фрагмент резко отличается от этих пород полнокристаллической структурой.

По сравнению с кварцевыми диоритами, обнаруженными в лунных брекчиях (Prinz et al., 1971), и андезитами, идентифицированными по данным Pathfinder на поверхности Марса (Lowman et al., 1997), диориты Dho 1480 отличаются пониженным содержанием SiO_2, резко обеднены MgO, Na_2O и K_2O, и обогащены CaO и Al_2O_3 и FeO (табл. 13). Диоритовый фрагмент говардита Ереван по содержанию SiO_2 соответствует лунным диоритам, однако обеднен CaO, Al_2O_3, Na_2O и K_2O, и имеет высокое содержание FeO по сравнению с диоритами HED и Луны (табл. 13, рис. 29).

Экспериментальные продукты частичного плавления LL-хондрита St. Severin, имеющие состав близкий к железистым андезитам (McGuire et al., 1994), отличаются от диоритов Dho 1480 высоким содержанием Na_2O и FeO. Поэтому наиболее вероятно, что диориты Dho 1480 являются продуктами дифференциации эвкритовых расплавов. Моделирование фазовых равновесий в программе COMAGMAT (Арискин, Бармина, 2000) показало, что при 26% фракционной кристаллизации расплава, имеющего состав эвкрита Moama, состав остаточного расплава становится близким к валовому составу породы Dho 1480-5. Расплав близкий по составу к Dho 1480-52 образуется при 34%

Таблица 13. Валовые составы обломков средних пород в полимиктовом эвкрите Dhofar 1480 и говардите Ереван.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Сумма	Fe/Mn	MG#
Полимиктовый эвкрит Dhofar 1480												
диорит Dho 1480-5	51.2	1.8	19.8	0.6	н.о.	12.7	1.3	н.о.	13.0	100.4	-	15
диорит Dho 1480-52	56.7	0.2	13.5	0.4	н.о.	10.9	4.9	0.4	12.6	99.6	29	41
Говардит Ереван												
Диорит ER99-2	63.1	1.01	8.94	0.70	0.07	6.23	1.77	0.45	17.6	99.9	38	15
Расчетные составы остаточных жидкостей (степень кристаллизации, %) при фракционной кристаллизации эвкритовых расплавов												
Moama (26)	51.1	0.28	17.1	0.28	0.01	10.8	5.83	0.00	14.7	100.0	-	42
Binda (34)	56.1	0.33	10.0	0.29	0.00	8.41	7.77	0.00	17.0	100.0	-	45
Y7503 (60)	63.1	0.54	7.5	0.23	0.02	6.73	3.88	0.00	18.1	100.0	-	28
Лунные кварцевые диориты (см. ссылки в тексте)												
1	61.3	1.17	12.0	1.20	1.96	6.30	6.00	0.19	10.0	100.1	52	52
2	62.6	1.40	10.2	1.00	2.30	7.00	3.10	0.17	12.3	100.1	71	31
3	58.6	0.78	17.3	1.30	2.07	0.15	6.50	0.06	5.60	92.4	92	67

фракционной кристаллизации расплава кумулятивного эвкрита Binda. При кристаллизации расплавов, соответствующих составам эвкритов Nuevo-Laredo и Stannern, получаются существенно более железистые и низкокальциевые остаточные жидкости.

Расплав, состав которого похож на состав диорита в говардите Ереван, образуется при 60% фракционной кристаллизации расплава диогенита типа Yamato-B (Y 75032). Диогениты этого типа рассматриваются как переходные породы между диогенитами и кумулятивными эвкритами. Таким образом, образование пород среднего состава на родительском теле HED могло быть связано с эволюцией расплавов кумулятивных эвкритов и железистых диогенитов.

Горные породы и стекла, обогащенные K_2O.

В метеоритах калий концентрируется в акцессорных минералах - джерфишерите ($K_6(Cu,Fe,Ni)_{24}S_{26}Cl$) в энстатитовых метеоритах и реддерите ($(Na,K)_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_{12}O_{30}$) – в обыкновенных хондритах, энстатитовых хондритах и обритах (см. ссылки в Rubin, 1997). Калиевый полевой шпат обнаружен в силикатных включениях железных метеоритов (Scott, Bild, 1974), в виде мелких обломков в примитивных ахондритах (Kimura et al., 1992; Cohen, Goodrich, 2003), в метеоритах SNC (McSween, Treiman, 1998). В хондритах изредка встречаются обогащенные K_2O стекла, неполнокристаллические и полнокристаллические породы магматического облика, содержащие калиевый полевой шпат, происхождение которых остается неясным (Wlotzka et al., 1983, 1992; Bishoff, 1993; Hutchison, Bridges, 1995). Калиевый полевой шпат присутствует также в лунных породах (Ryder et al., 1975; Quick, Albee, 1977; Фрондел, 1978). Метеориты HED в целом обеднены щелочами по сравнению с хондритами, и фазы, содержащие K_2O в количестве превышающем 0.5 мас.%, в них очень редки. Акцессорный калиевый полевой шпат и обогащенные K_2O стекла были обнаружены в полимиктовом эвкрите Y 75015 (Delaney et al., 1984a), в эвкритах Bluewing 001 (Warren, Gessler, 2001) и NWA 4523 (Barrat et al., 2007), диогенитах Bilanga (Domanic et al., 2003, 2004), Roda (Mittlefehldt, 1994) и Y 791073 (Takeda, 1985). Расплавы и стекла, содержащиеся в полимиктовых брекчиях HED, содержат ≤0.1 мас.% K_2O. Высоким содержанием K_2O (0.3 мас.%) отличаются расплавы в говардите Malvern (Desnoyers, Jerome, 1977). Наиболее высокие содержания K_2O (1.26 и 2.33 мас.%) отмечены в стеклах говардитов NWA 1664 (Kurat et al., 2003) и NWA 1769 (Barrat et al., 2008). По содержаниям РЗЭ и богатые и бедные калием стекла говардита NWA 1664 соответствуют эвкриту Juvinas (Kurat et al., 2003).

В говардите NWA 1664 ранее были обнаружены фрагменты обогащенных K_2O стекол, хондроподобных стекловатых объектов и брекчий с расплавным цементом (Kurat et al., 2003; Barrat et al., 2008). В процессе нашего исследования говардита NWA 1664, наряду с изучением большого числа новых фрагментов этих типов, впервые в HED были обнаружены и изучены обломок обогащенной калием полнокристаллической, возможно, эвкритовой породы, фрагменты микрографической структуры, обогащенные SiO_2 и K_2O, и богатые K_2O неполнокристаллические породы.

Полнокристаллические породы.

Фрагмент NWA 1664-AP1-5 (Рис. 30) имеет размер 40x100 мкм, содержит (об%) пироксен ($En_{11}Wo_{13}$) - 50, фазу SiO_2 - 25, полевошпатовое стекло ($Or_{77}Ab_{10}$, BaO 1.55 мас.%; FeO 1.45 мас.%, табл. 14) - 5, пироксен ($En_{22.5}Wo_{13.0}$) - 5, ильменит - 5. Фаза SiO_2 содержит включения фосфата Ca (меррилита) - 5 и троилита - 5.

Фрагмент NWA 1664-AP1-5 является обломком магматической породы, которая по составу пироксенов соответствует наиболее железистым некумулятивным эвкритам (Warren, Gessler, 2001). По минеральной ассоциации этот объект близок к редким участкам тонкозернистого интерстиционного минерального агрегата, наблюдавшегося в эвкрите группы Stannern NWA 4523 (Barrat et al., 2007), и к железистому, ортоклаз-содержащему включению, описанному в полимиктовом эвкрите Y 75015 (Takeda, 1985), однако, в отличие от этих пород, в NWA 1664-AP1-5 отсутствует анортитовый плагиоклаз. Отсутствие плагиоклаза может объясняться незначительным размером объекта и, как следствие, его непредставительным минеральным составом. Поэтому включение NWA 1664-AP1-5 может быть как обломком агрегата поздних минералов породы эвкритового типа, так и самостоятельной породой, обогащенной K_2O.

Полевошпатовая фаза в NWA 1664-AP1-5 обогащена BaO (1.55 мас.%), что не характерно для калиевых полевых шпатов и стекол, обнаруженных ранее в эвкритах, но типично для многих лунных пород, имеющих сходную минеральную ассоциацию (Takeda, Mori, 1984b; James et al.,1986). Таким образом, горная порода, представленная фрагментом NWA 1664-AP1-5, несмотря на общее сходство с эвкритами, может происходить и из самостоятельного, возможно более дифференцированного источника. В силу редкости таких пород в брекчиях, они должны иметь ограниченное распространение на поверхности родительского тела HED.

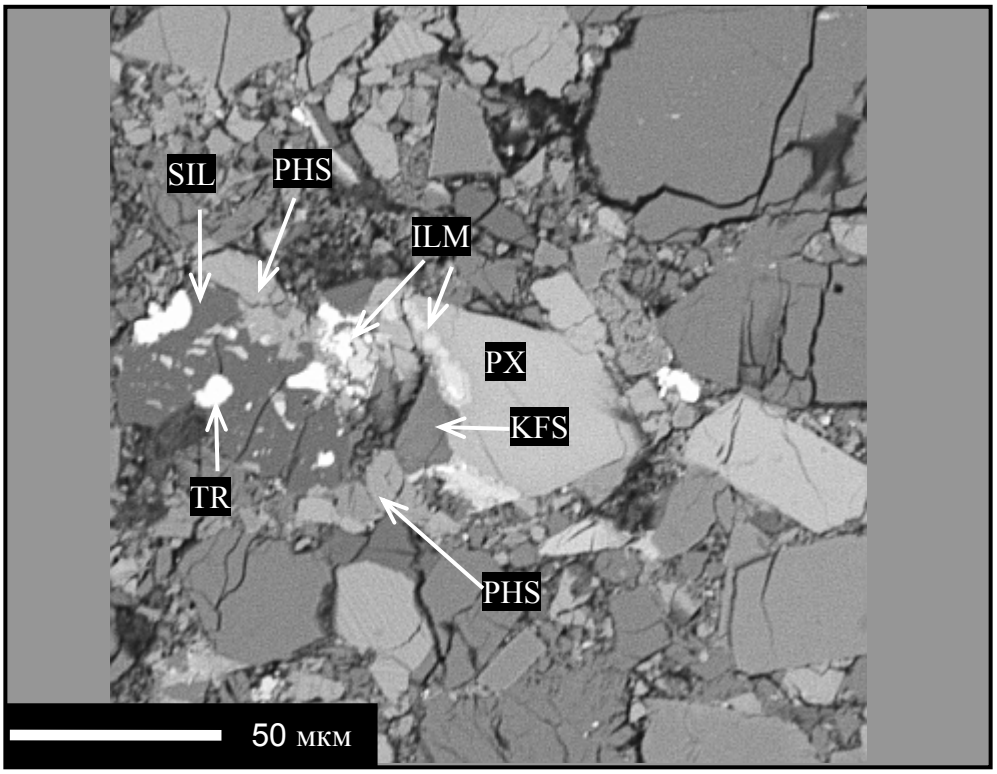


Рис. 30. Фрагмент полнокристаллической породы NWA 1664-AP1-5 в говардите NWA 1664 (BSE).

Таблица. 14. Составы фаз во фрагментах обогащенных K_2O в говардите NWA 1664

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	BaO	Сумма	En	Wo	Ab	Or	Fo	Fe/Mn
Кристаллические породы AP1-5																		
пироксен AP1-5	48.3	0.56	0.41	н.о.	н.о.	5.74	3.60	2.11	40.9	0.11		101.6	11.8	13.5				19.1
полевошпатовое стекло	76.2	0.63	13.2	0.55	6.44	1.19	0.08	0.04	1.45	н.о.	1.55	101.2			10.1	77.8		
Микрографические фрагменты FB1-127																		
стекло основной массы	82.4	0.18	9.53	0.04	7.62	0.14	н.о.	н.о.	0.21	н.о.	н.о.	100.1						
КПШ	66.5	0.12	18.5	0.06	15.2	0.26	н.о.	н.о.	0.22	н.о.	н.о.	101.0			0.5	98.1		
стекло ассоциирующее с КПШ*	85.4	0.13	3.70	0.04	2.80	0.14	н.о.	н.о.	0.34	н.о.	н.о.	92.5						
NWA1664-AP1-6																		
К-полевошпатовое стекло	59.6	1.50	19.1	0.08	11.1	0.07	н.о.	н.о.	0.51	н.о.	8.02	100.0			1.0	98.5		
Са-полевошпатовое стекло	66.4	н.о.	20.0	0.79	0.34	9.46	н.о.	н.о.	2.79	н.о.	0.14	100.0			12.7	3.6		
Фаза SiO_2	95.8	0.22	2.53	н.о.	0.43	0.25	н.о.	н.о.	0.44	н.о.	н.о.	99.7						
Анортит	46.0	0.12	33.2	1.00	0.42	17.0	0.58	0.12	0.68	0.17	н.о.	99.2			9.4	2.6		
Оливин	30.3	0.50	0.68	н.о.	н.о.	0.47	9.14	1.73	55.6	0.53	н.о.	98.9					22.7	31.7
Неполнокристаллические, витрофировые NWA1664-AP1-3																		
Пироксен	53.3	0.14	2.32	н.о.	н.о.	1.63	24.7	0.50	16.3	1.97	н.о.	100.8	70.6	3.4				32.1
Оливин	31.8	0.21	0.55	н.о.	н.о.	0.16	16.7	1.09	48.0	0.28	н.о.	98.7					38.3	43.5
Стекло	68.5	0.89	18.0	0.75	3.00	6.46	0.27	н.о.	1.95	0.07	0.09	100.0						
NWA1664-AP1-11																		
Пироксен	51.7	0.19	2.24	н.о.	н.о.	3.28	18.8	0.45	21.0	1.50	н.о.	99.1	57.1	7.2				45.9
Стекло	65.4	н.а.	19.6	0.36	1.78	8.92	0.19	0.09	1.95	0.21	1.01	99.4						
NWA1664-AP1-G2																		
Пироксен	48.4	0.66	3.49	н.о.	н.о.	4.79	14.9	1.02	24.1	1.89	н.о.	99.2	46.7	10.9				23.2
Стекло	63.0	0.86	18.6	0.66	1.44	10.3	1.57	0.09	4.09	н.о.	н.о.	100.7						

Таблица. 14. Продолжение

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	BaO	Сумма	En	Wo	Ab	Or	Fo	Fe/Mn
Хондроподобные объекты, тип 2 AP2-4																		
стекло центральной части	49.4	0.79	10.7	0.17	1.10	8.46	10.5	0.71	16.8	0.66	н.о.	99.3						
основная масса (стекло+микролиты)	45.5	0.59	8.63	0.16	1.18	4.63	10.3	0.89	26.7	0.73	н.о.	99.3						
оболочка	69.4	0.52	16.1	0.84	4.16	3.45	2.13	0.05	2.96	0.11	н.о.	99.7						
AP2-G3																		
темно-серое стекло в центре	47.9	0.49	10.4	0.13	0.84	13.7	10.3	0.93	13.7	0.94	н.о.	99.5						
светло-серое стекло в центре	35.8	1.05	7.48	0.19	0.84	3.17	9.74	1.38	38.9	0.61	н.о.	99.2						
микролит оливина в основной части объекта	35.1	0.80	4.52	н.о.	н.о.	1.40	12.0	1.35	42.7	0.47	н.о.	98.4					33.5	31.1
Стекло в интерстициях кристаллов оливина	62.5	0.81	12.0	0.15	3.47	6.21	2.27	0.15	10.9	1.21	н.о.	99.7						
оболочка	43.9	0.43	10.3	0.53	0.18	3.69	14.4	0.76	24.0	1.26	н.о.	99.5						
FB1-70																		
Оливин	42.2	0.77	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	15.7	0.76	40.2	0.34	н.о.	100.0					41.2	52.2
Стекло	48.9	0.83	14.9	0.19	0.99	13.4	9.77	0.43	10.4	0.62	н.о.	100.3						
оболочка	63.9	1.07	19.32	0.64	4.55	7.00	1.37	0.10	2.58	0.21	0.17	100.9						
Хондроподобные объекты, тип 3 FB1-41																		
Скелетный кристалл пироксена	48.5	0.60	7.24	н.о.	н.о.	6.46	17.1	0.65	18.1	1.00	н.о.	99.6	53.6	14.6				
Стекло в интерстициях кристаллов пироксена	50.9	0.58	15.6	0.41	0.37	13.3	6.56	0.38	11.0	0.15	н.о.	99.2						
Стекло основной массы	50.3	0.64	10.3	0.18	0.67	7.61	12.2	0.55	18.7	0.58	н.о.	101.7						
AP2-G2																		
Криптокристаллическая основная масса	47.1	0.78	9.24	0.29	0.43	13.9	11.3	0.61	14.9	0.68	н.о.	99.2						
Стекло в интерстициях дендритовых	56.5	0.57	14.6	0.02	3.25	3.84	5.39	н.о.	14.2	1.31	н.о.	99.8						
Дендритовые микролиты пироксена	45.9	0.49	8.19	н.о.	н.о.	3.42	13.2	0.30	26.2	0.34	н.о.	98.0	43.5	8.1				84.9

Таблица. 14. Продолжение

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr_2O_3	BaO	Сумма	En	Wo	Ab	Or	Fo	Fe/Mn
Обломки хондроподобных объектов																		
AP2-13A																		
Скелетный кристалл оливина	36.1	0.32	3.64	н.о.	н.о.	1.29	15.5	0.89	41.0	0.30	н.о.	99.0					40.3	45.4
Стекло	59.8	0.63	16.7	0.05	1.75	11.7	2.63	0.21	4.93	1.03	н.о.	99.4						
AP1-G3																		
Скелетный кристалл пироксена	47.0	0.55	6.08	н.о.	н.о.	4.70	12.9	0.82	26.2	1.16	н.о.	99.4	41.7	10.9				31.4
Стекло	51.0	2.64	16.7	0.59	0.35	8.77	2.74	0.44	16.3	0.14	н.о.	99.6						
AP2-G1																		
Оливин, скелетный кристалл основной массы	33.4	0.34	0.46	н.о.	н.о.	0.27	21.4	1.29	41.7	0.17	н.о.	99.0					47.8	31.8
Стекло основной массы	55.6	0.57	17.9	1.93	0.37	13.7	3.76	0.18	5.27	0.21	н.о.	99.5						
Оливин, центральный участок	37.9	0.21	4.17	н.о.	н.о.	2.74	16.1	0.83	37.0	0.12	н.о.	99.0					43.7	44.1
Стекло в интерстициях оливина, центральный	62.1	0.85	18.6	0.19	2.41	10.4	0.69	0.15	2.98	0.86	н.о.	99.2						
Клинопироксен, центральный участок	44.2	1.18	8.21	н.о.	н.о.	13.9	9.82	1.10	17.3	2.68	н.о.	98.4	33.2	33.9				15.6
Стекло в интерстициях клинопироксена, центральный участок	52.3	0.60	15.5	0.33	0.24	11.1	4.26	0.36	14.4	0.25	н.о.	99.3						
FB1-96																		
Пироксен	50.2	0.31	4.73	н.о.	н.о.	2.75	23.9	0.55	15.4	1.60	н.о.	99.5	69.2	5.7				
Стекло	48.2	0.72	12.0	0.18	1.31	8.78	9.01	0.59	18.4	0.50	н.о.	99.7						

Фрагменты микрографической структуры

Фрагмент NWA 1664-FB1-127 размером 100 мкм (рис. 31) представляет собой обломок высококремнистого стекла (SiO_2 82.4 мас.%, табл. 14), в котором выделяются параллельно-ориентированные удлиненно-призматические ламели КПШ ($Or_{98.1}Ab_{0.5}$), модальное содержание которого 27 об.%. Отдельные ламели КПШ продолжаются в стекле, но замещаются выделениями более кремнистого стекла (табл. 14), модальное содержание которого 3 об.%.

Фрагмент NWA 1664-AP1-6 (Рис. 32) размером 40x70 мкм - агрегат параллельно-ориентированных ламелей фазы SiO_2, K-Ba-полевошпатового стекла ($Or_{98.5}Ab_{1.0}$; BaO 8.56; FeO 0.56) и обогащенного Ca полевошпатового стекла ($An_{83.7}Ab_{12.7}$-$An_{92.1}Ab_{6.6}$) в ассоциации с выделениями второстепенных фаз - плагиоклаза ($An_{88}Ab_{9.4}$) и оливина ($Fa_{77.3}$, Fe/Mn=31) (табл. 14). Фаза SiO_2 содержит включения бадделеита, окаймленного циркона, и редкие зерна троилита. Модальный минеральный состав класта (об.%): фаза SiO_2 – 51.7; КПШ – 29.1; Ca-Al-стекло – 11.4; плагиоклаз – 4.4; оливин – 1.4; троилит – 0.4; циркон – 0.8; бадделеит – 0.8.

Микрографические фрагменты NWA 1664-AP1-6 и NWA 1664-FB1-127 по строению и составу напоминают параллельно-полосчатые выделения КПШ или полевошпатового стекла в фазе SiO_2, обнаруженные ранее в диогенитах (Takeda, 1985; Domanik et al., 2004). По валовому составу (табл. 15) фрагмент NWA 1664-FB1-127 близок к включению стекла в пироксене диогенита Roda (Mittlefehldt, 1994) и лунным монцодиоритам и гранитам (Quick, Albee, 1977; Rutherford et al., 1976; Blanchard, Budahn, 1979). Состав обломка NWA 1664-AP1-6 близок к составу включению в диогените Y 791073 (Takeda, 1985), но присутствие плагиоклаза и фаялита приближает состав этого фрагмента к мезостазису эвкритов. По минералогии аналогами этого фрагмента являются лунные гранитоиды – фельзиты, содержащие вермикулярные прорастания K-Ba-полевого шпата и кварца, а также ряд второстепенных минералов, в том числе циркон (Quick, Albee, 1976, 1977; Quick et al., 1982; James, Hammarstrom, 1977; Blanchard, Budahn, 1979). Из приведенных аналогий следует, что обогащенные калием микрографические включения в говардите NWA 1664 могут быть генетически связаны как с эвкритами так и с диогенитами. Вероятно, они представляют собой обломки минеральных агрегатов - продуктов кристаллизации наиболее поздних остаточных жидкостей, обогащенных несовместимыми элементами.

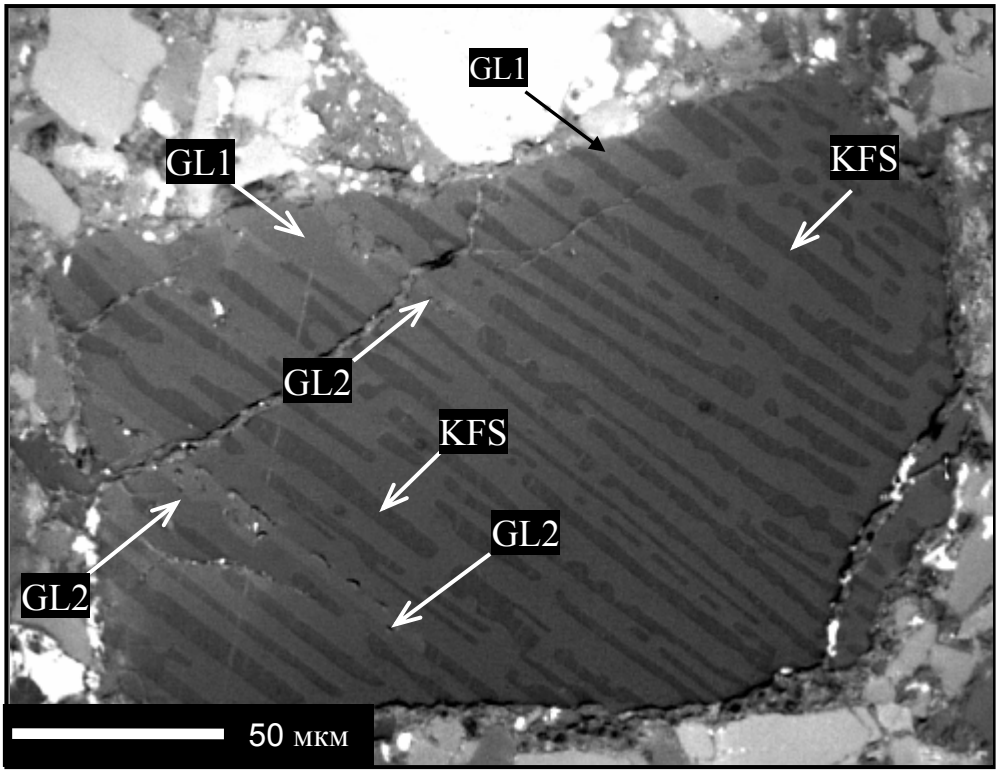


Рис. 31. Микрографическое включение FB1-127 в говардите NWA 1664. Стекло GL1 содержит 7.62 мас.% K_2O, GL2 – 2.8 мас% K_2O, отраженный свет.

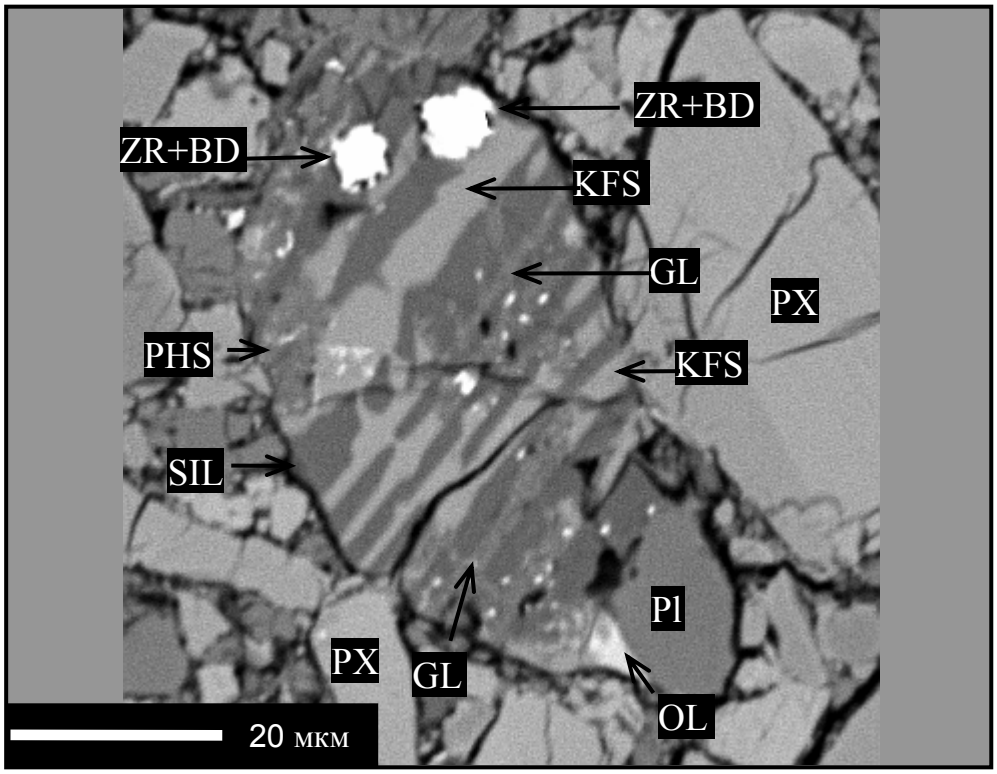


Рис. 32. Микрографическое включение AP1-6 в говардите NWA 1664. GL – Ca-полевошпатовое стекло; ZR+BD – циркон в оболочке бадделеита (BSE).

Таким образом, на родительском теле HED происходило образование небольших объемов гранитоподобных расплавов. Остается неясным, могли ли подобные расплавы отделяться от родительских пород и формировать собственные геологические тела.

Неполнокристаллические породы

Неполнокристаллические породы, обогащенные K_2O, в NWA 1664 представлены обломками 50-150 мкм, которые сложены микролитами клино-, реже - ортопироксена (~60 об%), погруженными в стекловатую основную массу (рис. 33). Всего обнаружено четыре фрагмента этого типа. Микролиты клинопироксена имеют состав $En_{47}Wo_{11}$-$En_{57}Wo_7$ (Fe/Mn=23-45), микролиты ортопироксена - $En_{70}Wo_3$ (табл. 14). В отдельных случаях на контакте со стеклом наблюдается обогащение внешней зоны микролитов кальцием до $En_{34.67}Wo_{15.95}$ (Fe/Mn=30). Пироксены содержат 2.3-3.5 мас.% Al_2O_3 и 1.5 – 2.0 мас.% Cr_2O_3. Иногда в ассоциации с пироксеном отмечается оливин (Fa_{62}, Fe/Mn=50) (рис. 34). Стекло имеет полевошпатовый состав - $Or_{13}Ab_9$-$Or_{31}Ab_{11}$ и содержит 63-70 мас.% SiO_2, 1.4-3.0 мас.% K_2O и 2-4 мас.% FeO (табл. 14). Стекло фрагмента NWA 1664-AP1-11 содержит 1 мас.% BaO.

Стекла и брекчии со стекловатым цементом.

Стекла, обогащенные K_2O, представлены обломками неправильной формы, размерами от 150 до 3000 мкм (рис. 35). Стекла не содержат микролитов, в проходящем свете имеют коричневый цвет, имеют слабую локальную анизотропию. В отраженном свете в стеклах различимы мелкие неоднородности размером 0.1-0.5 мкм, в отдельных случаях ламели субмикронной толщины (рис. 36), с которыми связаны вариации содержания K_2O. В некоторых стеклах имеются газовые полости и присутствуют рассеянные мелкие выделения сульфида железа, вероятно, троилита. Фрагмент NWA 1664-AP1-G15 содержит обломок фазы SiO_2 и пересечен прожилком троилита. Содержание SiO_2 в массивных стеклах находится в узком интервале 48-50 мас.% (табл. 15). Содержание K_2O в стеклах составляет 0.5-1.8 мас.% (табл. 15). Обломок NWA 1664-FB1-44, содержащий 0.5 мас.% K_2O, вдоль одного края имеет вытянутую зону, в которой содержание K_2O достигает 1-1.5 мас.%. Отношение K/Na в стеклах находится в интервале 1-5.6.

Фрагменты брекчий со стекловатым цементом имеют угловатую форму, их размеры находятся в пределах 200-500 мкм (рис. 37). Обломки минералов представлены пироксеном и плагиоклазом эвкритовых составов, количество обломков обычно не превышает 40 об.%. Вмещающее стекло имеет массивную структуру, в некоторых

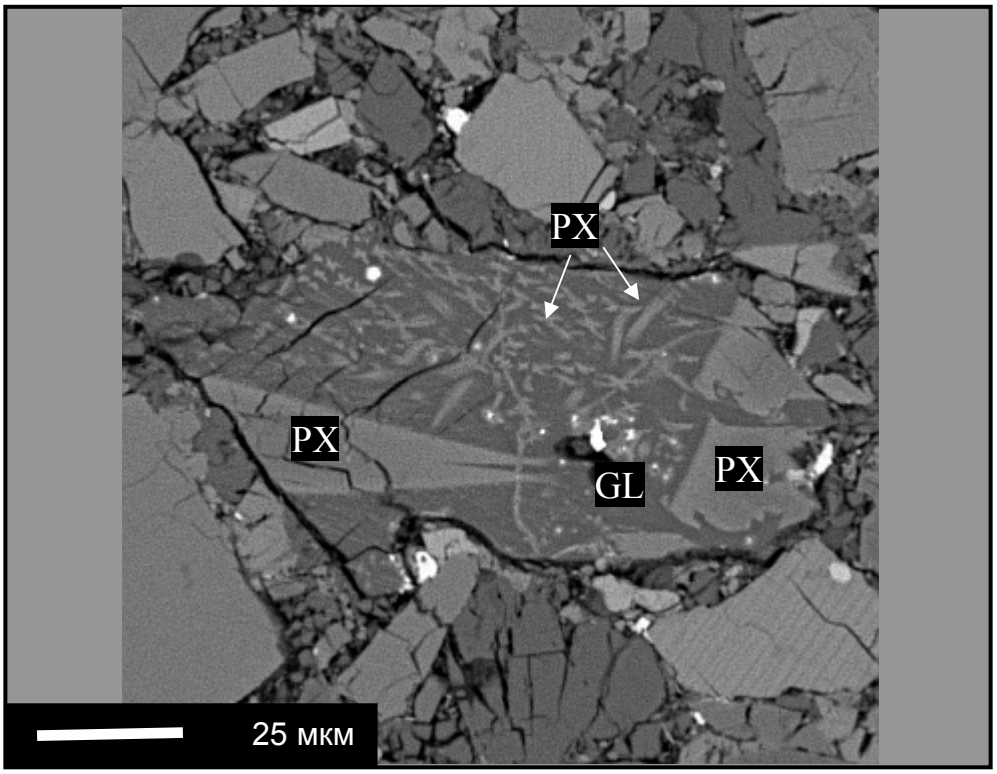


Рис. 33. Неполнокристаллическое, включение AP1-18 в говардите NWA 1664 (BSE).

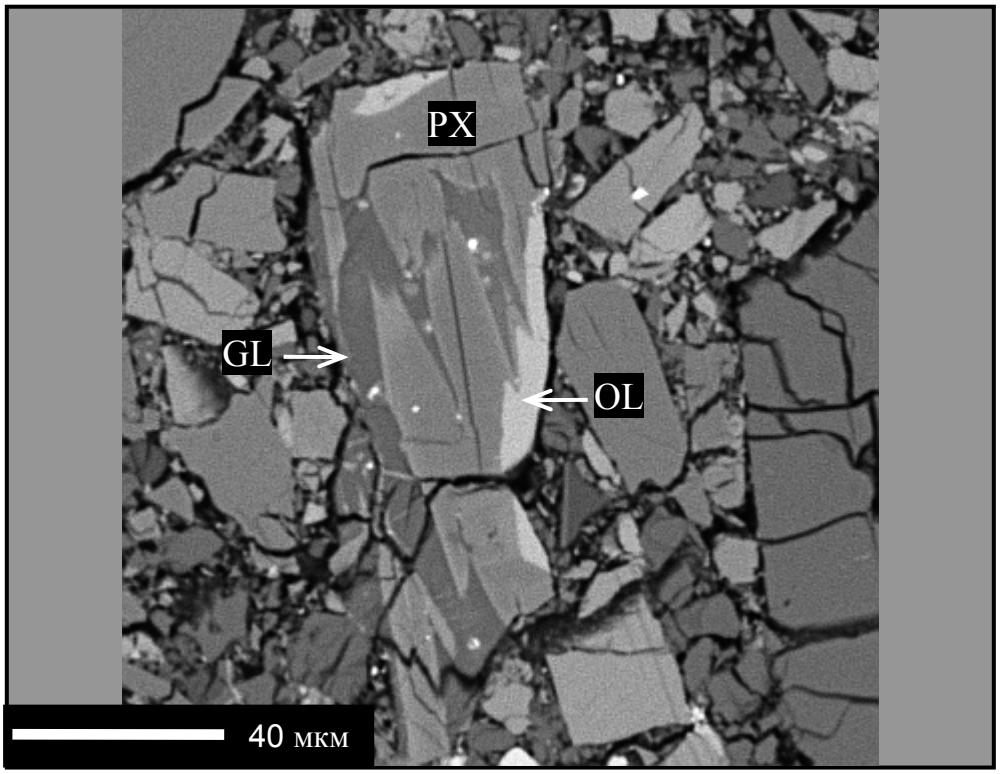


Рис. 34. Неполнокристаллическое включение AP1-3 в говардите NWA 1664 (BSE).

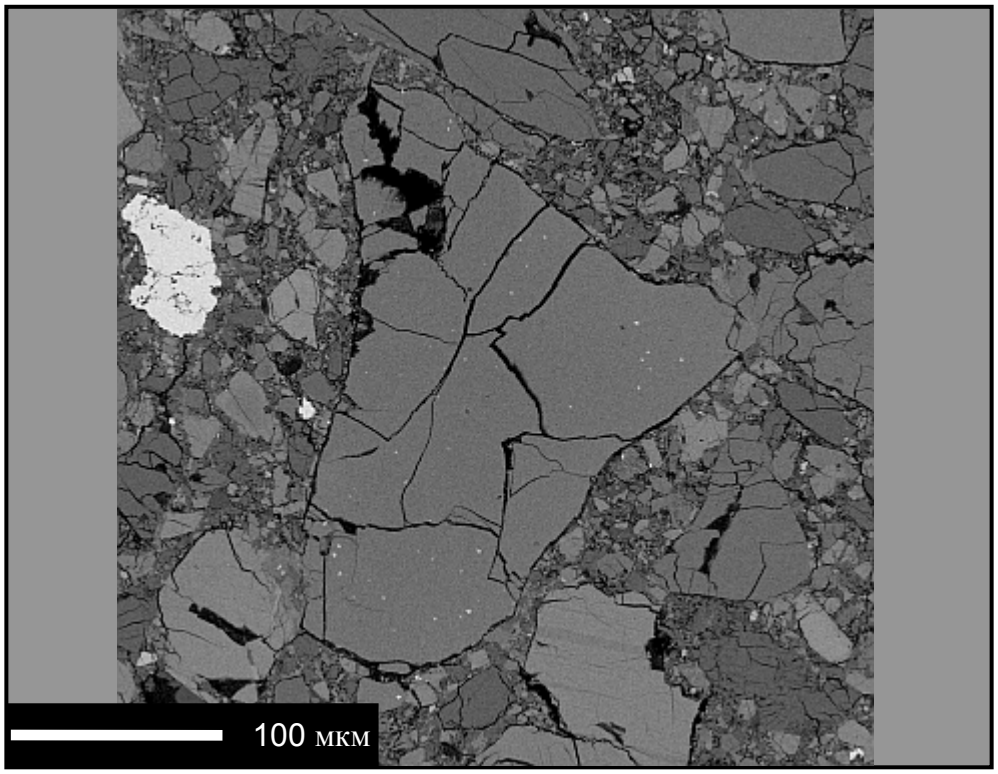


Рис. 35. Обломок стекла AP2-G5 в говардите NWA 1664 (BSE).

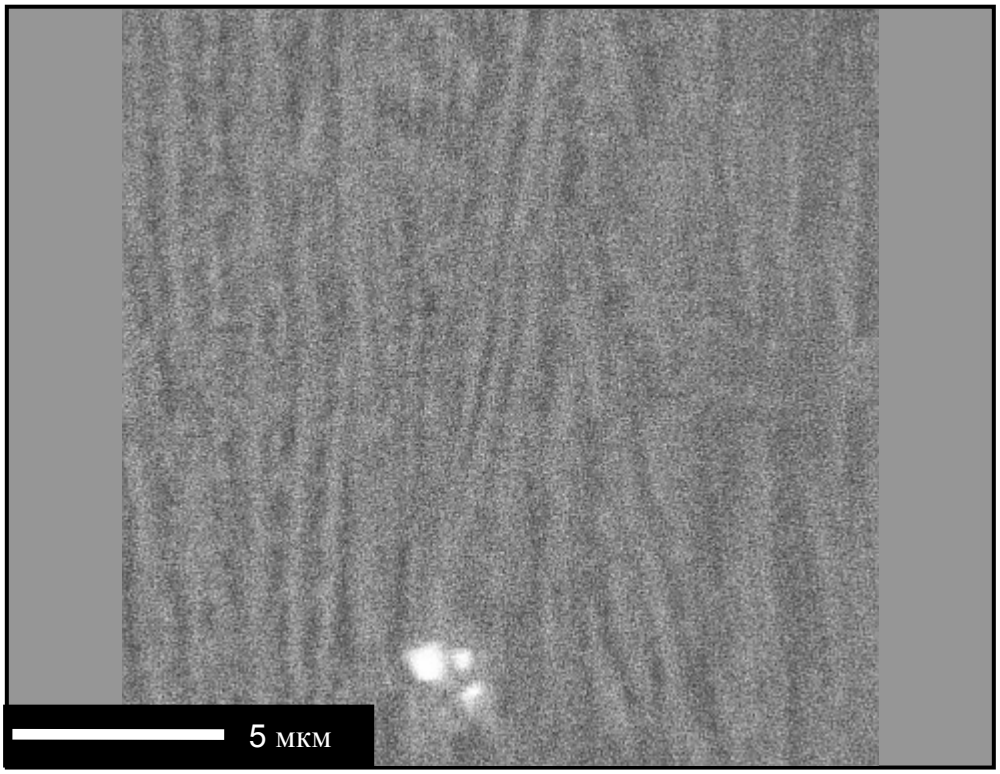


Рис. 36. Неоднородности в стекле AP2-G5, сопровождающиеся вариациями содержания K_2O (±1-2 мас.%). Белые включения – троилит (BSE).

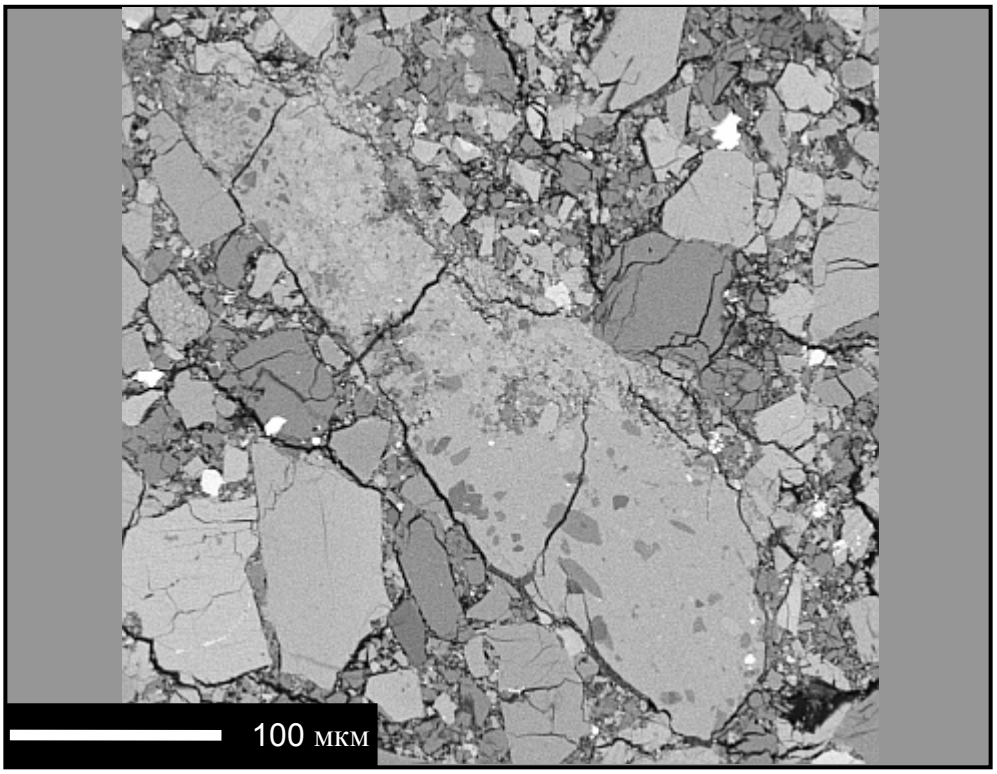


Рис. 37. Обломок брекчии со стекловатым цементом, обогащенным K_2O. Состав обломков – темно-серые – плагиоклаз, светло-серые – пироксен. Говардит NWA 1664 (BSE).

Таблица. 15. Валовые составы объектов обогащенных K_2O в говардите NWA 1664

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	BaO	Сумма	MG#
Микрографические фрагменты													
FB1-127	78.4	н.о.	11.8	0.22	н.о.	н.о.	0.2	0.04	9.53	н.о.	н.о.	100.2	6.2
AP1-6	77.2	0.53	9.8	1.80	0.05	0.23	1.84	0.12	2.69	0.05	2.11	96.5	18.5
Неполнокристаллические фрагменты													
AP1-3	58.1	0.42	8.0	13.0	0.37	15.5	3.33	0.30	1.10	1.20	н.о.	101.2	68.1
AP1-11	55.9	0.13	7.6	15.1	0.34	13.0	5.03	0.24	0.65	1.10	1.47	100.6	60.6
AP1-18	60.0	0.73	12.4	11.2	0.15	3.58	8.78	0.20	1.67	0.44	н.о.	99.1	36.4
AP1-G2	57.9	0.82	15.6	8.08	0.27	4.23	9.21	0.55	1.20	0.39	н.о.	98.3	48.3
Хондроподобные объекты Тип 1													
FB1-43	48.9	0.61	12.5	18.9	0.68	9.82	9.06	0.18	0.76	0.45	н.о.	101.8	48.2
AP1-95	44.9	0.79	9.2	23.1	0.95	10.8	7.56	0.18	0.54	0.88	н.о.	98.9	45.5
FB1-176	44.7	0.55	9.9	26.5	0.61	13.1	4.43	0.19	0.95	0.42	н.о.	101.3	46.8
Тип 2													
AP2-4T	48.2	0.60	9.6	23.3	0.79	9.54	4.89	0.23	1.47	0.66	н.о.	99.3	42.2
AP2-G3	41.9	0.69	7.8	30.7	1.02	11.2	4.11	0.39	0.85	0.83	н.о.	99.5	39.5
FB1-70	47.5	0.82	14.4	18.0	0.44	9.31	8.31	0.27	1.57	0.4	н.о.	101.0	48.1
Тип 3													
FB1-41	50.3	0.64	10.3	18.7	0.54	12.3	7.66	0.18	0.63	0.6	н.о.	101.7	54.0
AP2-G2	47.4	0.75	9.4	16.5	0.58	11.2	11.7	0.26	0.77	0.72	н.о.	99.3	54.8
Обломки хондроподобных объектов тип 3													
AP2-13A	47.9	0.48	10.2	23.0	0.55	9.07	6.50	0.20	0.97	0.67	н.о.	99.5	41.4
AP2-G1	51.2	0.61	13.9	13.0	0.46	7.14	10.9	1.22	0.56	0.51	н.о.	99.4	49.6
AP1-G3	49.4	1.81	12.4	20.2	0.59	6.81	7.14	0.40	0.24	0.55	н.о.	99.6	37.5
FB1-96	48.8	0.60	9.8	17.5	0.58	13.5	6.97	0.14	0.92	0.83	н.о.	99.6	57.9
Массивные стекла													
FB1-12	49.4	0.71	12.3	19.2	0.66	8.02	10.16	0.21	0.52	0.4	н.о.	101.5	42.8
FB1-44	49.1	0.76	13.3	17.9	0.56	6.05	10.16	0.32	0.59	0.30	н.о.	99.0	37.6
AP1-15	48.1	0.63	10.5	18.8	0.68	10.3	8.11	0.30	1.07	0.59	н.о.	99.1	49.4
AP2-G5	48.6	0.50	5.3	20.5	0.50	17.7	2.12	0.24	1.81	1.27	н.о.	98.6	60.7
FB1-K4	50.0	1.01	12.2	16.4	0.50	7.04	11.27	0.24	1.22	0.2	н.о.	100.1	43.4
Матрица в брекчиях с расплавной матрицей													
AP2-G12	46.0	0.94	14.5	17.0	0.69	8.62	9.32	1.94	0.22	0.63	н.о.	99.8	47.6
AP2-G13	48.8	0.80	13.1	17.7	0.57	7.49	8.76	0.32	1.35	0.33	н.о.	99.2	43.1
AP1-68BN	45.2	0.66	16.7	17.7	0.46	2.71	12.7	0.15	0.27	н.о.	н.о.	96.5	21.5
AP1-G19	49.4	0.85	12.5	18.8	0.67	5.94	10.3	0.19	0.37	н.о.	н.о.	99.0	36.1
AP1-G2B	52.6	0.47	11.2	15.9	0.66	10.7	6.29	0.29	0.85	н.о.	н.о.	99.0	54.5
AP1-17	52.6	0.77	6.9	25.6	0.78	2.65	8.95	0.47	0.50	н.о.	н.о.	99.2	15.6
AP1-G2(66)	47.6	0.58	10.3	19.9	0.69	9.73	8.99	0.14	0.31	0.76	н.о.	99.1	46.6

брекчиях стекло содержит многочисленные сферические газовые пустоты. Стекло фрагмента NWA 1664-AP1-17 содержит микролиты пироксена ($En_{12}Wo_{21}$) и полевого шпата ($Or_{12}Ab_{17}$). Содержание K_2O в стекловатой матрице брекчий находится в интервале 0.2 - 1.4 мас.% (табл. 15).

Хондроподобные объекты.

Хондроподобные объекты имеют сферическую форму, диаметры этих объектов - от 20 до 1500 мкм. Они представлены тремя структурными типами. К типу 1 отнесены три криптокристаллических хондроподобных объекта диаметром 20 - 70 мкм. Объекты сложены темно коричневым в проходящем свете, неоднородным, очень тонкозернистым минеральным агрегатом, который вероятно является продуктом девитрификации стекла. В нем наблюдаются кристаллы нескольких силикатных фаз и, вероятно, сульфида, с размерами 0.1-0.5 мкм. Хондроподобные объекты NWA 1664-FB1-43 и NWA 1664-AP1-95 имеют однородное строение и химический состав (табл. 15). Строение объекта NWA 1664-FB1-176 (рис. 38) осложнено наличием тонкой оболочки. Этот объект отличается неоднородным распределением K_2O. Его центральная часть наиболее богата K_2O (1.09 мас.%), основная масса содержит 0.88 K_2O, и содержит редкие, незначительно обедненные Fe, но обогащенные Ca и Al области с содержанием K_2O 0.34 мас.%. Внешняя часть объекта сложена более крупнозернистым, неоднородным материалом, и практически не содержит K_2O. Валовое содержание K_2O в этом объекте 0.95 мас.% (табл. 15).

Хондроподобные объекты группы 2 представлены тремя хондрами, сложенными основной массой, в которой выделяются идиоморфные кристаллы пироксена или оливина. Объекты этого типа имеют зональное строение, общими чертами которого является наличие внутренней основной зоны, и тонкой внешней оболочки (рис. 39). Оболочка имеет ширину до 5 мкм, и содержит либо существенно меньше микролитов, чем центральная часть, либо не содержит их вообще. Структуры и составы микролитов в объектах этой группы существенно различаются. Объект NWA 1664-AP2-4 (30 мкм), состоит из основной массы с многочисленными микролитами пироксена ($En_{32.6}Wo_{2.7}$) размером 0.5-3 мкм, в которой выделяются отдельные участки гетерогенного стекла (20 об.%), свободного от микролитов. Стекло вдоль внешней границы хондры (10 об.%) обогащено K_2O (4.2 мас.%) по сравнению со стеклом в центральной части (1.1 мас.%) (табл. 14). В центральной части объекта NWA 1664-AP2-G3 (рис. 39) наблюдаются два участка, сложенные различающимися по составу стеклами (табл. 14), которые

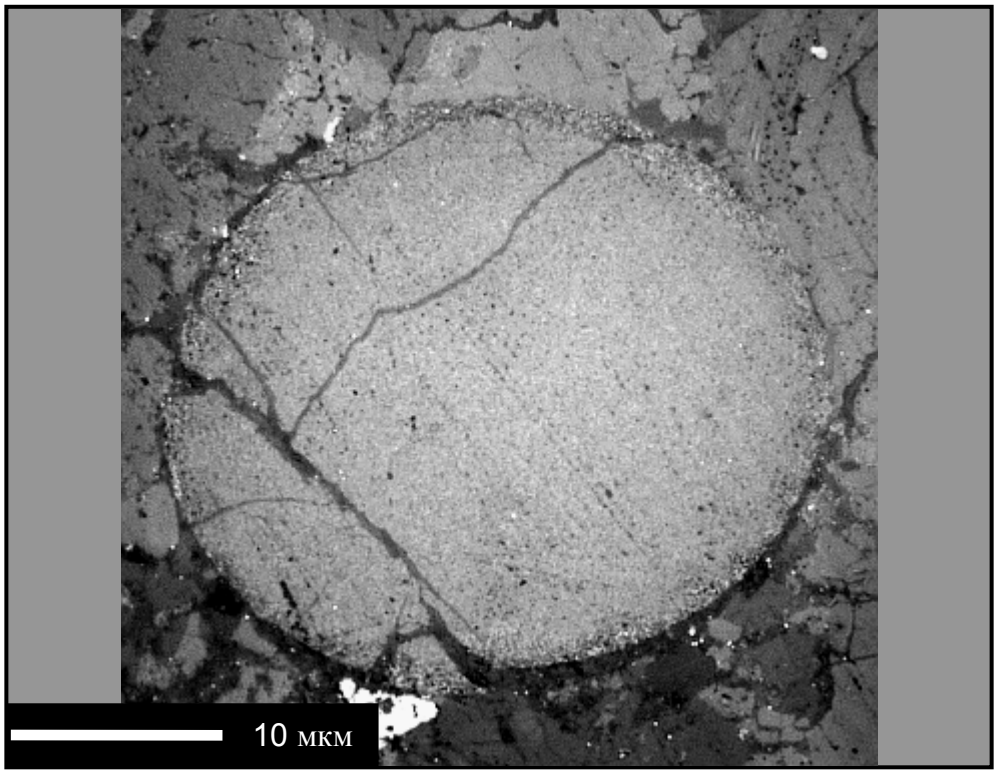


Рис. 38. Хондроподобный объект 1-го типа NWA 1664-FB1-176, отраженный свет.

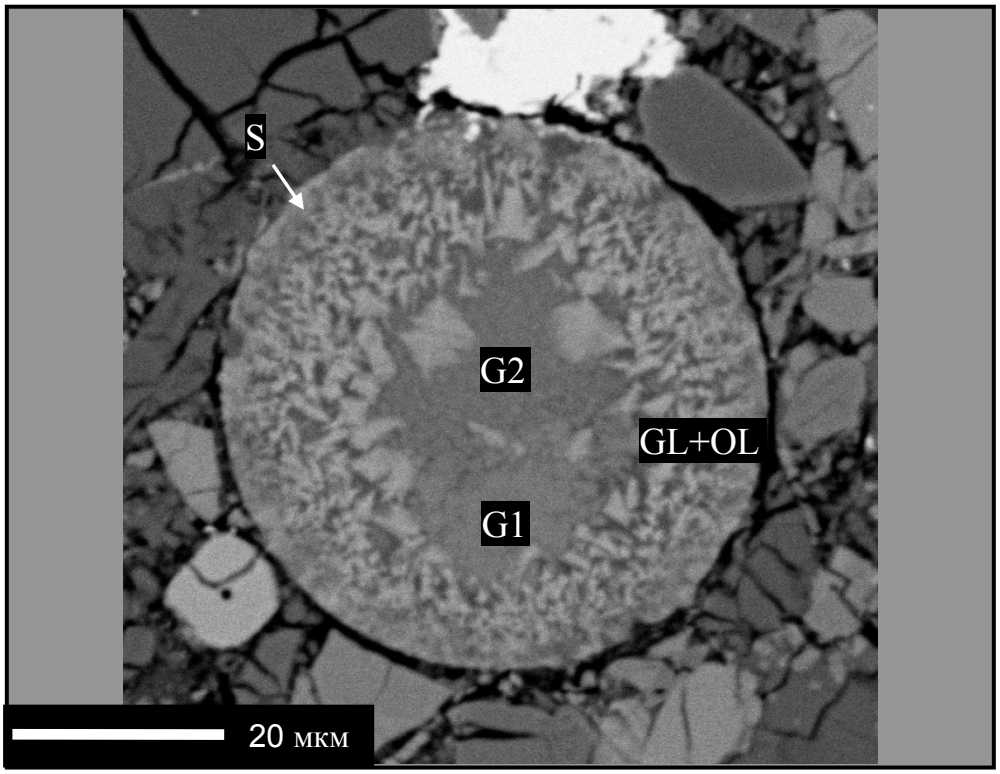


Рис. 39. Хондроподобный объект 2-го типа NWA 1664-AP2-G3. G1 и G2 – сосуществующие стекла центральной части, Ol+Gl – микролиты оливина со стеклом в интерстициях, S – оболочка объекта (BSE).

содержат 0.84 мас.% K_2O. Основная масса хондры содержит 0.5-3 мкм микролиты оливина ($Fa_{66.5}$; Fe/Mn=31) в стекле (3.47 мас.% K_2O), внешняя оболочка содержит 0.63 мас.% K_2O.

В хондроподобном объекте NWA1664-FB1-70 наблюдаются микролиты, по составу отвечающие нестехиометричному клинопироксену - $En_{37.8}Wo_{8.0}$, погруженные в стекло (0.99 мас.% K_2O). Внешняя оболочка хондры обогащена K_2O (4.55 мас.%) (табл. 14).

В хондроподобных объектах типа 3 микролиты представлены агрегатами линейно-ориентированных скелетных кристаллов оливина и (или) пироксена. Объект NWA 1664-AP2-G2 (рис. 40) диаметром 650 мкм состоит из криптокристаллической основной массы (0.43 мас.% K_2O; табл. 14), в которой выделяются агрегаты скелетных кристаллов клинопироксена ($En_{43.5}Wo_{8.13}$) (рис. 41), интерстиции между которыми выполнены стеклом (3.25 мас.% K_2O, табл. 14). Эллиптический хондроподобный объект NWA 1664-FB1-41 диаметром 500 мкм (рис. 42), сложен прозрачным, коричневым в проходящем свете стеклом, содержащим редкие газовые пустоты. У внешней границы объекта развит агрегат симметрично ориентированных скелетных кристаллов клинопироксена ($En_{53.6}Wo_{14.8}$; Fe/Mn=27.5; Al_2O_3=7.24) (рис. 43), интерстиции между которыми заполнены стеклом (0.37 мас. % K_2O). В основной массе хондры (табл. 14) выделяются спиралевидные неоднородности, также расположенные симметрично к длинной оси, и вероятно представляющие собой конвекционные ячейки, центральные непрозрачные части которых содержат 0.46 мас.% K_2O, а спиральные ветви от центра к краям ячеек — 0.46-0.99 мас.% K_2O (среднее 0.7 мас.% K_2O, табл. 14). Содержания породообразующих элементов в конвекционных ячейках от центра к краям варьируют незначительно.

К типу 3 хондроподобных объектов также отнесены обломки хондр размером 100-1500 мкм. Эти обломки сложены стеклом, криптокристаллическим или весьма тонко-зернистым агрегатом пироксена и плагиоклаза, в котором расположены микрографические агрегаты скелетных кристаллов пироксена или оливина. Всего обнаружено пять подобных объектов. Пироксен представлен пижонитом ($En_{42}Wo_{11}$ – $En_{69}Wo_6$) или авгитом ($En_{33}Wo_{33}$). Пироксены содержат 4.7-8.7 мас.% Al_2O_3 и 1.16-2.68 мас.% Cr_2O_3. Оливин имеет состав Fo_{40} (Fe/Mn=45). Стекло основной массы содержит 48-51 мас.% SiO_2 (табл. 14). Иногда в них присутствуют очень мелкие микролиты. Объекты этого типа различаются по валовому содержанию щелочных металлов в стекле. Два фрагмента содержат стекла с 1.3 и 1.7 мас.% K_2O, при этом отношение K/Na составляет 4.8-22. Стекла в двух других объектах обеднены калием (0.26 и 0.35 мас.% K_2O),

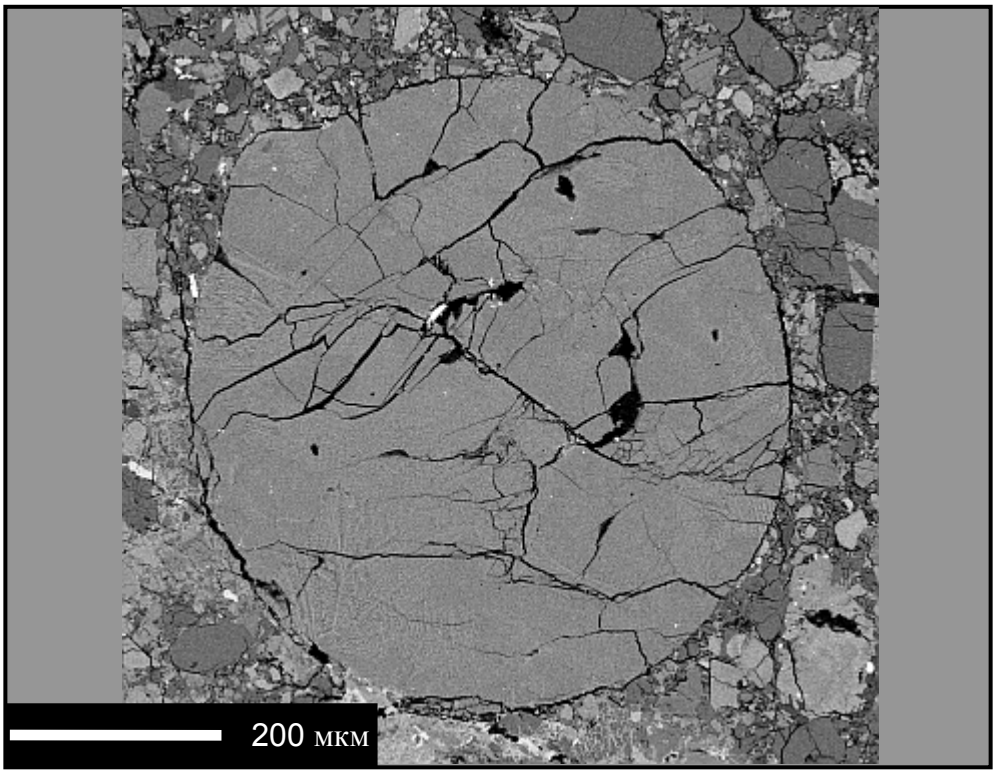


Рис. 40. Хондроподобный обьект 3-го типа NWA 1664-AP2-G2 (BSE).

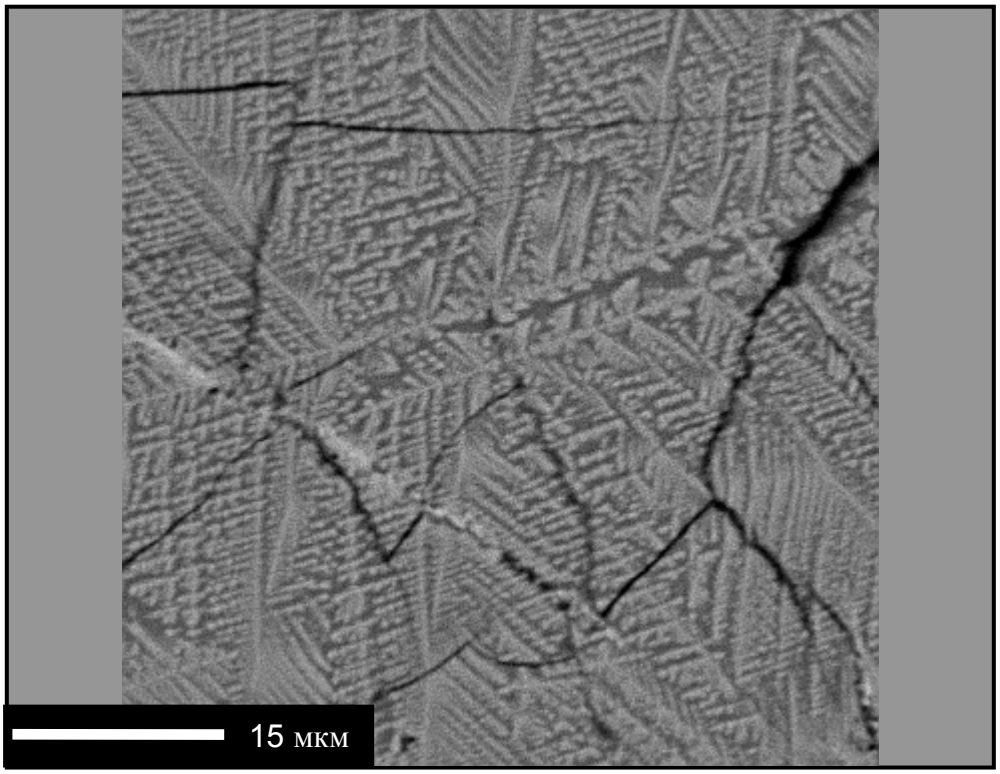


Рис. 41. Структура хондроподобного объекта 3-го типа AP2-G2 – скелетные кристаллы оливина, интерстиции между которыми выполнены стеклом (BSE).

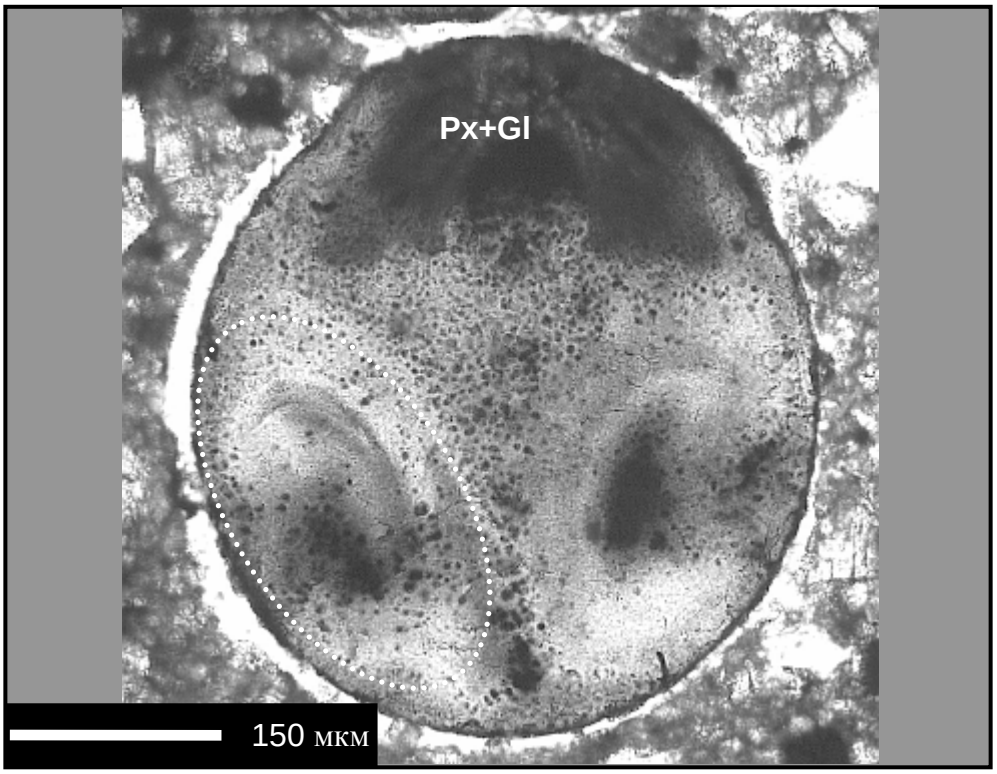


Рис. 42. Хондроподобный обьект 3-го типа NWA 1664-FB1-41. Пунктир - участок конвекционной ячейки. Px+Gl – агрегат скелетных кристаллов пироксена и интерстиционного стекла. Проходящий свет.

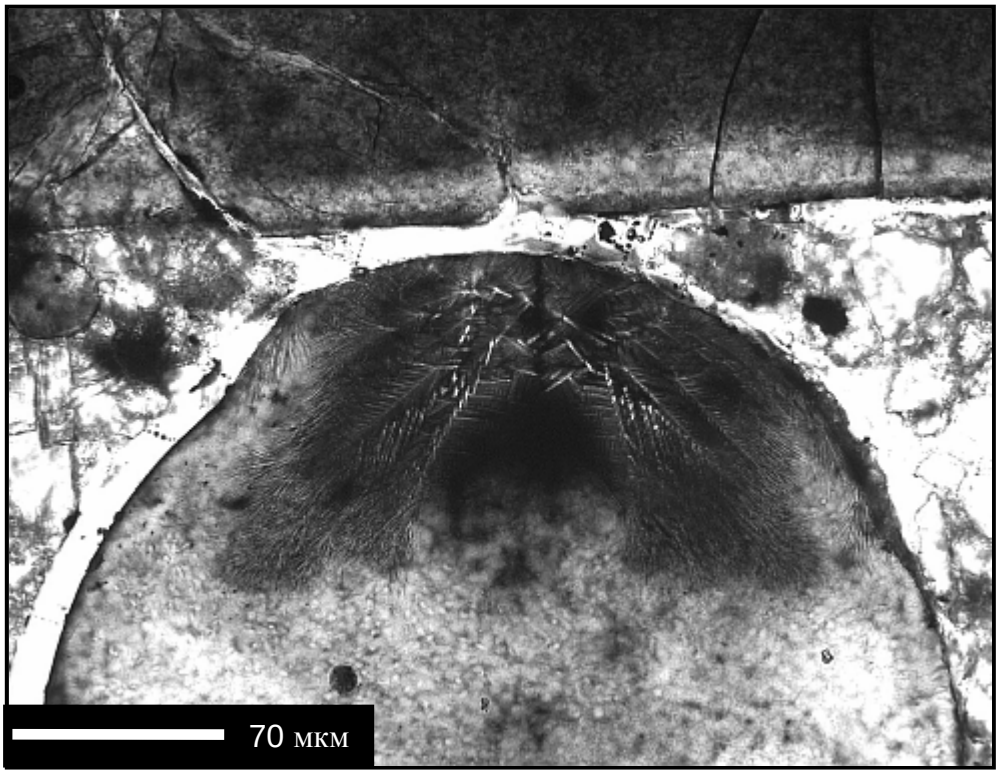


Рис. 43. Хондроподобный обьект 3-го типа NWA 1664-FB1-41. Агрегат скелетных кристаллов пироксена и инерстиционного стекла. Проходящий свет.

несколько обогащены натрием (0.59 и 0.66 мас.% Na_2O) и отношение K/Na в них составляет 0.3-0.4.

Фрагмент NWA 1664-AP2-G1 (рис. 44, 45) на фоне графической микролитовой структуры, образованной кристаллами оливина ($Fo_{47.8}$, Fe/Mn=32) в стекле (0.32 мас.% K_2O), содержит отдельные участки (25 об.%), образованные сосуществующими агрегатами двух типов (рис. 46). Первый представлен скелетными кристаллами клинопироксена ($En_{33.3}Wo_{33.9}$) в стекле (0.24 мас.% K_2O, K/Na=0.5), второй образован скелетными кристаллами оливина ($Fo_{43.7}$) в стекле с содержанием K_2O 2.41 мас.% (K/Na=8.5). Валовое содержание K_2O в объекте NWA 1664-AP2-G1 составляет 0.56 мас.%.

Происхождение пород, обогащенных K_2O

Обогащенные калием неполнокристаллические породы, стекла, брекчии с расплавным цементом и хондроподобные объекты, обнаруженные в говардите NWA 1664, по распространенности, структуре и содержанию породообразующих элементов сопоставимы с низкокалиевыми ударными расплавами и брекчиями, типичными для HED, которые также присутствуют в этом метеорите. Наличие ксенолитов и газовых полостей в стеклах и матрице брекчий, сцементированных стеклом, явно указывают на их ударное происхождение. Неправильная угловатая форма наиболее крупных обломков стекла и присутствие в них ксенолитов и сульфидных прожилков может указывать на то, что на поверхности родительского астероида стекла были представлены телами макроскопических размеров, например лапиллями, бомбами, маломощными, непротяженными покровами, потоками или жильными телами, которые образовались при ударном плавлении поверхностных горных пород и испытали затем воздействие нескольких, по крайней мере, двух, последовательных ударных событий до вхождения в состав брекчии NWA 1664 в виде обломков. Совместное нахождение стольких разных типов импактитов, объединяемых общим признаком (повышенное содержание K_2O) может быть результатом нескольких ударных событий по химически неоднородной мишени, содержащей компонент с высокой концентрацией калия.

Валовые составы обогащенных калием неполнокристаллических пород в NWA 1664 располагаются вдоль тренда, свойственного брекчиям HED (рис. 47). На диаграмме OL-Q-PL составы стекол и хондроподобных объектов в основном располагаются в полях говардитов и эвкритов (рис. 48). Широкие вариации химического состава стекол, неполнокристаллических пород и брекчий, сцементированных стеклом, позволяют

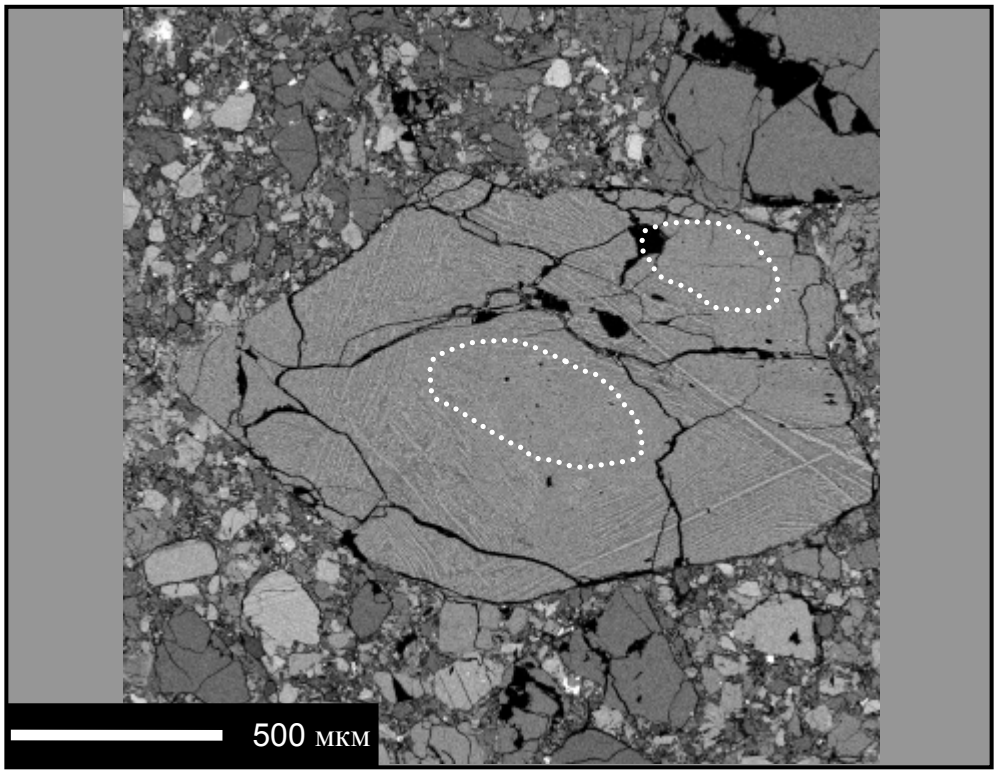


Рис. 44. Хондроподобный обьект 3-го типа NWA 1664-AP2-G1. Пунктир - области, в которых сосуществуют разные по составу агрегаты скелетных кристаллов и стекла (BSE).

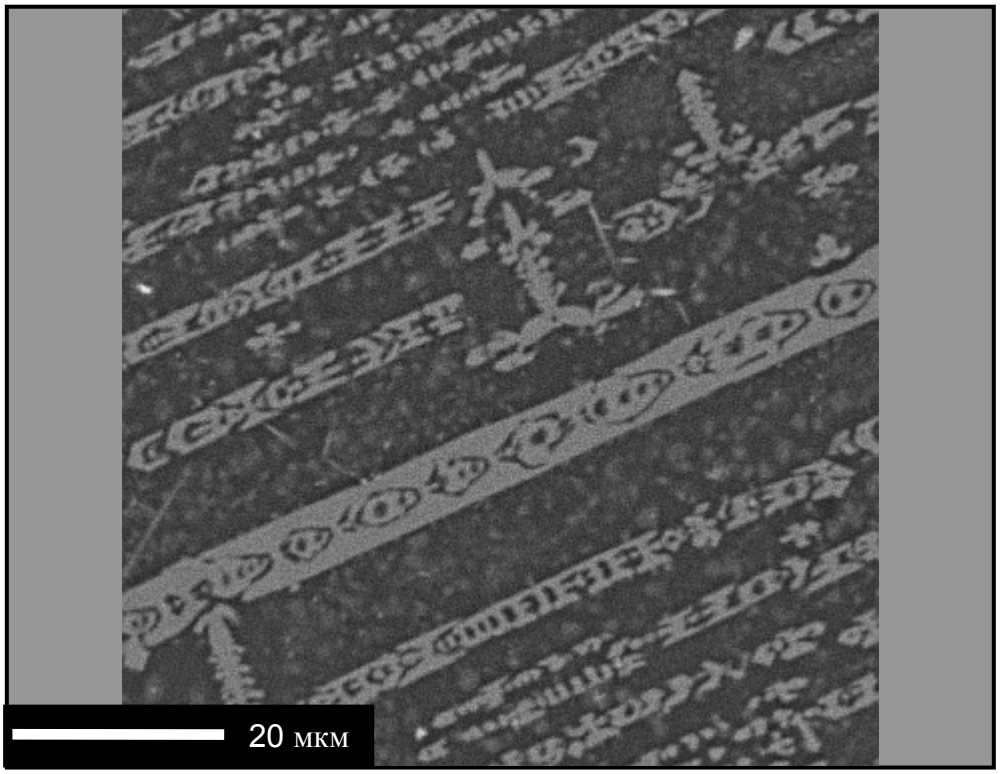


Рис. 45. Строение основной массы хондроподобного объекта 3-го типа NWA 1664-AP2-G1 - скелетные кристаллы оливина в стекле.

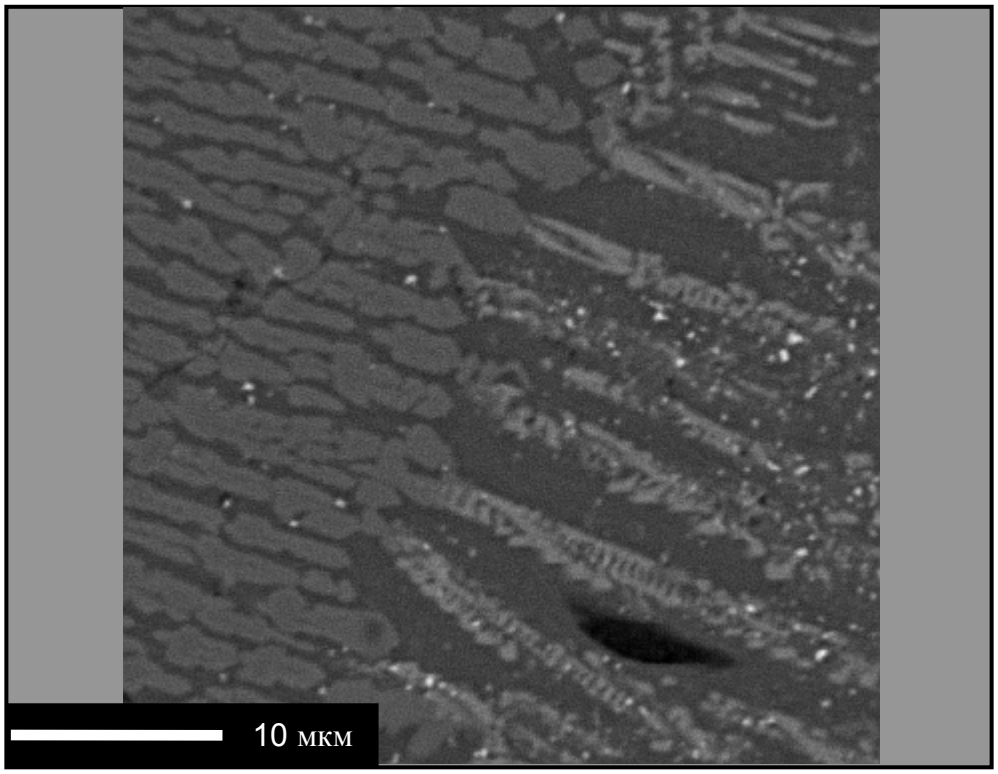


Рис. 46. Структура выделенных пунктиром на рис. 44 участков в объекте NWA 1664-AP2-G1. Участки содержат сосуществующие агрегаты скелетных кристаллов клинопироксена (серые) и оливина (светло-серые), каждый из которых имеет специфический состав интерстициального стекла (BSE).

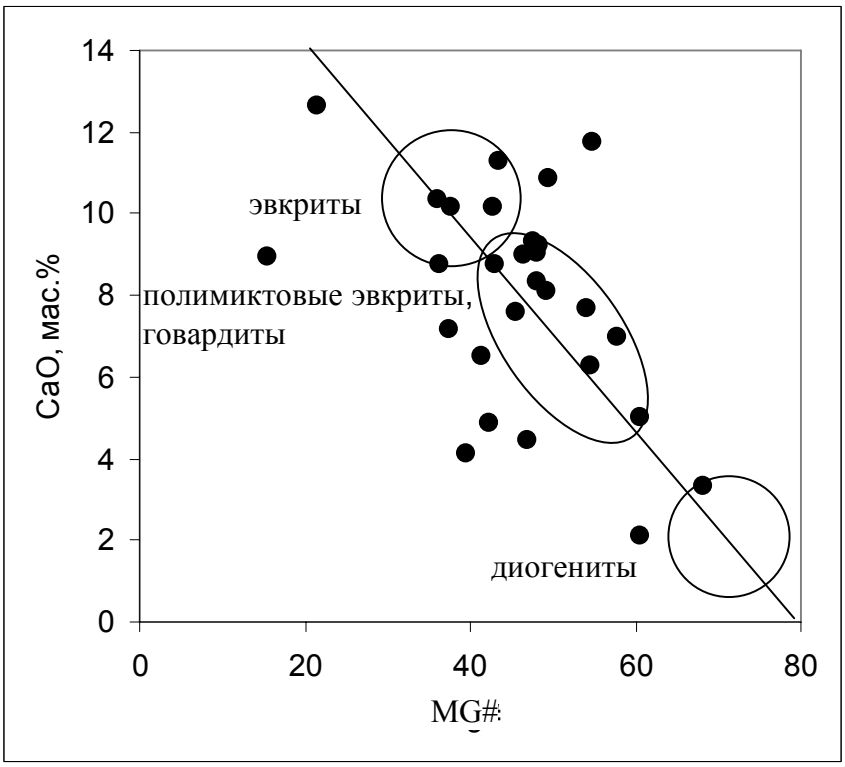


Рис. 47. Валовые составы обогащенных K_2O включений в говардите NWA 1664. Поля HED приводятся по Bunch (1975) и Delaney et al. (1984).

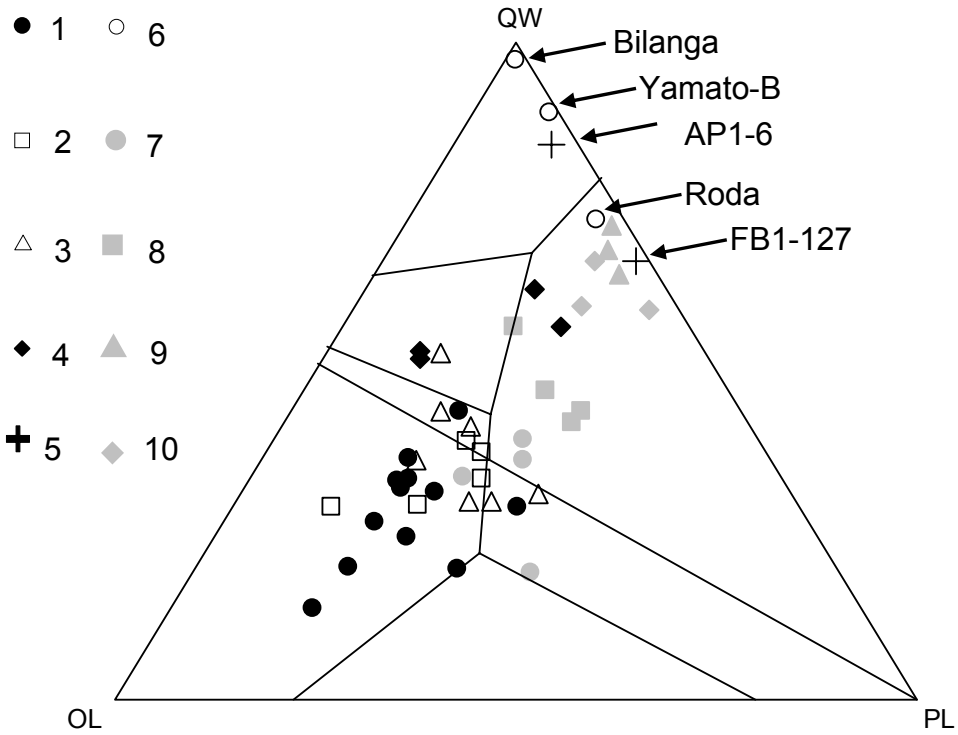


Рис. 48. Нормативные составы обогащенных K_2O включений (об.%): NWA 1664: 1-хондроподобные объекты, 2-стекла, 3-матрица стекловатых брекчий, 4-неполнокристаллические породы, 5-микрографические включения. 6-включения в диогенитах. Луна: 7-KREEP, 8-мезостазис базальтов; 9-монцодиориты; 10-граниты

предполагать, что все эти породы являются продуктами плавления неоднородного по составу реголита, в котором присутствовал обогащенный калием компонент (или компоненты). Поля составов стекол, матрицы стекловатых брекчий и хондроподобных объектов в основном перекрываются и тяготеют к полям составов эвкритов и говардитов, что отражает реголитовую природу источника всех этих пород.

Составы всех неполнокристаллических включений, а также некоторых стекол и хондроподобных объектов лежат вне полей составов HED (рис. 48). Вероятно, эти фрагменты являются продуктами локального плавления порций реголита, обогащенных каким-либо из компонентов, или непредставительных по модальному минеральному составу обломков изверженных горных пород, обогащенных K_2O. Стекло NWA 1664-AP2-G5 является наиболее магнезиальным и обогащенным нормативным оливином, и в то же время, имеет наименьшее содержание Al_2O_3. Вероятно, источник этого стекла обогащен перидотитовым компонентом. Часть составов хондроподобных объектов не ложится ни на одно из полей метеоритов HED в следствие высокого содержания нормативного оливина (рис. 48), которое увеличивается с понижением магнезиальности. Эти хондры вероятно образовались при плавлении эвкритовой брекчии, локально обогащенной фаялитовым оливином.

Рассматриваемые в целом, обогащенные калием породы в NWA 1664 не показывают корреляции между магнезиальностью и содержанием K_2O. Это означает, что обогащение калием происходило независимо от состава исходной породы, т.е. к порциям реголита разного состава добавлялся калийсодержащий компонент. Имеющая место в обогащенных калием объектах корреляция K_2O/CaO и Al_2O_3/CaO (рис. 49), ранее отмеченная Barrat et al. (2009), указывает на калиевый полевой шпат как источник калия.

Для многих из рассматриваемых здесь обогащенных калием неполно-кристаллических пород характерно высокое K/Na отношение (0.4-5.5 ат.). Еще более высокие отношения K/Na наблюдаются в микрографических включениях - FB1-127 – 142, AP1-6 – 14 (ат.). В сравнении с микрографическими фрагментами, обломок полнокристаллической породы AP1-5 содержит много Ca-плагиоклаза, и мало КПШ, по этому валовое отношение K/Na в этом объекте должно быть гораздо меньше чем в микрографических породах (достоверное значение его не может быть определено в следствие непредставительности модального минерального состава этого обломка). Отсюда можно сделать вывод, что источником калия в стеклах и неполнокристаллических фрагментах были обломки пород, по составу близкие к микрографическим фрагментам. Высокие K/Na отношения являются свойством лунных дифференцированных стекол (5.2 ат., Kushiro et al., 1972),

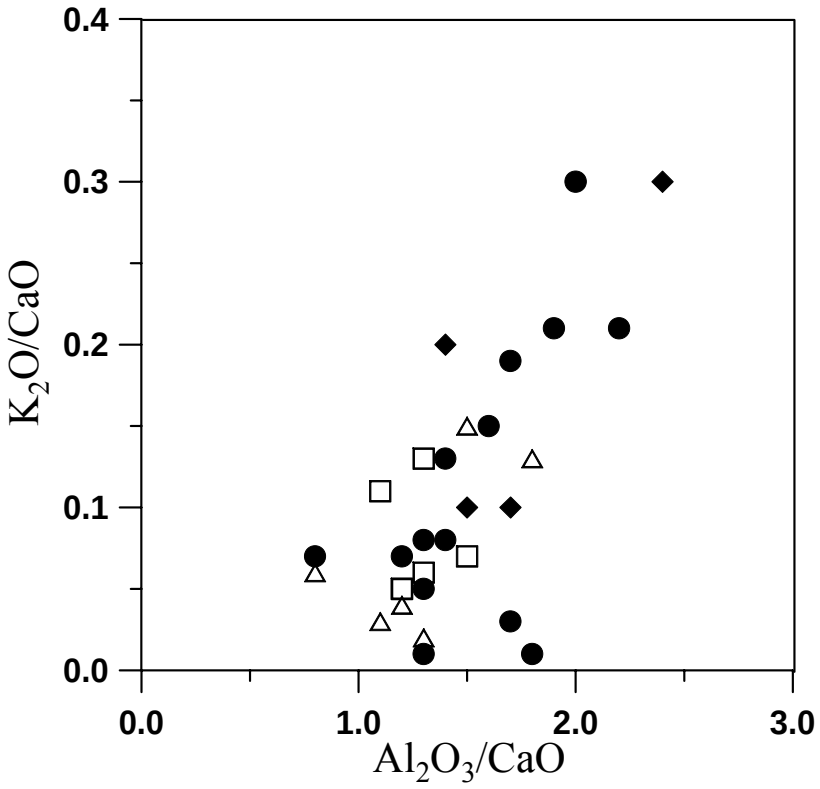


Рис. 49. Составы включений обогащенных K_2O: круги – хондроподобные объекты, квадраты – стекла, треугольники – матрица расплавных брекчий, ромбы – неполнокристаллические породы (отношения мас.%).

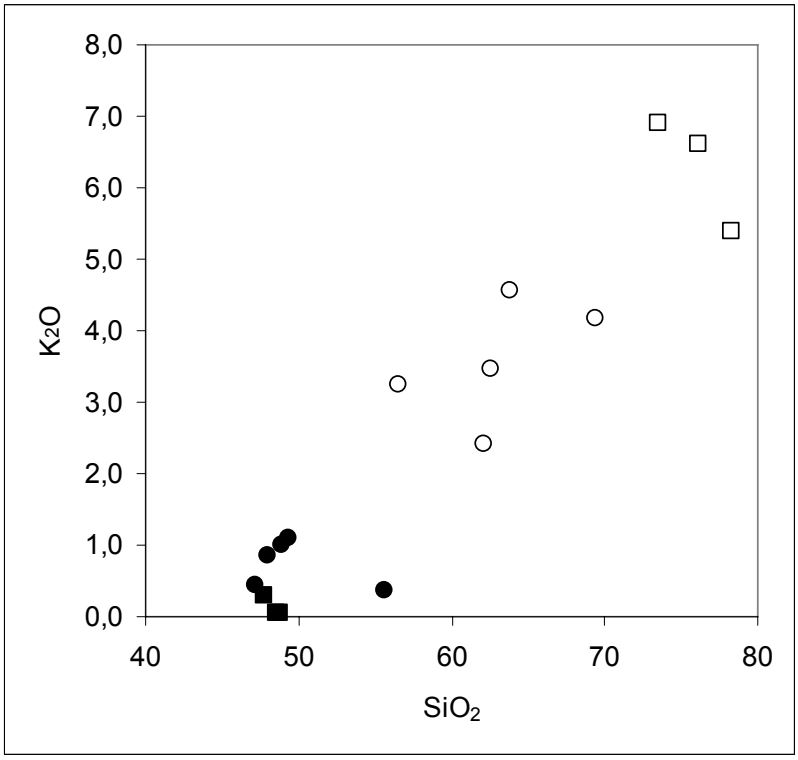


Рис. 50. Составы (мас. %) сосуществующих стекол (черные и белые значки) в обогащенных калием хондроподобных объектах говардита NWA 1664 (круги) и породах Луны (квадраты, по Melson et al., 1972).

лунных фельзитов и некоторых гранитов (3.1-28.8 ат., Quick, Albee, 1977), а также кварцевых монцонитов (2.56 ат., Rutherford et al., 1976; Blanchard, Budahn, 1979).

Наблюдаемое обогащение КПШ барием, обнаруженное в обломке AP1-5, микрографическом фрагменте AP1-6 и в неполнокристаллической породе AP1-11 (табл. 14) не характерно для других включений в NWA 1664. Повышенные содержания BaO, за исключением стекла в диогените Roda (Mittlefehldt, 1994), ранее в метеоритах HED не были известны. Редкость этого явления позволяет предполагать, что расплавы, кристаллизация которых генерировала высококалиевые, обогащенные Ba остаточные жидкости типа NWA 1664-AP1-6, также как и отмеченный выше фрагмент NWA 1664-AP1-5, отличались от типичных эвкритовых магм. Однако, нельзя также исключить, что наблюдаемое отсутствие Ba-содержащих калиевых полевых шпатов в метеоритах HED связано с исключительно неравномерным распределением этих акцессорных фаз в минеральных агрегатах поздних стадий кристаллизации.

Образование хондроподобных объектов вероятно связано с разбрызгиванием расплава и быстрым охлаждением капель в свободном полете при фонтанировании лавы или при ударном событии. В центральной части объекта NWA 1664-AP2-G3 сосуществуют два типа стекла, которые различаются по содержаниям SiO_2 и FeO, но одинаковы по содержанию K_2O (0.84 мас.%). Основная масса объекта, в виде оболочки окружающая агрегат вышеописанных стекол, отличается высокими содержаниями SiO_2 и K_2O, и низким содержанием FeO и имеет аналоги среди стекол в других хондроподобных объектах. Сосуществование стекол разного состава в хондроподобных объектах NWA 1664, ранее отмеченное в двух хондрах (Barrat et al., 2009), наблюдалось в некоторых лунных породах (Melson et al., 1972) и было интерпретировано как результат ликвационного разделения несмесимых силикатных расплавов. Составы многих сосуществующих стекол в NWA 1664 близки к составам таких лунных стекол (рис. 50) и, вероятно, эти стекла могут иметь такой же генезис. Тот факт, что стекла сходного состава в одних хондрах образуют обособления в центральной части, а в других формируют оболочку, может быть связан с различными пропорциями компонентов, или (и) с их различной относительной вязкостью при разных температурах, что, таким образом, не противоречит предположению о ликвации расплавов.

Ликвационное разделение поздних расплавов, если оно все-таки имело место на родительском теле HED, при кристаллизации эвкритов могло приводить к образованию участков бедного и богатого калием агрегатов поздних минералов (мезостазиса) в пределах одного геологического тела. В этом случае, обогащенные калием

полнокристаллические и микрографические фрагменты могли бы иметь с низко-калиевыми включениями общий эвкритовый источник.

Модели образования пород, обогащенных K_2O

Barrat et al. (2009) предположили, что составы высоко-калиевых стекол NWA 1664 могут быть получены за счет смешения основных и ультраосновных магматических пород HED. Эти авторы также пришли к выводу, что высоко-калиевый компонент в стеклах NWA 1664, по видимому, имеет эндогенное происхождение.

Обнаруженные нами в NWA 1664 обломки магматических пород, содержащих калиевые фазы, могли быть источником калия при образовании неполнокристаллических пород, стекол и брекчий. Для того чтобы описать образование этих объектов путем смешения компонент реголита, были рассмотрены двух, трех и в ряде случаев 4-х компонентные модели смешения с участием эвкритов трех главных химических групп, диогенитов и высококалиевых микрографических фрагментов в NWA 1664. При моделировании использовались составы метеоритов из работ (Kitts, Lodders, 1988; Mittlefehldt et al., 1998).

В результате моделирования химического состава смесей горных пород установлено, что большинство объектов, обогащенных K_2O, могут быть получены в результате смешения вещества эвкрита Juvinas, диогенита и микрографического фрагмента NWA 1664-FB1-127. Некоторые составы моделируются смесью эвкрита Nuevo Laredo, диогенита и NWA 1664-FB1-127 (табл. 16, рис. 51, 52). Смеси с участием вещества кумулятивных эвкритов имеют составы, значительно отличающиеся от составов исследуемых объектов. По-видимому, кумулятивные эвкриты не были представлены в составе исходного реголита. Содержание диогенитовой компоненты в смесях не превышает 30 мас.%, а содержание NWA 1664-FB1-127 не превышает 5 мас.%. Смеси в которых в качестве кислой, обогащенной K_2O компоненты используется состав микрографического фрагмента NWA 1664-AP1-6, также удовлетворительно моделируют составы неполнокристаллических пород в NWA 1664, однако отличаются низким содержанием калия. Вероятно, по содержанию калия кислый компонент природной смеси был близок к NWA 1664-FB1-127.

Составы некоторых включений разных типов не могут быть смоделированы путем смешения вышеуказанных компонент, поскольку отличаются повышенной железистостью или магнезиальностью. Их составы удовлетворительно описываются трехкомпонентными смесями, в которых вместо диогенитового компонента

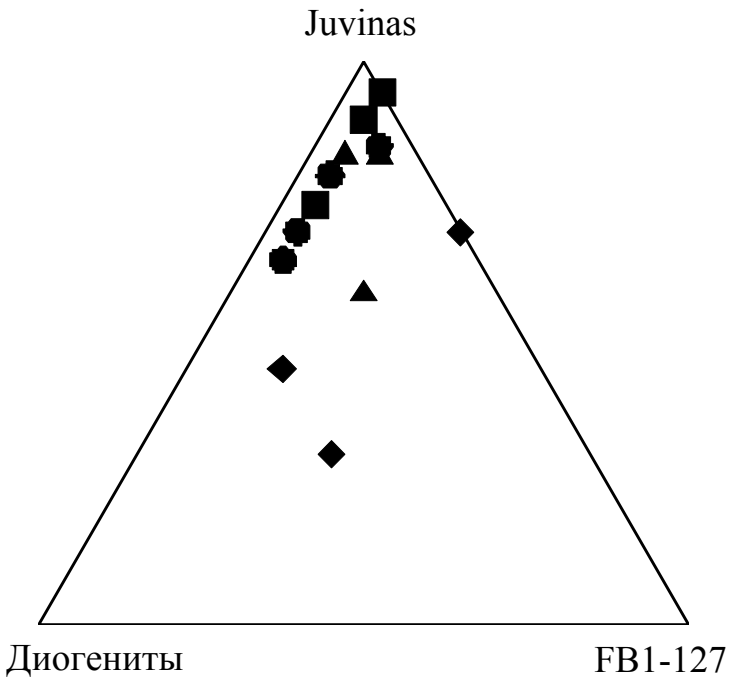


Рис. 51. Составы (мас.%) трехкомпонентных смесей (диогениты+эвкрит Juvinas+микрографическое включение NWA 1664-FB1-127), моделирующих составы фрагментов, обогащенных K_2O в говардите NWA 1664. Круги – хондроподобные объекты, квадраты – стекла, треугольники – матрица стекловатых брекчий, ромбы – неполнокристаллические породы.

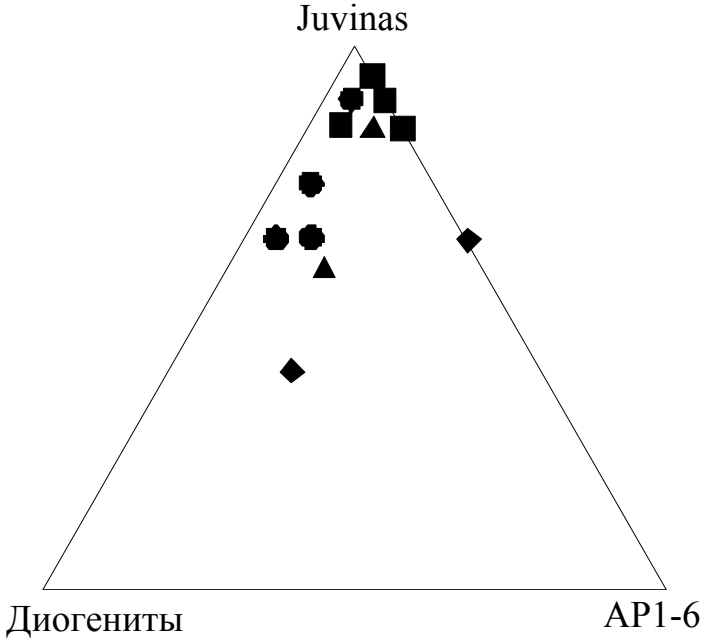


Рис. 52. Составы (мас.%) трехкомпонентных смесей (диогениты+эвкрит Juvinas+микрографическое включение NWA 1664 AP1-6), моделирующих составы фрагментов, обогащенных K_2O в говардите NWA 1664. Условные обозначения как на рис. 51.

Таблица 16. Составы смесей, моделирующих составы неполнокристаллических фрагментов, обогащенных K_2O, мас.%

	Cpx ($En_{12}Wo_{21}$)	Ol (Fo_{70})	Cpx ($En_{35}Wo_{44}$)	Ol (Fa_{77})	Pl ($An_{88}Ab_{9.4}$)	FB1-127	AP1-6	Jv	NL	MC	Di
Неполнокристаллические включения											
AP1-3						30		30			40
AP1-11						15			45		40
AP1-11							20		40		40
AP1-11							20	40			40
AP1-18							35	65			
AP1-G2							5		75		20
Хондроподобные объекты											
Тип 1											
FB1-43											
AP1-95				30		5				65	
FB1-176				55	10		20	15			
Тип 2											
AP2-4T				30			25	45			
AP2-G3				45		20		35			
FB1-70							15	85			
Тип 3											
FB1-41							5		75		20
AP2-G2			25			5		70			
Обломки хондроподобных объектов (тип 3)											
AP2-13A				26	6		20	48			
AP2-G1							10			90	
AP1-G3						5		95			
FB1-96						5		65			30
Стекла											
FB1-12							20		80		
FB1-12							15	85			
FB1-44							15		85		
FB1-44							10	90			
AP1-15							5	85			10
AP1-15						5		75			20
AP2-G5		55				25			20		
FB1-K4							5		95		
Матрица расплавных брекчий											
AP2-G12							5	95			
AP2-G13							10		90		
AP2-G13						5		85			10
AP1-68BN							5	95			
AP1-G19							10		90		
AP1-G19							5	95			
AP1-G2B							15	60			25
AP1-G2B						20		60			20
AP1-17	55					10		35			
AP1-G2(66)							5		75		20
AP1-G2(66)							5	85			10
AP1-G2(66)						5		85			10

Эвкриты: Jv - Juvinas, NL - Nuevo-Laredo, MC - Moore County
Di - диогениты (среднее)

использованы железистый (Fo_{23}) или магнезиальный (Fo_{70}) оливин. В двух случаях в состав смеси дополнительно вводился плагиоклаз An_{90} (табл. 16). Интересно, что в смесях, соответствующих включениям нетипичного состава, содержание кислых обогащенных K_2O компонентов составило 10-25 мас.% (табл. 16).

Результаты моделирования составов обогащенных калием пород согласуются с предположением о том, что эти породы образовались при плавлении реголита, который состоял из неоднородной смеси эвкритов, диогенитов, оливиновых диогенитов с добавлением не более 25 мас.% кислой, обогащенной K_2O компоненты, по составу соответствовавшей микрографическим фрагментам в NWA 1664. Породы, в модельных смесях которых в большом количестве присутствуют плагиоклаз, железистый или магнезиальный оливин, возможно, являются продуктами плавления отдельных участков реголита, локально обогащенных этими минералами.

Таким образом, составы обогащенных K_2O пород могут быть получены за счет эвкритов, однако эвкриты содержащие требуемое количество мезостазиса с необходимой концентрацией K_2O среди метеоритов HED на данный момент не известны. Признаки ликвации бедных и богатых K_2O расплавов, наблюдаемые в неполнокристаллических породах в NWA 1664, могут свидетельствовать о возможности отделения кислых, богатых K_2O жидкостей от эвкритовых пород. По этому нельзя исключить что в коре родительского тела HED могут существовать небольшие обособленные массивы гранитоидов.

Возможные взаимоотношения между породами HED

Многочисленные, различающиеся по составу горные породы, обнаруженные в полимиктовых брекчиях HED, должны быть связаны с основными типами эвкритов и диогенитов. В отсутствие данных о валовом химическом составе пород редких типов, возможные генетические связи между ними и основными типами метеоритов HED могут быть выявлены на основе общих тенденций изменения состава породообразующих минералов в процессах магматического фракционирования. Как было показано выше, оливин-пироксеновые породы, обнаруженные в говардитах Dho 018 и NWA 776 соответствуют кристаллизационной последовательности, образуемой диогенитами, оливиновыми диогенитами и дунитами HED.

Составы сосуществующих пироксенов и плагиоклазов в обломках акцессорных основных и средних горных пород, обнаруженных в исследованных метеоритах, показаны на диаграмме MG# - Ab+Or (рис. 53). Эта диаграмма показывает наличие двух

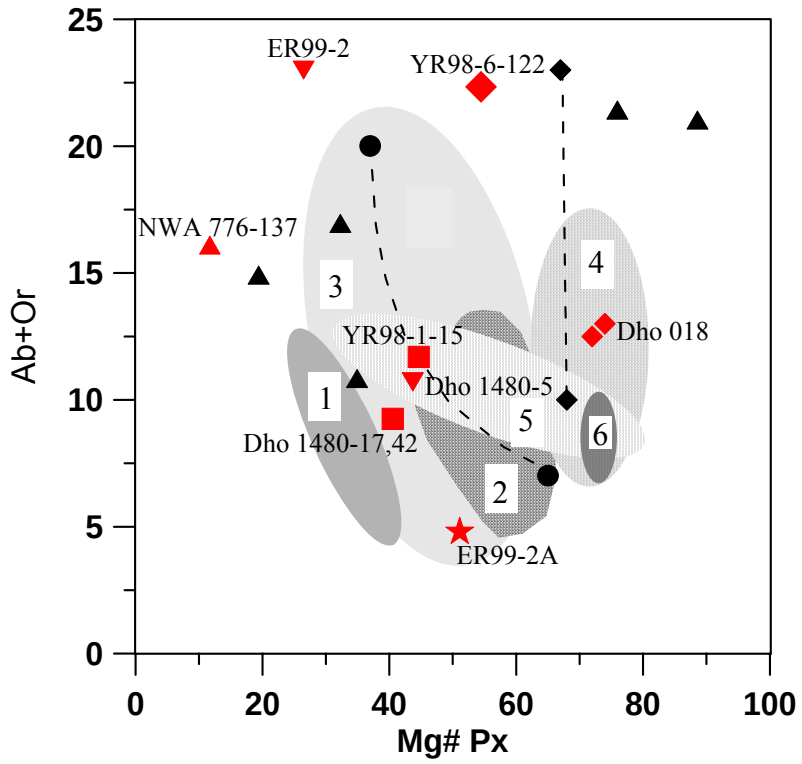


Рис. 53. Состав пироксена и плагиоклаза в горных породах HED:
1 - эвкриты главной группы (Delaney et al., 1984a);
2 - полевошпатовые кумулятивные эвкриты (Delaney et al, 1984; Takeda et al., 1984);
3-говардиты и полимиктовые эвкриты (Delaney et al., 1984a);
4- пироксеновые кумулятивные эвкриты (Mason, 1994; Warren et al., 1996);

5 – двупироксеновые (пижонит-авгитовые и гиперстен-авгитовые долериты (Delaney et al., 1984, Treiman, Drake, 1985; Mason, 1994; Mittlefehldt, Lee, 2001);
6- высокомагнезиальные долериты (Varteresian, Hewins, 1983; Nehru et al., 1983, Takeda et al., 1989);

▲ - авгитовые долериты и габбро (Mittlefehldt, Killgore, 2003; Garzia, Prinz, 1978; Nehru et al., 1983; Kozul, Hewins, 1988).
◆ - диогениты Yamato-B;
пунктир - тренды (Takeda et al., 1984).

Изученные фрагменты пород:
◆ - пироксениты; ★ - нориты, ■ - двупироксеновые долериты;
▲ - авгитовые долериты, ▼ - диориты.

трендов. Вертикальный тренд характеризуется уменьшением содержания анортитовой компоненты плагиоклаза при относительно постоянной магнезиальности пироксена. Этот тренд, определенный ранее Takeda et al. (1984) для диогенитов группы Yamato-B, вероятно, отражает последовательное изменение состава обогащенной плагиоклазом межзерновой жидкости, захваченной массой пироксеновых кристаллов, при ее кристаллизации.

На этот тренд проецируются составы кумулятивных пироксеновых эвкритов, фрагментов высокомагнезиальных норитов и долеритов, обнаруженных в диогенитовых брекчиях Garland и Peckelheim, и фрагментов авгитовых габбро из говардита Y 7308 и диогенита Bilanga. В направлении уменьшения содержания анортитового компонента в плагиоклазе, в горных породах этой последовательности наблюдается постепенная смена ассоциаций: ортопироксен + анортит (магнезиальные нориты) через низкокальциевый пижонит + анортит (кумулятивные пироксеновые эвкриты и высокомагнезиальные долериты) на авгит (диопсид) + битовнитовый плагиоклаз. К этой последовательности относятся плагиоклаз-содержащие пироксенитовые фрагменты в говардитах Dho 018 и NWA 776. Возможно к этой последовательности, определяемой также увеличением содержания CaO в пироксене, относятся также орто-клинопироксеновые (вебстеритовые) фрагменты, обнаруженные в говардите NWA 776.

Другой тренд, в направлении Binda – Stannern (Takeda et al., 1984), характеризуется одновременным уменьшением магнезиальности пироксена и содержания анортитовой компоненты в плагиоклазе. Этот тренд определяется процессами фракционной кристаллизации и частичного плавления, и образован основными типами эвкритов. К этому тренду принадлежит большинство рассмотренных в этой работе редких горных пород основного, среднего, и кислого состава (рис. 53). Некоторые горные породы лежат за пределами трендов главных групп эвкритов. Здесь необходимо иметь в виду, что исследование различных типов магматических пород в полимиктовых брекчиях (Delaney, 1981) показало существование среди HED помимо основных групп эвкритов (главной, Nuevo-Laredo и Stannern), еще нескольких магматических групп с различными Ca/Na и Mg/Fe отношениями, которые могут быть результатом смешения расплавов разного состава и генезиса. Не исключено, что некоторые из обнаруженных нами пород относятся к таким промежуточным трендам.

Железистый пироксенит YR98-6-122 в говардите Юртук содержит обогащенный натрием плагиоклаз, что сближает его с породами тренда Yamato-B. Однако эта порода

имеет низкую магнезиальность по сравнению с породами, образующими этот тренд, и низкое содержание CaO в пироксене.

Порфировидный норит в говардите Ереван происходит из неизвестного низкомагнезиального, бедного кальцием источника. На основании магнезиальности пироксена можно только предполагать связь этой породы с кумулятивными эвкритами.

Глава 4. Метасоматическая активность на родительском теле HED.

Мезосидериты содержат грубозернистые оливиновые включения, которые представляют собой обломки глубинных ультраосновных пород родительского тела метеоритов группы HED. При изучении этих включений в мезосидерите Будулан было установлено, что оливин несет признаки метасоматического изменения.

Оливиновые включения составляют около 5 об.% метеорита, имеют четкие контакты с вмещающей породой, не зональны, и по составу четко разделяются на низкомагнезиальную (Fo_{67}) и высокомагнезиальную (Fo_{82}) группы.

Низкомагнезиальные включения размером 0.5–5 мм сложены оливином (Fo_{62}, Fe/Mn=45) (табл. 17) с редкими включениями низкокальциевого пироксена, троилита и Fe-Ni металла (2.4 мас.% Ni). Включения рассечены прожилками троилита (0.4-1.6 мас.% Ni), в разной степени замещенными вторичными гидроксидами железа. Отдельные прожилки троилита пересекают границы включений и прослеживаются во вмещающей мезосидеритовой породе (рис. 54) Вокруг прожилков троилита в оливине происходит увеличение магнезиальности от $Fo_{62.9}$ до $Fo_{74.8}$ по направлению к плоскости трещин (рис. 55). При этом понижается отношение Fe/Mn от 45 до 30. На отдельных участках вдоль таких прожилков (рис. 56), и реже, на контактах включений оливина и вмещающей мезосидеритовой породы (рис. 57), в оливине наблюдаются тонкозернистые агрегаты троилита и низкокальциевого пироксена En_{64-70}.

Высокомагнезиальные включения заметно крупнее по размерам (1.5–3 см) и состоят из гипидиоморфных зерен оливина (Fo_{82}; Fe/Mn=46) (табл. 17) размером 3-5 мм. В этих включениях наблюдаются редкие узкие (10-30 мкм), удлиненные (до 5 мм) выделения ортопироксена ($En_{85-89}Wo_{1.0-2.5}$; Fe/Mn=36), в которых содержатся тонкозернистые графические срастания (симплектиты) хромита и ортопироксена, с редкими включениями троилита, плагиоклаза (An_{99}), клинопироксена ($En_{49.35}Wo_{45.74}$) и Fe-Ni металла (1.1-3.3 мас.% Ni). Зерна оливина содержат также единичные, относительно крупные (50-100 мкм), неправильные выделения троилита, металлического железа, Ca-

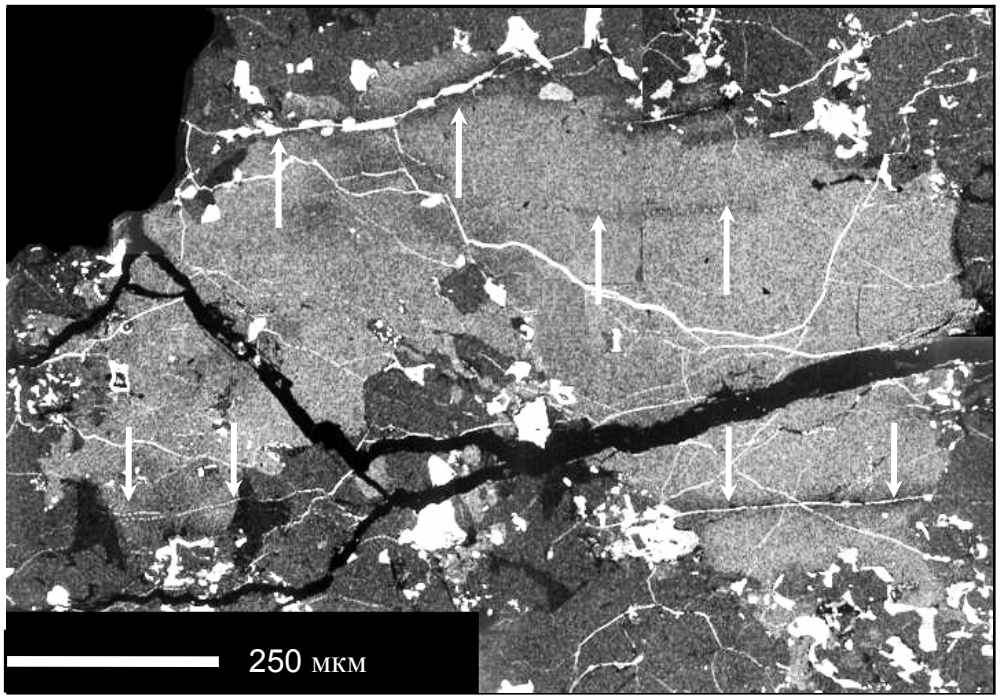


Рис. 54. Низко-магнезиальное включение оливина в мезосидерите Будулан. Стрелками показаны прожилки с вторичным троилит-силикатным агрегатом (белый) и ореолом пониженной магнезиальности вмещающего оливина (темно-серый) (BSE).

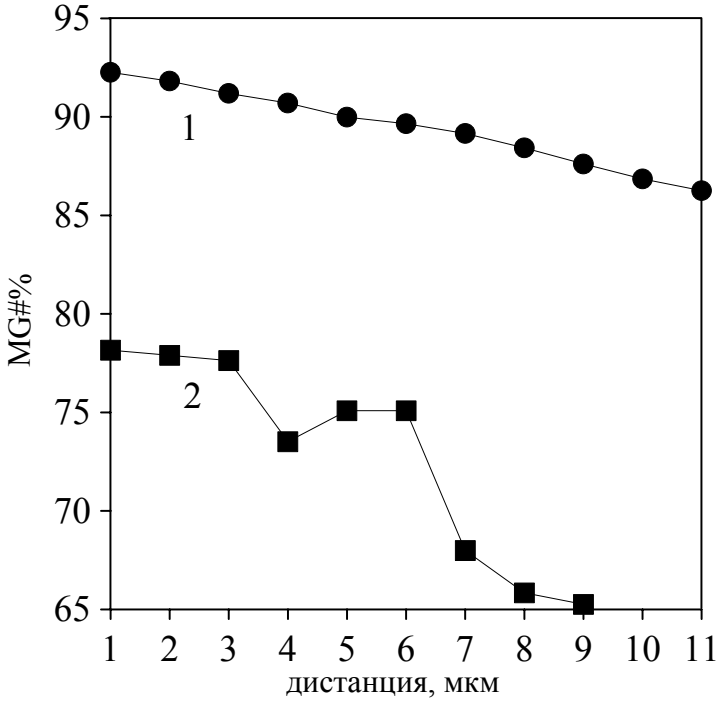


Рис. 55. Понижение магнезиальности оливина от плоскости трещины (левый конец профиля) к неизменному оливину (правый конец профиля) в высоко- (1) и низкомагнезиальных (2) оливиновых включениях мезосидерита Будулан.

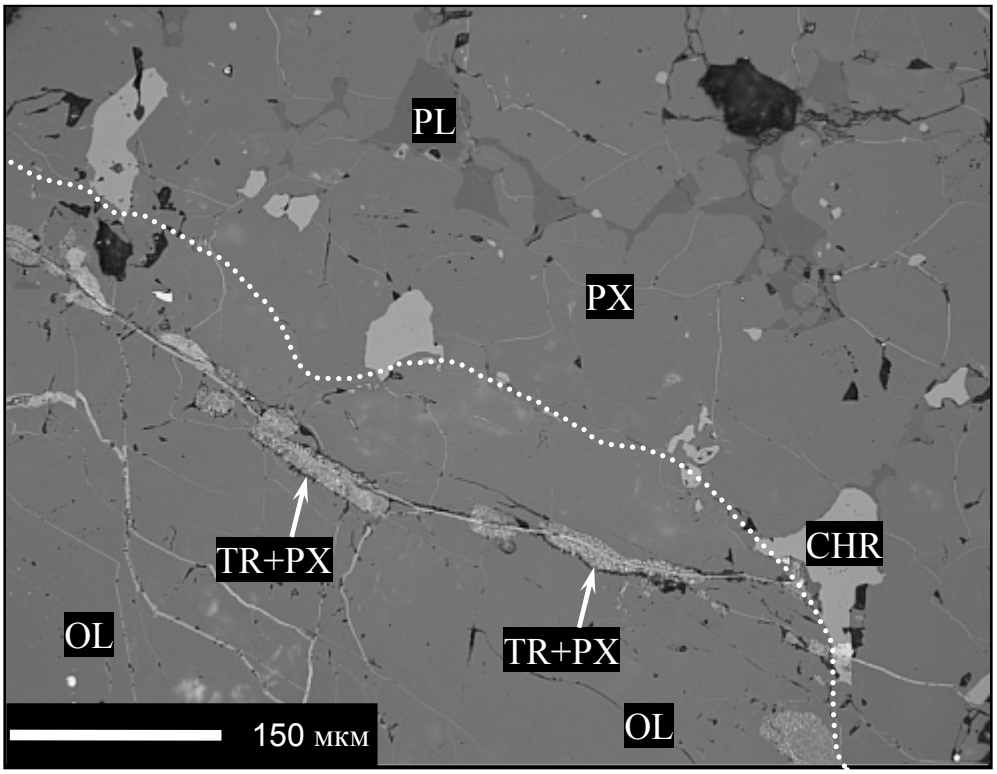


Рис. 56. Агрегат троилита и пироксена вокруг троилитового прожилка в низкомагнезиальных включениях оливина в мезосидерите Будулан. Пунктир - граница включения и вмещающего мезосидерита (отраженный свет).

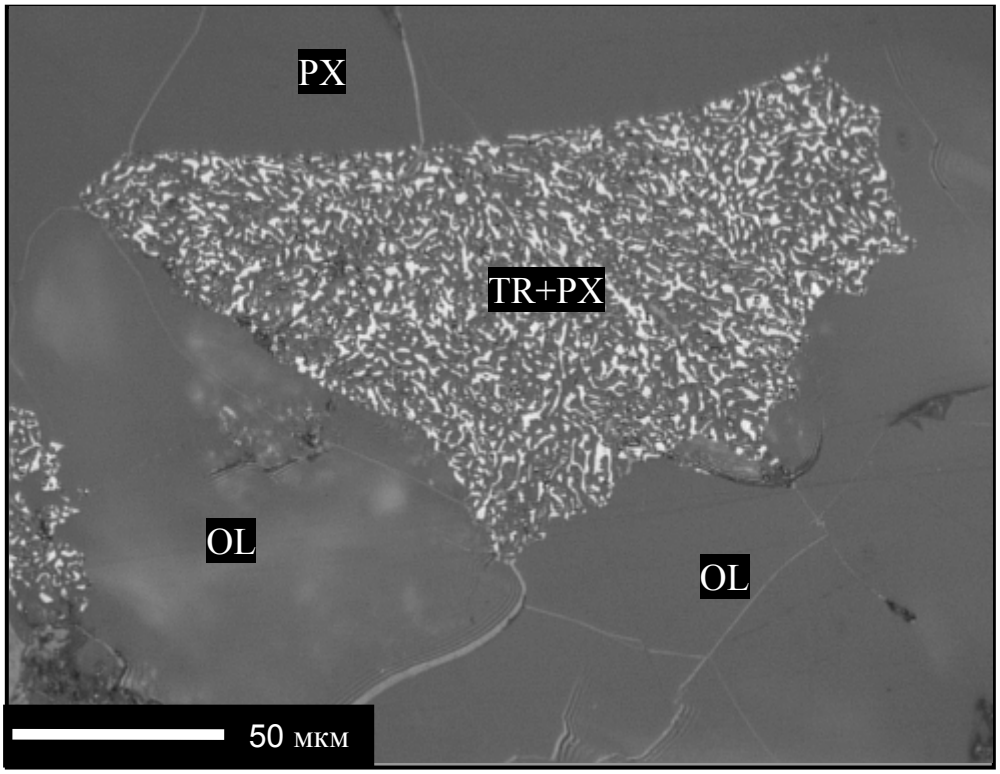


Рис. 57. Тонкозернистый агрегат троилита и пироксена в низкомагнезиальных включениях оливина на контакте с пироксеном основной массы мезосидерита Будулан (отраженный свет).

фосфата (меррилит) и хромита.

Вдоль границ зерен оливина в высокомагнезиальных включениях развиты мощные (до 200 мкм) протяженные трещины, выполненные гидроксидами железа (6.2 мас.% NiO) с угловатыми обломками оливина, включениями хромита, анортита (An_{99}), меррилита, реликтами камасита (5 мас. % Ni, Ni/Co = 5-15) и тетратэнита (54 мас.% Ni). В некоторых трещинах вдоль контакта оливина и гидроокислов железа развивается фосфат Fe, Ni, по составу близкий к арупиту $(Ni,Fe^{2+})_3(PO_4)_2x8H_2O$.

Вокруг крупных трещин формируются системы тонких, субпараллельных трещин. В них наблюдаются прожилки троилита и металлического железа, интенсивно замещенные гидроксидами Fe и Ni. Также как и в низкомагнезиальных оливиновых включениях, здесь по направлению к плоскостям трещин в оливине происходит постепенное увеличение магнезиальности от Fo_{82} до Fo_{97} (рис. 55, рис. 58), уменьшение отношения Fe/Mn от 46 до 15, а на отдельных участках прожилки сопровождаются прерывистыми оторочками тонкозернистых полиминеральных агрегатов трех типов, зоны развития которых вокруг крупных протяженных трещин приобретают непрерывный характер (рис. 59).

Наиболее часто наблюдаются агрегаты сульфид-пироксен-SiO_2 (тип I), состоящие из 1-5 мкм зерен сульфидов железа, пироксена $En_{90.7}Wo_{0.4}$ (Fe/Mn = 17) и фазы SiO_2 (рис. 60). Зерна фазы SiO_2 локализованы между выделениями пироксена и сульфидов и не контактируют с окружающим оливином. Агрегаты развиваются в оливине на глубину порядка 100 мкм от трещин. Менее распространены агрегаты типа II – сульфид-металл-пироксен-SiO_2, содержание никелистого железа в которых составляет 5 - 15 об.%. Агрегаты типа III (металл-пироксен-SiO_2) состоят из 5-15 мкм зерен металла, пироксена и фазы SiO_2 и наблюдаются вокруг отдельных тонких металлических прожилков в виде оторочек шириной 10-20 мкм (рис. 61). Обычно агрегаты этих типов последовательно сменяют друг друга вдоль одного и того же прожилка (рис. 62). Содержание Ni в сульфидах полиминеральных агрегатов I и II типа варьирует от 1.5 до 52.8 мас.%. В таком же интервале находятся составы сульфидов в прожилках, секущих оливин. Как правило, на локальных участках наблюдаются сосуществующие зерна бедного и богатого никелем сульфидов. Сульфиды и металл повсеместно замещаются гидроксидами железа, содержащими 2.5-8 мас.% NiO и 0.5-12 мас.% SiO_2. В окисленных прожилках, окаймленных тонкозернистыми агрегатами, часто присутствуют зерна металла, сульфида, реже фазы SiO_2 и хромита.

Включения оливина несут признаки сдвиговых деформаций ударного или тектонического происхождения. Прожилки металла и сульфида более поздней генерации,

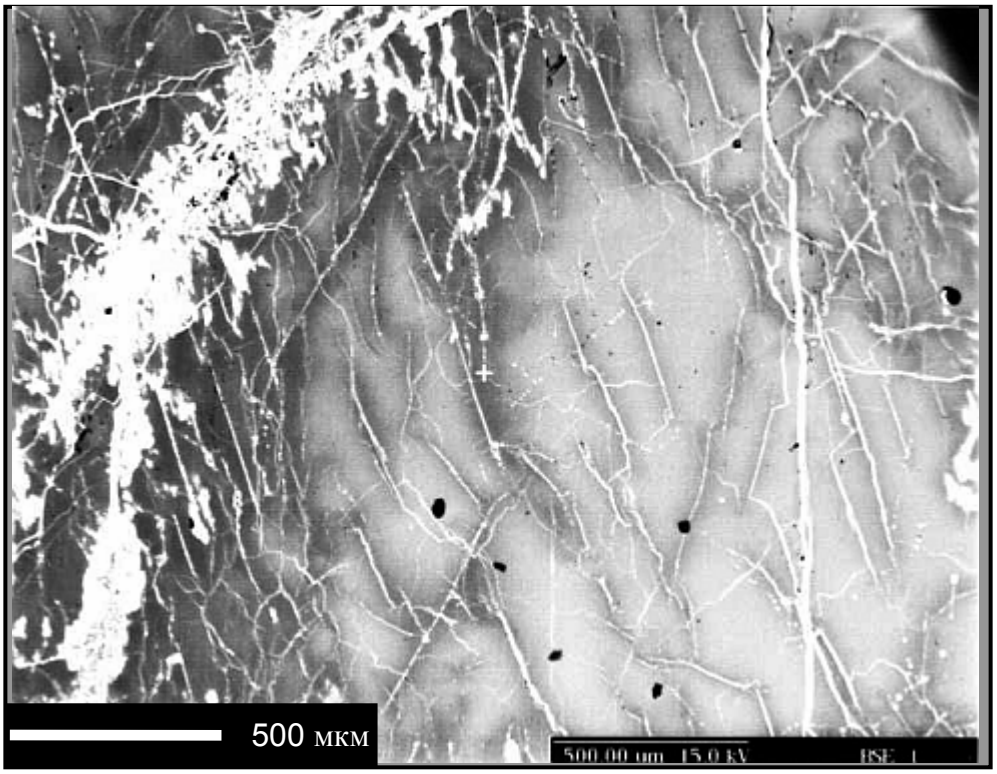


Рис. 58. Высокомагнезиальное оливиновое включение с вторичными изменениями: агрегат троилита и силикатов (белый) замещает оливин, вокруг прожилков видны темные зоны повышенной магнезиальности (BSE).

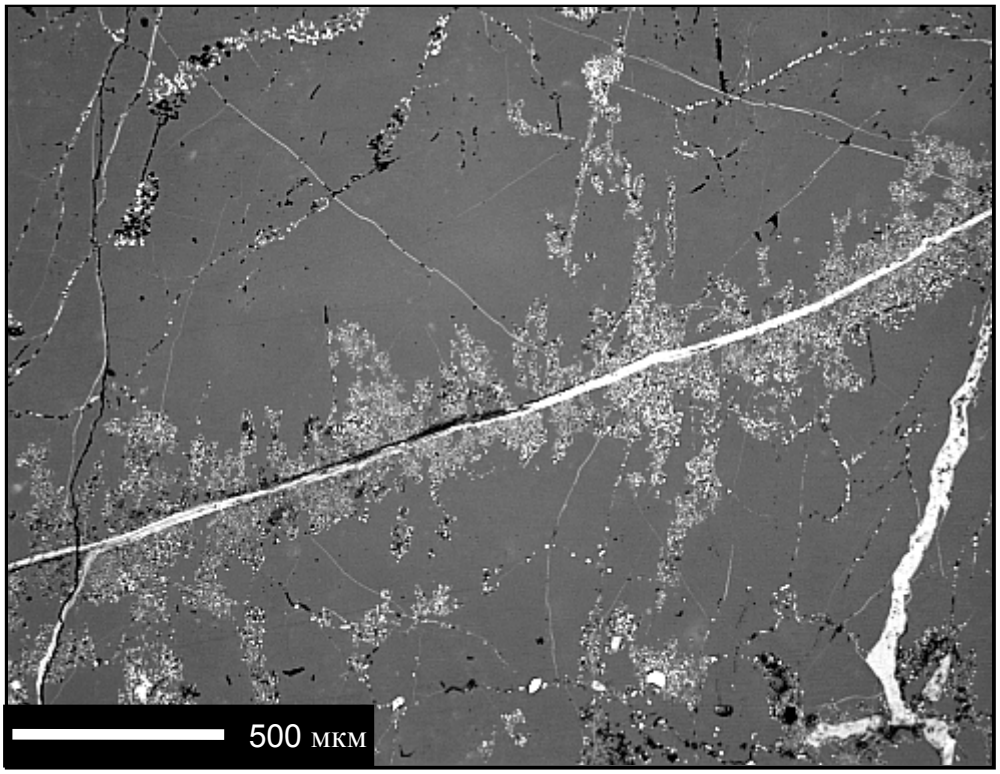


Рис. 59. Замещение оливина агрегатом вторичных минералов вдоль тонких прожилков вокруг мощной трещины в высокомагнезиальном включении оливина (BSE).

Таблица 17. Средние составы оливина и пироксена в мезосидерите Будулан (мас.%)

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Total	Fo	En	Wo	Fe/Mn
Низко-магнезиальное оливиновое включение B1/98														
Неизмененный оливин	н. о.	29.8	0.03	37.5	0.06	0.17	0.18	0.72	31.4	99,9	62.9			43
Сильно измененный оливин	н. о.	36.6	н. о.	39.4	0.02	0.08	0.08	0.76	22	99	74.8			28.5
Замещающий пироксен	н. о.	26	0.13	48.3	0.1	0.08	0.16	0.82	23.3	99.8		66.5	0.18	28
Высоко-магнезиальное оливиновое включение B3/99														
Неизмененный оливин	н. о.	46.9	н. о.	40.7	0.03	н. о.	0.03	0.29	12.94	100.9	86.6			44
Включение ортопироксена	0.08	29.6	1.36	53.8	0.74	0.11	4.57	0.43	10.8	101.5		81.8	1.47	24.8
Ортопироксен в хромит-пироксеновых симплектитах	0.32	28.4	0.42	57	0.79	0.47	0.73	н. о.	11.9	100.1		79.7	1.6	
Клинопироксен в хромит-пироксеновых симплектитах	0.95	16.8	0.93	52.1	25.3	0.08	1.01	0.52	3.02	100.5		45.8	49.6	5.73
Сильно измененный оливин	н. о.	53.4	н. о.	42.9	н. о.	н. о.	н. о.	0.17	2.55	99.0	97.4			14.8
Замещающий пироксен	н. о.	35.6	0.16	55.1	0.25	0.03	0.1	0.37	6.23	97.8		90.7	0.46	16.6

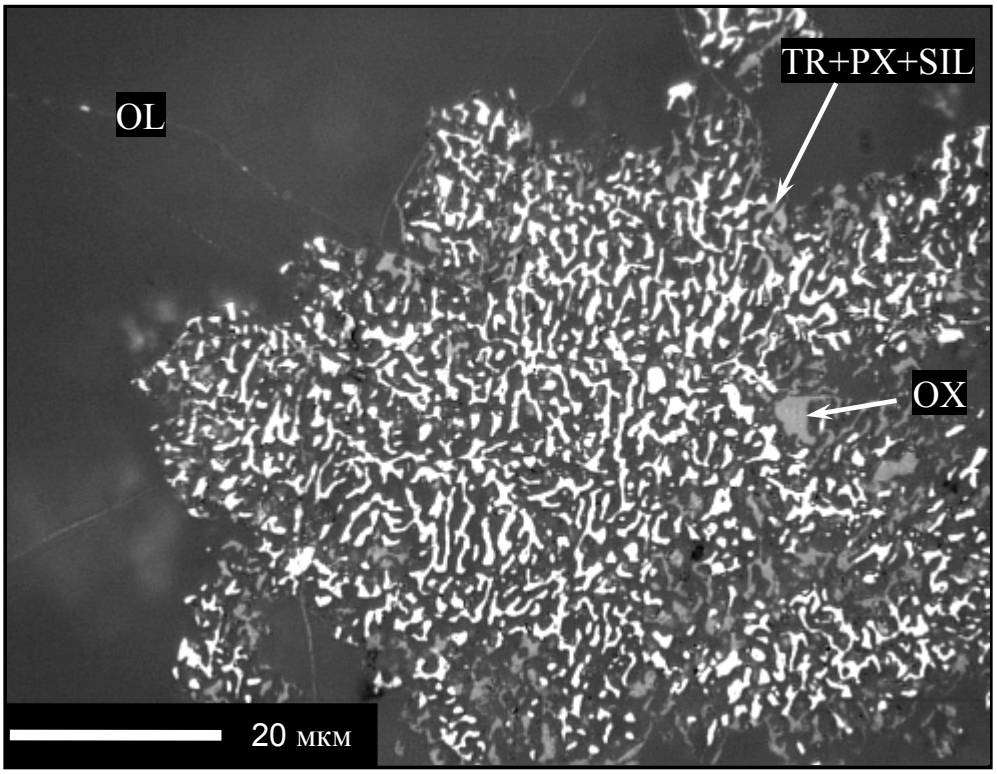


Рис. 60. Замещение оливина вторичным агрегатом I типа – троилит, пироксен и фаза SiO_2 в высокомагнезиальном включении мезосидерита Будулан (отраженный свет)

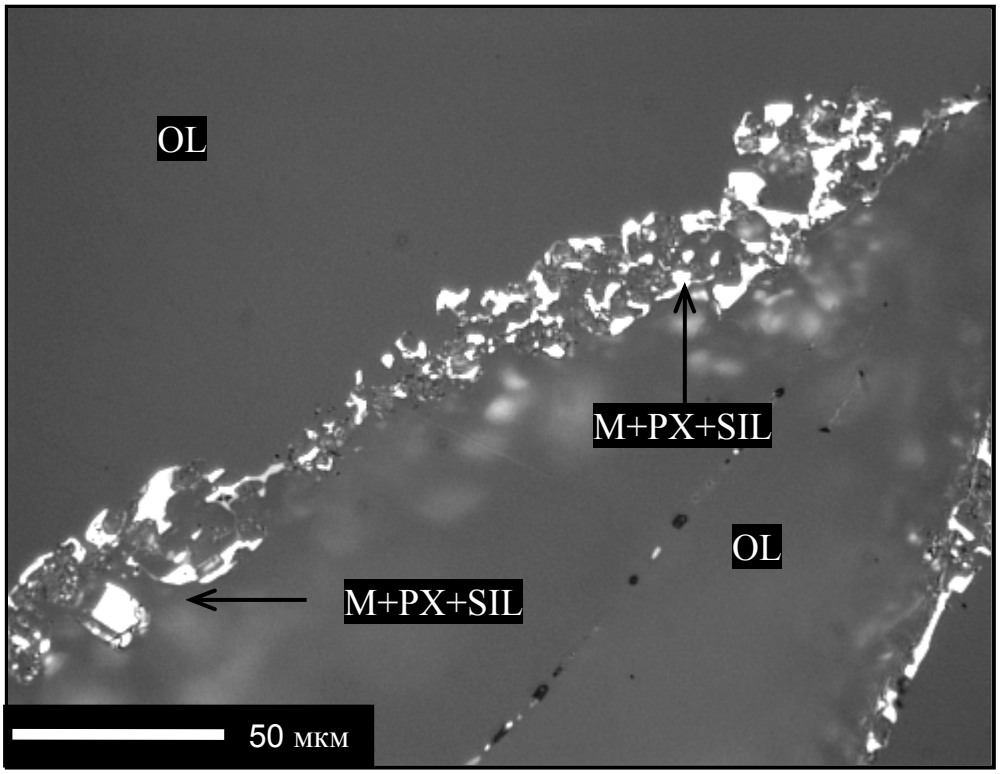


Рис. 61. Замещение оливина вторичным агрегатом III типа – металл, пироксен и фаза SiO_2 в высокомагнезиальном включении мезосидерита Будулан (отраженный свет).

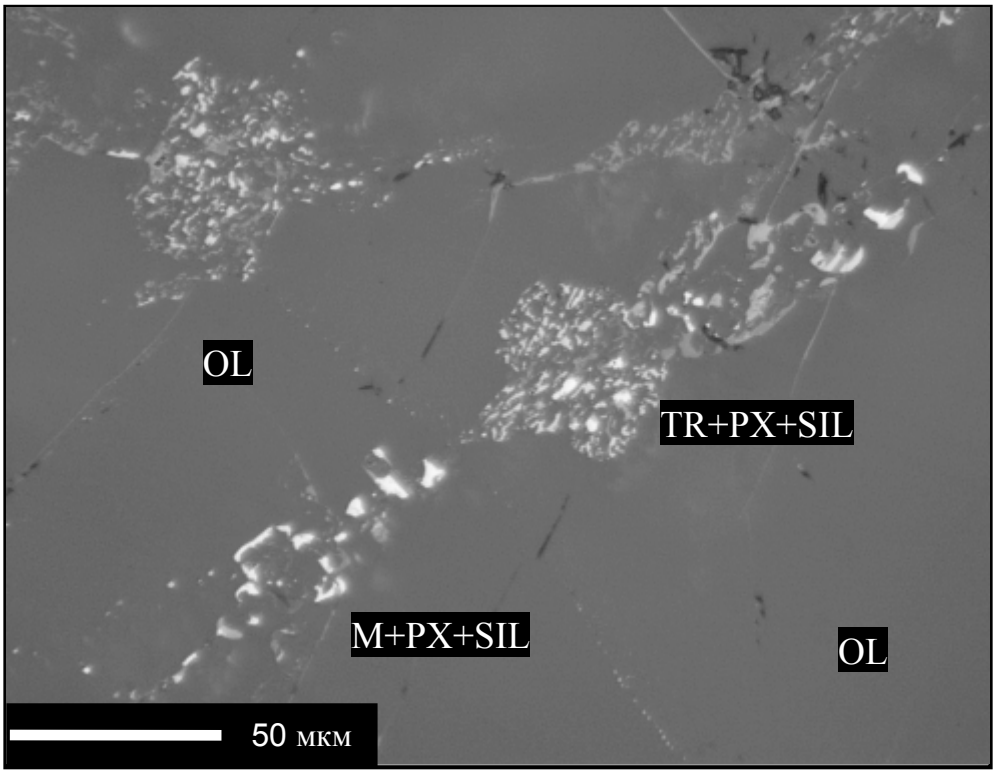


Рис. 62. Последовательное выделение агрегатов троилит-пироксен-SiO_2 и металл-пироксен-SiO_2. вдоль прожилка в высокомагнезиальном оливиновом включении мезосидерита Будулан (отраженный свет).

которые пересекают все описанные выше структурные элементы и вмещающий оливин, не сопровождаются повышением магнезиальности оливина и образованием полиминеральных агрегатов.

Источники магнезиального оливина.

Низкомагнезиальные оливиновые включения содержат оливин Fo_{62} (Fe/Mn = 45), который по составу соответствует редким находкам оливина в метеоритах группы HED. Оливин (Fo_{60}) является первой ликвидусной фазой эвкритовых расплавов (Stolper, 1977) и, следовательно, можно предполагать, что источником низкомагнезиального оливина могли бы быть кумулаты эвкритовых магм. Для высокомагнезиальных оливиновых включений (Fo_{82}) необходим иной источник. Такие оливины встречаются в редких высокомагнезиальных диогенитах (Bunch et al., 2007) и дунитах группы HED (Goodrich, Righter, 2000) и виде мономинеральных обломков и во фрагментах перидотитов в говардитах (Lorenz и др., 2001). Грубозернистая структура высокомагнезиальных оливиновых включений свидетельствует о низкой скорости охлаждения, и соответственно, значительной глубине залегания массива пород, послужившего источником обломков высокомагнезиального оливина. Пироксен-хромитовые симплектиты, которые наблюдаются в этих включениях, аналогичны по составу и структуре симплектитам описанным в диогенитах (Mittlefehldt, 2000; Irving et al., 2003), в обломках ультраосновных пород в говардите Dhofar 018 (Lorenz et al., 2001), оливиновом ахондрите QUE 93148 (Goodrich, Righter, 2000) и в лунных породах. Интересно, что в последних эти образования рассматривались в качестве индикаторов глубинного происхождения (Bell et al., 1972; McCallum, Schwartz, 2001).

Результаты компьютерного моделирования фазовых равновесий при кристаллизации хондритовых расплавов, которые могли бы соответствовать родительскому расплаву метеоритов HED (Ruzicka et al., 1997; Righter, Drake, 1997; Lorenz et al., 1998), показали, что образование оливина и пироксена, составы которых соответствуют наблюдаемым в высокомагнезиальных оливиновых включениях, происходит на начальных стадиях кристаллизации. Поэтому такие породы могли быть продуктами седиментации оливина из хондритовых расплавов. Следовательно, можно предполагать, что высокомагнезиальные оливиновые включения Будулана могут представлять собой вещество из глубинных слоев дифференцированного родительского тела HED метеоритов.

Образование прожилков

Прожилки, сопровождаемые зональностью во вмещающей породе, очевидно,

являются результатом вторичных изменений, которые аналогичны возникающим в результате гидротермально-метасоматических процессов. Сущность вторичных изменений в оливиновых включениях Будулана заключается в восстановлении железа из оливина в результате воздействия безводного метасоматического флюида. Подобные изменения не известны в мезосидеритах, но были описаны в ряде других метеоритов. Так, восстановление оливина in situ с выделением металлического железа отмечалось в нескольких EH3 хондритах (Matsunami, El Goresy, 1992; Weisberg et al., 1994). Энстатитовые хондриты несут признаки сульфидизации оливина с образованием сульфида, пироксена и фазы SiO_2 (Rubin, 1984). В примитивных ахондритах – лодранитах – повышенная магнезиальность оливина вдоль трещин может быть результатом реакции с обогащенным серой флюидом (Papike et al., 1995). В уреилитах наблюдались узкие зоны обедненного FeO оливина, и в меньшей степени пироксена, на контактах с углеродсодержащей матрицей (Berkley et al., 1980). Повышение магнезиальности и замещение оливина тонкозернистым агрегатом троилита и энстатита, ассоциирующих с сульфидными прожилками, обнаружено в лунной реголитовой брекчии 67016 (Norman, 1981; Lindstrom, Salpas, 1983) и интерпретировано как результат реакции оливина с S-содержащим паром (Norman et al., 1991). В говардите Dar al Gani 779 наблюдалось замещение оливина (Fo_{56}) тонкозернистым агрегатом троилита и энстатита (En_{65}), ассоциирующее с сульфидными прожилками. Здесь также предполагалось, что вторичные изменения являются результатом реакции оливина с S-содержащим паром, вероятно ударного происхождения (Rosing, Haack, 2004). Этот объект по структуре и составу является наиболее близким аналогом оливиновых включений Будулана.

При восстановлении железа из фаялитовой составляющей оливина и рекомбинации образующегося кремнезема и форстерита происходит замещение оливина агрегатом магнезиального пироксена и SiO_2:

$Fe_2SiO_4 + Mg_2SiO_4 \leftrightarrow 2Fe + 2O + SiO2 + Mg_2SiO_4$ (1)

$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \leftrightarrow Mg_2Si_2O_6$ (2)

Некоторое количество фазы SiO_2, присутствующее во вторичных агрегатах Будулана в окружении зерен вторичного энстатита, металла, или сульфида, вероятно, была изолирована от участия в реакции (2).

Восстановление железа из оливина в результате воздействия газообразной серы в форме S_2 при очень больших пропорциях серы к оливину было показано экспериментально (Kullerud, Yoder, 1963; 1964).

$Fa + Fo + S_2\ (g) \leftrightarrow En + 2FeS + O_2\ (g)$ (3)

Colson (1992) установил, что реакция (3) не зависит от давления, и что смещение равновесия вправо должно контролироваться уменьшением отношения O_2/S_2. Это условие выполняется, если флюид имел очень низкое начальное отношение O_2/S_2, или если с уменьшением температуры (или давления), это отношение снижается до величины, достаточной для протекания реакции (Colson, 1992). В качестве газовых реакций, определяющих летучесть кислорода, Colson (1992) предложил следующие:

$CO_2 \leftrightarrow CO + O$ (4)

$CO \leftrightarrow C + O$ (5)

Он показал, что образование сульфида и энстатита в оливине может идти при реакции со смесью CO, CO_2 и S_2, (доля S_2 составляла около 0.6%) в интервале температур 800-1200°C. Таким образом воздействие S-содержащего газа с летучестью кислорода, заданной буфером CO-CO_2 адекватно объясняет минеральный состав вторичных ассоциаций как в высокомагнезиальных так и в низкомагнезиальных оливинах. Однако, увеличение магнезиальности оливина, указывает на диффузию железа в трещины, где происходила его мобилизация и переотложение в виде металла, что не может быть объяснено уравнением (3). Также эта реакция не объясняет присутствие металлического железа в минеральных агрегатах типов II и III.

В качестве механизма мобилизации металлов и сульфидов в условиях Луны, Colson (1992), предложил образование карбонилсульфида (COS), его реакции с карбонилами металлов ($Fe(CO)_5$, $Ni(CO)_4$, $Cr(CO)_6$ и др.) и переотложение металлов при разложении карбонилов, устойчивых в широком интервале температур:

$CO + S = COS$ (6)

$Fe(CO)_5 + COS = FeS + 6CO$ (7)

$Fe(CO)_5 = Fe + 5CO$ (8)

Комплекс реакций, приведенных выше в целом способен адекватно воспроизвести вторичные минеральные ассоциации, наблюдаемые в оливиновых включениях Будулана. Повышение магнезиальности оливина в зонах вторичных изменений низко-магнезиальных включений происходит более интенсивно (от Fo_{65} до Fo_{78}) по сравнению с высокомагнезиальными включениями (от Fo_{87} до Fo_{93}) что позволяет предполагать прямую связь количества восстановленного железа с мольной долей фаялита в исходном оливине. Из наблюдений следует, что в результате отложения металлического железа в агрегатах I типа могли образоваться агрегаты II типа (троилит, металл, пироксен, SiO_2). Таким образом, агрегаты типа I могли быть продуктами восстановления S_2-газом, а агрегаты II и III типов могли формироваться в результате отложения в агрегатах I

мобилизованного металла. Значительные вариации площади участков, на которых оливин замещается агрегатами вторичных минералов, возможно, указывают на то, что пропорции CO, CO_2 и S во флюиде и поток флюида не были постоянными.

Обогащение металла и сульфидов никелем в зонах вторичных изменений позволяет предполагать, что Ni поступал из внешнего источника, поскольку восстановленный из оливина металл должен иметь очень низкие содержания Ni. Разумно, предположить, что никель более мобилен в карбонильной форме при некоторой температуре и мог экстрагироваться из металлической составляющей метеорита. Прожилки металла, секущие измененный и неизмененный оливин и не сопровождаемые вторичными изменениями, могли образовываться при отложении железа, в результате внедрения ударного расплава. Образование сети тонких металл-троилит-шрейберзитовых прожилков, объединяющих крупные выделения металла, которые наблюдаются в Будулане, показано в экспериментах по ударному нагружению мезосидеритов (Rowan, Mittlefehldt, 1994).

Временные ограничения проявления метасоматоза и источники флюида.

Прожилки, вокруг которых в низкомагнезиальных оливиновых включениях наблюдаются проявления метасоматоза, имеют продолжение во вмещающей породе и могут быть результатом внедрения флюида по трещинам после образования брекчии. Это заключение находит сильное подтверждение в том, что метасоматические изменения наблюдается в разных по генезису и источникам оливиновых включениях, которые оказались ассоциирующими только в брекчии. Термальный метаморфизм, который имел место на родительском теле мезосидерита Будулан, должен был привести к перераспределению FeO и MgO в силикатах и исчезновению зональности измененного оливина. Таким образом, наличие этой зональности позволяет предполагать, что вторичные изменения произошли либо одновременно с термальным метаморфизмом, который мог инициировать и поддерживать движение флюида, либо после его завершения. Газы S_2, CO, CO_2 могли бы образоваться как при ударном испарении материала мишени или ударника, так и в недрах родительского тела, в результате эндогенных процессов. Мелош (1990) показал, что при ударном событии часть ударного пара с большой скоростью распространяется в направлении мишени и проникает в трещины дна кратера. Источником пара, насыщенного серой и соединениями углерода, могли бы быть ударники кометного или CI состава. С другой стороны, ударное событие

могло способствовать мобилизации летучих компонентов, привнесенных в результате предшествовавших событий, или инициировать миграцию эндогенного флюида.

Сера (S_2) и CO являются важными компонентами вулканических газов на Земле (Greenland, 1984). Было показано, что CO и CO_2 доминируют в составе лунных вулканических газов (Housley, 1978; Sato, 1979; Head, Wilson, 1979; Taylor, 1982). Лунные вулканические газы могут содержать также соединения C-O-S (Grove, 1981). Примером планетного тела, на котором наблюдается современный серный вулканизм с выбросом S, SO_2, является спутник Юпитера Ио (Lopes et al., 2001; Jessup et al., 2005; Geissler, 2005; Schaefer, Fegley, 2005). Поэтому гипотеза об эндогенной природе метасоматического флюида, который преобразовал оливиновые включения в Будулане, представляется не лишенной оснований.

Интенсивный поток S и CO мог иметь место в ходе аккреции и дифференциации примитивных хондритовых тел и образования примитивных ахондритов. Источником таких газов могут послужить органическое вещество и сульфиды хондритового или кометного происхождения. Метасоматические процессы такого типа могли привести к перераспределению железа в недрах родительских тел и обеспечить формирование глубинного материала с высокой магнезиальностью обогащенного пироксеном.

Глава 5. Метеоритное вещество в говардитах.

В поясе астероидов под влиянием взаимных гравитационных возмущений происходят столкновения малых тел. При этом образуется большое количество частиц разных размеров, относительные скорости которых могут превышать орбитальные скорости астероидов.

Присутствие экзотической метеоритной компоненты в говардитах впервые было установлено на основании исследования содержаний благородных газов и рассеянных элементов (Mazor, Anders, 1967; Müller, Zähringer, 1966). Первые исследования содержания сидерофильных элементов в говардитах, эвкритах и диогенитах показали, что говардитовые брекчии содержат 2-3% хондритовой компоненты и эта компонента наиболее соответствует CM-хондритам (Chou *et al*.,1976). Только в некоторых говардитах распределение микроэлементов показало присутствие метеоритного материала, отличающегося от углистых хондритов (Chou et al.,1976).

Минералогически хондритовые класты CM или CV3 типа впервые были идентифицированы в говардите Kapoeta (Wilkening, 1973). Немногочисленные

фрагменты углистых хондритов CM типа и редкие класты CR хондритов позже были описаны в говардитах Jodzie (Bunch et al., 1979; Bunch, Chang, 1980), Kapoeta (Smith, 1982; Brearley, 1993), Bholghati (Reid et al., 1990; Laul, Gosselin, 1990; Wang et a.l, 1990), EET 87513 (Buchanan et al., 1993; Buchanan and Lindstrom, 2002), Ереван (Nazarov et al., 1994, 1995), полимиктовых эвкритах LEW85300 (Kozul, Hewins, 1988; Zolensky et al., 1996) и Y791834 (Buchanan, Zolensky, 2003). Эти работы показали, что в HED брекчиях наиболее распространены экзотические фрагменты, которые по минеральному составу и структуре соответствуют CM хондритам. Минералогические свидетельства присутствия вещества, не относящегося к углистым хондритам, оставались спорными. Отмечались только отдельные обломки со структурой напоминающей хондры (Mason, 1983; Olsen *et al*., 1990), частицы никелистого железа, которые могли бы быть фрагментами хондритовых и железных ударников (Klein, Hewins, 1979; Hewins, 1979; Pun *et al*., 1998), и обломки в говардите Ереван, по составу близкие к ангритам и мезосидеритам (Nazarov et al. 1995; Rad'ko, Ulyanov, 1996).

В говардите Dho 018 были обнаружены частицы, идентифицированные как фрагменты обыкновенных хондритов, углистых хондритов, энстатитовых метеоритов и мезосидеритов. Говардит Ереван также содержит мезосидеритоподобный фрагмент. В шлифе полимиктового эвкрита Dho 930 были обнаружены 30 фрагментов углистых хондритов и фрагмент предположительно энстатитового метеорита. Говардит NWA 776 отличается аномально высоким содержанием фрагментов углистых хондритов (~120 частиц/см^2). Говардиты Юртук, NWA 1664, полимиктовые эвкриты Dho 055, Dho 275 и Smara не содержат обломков метеоритов, за исключением редких металлических железо-никелевых частиц.

Углистые хондриты.

Содержание кластов углистых хондритов в говардите NWA 776 (Lorenz et al., 2002a) необычно высоко по сравнению со всеми известными говардитами (Zolensky et al., 1996). В этом говардите мы обнаружили 105 кластов в широком диапазоне размеров (5-1500 мкм) на площади 85 мм^2. Средний размер углистых кластов в NWA 776 составляет 100 мкм, а их модальное содержание - 1.02 об.%. Многие фрагменты имеют округлую форму и резкие границы с окружающим материалом, что может быть результатом абразии их менее прочного вещества при образовании брекчии. Фрагменты, размер которых составляет менее 5 мкм, зажаты между частицами матрицы брекчии и представлены бесформенными хлопьевидными или волокнистыми частицами филлосиликатов и

отдельными кристаллами магнетита. Отдельные сростки анортита ($An_{91.7}$) и магнезиального оливина ($Fo_{98.6}$) а также индивидуальные зерна оливина ($Fo_{98.5}$), источником которых, по-видимому, являются углистые хондриты, были также обнаружены в матрице этой брекчии. Фрагменты углистых хондритов в NWA 776 подразделяются на три группы по структуре и составу зерен силикатов и матрицы.

Фрагменты первого типа (рис. 63) содержат 50 об.% матрицы, в которой заключаются зерна (20-50 мкм) форстерита, энстатита, карбоната кальция, троилита, камасита (5 мас.% Ni), шрейберзита (25-44 мас.% Ni), шпинели (9.38 мас.% Cr_2O_3) и редких P-Cr-Fe-Ni-сульфидов, а также хлопьевидные или зернистые агрегаты филлосиликатов. Некоторые зерна оливина содержат включения металлического железа и шпинели. В неоднородной матрице наблюдаются области, насыщенные тонкораспыленным магнетитом или троилитом. Агрегаты филлосиликатов рассечены тонкими прожилками, которые заполнены гидроокислами железа. В одном из обломков между выделениями филлосиликатов развивается силикатная фаза, близкая по составу к амезиту ($Mg_2Al(Si,Al)O_5(OH)_4$).

Фрагменты второго типа (рис. 64) содержат около 80 об.% однородной матрицы с заключенными в нее зернами и обломками оливина ($Fo_{97.4-99.6}$,), ортопироксена ($En_{97}Wo_{0.5}$), Fe- и Fe-Ni сульфидов, а также фрамбоидами магнетита и их скоплениями.

Третий тип объединяет фрагменты углистых хондритов, содержащие очень тонкозернистую смесь агрегата филлосиликатов с угловатыми обломочными зернами форстерита и выделениями троилита (рис. 65). Некоторые из таких кластов имеют пористую матрицу.

Однозначная классификация фрагментов углистых метеоритов в говардитах вряд ли возможна, поскольку структурные особенности и минеральные ассоциации, наблюдаемые в них, встречаются в углистых хондритах нескольких типов. Кроме того, относительно небольшие размеры обломков углистых хондритов заставляют предполагать, что многие из них не являются представительными. В частности, в большинстве из изученных фрагментов не наблюдались хондры, и они могут представлять собой частицы филлосиликатной матрицы, не полностью отражающие модальный минеральный состав исходных хондритов.

В целом, фрагменты углистых метеоритов первого типа, представляющие собой погруженные в филлосиликатную матрицу агрегаты оливина, пироксена, сульфидов, филлосиликатов, и содержащие шпинель, могут быть отнесены к группе CM хондритов. Фрагменты второго типа, которые отличаются плотной тонкозернистой матрицей,

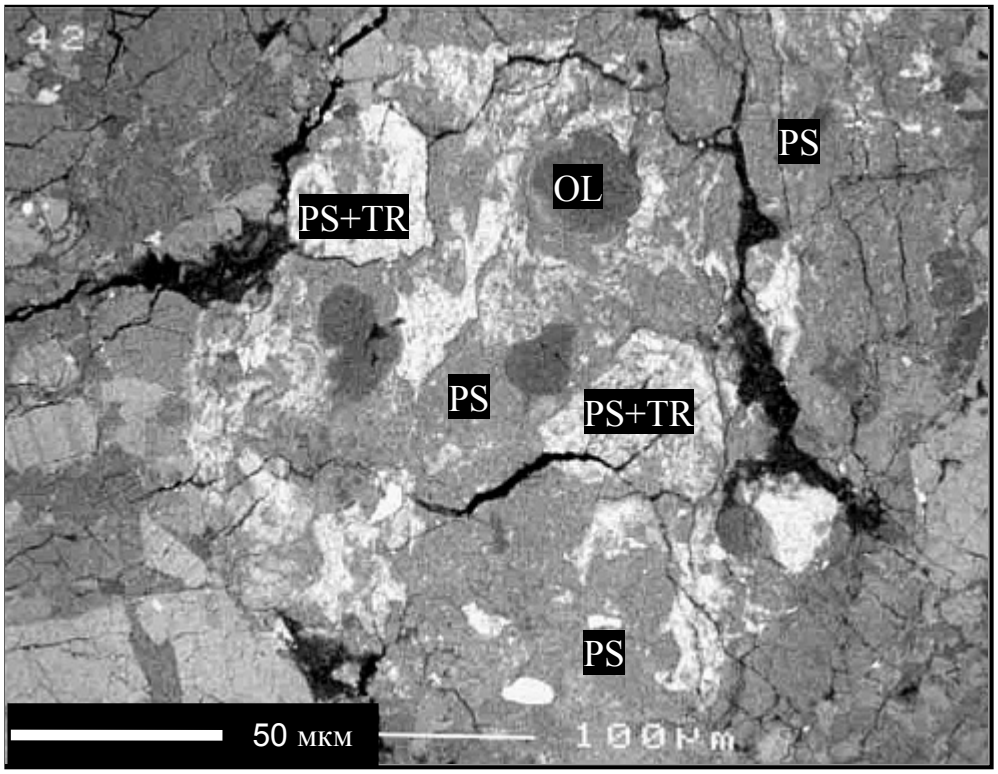


Рис. 63. Фрагмент 1-го типа (CM-хондрит) в говардите NWA 776 (BSE).

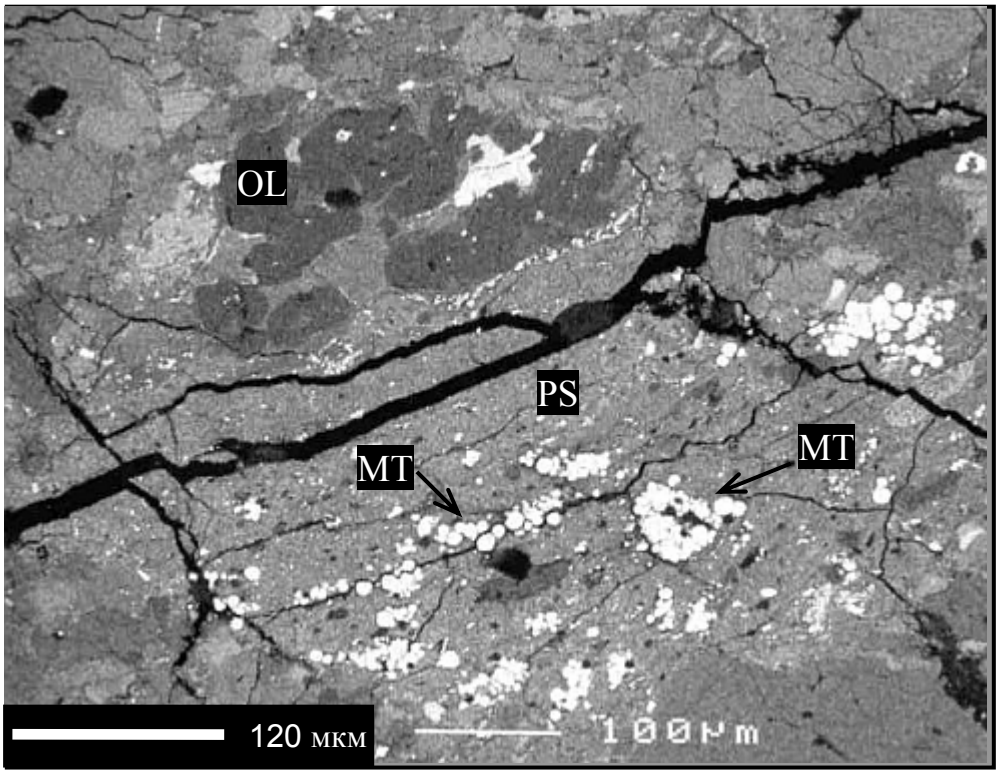


Рис. 64. Фрагмент 2-го типа (CR-хондрит) в говардите NWA 776 (BSE).

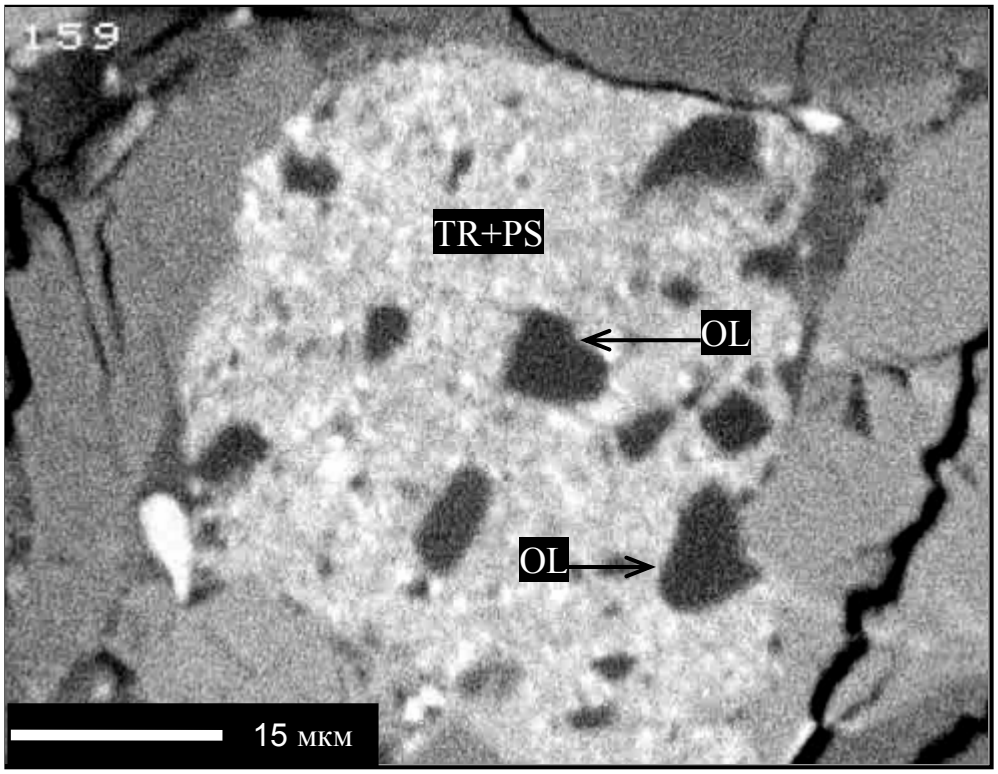


Рис. 65. Фрагмент углистого хондрита 3-го типа в говардите NWA 776 (BSE).

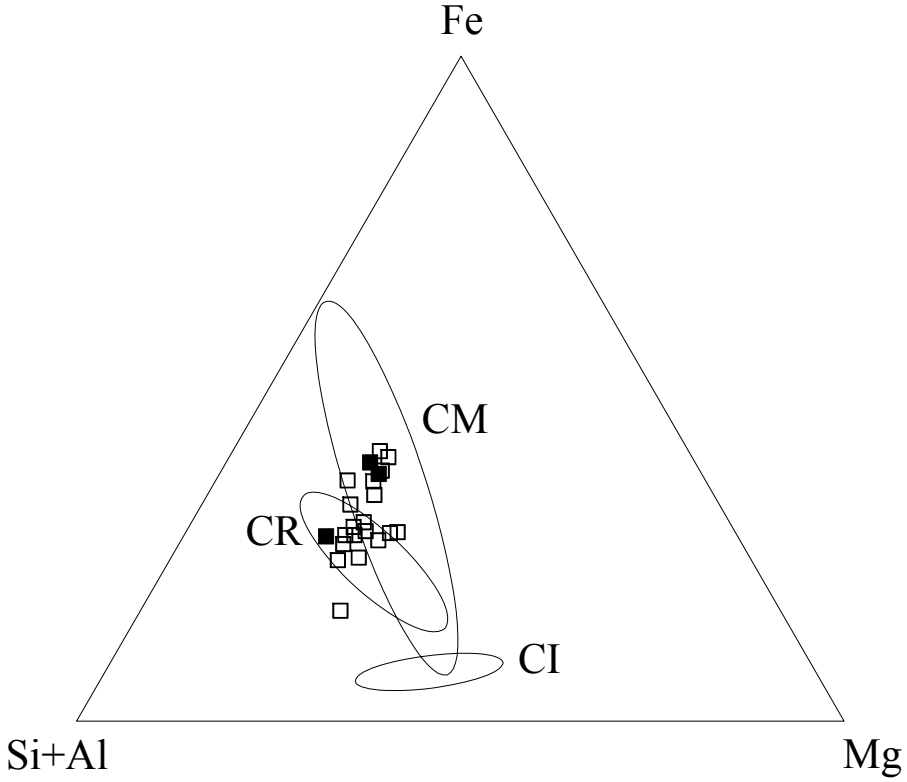


Рис. 66. Составы (ат.%) филлосиликатной матрицы обломков углистых хондритов в говардитах NWA 776 (белые квадраты) и Dhofar 018 (черные квадраты); поля CM, CR и CI хондритов из работы (Weisberg et al., 1993)

отсутствием крупных выделений филлосиликатов и большим количеством идиоморфных кристаллов магнетита, могут соответствовать группе CR-хондритов (Zolensky *et al*., 1996).

Состав филлосиликатной матрицы углистых хондритов варьирует в зависимости от их типа (Weisberg et al., 1993; Zolensky et al., 1996). На диаграмме Mg-Fe-(Si+Al) (рис. 66) нанесены поля составов филлосиликатов в углистых хондритах различных групп по данным (Weisberg et al., 1993) и составы филлосиликатов углистых кластов из ряда говардитов, исследованных (Zolensky et al., 1996). В изученных нами кластах филлосиликаты в основном группируются в поле CM-хондритов, однако, ряд точек располагается за пределами CM области и близок к области CR хондритов. Полученное нами отношение CR/CM кластов составляет 0.2, что соответствует данным (Zolensky et al., 1996) для других говардитов и совпадает с таковым для современных земных падений углистых хондритов. Структура кластов третьего типа не характерна ни для одного из известных типов углистых хондритов. Возможно, они представляют собой интенсивно термально-метаморфизованное, или ударно-метаморфизованное, вещество углистых хондритов, в котором произошла частичная трансформация филлосиликатов в оливин в результате высокотемпературного отжига. Практически все исследованные фрагменты различаются по размеру, структуре и составу и, следовательно, часть из них может быть представлена индивидуальными частицами, а не фрагментами одного или нескольких крупных ударников.

В полимиктовом эвкрите Dhofar 930 нами было обнаружено 30 фрагментов углистых хондритов размером от 100 до 1500 мкм в шлифе площадью 3 см^2. 27 фрагментов располагаются в брекчии на ограниченном участке, и имеют сходную структуру и состав. Вероятно, эти фрагменты являются обломками одного ударника CM-типа (рис. 67). Три фрагмента отличаются тем, что имеют темную тонкозернистую матрицу и содержат агрегаты округлых зерен магнетита, могут быть отнесены к CR-хондритам (рис. 68).

В говардите Dhofar 018 в шлифе площадью 500 мм^2 мы обнаружили четыре класта углистых хондритов с размерами 500, 200, 150 и 50 мкм (Lorenz et al., 2001). Эти кластыимеют неправильную форму и пересекаются многочисленными трещинами (рис. 69). Они состоят из неоднородной филлосиликатной матрицы, в которой находятся зерна оливина (Fo_{46-98}), ортопироксена (En_{49-94}) и агрегаты зерен (2-10 мкм) троилита, пирротина и магнетита. Акцессорные фазы - шрейберзит, хромит, Mg-Al шпинель, сульфиды, обогащенные P и Cr (Назаров и др., 1998), Fe-Cr-Ni-Mn сульфид и неидентифицированная FeO-MnO-SiO_2 - фаза. Кластыуглистых хондритов в Dhofar 018

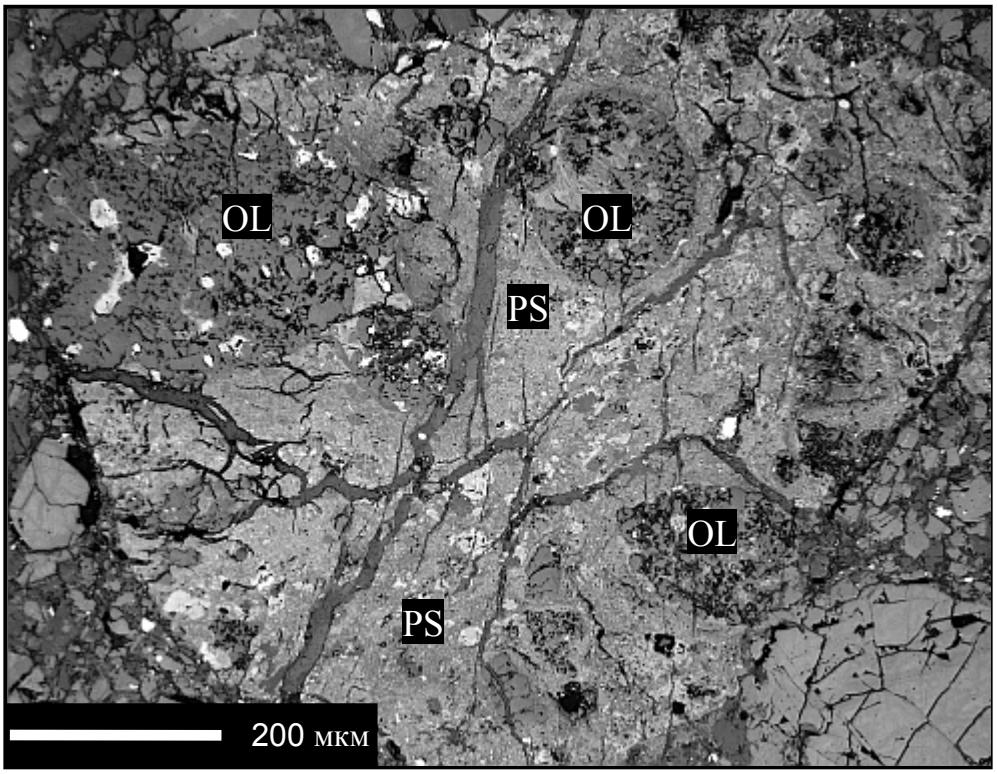


Рис. 67. Фрагмент CM-хондрита в полимиктовом эвкрите Dho 930 (отраженный свет)

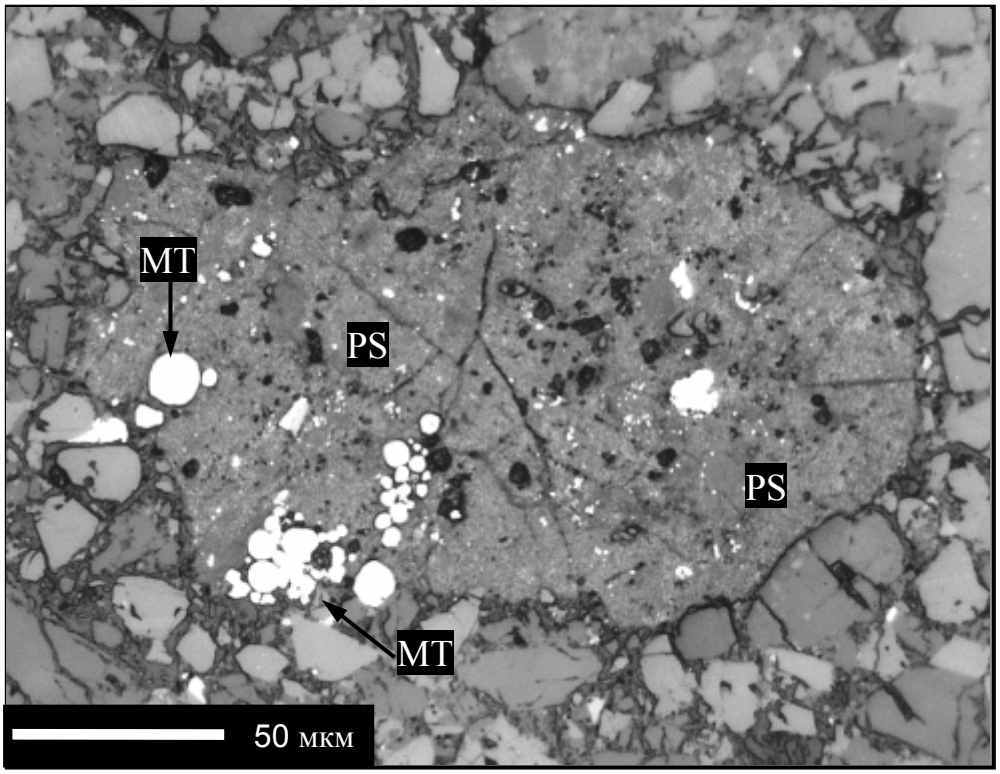


Рис. 68. Обломок CR-хондрита в полимиктовом эвкрите Dho 930 (отраженный свет).

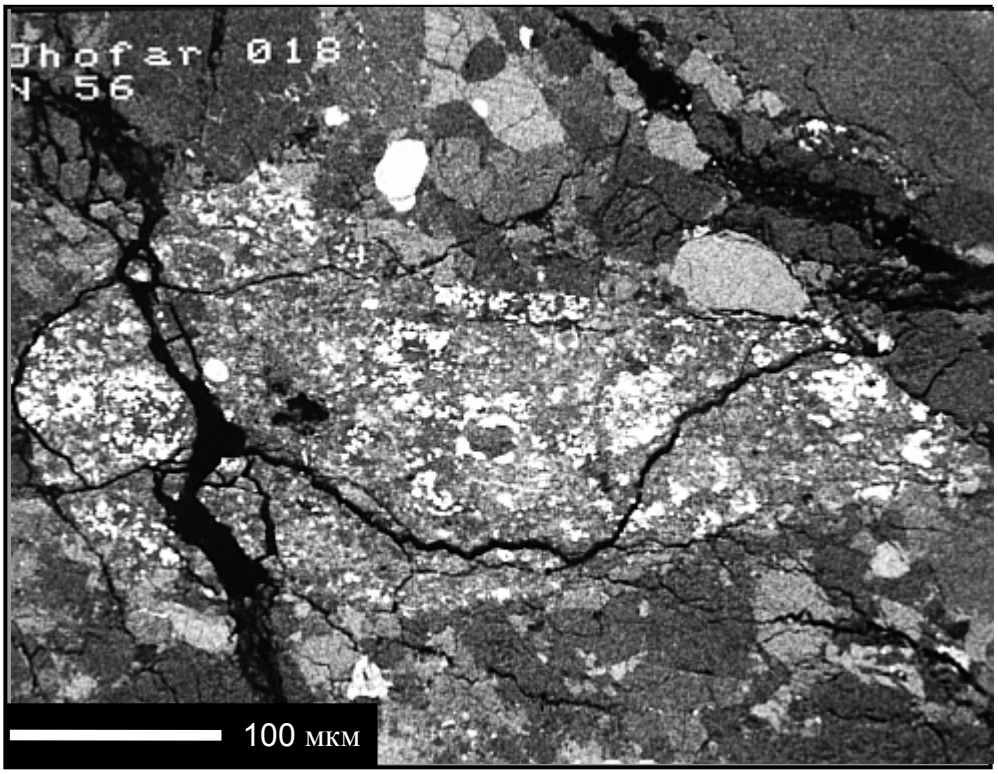


Рис. 69. Обломок CR-хондрита в говардите Dho 018 (BSE).

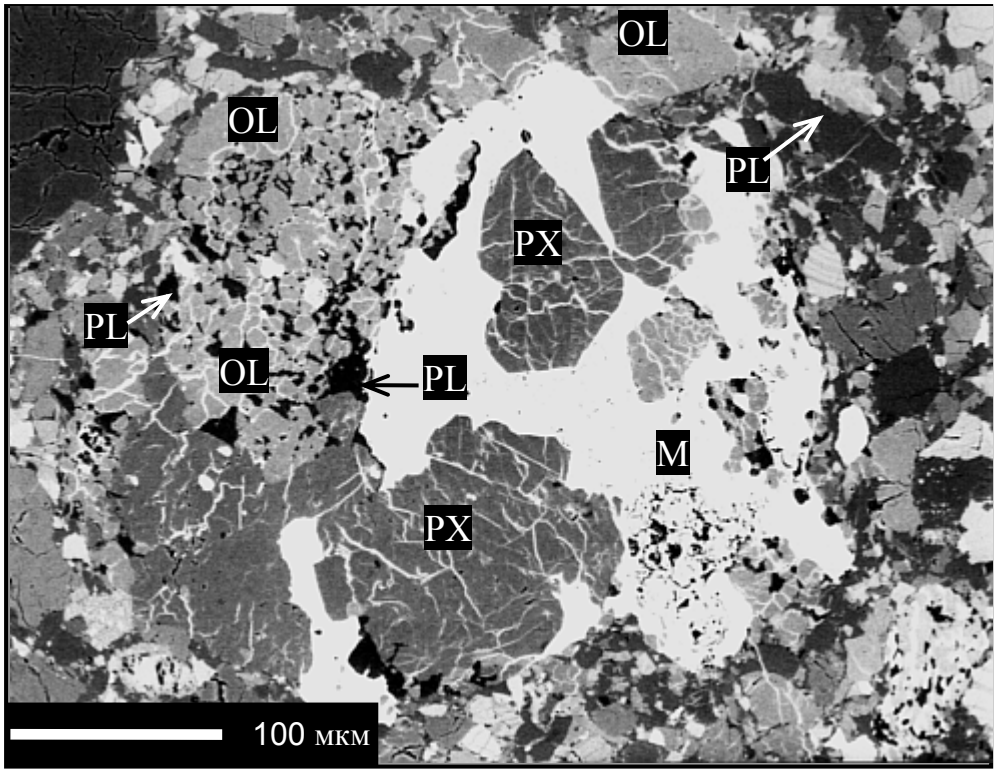


Рис. 70. Фрагмент LL-хондрита в говардите Dho 018 (BSE).

очень малы по размерам, различаются по структуре и, возможно, представляют собой фрагменты нескольких разных ударников.

В говардитах Юртук, NWA 1664, Dho 1302 и полимиктовых эвкритах Smara, NWA 1813, NWA 1929, Dho 275, Dho 1286, Dho 1480 фрагменты углистых метеоритов не наблюдались.

Обыкновенные хондриты.

Вещество обыкновенных хондритов в говардитах представлено агрегатами силикатов и Fe-Ni металла, металл-троилитовыми фрагментами и хондроподобными объектами.

Металл-силикатные агрегаты.

В говардите Dhofar 018 (изученная площадь 5.9 см^2) впервые обнаружен обломок, минералогия и состав фаз которого соответствуют обыкновенным хондритам. Обломок неправильной формы размером около 400 мкм представляет собой металл-силикатный агрегат (рис. 70), сложенный оливином (Fo_{73-74}, Fe/Mn=54), ортопироксеном ($En_{76-77}Wo_2$; Fe/Mn=30), альбитовым плагиоклазом (Ab_{73-83}), камаситом (6 мас.% Ni), тэнитом и троилитом (табл. 18, 19). Оливин содержит редкие включения тэнита (Ni=22 мас.%) и пентландита. Альбит образует пойкилитовые включения в оливине и мелкие округлые включения в металле. Зерна силикатов имеют ровные округлые границы с металлом и химически не зональны. Плагиоклаз альбитового состава в метеоритах группы HED описан не был. В то же время наблюдаемая минеральная ассоциация является типичной для обыкновенных хондритов. По магнезиальности пироксен и оливин идентичны этим фазам в хондритах LL-группы (Додд, 1983). Отсутствие вариаций состава силикатов предполагает, что этот фрагмент можно отнести к 6-ому петрологическому типу. Содержание металла в агрегате значительно больше, чем в хондритах LL-группы, что может быть связано с непредставительностью состава такого небольшого фрагмента. Возможно также, что этот металл-силикатный агрегат является фрагментом примитивных ахондритов (акапулькоитов или лодранитов), менее распространенных по сравнению с обыкновенными хондритами.

Хондроподобные объекты.

Хондроподобные объекты, обнаруженные в Dhofar 018, представляют собой обломки размером 200-800 мкм, которые содержат параллельные, линейно-вытянутые скелетные кристаллы оливина (Fo_{79}; Fe/Mn=92), между которыми развивается интерстициальное

стекло (рис. 71, табл. 17). Стекло содержит цепочки троилитовых включений и редкие включения хромита. Структура объекта не характерна для неполнокристаллических пород, в том числе и ультрамафического состава, встречающихся в метеоритах HED, и соответствуют так называемым колосниковым хондрам, широко распространенным в обыкновенных хондритах. Состав оливина находится в диапазоне установленном для LL-хондритов (Додд, 1983). Мезостазис объекта обогащен CaO и Al_2O_3 и имеет низкие содержания Na_2O по сравнению с мезостазисом хондр в обыкновенных хондритах, что позволяет отнести объект к кальций-алюминиевым хондрам.

Металл-троилитовые объекты.

Два уникальных металл-троилитовых фрагмента были обнаружены в Dhofar 018 (Lorenz *et al*., 2001). Фрагменты размером 150 мкм сложены камаситом с многочисленными каплевидными выделениями троилита (рис. 72). Структура этих фрагментов очень похожа на структуру эвтектических расплавов металла и троилита. Однако, модальное содержание троилита составляет 24 мас.%, что ниже, чем в расплаве FeS-Fe эвтектического состава (~30 мас.% FeS), но близко к содержанию троилита в металл-троилитовой составляющей H хондритов (Wilkening, 1978). Среднее содержание Ni в камасите и троилите - 6.7 и 0.4 мас.%, соответственно. Один из фрагментов содержит мелкие (~ 5 мкм) включения тетратенита (Ni=54.7 мас.%) на границе камасита и троилита, и редкие округлые и угловатые включения ортопироксена и плагиоклаза, приуроченные к границам фрагмента. Высокое содержание Ni в металле и очень низкое, отношение троилит/металл по сравнению с HED метеоритами показывают, что такие объекты, несомненно, являются ксенолитами. По составу и структуре они соответствуют агрегатам, описанным в обыкновенных хондритах (Wilkening, 1978) и экспериментально ударно-метаморфизованных образцах хондритового вещества (Schmitt, 2000). Наиболее вероятно что эти обьекты представляют собой результат ударного плавления хондритового или примитивного ахондритового ударника при столкновении с родительским телом говардита.

Энстатитовые метеориты.

Фрагмент энстатитового метеорита, обнаруженный в говардите Dhofar 018 (Lorenz et al., 2001), имеет размер 800 мкм (рис. 73) и содержит гипидиоморфные кристаллы практически чистого энстатита ($En_{97-98}Wo_{1-2}$), интерстиции между которыми выполнены плагиоклазом (Ab_{53-80}), диопсидом и троилитом (рис. 74). Троилит отличается высокими варьирующими содержаниями (мас.%) Cr (2.57-3.74), Ti (0.25-2.2) и Mn (0.12-1.81) (табл.

Таблица 19. Химический состав металла и сульфидов в обломках метеоритов в полимиктовых брекчиях HED.

	Fe	Mn	Mg	Cr	Ti	Ni	Co	Si	P	S	Сумма
Фрагменты обыкновенных хондритов											
Dhofar 018 фрагмент обыкновенного хондрита											
Камасит	92.0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.73		н.о.	0.02	н.о.	98.1
Тэнит	76.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22.3		н.о.	0.08	0.16	98.6
Троилит	59.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.24		н.о.	н.о.	38.0	97.9
Пентландит	36.8	н.о.	0.22	н.о.	0.25	29.9		н.о	н.о.	32.1	99.2
Фрагменты энстатитовых метеоритов											
Dhofar 018 фрагмент энстатитового метеорита											
Камасит	94.0	н.о.	н.о.	0.33	н.о.	0.29		3.20	0.04	н.о.	97.9
Fe-Cr металл	72.7	0.63	н.о.	22.7	н.о.	0.82		1.91	0.09	0.35	99.2
Пирротин	54.7	1.04	н.о.	3.10	1.00	0.61		н.о.	н.о.	38.9	99.4
Виоларит	15.3	н.о.	н.о.	3.21	0.61	35.6		н.о.	н.о.	39.9	94.6
Dhofar 930 металл-оливиновый фрагмент											
Камасит	92.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.69	н.о.	1.01	0.58	н.о.	99.9
Ассоциация HED-силикатов и метеоритного металла											
Dhofar 275 металл-силикатный фрагмент											
камасит	91.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.13	2.48	0.40	0.11	н.о.	98.8
тэнит	56.9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	39.4	1.67	0.33	н.о.	н.о.	98.3
Dhofar 018 металл-силикатный фрагмент											
камасит	94.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.16		0.29	н.о.	н.о.	98.8
тэнит	46.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	52.1		0.39	н.о.	н.о.	99.0
Ереван металл-силикатный фрагмент											
камасит	92.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.78	0.42	0.17	н.о.	н.о.	98.8
тетратэнит	45.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	51.0	0.14	0.73	н.о.	0.11	97.4
троилит	62.6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.19	0.08	0.33	н.о.	35.8	99.0

Таблица 17. Средние составы оливина и пироксена в мезосидерите Будулан (мас.%)

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Total	Fo	En	Wo	Fe/Mn
Низко-магнезиальное оливиновое включение B1/98														
Неизмененный оливин	н. о.	29.8	0.03	37.5	0.06	0.17	0.18	0.72	31.4	99,9	62.9			43
Сильно измененный оливин	н. о.	36.6	н. о.	39.4	0.02	0.08	0.08	0.76	22	99	74.8			28.5
Замещающий пироксен	н. о.	26	0.13	48.3	0.1	0.08	0.16	0.82	23.3	99.8		66.5	0.18	28
Высоко-магнезиальное оливиновое включение B3/99														
Неизмененный оливин	н. о.	46.9	н. о.	40.7	0.03	н. о.	0.03	0.29	12.94	100.9	86.6			44
Включение ортопироксена	0.08	29.6	1.36	53.8	0.74	0.11	4.57	0.43	10.8	101.5		81.8	1.47	24.8
Ортопироксен в хромит-пироксеновых симплектитах	0.32	28.4	0.42	57	0.79	0.47	0.73	н. о.	11.9	100.1		79.7	1.6	
Клинопироксен в хромит-пироксеновых симплектитах	0.95	16.8	0.93	52.1	25.3	0.08	1.01	0.52	3.02	100.5		45.8	49.6	5.73
Сильно измененный оливин	н. о.	53.4	н. о.	42.9	н. о.	н. о.	н. о.	0.17	2.55	99.0	97.4			14.8
Замещающий пироксен	н. о.	35.6	0.16	55.1	0.25	0.03	0.1	0.37	6.23	97.8		90.7	0.46	16.6

Таблица 19. Химический состав металла и сульфидов в обломках метеоритов в полимиктовых брекчиях HED.

	Fe	Mn	Mg	Cr	Ti	Ni	Co	Si	P	S	Сумма
Фрагменты обыкновенных хондритов											
Dhofar 018 фрагмент обыкновенного хондрита											
Камасит	92.0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.73		н.о.	0.02	н.о.	98.1
Тэнит	76.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	22.3		н.о.	0.08	0.16	98.6
Троилит	59.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.24		н.о.	н.о.	38.0	97.9
Пентландит	36.8	н.о.	0.22	н.о.	0.25	29.9		н.о	н.о.	32.1	99.2
Фрагменты энстатитовых метеоритов											
Dhofar 018 фрагмент энстатитового метеорита											
Камасит	94.0	н.о.	н.о.	0.33	н.о.	0.29		3.20	0.04	н.о.	97.9
Fe-Cr металл	72.7	0.63	н.о.	22.7	н.о.	0.82		1.91	0.09	0.35	99.2
Пирротин	54.7	1.04	н.о.	3.10	1.00	0.61		н.о.	н.о.	38.9	99.4
Виоларит	15.3	н.о.	н.о.	3.21	0.61	35.6		н.о.	н.о.	39.9	94.6
Dhofar 930 металл-оливиновый фрагмент											
Камасит	92.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.69	н.о.	1.01	0.58	н.о.	99.9
Ассоциация HED-силикатов и метеоритного металла											
Dhofar 275 металл-силикатный фрагмент											
камасит	91.7	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.13	2.48	0.40	0.11	н.о.	98.8
тэнит	56.9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	39.4	1.67	0.33	н.о.	н.о.	98.3
Dhofar 018 металл-силикатный фрагмент											
камасит	94.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4.16		0.29	н.о.	н.о.	98.8
тэнит	46.5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	52.1		0.39	н.о.	н.о.	99.0
Ереван металл-силикатный фрагмент											
камасит	92.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.78	0.42	0.17	н.о.	н.о.	98.8
тетратэнит	45.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	51.0	0.14	0.73	н.о.	0.11	97.4
троилит	62.6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.19	0.08	0.33	н.о.	35.8	99.0

Таблица 18. Химический состав силикатов (масс.%) в метеоритных фрагментах

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Fe/Mn, ат.%	
Фрагменты обыкновенных хондритов														
Dhofar 018 фрагмент обыкновенного хондрита														
	Оливин	37.7	0.02	н.о	0.03	24.7	0.45	36.0	0.03	н.о	н.о.	99.0	55	$Fo_{72,8}$
	Ортопироксен	55.6	0.15	0.14	0.13	14.7	0.47	28.5	0.87	н.о.	н.о.	100.6	31	$En_{76,4}Wo_{1,67}$
	Плагиоклаз	67.9	0.03	22.6	0.02	1.28	н.о.	0.50	1.87	5.15	0.66	100.1		$Ab_{77,8}An_{15,6}Or_{6.6}$
Dhofar 018 хондроподобный обьект														
	Оливин	38.8	н.о.	0.04	0.41	20.2	0.22	41.7	0.12	н.о.	н.о.	101.5	92	$Fo_{78,7}$
	мезостазис	50.4	1.24	13.2	0.24	17.2	0.20	2.13	14.0	1.33	н.о	100	86	
Фрагменты энстатитовых метеоритов														
Dh 018 фрагмент энстатитового метеорита														
	Пироксен	60.2	н.о.	0.15	0.03	0.98	н.о	39.4	0.45	н.о.	н.о.	101.2		$En_{97,8}Wo_{0,8}$
	Плагиоклаз	68.6	н.о.	20.9	0.03	0.43	н.о	1.11	2.1	3.36	0.89	97.4		$Ab_{65,8}An_{22.7}Or_{11.5}$
Dhofar 930 агрегат металл-оливин														
	Оливин	41.2	0.24	0.41	0.11	1.00	0.06	55.2	0.51	н.о.	н.о.	98.7	17	$Fo_{98.9}$
Ассоциация HED-силикатов и метеоритного металла														
Dhofar 275														
	Пироксен	50.4	0.33	1.16	0.62	27.5	0.87	14.3	3.96	н.о.	н.о.	99.1	32	$En_{43,9}Wo_{8,8}$
	Плагиоклаз	45.7	0.28	33.1	0.35	0.82	0.23	0.19	17.6	0.78	0.42	99.5		$Ab_{7,3}An_{90.2}Or_{2.5}$
Dhofar 018														
	Пироксен	47.4	0.30	0.36	0.33	34.0	1.05	12.9	2.00	0.89	н.о.	99.23	32	$En_{38,7}Wo_{4,32}$
	Плагиоклаз	42.4	н.о.	33.5	н.о.	н.о.	0.50	0.20	23.1	0.30	н.о.	100		$Ab_2An_{97,8}Or_{0.2}$
	Оливин	31.2	0.20	0.07	0.09	53.6	1.13	12.9	0.03	0.16	0.03	99.41	47	$Fo_{30,1}$
Ереван. Металл-силикатный фрагмент														
	Пироксен	52.7	0.21	0.83	0.22	22.6	0.71	21.1	2.29	0.03	н.о	100.8	32	$En_{59,5}Wo_{4,7}$
	Плагиоклаз	45.9	н.о	34.4	н.о.	1.69	0.03	0.10	17.6	1.35	0.09	101.2		$Ab_{12,1}An_{87,4}Or_{0.5}$

Таблица 18. Химический состав силикатов (масс.%) в метеоритных фрагментах

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Fe/Mn, ат.%	
Фрагменты обыкновенных хондритов														
Dhofar 018 фрагмент обыкновенного хондрита														
	Оливин	37.7	0.02	н.о	0.03	24.7	0.45	36.0	0.03	н.о	н.о.	99.0	55	$Fo_{72,8}$
	Ортопироксен	55.6	0.15	0.14	0.13	14.7	0.47	28.5	0.87	н.о.	н.о.	100.6	31	$En_{76,4}Wo_{1,67}$
	Плагиоклаз	67.9	0.03	22.6	0.02	1.28	н.о.	0.50	1.87	5.15	0.66	100.1		$Ab_{77,8}An_{15,6}Or_{6.6}$
Dhofar 018 хондроподобный обьект														
	Оливин	38.8	н.о.	0.04	0.41	20.2	0.22	41.7	0.12	н.о.	н.о.	101.5	92	$Fo_{78,7}$
	мезостазис	50.4	1.24	13.2	0.24	17.2	0.20	2.13	14.0	1.33	н.о	100	86	
Фрагменты энстатитовых метеоритов														
Dh 018 фрагмент энстатитового метеорита														
	Пироксен	60.2	н.о.	0.15	0.03	0.98	н.о	39.4	0.45	н.о.	н.о.	101.2		$En_{97,8}Wo_{0,8}$
	Плагиоклаз	68.6	н.о.	20.9	0.03	0.43	н.о	1.11	2.1	3.36	0.89	97.4		$Ab_{65,8}An_{22.7}Or_{11.5}$
Dhofar 930 агрегат металл-оливин														
	Оливин	41.2	0.24	0.41	0.11	1.00	0.06	55.2	0.51	н.о.	н.о.	98.7	17	$Fo_{98.9}$
Ассоциация HED-силикатов и метеоритного металла														
Dhofar 275														
	Пироксен	50.4	0.33	1.16	0.62	27.5	0.87	14.3	3.96	н.о.	н.о.	99.1	32	$En_{43,9}Wo_{8,8}$
	Плагиоклаз	45.7	0.28	33.1	0.35	0.82	0.23	0.19	17.6	0.78	0.42	99.5		$Ab_{7,3}An_{90.2}Or_{2.5}$
Dhofar 018														
	Пироксен	47.4	0.30	0.36	0.33	34.0	1.05	12.9	2.00	0.89	н.о.	99.23	32	$En_{38,7}Wo_{4,32}$
	Плагиоклаз	42.4	н.о.	33.5	н.о.	н.о.	0.50	0.20	23.1	0.30	н.о.	100		$Ab_2An_{97,8}Or_{0.2}$
	Оливин	31.2	0.20	0.07	0.09	53.6	1.13	12.9	0.03	0.16	0.03	99.41	47	$Fo_{30,1}$
Ереван. Металл-силикатный фрагмент														
	Пироксен	52.7	0.21	0.83	0.22	22.6	0.71	21.1	2.29	0.03	н.о	100.8	32	$En_{59,5}Wo_{4,7}$
	Плагиоклаз	45.9	н.о	34.4	н.о.	1.69	0.03	0.10	17.6	1.35	0.09	101.2		$Ab_{12,1}An_{87,4}Or_{0.5}$

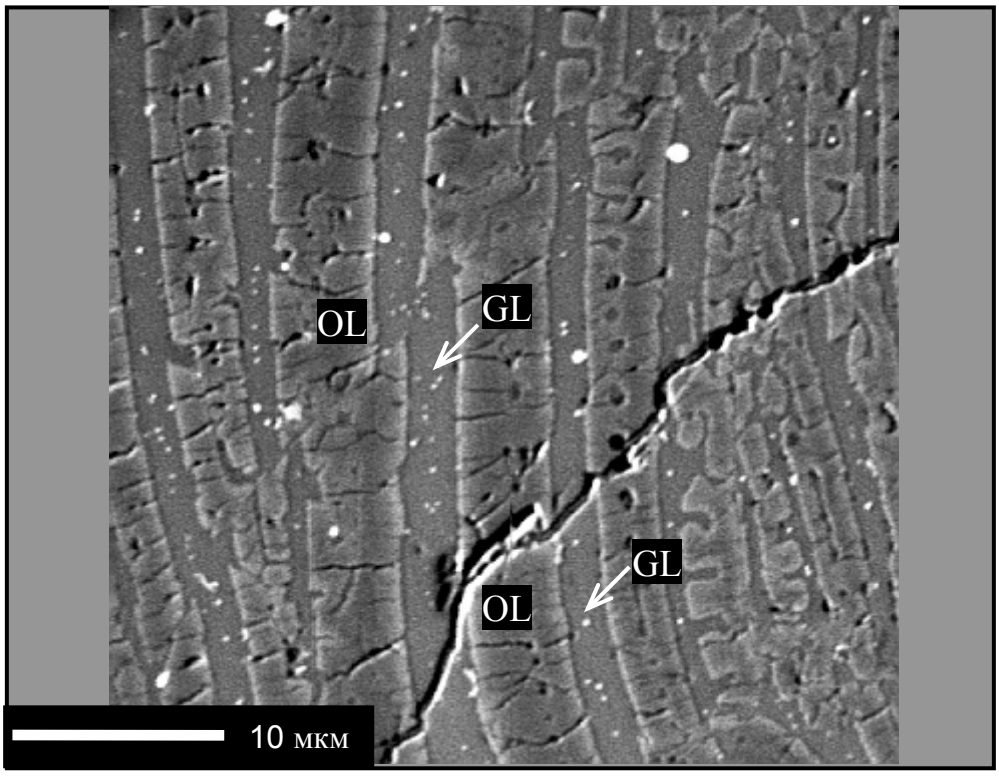


Рис. 71. Структура хондроподобного объекта в говардите Dho 018 (BSE)

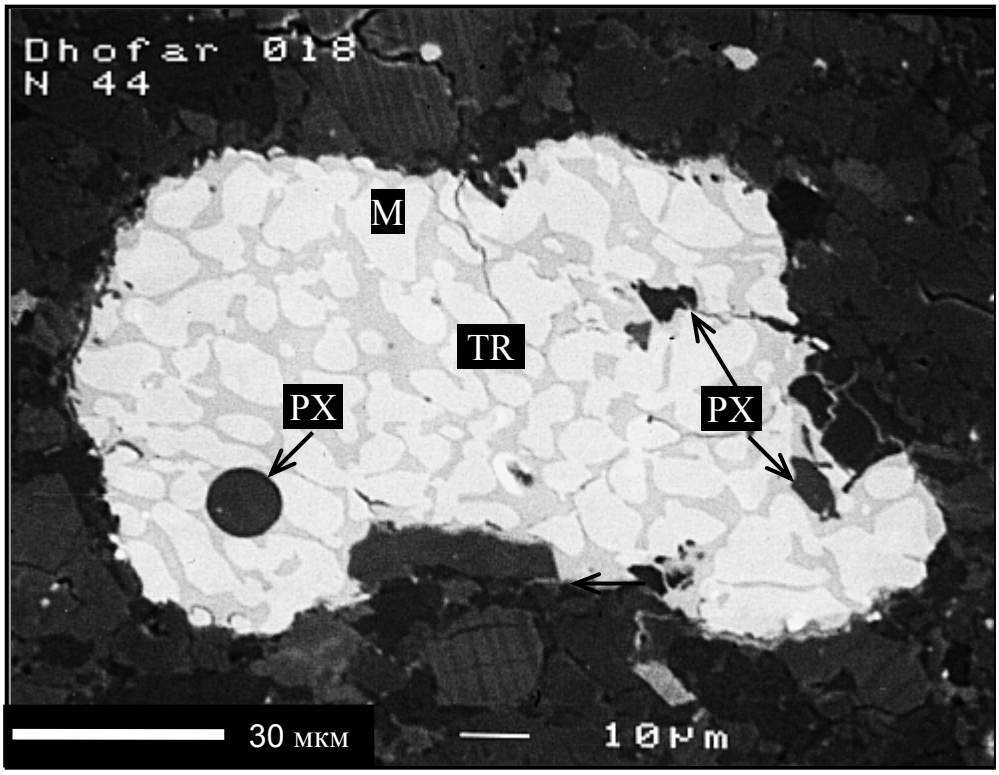


Рис. 72. Металл-троилитовый фрагмент в говардите Dhofar 018 (SEI).

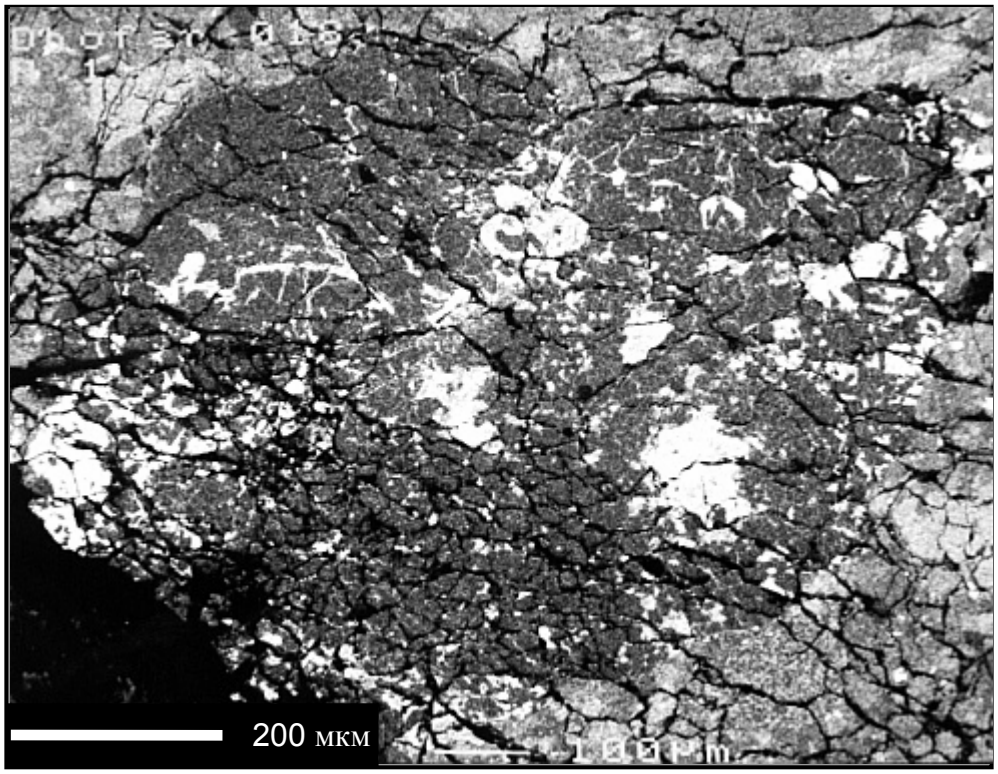


Рис. 73. Включение энстатитового метеорита в говардите Dho 018 (BSE).

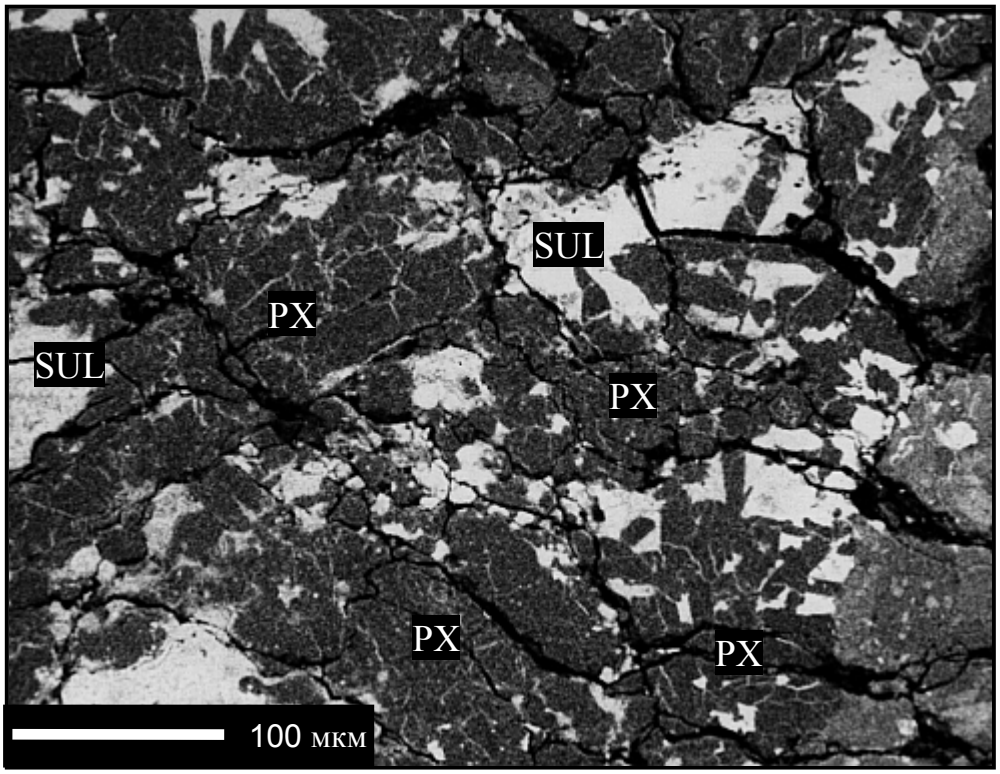


Рис. 74. Структура включения энстатитового метеорита. Удлиненно-призматические кристаллы энстатита, интерстиции заполнены сульфидом. (BSE).

19). В пироксене содержатся мелкие включения кремний-содержащего металлического железа (Ni 0.3; Si 2.7-3.5 мас.%), Fe-Cr-Si металла (Fe 72.7; Cr 22.7; Si 1.9 мас.%, табл. 19) и троилита. Одно из включений содержит сульфид, по составу близкий к обогащенному хромом виолариту $FeNi_2S_4$. В троилите наблюдаются включения гидроксидов железа, которые имеют значительные содержания K_2O и Cr_2O_3.

Состав силикатов, металла и сульфидов свидетельствует о сильно-восстановительных условиях образования и характерен для энстатитовых метеоритов. Отсутствие хондритовой структуры и низкое модальное содержание металла позволяют предположить, что данный фрагмент является энстатитовым ахондритом (обритом). Однако размер зерен в обритах, которые являются магматическими породами, существенно больше. С другой стороны, этот энстатитовый фрагмент может представлять собой энстатитовый хондрит, испытавший ударное плавление, как это было предложено для несгруппированных энстатитовых ахондритов Yamato 8404, 8414, 86004 (Lin, Kimura, 1998) и NWA 1235 (Lorenz et al., 2003a).

Металл-силикатный агрегат размером 150 мкм, обнаруженный в полимиктовом эвкрите Dhofar 930 состоит из округлого включения камасита (5.69 Ni мас.%; 1.02 Si мас.%) и ассоциирующих с ним обломков оливина (Fo_{99}). По составу оливин более магнезиален, чем оливины HED метеоритов и H-хондритов, и обогащен CaO (0.51 мас.%) относительно оливинов EH хондритов (0.14-0.21 мас.%), но по содержанию Cr_2O_3 (0.11 мас.%) он не отличается от оливинов EH-хондритов (0.05-0.66 мас.%). Металл фрагмента обогащен кремнием, что характерно для энстатитовых метеоритов. Отношение силикат/металл в этом фрагменте >1, что более соответствует энстатитовым хондритам, чем бедным металлом обритам.

Ассоциация HED-силикатов и металла.

В нескольких говардитах и полимиктовых эвкритах присутствуют агрегаты силикатов, по составу не отличающихся от вмещающей брекчии, и металлического железа. Эти металл-силикатные агрегаты различаются по модальному составу и степени термального метаморфизма. В некоторых таких объектах металл представлен камаситом и тэнитом, что отличает их от металл-силикатных образований, наблюдаемых в HED метеоритах.

Полимиктовый эвкрит Dhofar 275 содержит крупнозернистый агрегат, состоящий из неправильных зерен пироксена ($En_{43.9}Wo_{8.8}$; Fe/Mn =31) с очень тонкими авгитовыми ламелями, плагиоклаза ($An_{90.2}Ab_{7,3}$) и зерен металлического железа . Включения металла имеют очень сложные границы с вмещающими силикатами, местами образуя

прожилковидную структуру. Металл обогащен Co и представлен камаситом (4.13 мас.% Ni; 2.48 мас.% Co) и тэнитом (39.5 мас.% Ni; 1.67 мас.% Co). Прожилки металла могли образоваться при ударном смешении силикатного материала реголита и расплавленного металла железного или хондритового ударника. Высокое содержание Co может свидетельствовать о том, что этот металл может быть связан с LL хондритами.

Металл-силикатный фрагмент, обнаруженный в говардите Dhofar 018 (рис. 75) имеет размеры 90x30 мкм и сложен зернами (15-30 мкм) камасита (Ni=4.16 мас.%) и менее распространенного тетратэнита (Ni=52.1 мас.%), с включениями пироксена с низким содержанием Ca ($En_{36.75-40.1}Wo_{2.9-6.9}$; Fe/Mn=38-45), плагиоклаза ($An_{98}Ab_{1.95}$), второстепенного оливина ($Fo_{41.7}$; Fe/Mn=61) и редкой фазы SiO_2. Гипидиоморфные зерна ортопироксена и оливина гомогенны по составу. Зерна фазы SiO_2 имеют ровные округлые границы на контакте с камаситом. Модальный состав фрагмента (об.%): пироксен - 15; плагиоклаз - 6; оливин - 2; камасит - 72; тэнит – 10.

Металл-силикатный агрегат в говардите Ереван представлен фрагментом эллиптической формы, имеющим размер около 800 мкм и резкие контакты с окружающей брекчией (рис. 76). Структура фрагмента гранобластовая. Порода содержит (об%): 44.6 ортопироксена ($En_{60.6}Wo_{2.35}$, Fe/Mn=28.8), 28.4 плагиоклаза ($An_{87.4}Ab_{12.1}$) и 27.0 камасита (Ni 5.78 мас.%, Co 0.42 мас. %), с акцессорными клинопироксеном ($En_{17.5}Wo_{28.8}$), хромитом, троилитом и тетратэнитом (Ni 50.9 мас.%). В камасите наблюдаются неправильные и округлые включения ортопироксена и плагиоклаза. Структурные особенности свидетельствуют о том, что порода испытала интенсивный термальный метаморфизм. Поскольку фрагмент имеет резкие границы с окружающей брекчией и отношение пироксен/плагиоклаз в его силикатной фракции выше, чем в окружающей брекчии и в эвкритах, возможно, что он образовался не in situ, а является фрагментом мезосидеритового ударника или обломком породы, транспортированным из другого района родительского тела.

Описанные фрагменты отличаются высоким модальным содержанием металла. Их структуры указывают на смешение расплавленного металла и силикатов и высокую степень термального метаморфизма. Наблюдаемые минеральные ассоциации, относительные размеры и структурные взаимоотношения фаз рассматриваемых объектов характерны для мезосидеритов. Однако имеющиеся данные не позволяют установить, являются ли эти объекты фрагментами мезосидеритовых ударников или они образовались в результате смешения HED силикатов с хондритовым металлом или металлом железных метеоритов.

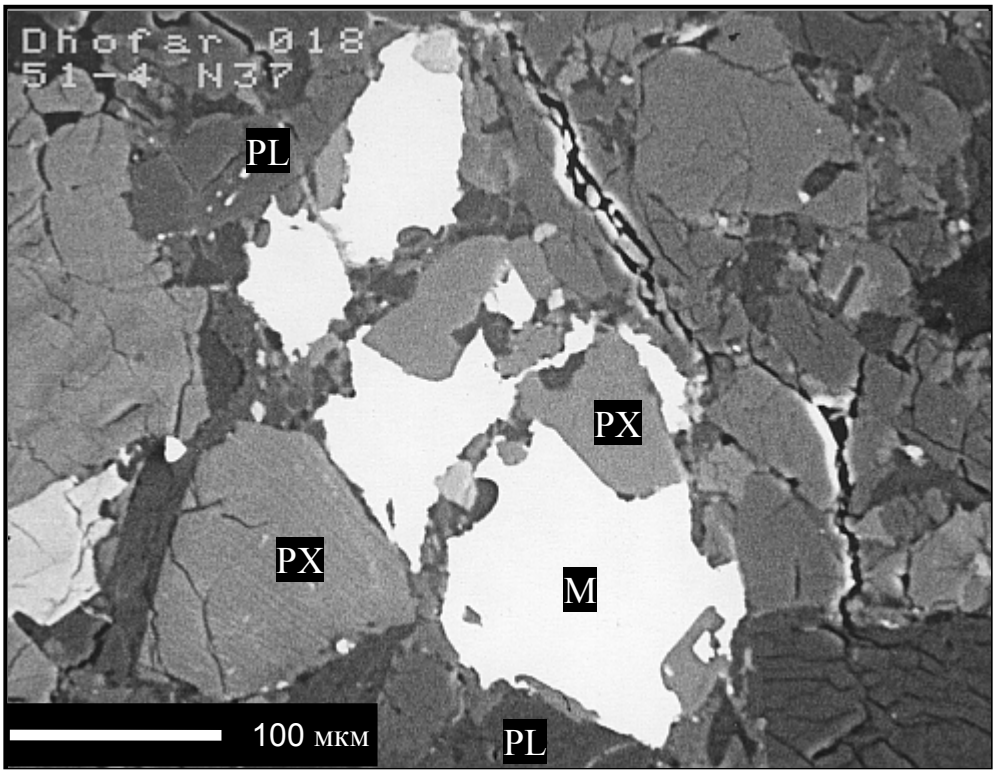


Рис. 75. Фрагмент агрегата пироксена, плагиоклаза и Fe-Ni металла в говардите Dho 018 (BSE).

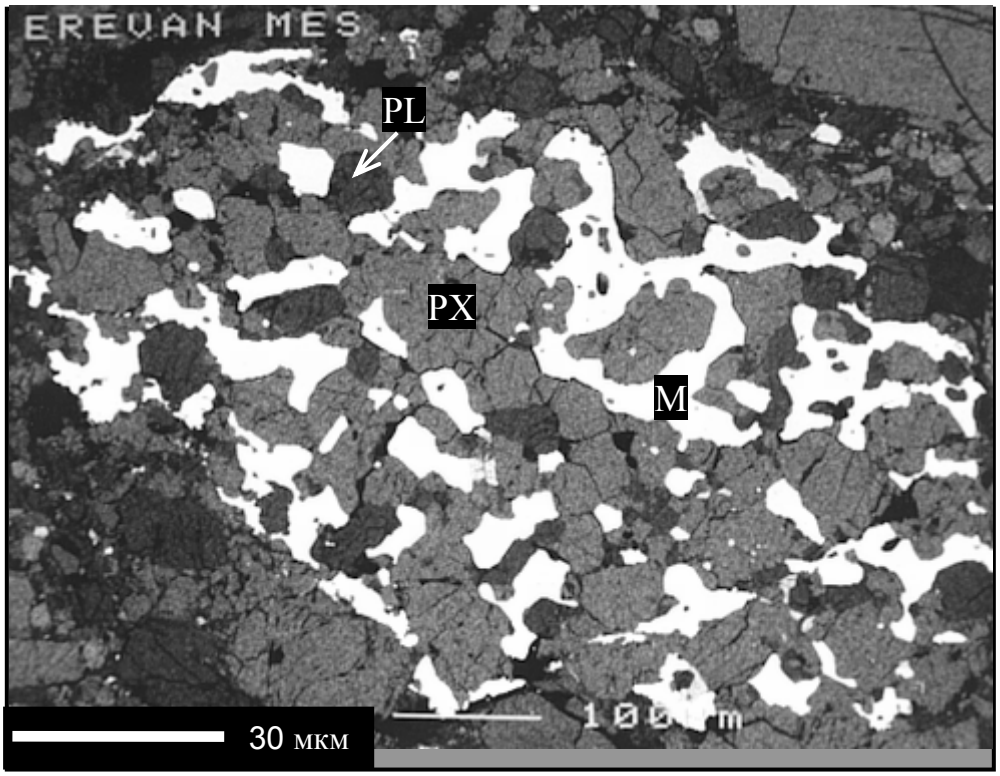


Рис. 76. Фрагмент агрегата пироксена, плагиоклаза и Fe-Ni металла в говардите Ереван (BSE).

Метеоритный металл.

В полимиктовых брекчиях HED присутствуют металлические частицы как метеоритного, так и эндогенного происхождения, критерием различия которых служат содержания Ni и Co. Металл метеоритного происхождения представлен мелкими (<20 мкм) частицами неправильной формы, находящимися в матрице брекчий, и округлыми включениями в ударных расплавах (Wöhrmeyer, Stöffler, 1987). Например, в полимиктовом эвкрите ALHA 76005 FeNi металл содержит Ni 3.3-4.7 мас.% (Ni/Co=3.9-20.1) (Yamaguchi et al., 2006). Полимиктовый эвкрит GRO 95633 содержит относительно большие (до 120 мкм) округлые включения FeNi металла (Ni/Co=12.5-15.5) (Yamaguchi et al., 2006).

В изученных метеоритах модальное содержание металла составляет около 0.001 об.%. Металл представлен камаситом, реже тэнитом и иногда ассоциирует с троилитом. На графике Ni-Co (рис. 77) метеоритные частицы группируются в сравнительно компактную область, в то время как составы эндогенного металла в эвкритах варьируют в широких пределах. Метеоритные металлические частицы резко отличаются от металла диогенитов и эвкритов по содержаниям Ni и Co. В метеоритном металле содержания Ni варьируют в интервале 5-15 мас.% при величине Ni/Co отношения в интервале от 15 до 25. Единичные частицы тэнита содержат 40-50 мас.% Ni. Отношение Ni/Co в эндогенном металле эвкритов и диогенитов составляет 1.6-3.3. Метеоритные металлические частицы в ударных расплавах близки по содержанию Ni и Co к металлу H хондритов и железных метеоритов. Также близким по составу к металлу H и L хондритов является металл из металл-троилитовых расплавов, которые образуются при разрушении хондритовых ударников.

Единичные частицы с высоким содержанием Co были встречены в полимиктовом эвкрите Dhofar 275 (3.6 - 3.9 мас.% Ni; 1.4 – 2.5 мас.% Co). Металл такого состава содержится в говардитах Kapoeta (Pun et al., 1998) и Yamato-7308 (Ikeda, Takeda, 1984). Эти частицы могут быть фрагментами LL-хондритовых ударников, хотя в том же интервале находится содержание Co во включениях металла в обломках пироксенитов и кумулятивных эвкритов (Hewins, 1979; Ikeda, Takeda, 1984).

Среди металлических частиц в HED брекчиях должны также присутствовать фрагменты железных ударников. Они могли бы быть идентифицированы по характерному распределению сидерофильных элементов. В настоящее время соотношение металлических частиц из хондритов и железных метеоритов в говардитах и

полимиктовых эвкритах трудно установить. Принимая во внимание большую распространенность троилита по сравнению с металлом, частое совместное нахождение этих фаз, что свойственно обыкновенным хондритам, и статистику земных падений, более распространенным должен быть металл хондритового происхождения.

Металлическая частица необычного состава была обнаружена в говардите Юртук. Фрагмент размером ~5 мкм содержит (мас.%) 76.3 Cu, 17.9 Ni, 3.27 Fe. Состав частицы не характерен для земных минералов и искусственных сплавов, применяемых при изготовлении шлифов и электронно-микроскопическом исследовании и, по-видимому, не является результатом лабораторной контаминации. Самородная медь, встречающаяся в виде мелких включений в обыкновенных хондритах (Rubin, 1997), иногда содержит примесь никеля и железа (Kleinschrot, Okrusch, 1999). Диогениты также содержат редкие включения медно-никелевых сульфидов и самородную медь (Sideras et al., 2004). Высокое содержание Ni и отсутствие S позволяют предположить, что обнаруженная частица может иметь хондритовое происхождение.

Содержание сидерофильных элементов.

Содержания сидерофильных элементов в небрекчированных метеоритах HED на порядок и более ниже, чем в хондритах. Это связывается с экстракцией сидерофильных элементов из мантии при образовании ядра в родительском теле HED и с ограниченной контаминацией веществом метеоритных ударников. Кумулятивные эвкриты в среднем содержат Ni 10.37 (7-12.1) мкг/г, Co 6.94 мкг/г (5-7.4), Ir 0.045 нг/г (0.005-0.084) (табл. 20). Небрекчированный некумулятивный эвкрит Ibitira содержит Ni 6 мкг/г, Co 10 мкг/г. Некумулятивные брекчированные мономиктовые эвкриты – Ni 10.55 мкг/г (2.1-33.0), Co 5.99 мкг/г (2.1-10.0), Ir 0.12 нг/г (0.014-0.36). Исключением является мономиктовый эвкрит EET 92003, содержание Ni (296 мкг/г) в котором является промежуточным между полимиктовыми эвкритами и говардитами (Yamagushi et al., 2006). Содержание сидерофильных элементов в полимиктовых эвкритах составляет: Ni 50.1 мкг/г (12.0-150), Co 7.64 мкг/г (4.81-12.0), Ir 0.42 нг/г (0.003-0.65). Говардиты имеют более высокие содержания сидерофильных элементов - Ni 381 мкг/г (97-584), Co 25.8 мкг/г (20.5-29.0), Ir 7.4 нг/г (0.45-19.0) (табл. 20).

Таким образом, интервалы содержаний сидерофильных элементов в полимиктовых эвкритах и говардитах частично перекрываются. В целом в эвкритах отношения Ni/Co примерно в 3 раза ниже, чем Ni/Co отношение в хондритах (20), отношение Ni/Ir выше по

сравнению с хондритовыми в 4-6 раз. В говардитах эти отношения близки к хондритовым.

Mittlefehldt и Lindstrom (1997) отметили очень низкие содержание Co и Ir в обломке ударного расплава в EET 92014, соответствующие нижней границе диапазона содержаний, наблюдаемых в полимиктовых эвкритах и говардитах. По Ir количество CM компоненты было оценено в 0.02, по Co – 0.2 мас.%. Авторы сделали вывод, что либо материал мишени не был контаминирован веществом ударника, либо распределение вещества ударника в расплаве неоднородно в микромасштабе, и что наличие космогенных сидерофилов не является обязательным признаком ударного расплава. Содержание сидерофильных элементов в эвкритовой ударно-расплавной породе NWA 1240 (Barrat, 2003) также невелико и соответствует их содержанию в небрекчированных кумулятивных эвкритах (Palme et al., 1978; Mittlefehldt 1978; Barrat et al., 2000, Mittlefehldt, Lindstrom, 2003). Содержание Ni в NWA 1240 соответствует 0.05 мас.% CM или CR компоненты. В ударно-расплавных фрагментах говардита QUE 94200 напротив, концентрации космогенных сидерофильных элементов относительно высоки, и содержание CM-компоненты оценивается в 1-3 мас.% (Mittlefehldt, Lindstrom, 1998).

Масса метеоритного вещества, доступного для анализа в ходе данной работы, была жестко ограничена, в силу чего изготовление представительных порошковых проб метеоритов не представлялось возможным. Поэтому для анализа были использованы мелкие обломки метеоритов из наиболее удаленных от внешней поверхности частей образцов, реже – порошковые пробы, полученные при растирании обломков метеоритов массой около 1 г.

Результаты ИНАА и РНАА анализов валовых проб и кластов полимиктовых эвкритов (табл. 21) показывают, что в некоторых из них содержания Ni, Ir и Co выше, чем в небрекчированных эвкритах. При этом отношения сидерофильных элементов в брекчиях близки к хондритовым, что отражает присутствие экзогенной метеоритной компоненты.

Полимиктовый эвкрит Dho 300 содержит 59 мкг/г Ni и 8.72 мкг/г Co, Ni/Co отношение составляет 6.8, за исключением фоновых содержаний Ni/Co =19.8.

Полимиктовый эвкрит Dho 930 отличается аномально высокими, сильно варьирующими содержаниями сидерофильных элементов. Всего было проанализировано два образца. Содержание Ni в первом образце 210, во втором 1250 мкг/г, Co - 52.4 и 53.3 мкг/г соответственно. Первый образец имеет низкое по сравнению с хондритовым Ni/Co отношение (4.0). Во втором образце это отношение (23.5) близко к хондритовому, и отмечается необычно высокое содержание Ir (106.2 нг/г). Отношение Ni/Ir (11.8) ниже

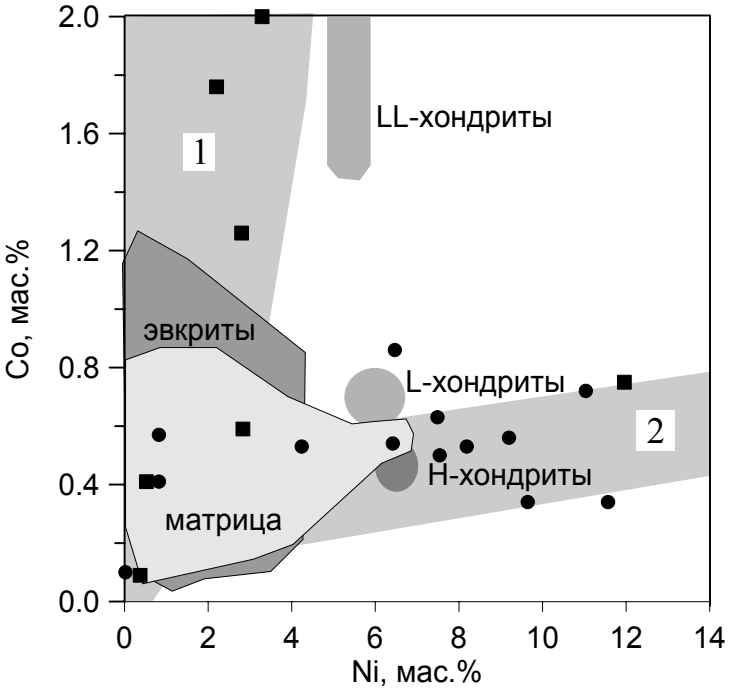


Рис. 77. Составы металлических частиц в полимиктовых брекчиях HED. Поля - металл в обломках эвкритов и в матрице брекчий, круги - металл в ударно-расплавных породах, квадраты - металл в пироксенитах. 1, 2 - области составов эндогенного и метеоритного металла по (Hewins, 1979), области L, LL и H соответствуют составу металла в равновесных, обыкновенных хондритах (Afiattalab, Wasson, 1980).

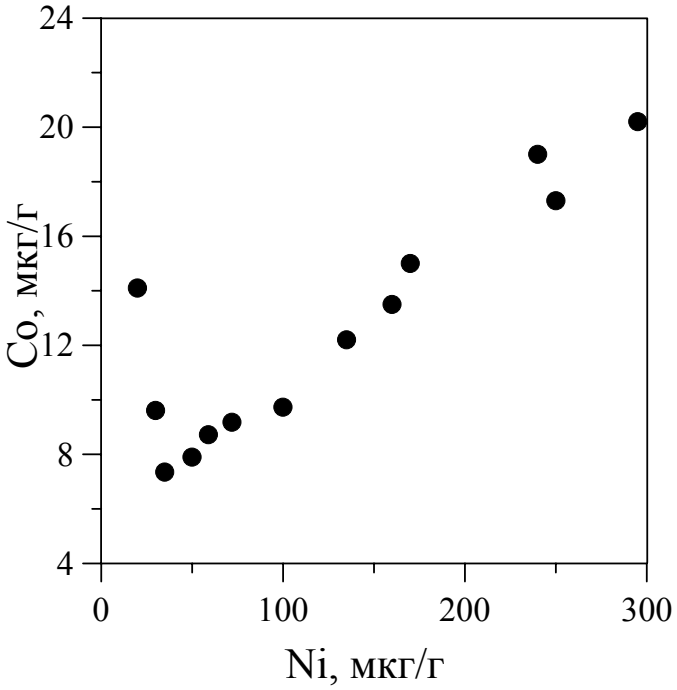


Рис. 78. Содержания Ni и Co в валовых пробах изученных полимиктовых брекчий HED.

Таблица 20. Средние содержания сидерофильных элементов в эвкритах, говардитах, диогенитах и CM хондритах.

Тип	Ссылка	Ni, мг/г		Co, мг/г		Ir, нг/г		Ni/Co	$Ni/Ir10^{-3}$
		среднее	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал		
Кумулятивные эвкриты	1,2,8,9	10.4	7.0-12.3	6.94	5.0-7.4	0.045	0.005-0.084	1.5	231
Некумулятивные мономиктовые эвкрипты	1,2,3,7,10, 11,12,13	10.6	2.1-33.0	5.99	2.1-10.0	0.12	0.004-0.36	1.8	88
Полимиктовые эвкриты	1,2,3,4,7	53.8	12.0-150.0	7.64	4.81-12.0	0.42	0.03-0.65	7.0	128
Говардиты	3,4,12,13	381	97-584	25.8	20.5-29.0	16.7	3.1-21.0	14.8	22.6
Диогениты	3,4,6,9,14	57.1	2.1-172	22.8	16.2-38.1	1.47	0.0004-6.8	2.5	38.9
CM хондриты	15	12000		575		595		20.9	20.2

[1] Kitts, Lodders (1998); [2] Paul, Lipschuts (1990); [3] Chou et al. (1976); [4] Waenke et al. (1977); [5] Mittlefehldt (1994); [6] Mittlefehldt (2000); [7] Palme et al. (1983); [8] Mittlefehldt (1979); [9] Mittlefehldt, Lindstrom (1993); [10] Palme et al. (1988); [11] Palme et al. (1978); [12] Wanke et al. (1972); [13] Laul, Gosselin (1990); [14] Wolf et al. (1983); [15] Wasson, Kallemeyn (1988).

Таблица 21. Содержание сидерофильных элементов и метеоритной компоненты в полимиктовых брекчиях HED

	Co, мкг/г	Ni, мкг/г	Ir, нг/г	Ni/Co	Ni/Ir*10^{-3}	CM мас% по Co	CM мас% по Ni	CM мас% по Ir
Полимиктовые эвкриты								
Dho 300	8.72	59	н.а.	6.8		0.4	0.4	-
Dho 930	52.4	210	н.а.	4.0	-	8.0	1.7	-
Dho 930	53.3	1250	106.2	23.5	11.8	8.2	10.3	17.8
Dho 1286	12.2	135	6.2	11.1	21.8	1.0	1.0	1.0
Dho 1439	7.90	50	н.а.	6.3	-	0.3	0.3	-
Dho 1480	11.2	н.о.	н.а.	-	-	0.9	-	-
NWA 1813	9.61	30	н.а.	3.1	-	0.6	0.2	-
Smara	9.73	100	н.а.	10.3	-	0.6	0.7	-
Эвкритовые расплавные брекчии								
Dho 1439 валовый состав	5.57	н.о.	н.о.	-	-	-	-	-
Dho 1439 расплавная матрица	7.35	35	1.27	4.8	27.6	0.2	0.2	0.2
NWA 5655	3.14	н.о.	н.о.	-	-	-	-	-
Dho 275 эвкритовый обломок	14.1	20	н.а.	1.4	-	1.4	0.1	-
Dho 275 полимиктовая брекчия	9.18	72	3.5	7.8	20.6	0.5	0.5	0.6
Dho 275 расплавная матрица	20.2	295	6.12	14.6	48.2	2.4	2.4	1.0
Говардиты								
Юртук	17.3	250	н.а.	14.5	-	-	1.9	-
Dho 018	19.0	240	н.а.	12.6	-	0.7	1.8	-
Dho 1302	13.5	160	н.а.	11.9	-	1.5	1.2	-
NWA 1664	15.0	170	н.а.	11.3	-	0.9	1.3	-

Таблица 22. Оценочные содержания вещества углистых хондритов, Ni и Ir в выбросах кратеров на поверхности Весты.

Видимый диаметр кратера, км	Масса ударника, кг	Масса выбросов кг	Содержание вещества ударника в выбросах, мас.%	Содержание Ni в выбросах кратера, мг/г	Содержание Ir в выбросах кратера, нг/г
147	2.2E+15	2.2E+17	0.5	45.4	2.7
105	6.1E+14	8.1E+16	0.3	33.7	2
63	8.6E+13	1.8E+16	0.2	21.6	1.3
168	3.7E+15	3.2E+17	0.5	51.2	3.1
84	2.6E+14	4.2E+16	0.3	27.8	1.7
84	2.6E+14	4.2E+16	0.3	27.8	1.7
63	8.6E+13	1.8E+16	0.2	21.6	1.3
42	1.8E+13	5.3E+15	0.2	15.2	0.9
168	3.7E+15	3.2E+17	0.5	51.2	3.1
420	1.3E+17	4.7E+18	1.2	118.9	7.1

чем его значение в хондритах. В этом образце содержания Ni и Ir могут быть завышены относительно истинных значений. Вероятно, при отборе пробы случайно был захвачен очень крупный фрагмент метеорита.

Полимиктовый эвкрит Dho 1286 содержит 135 мкг/г Ni, 12.2 мкг/г Co и 6.2 нг/г Ir, что находится в интервале содержаний этих элементов, установленных для говардитов. Отношения Ni/Co и Ni/Ir за вычетом фоновых содержаний в этом метеорите близки к хондритовым.

В полимиктовом эвкрите Dho 1480, представляющем собой метеоритный дождь, наблюдается неравномерное распределение сидерофильных элементов в разных индивидуальных экземплярах. Индивидуальный экземпляр Dho 1480-19-2-23 показывает содержания Ni и Ir ниже предела обнаружения при содержании Co 11.2 мкг/г, в то время как фрагмент Dho 1480-19-3-15 обогащен Ni (50 мкг/г), но обеднен Co (7.9 мкг/г) по сравнению с Dho 1480-19-2-23.

Содержания Ni и Co (30 и 9.6 мкг/г) в полимиктовом эвкрите NWA 1813 близки к верхней границе содержаний, установленной для полимиктовых эвкритов. Отношение Ni/Co ниже хондритового значения.

Полимиктовый эвкрит NWA 5656 обогащен Ni и Co относительно среднего для эвкритов, но отношение Ni/Co за вычетом фона (6.5) существенно ниже хондритового, что может быть результатом примеси компоненты, обогащенной эндогенным Co.

В полимиктовом эвкрите Smara содержания Ni (100 мкг/г) и Co (9.7 мкг/г) находятся в интервале установленном ранее для этого типа полимиктовых брекчий HED. Величина отношения Ni/Co (25.7) близка к хондритовым значениям.

Эвкритовый обломок в брекчии с расплавным цементом Dho 275 имеет содержания Ni (20 мкг/г) и Co (14.1 мкг/г), которые выше чем максимально установленные для кумулятивных и некумулятивных эвкритов, но отношения Ni/Co (1.2-1.4) как для исходных содержаний, так и за вычетом фона, являются эндогенными, что, вероятно, отражает повышенные эндогенные содержания Ni и Co в источнике. Образец полимиктовой брекчии содержит 9.18 мкг/г Co, 72 мкг/г Ni и 3.5 мкг/г Ir. Участок брекчии, обогащенный расплавом, содержит 295 мкг/г Ni, 20.2 мкг/г Co, 6.1 нг/г Ir. Отношение Ni/Co ниже чем в хондритах, отношение этих элементов за вычетом фоновых содержаний близко к хондритовому.

Мономиктовая эвкритовая брекчия с расплавным цементом Dho 1439 имеет низкие содержания сидерофильных элементов. В пробах метеорита с высоким содержанием эвкритовых обломков содержания Ni и Ir ниже предела обнаружения, в образцах

содержащих большое количество расплавного материала, среднее содержание Ni – 35 мкг/г, Co – 7.35 мкг/г, Ir – 1.27 нг/г, что находится в интервале содержаний установленных для полимиктовых эвкритов. Отношение исходных содержаний Ni/Co ниже хондритового значения (4.8), но за вычетом фоновых содержаний величина Ni/Co (22.3) близка к хондритовому значению.

Брекчия с расплавным цементом NWA 5655 имеет содержания Co на уровне фона, а Ni и Ir – ниже предела обнаружения.

Говардит Юртук содержит 250 мкг/г Ni и 17.3 мкг/г Co (Ni/Co=14.5), а говардит Dho 018 - Ni (240 мкг/г) и Co (19 мкг/г) (Ni/Co=12.6), что соответствуют интервалу содержаний, установленному для говардитов. Содержание Ni в говардите Dho 1302 (160 мкг/г) Ni отвечает области перекрытия значений содержаний Ni в говардитах и полимиктовых эвкритах. Отношение Ni/Co (11.9) также низкое по сравнению с хондритовым, и возможно, по содержанию сидерофильных элементов Dho 1302 ближе к полимиктовым эвкритам, чем к говардитам.

Образцы говардита NWA 1664, при содержаниях Co находящихся в узком интервале (14.3-16.4 мкг/г), демонстрируют сильные вариации в содержании Ni от 50 до 340 мкг/г. В образце с наивысшим содержанием Ni (340 мкг/г) Ni/Co отношение соответствует хондритовому.

Результаты представленные выше, так же как и литературные данные, показывают, что содержания Ni, Co и Ir в полимиктовых брекчиях положительно коррелируют между собой (рис. 78) и во многих случаях сильно варьируют между образцами одного и того же метеорита (табл. 21). Содержания космогенных сидерофильных элементов, превышающие фоновые значения, находятся в хондритовых соотношениях и отражают примесь метеоритного вещества.

Количественная оценка содержания метеоритного вещества в изученных брекчиях HED была выполнена на основании сравнения полученных данных с содержаниями в небрекчированных и мономиктовых HED, и в CM-хондритах, обломки которых наиболее распространены в этих метеоритах. CM-хондриты содержат 12 мг/г Ni, 575 мкг/г Co и 595 нг/г Ir (Wasson, Kallemeyn, 1988).

Для оценки эндогенных фоновых содержаний сидерофильных элементов оптимальным представляется использование небрекчированных некумулятивных эвкритов, как слагающих верхнюю часть коры родительского тела HED и не контаминированных метеоритным веществом. Однако небрекчированные эвкриты редки и аналитические данные для этих метеоритов очень ограничены. Поэтому для

полимиктовых эвкритов в качестве фоновых были использованы средние содержания Ni и Ir в кумулятивных и мономиктовых некумулятивных эвкритах (10.5 мкг/г Ni, 0.11 нг/г Ir) (табл. 20), которые имеют сходные содержания сидерофильных элементов и наиболее распространены в брекчиях HED. Содержания сидерофильных элементов в кумулятивных и мономиктовых некумулятивных эвкритах невысоки и в среднем в 1.5 раза выше, чем в небрекчированных некумулятивных эвкритах, что приведет к занижению оценки количества метеоритной компоненты.

Картина распределения эндогенных сидерофильных элементов в говардитах представляется более сложной, поскольку говардиты содержат помимо эвкритовой также диогенитовую компоненту. Средние содержания Ni и Co в диогенитах в 5 раз выше, чем принятые фоновые содержания в эвкритах. Содержания диогенитовой компоненты в говардитах находятся в интервале 15-45% и могут варьировать для отдельных метеоритов от образца к образцу. В говардите Dho 018 содержание диогенитовой компоненты наиболее высоко и составляет 42 мас.%. Разница в оценке содержания вещества CM хондритов с учетом содержания диогенитовой компоненты и без такового, составила 0.1 мас.% CM. Следовательно, влиянием диогенитовой компоненты на фоновые содержания сидерофильных элементов можно пренебречь. Оценки содержаний метеоритной компоненты в изученных метеоритах приводятся в табл. 21.

Минералогическое разнообразие метеоритного вещества в HED брекчиях.

Результаты наших исследований впервые продемонстрировали, что экзотическая метеоритная компонента полимиктовых эвкритов и говардитов представлена не только углистыми хондритами и железными метеоритами, как полагалось ранее, но также обыкновенными хондритами, энстатитовыми метеоритами и, возможно, мезосидеритами. Количественно среди метеоритных фрагментов преобладают углистые хондриты. Обломки обыкновенных хондритов и дифференцированных метеоритов (железные, мезосидериты, ахондриты) составляют не более 1% от числа всех метеоритных ксенолитов, содержащихся в HED брекчиях. Такое же соотношение наблюдается в популяции частиц космической пыли, обнаруженной во льдах Антарктиды и Гренландии (Walter et al., 1995). Таким образом, поток межпланетных частиц в области орбиты родительского тела (тел) HED в целом качественно соответствовал потоку микрометеоритов выпадающих сейчас на Землю. Следует отметить, что статистика метеоритных падений на Землю во многом определяется так называемым эффектом атмосферного фильтра: разрушения механически непрочных тел в

земной атмосфере (Kurat et al., 1994). Поэтому среди падений метеоритов преобладают обыкновенные хондриты (82%), ахондриты и железные метеориты (14%), а углистые хондриты составляют лишь 2.5% (Kurat et al., 1994).

Однако, качественный состав потока космического вещества не является единственным фактором, определяющим соотношение метеоритных фрагментов в HED брекчиях. Как было показано выше, частицы углистых хондритов, обнаруживаемые в говардитах и полимиктовых эвкритах, как правило, не несут следов интенсивного термального воздействия, тогда как фрагменты метеоритов других типов испытали термальный метаморфизм, частичное или полное плавление. Кроме того, существует различие в размерах между частицами углистых хондритов, достигающими 1.5-2 мм в наибольшем измерении, и фрагментами других типов, представленными частицами 100 мкм и менее. Частицы углистых хондритов обладают малой механической прочностью, поэтому их сохранность в виде относительно крупных фрагментов предполагает их очень медленную аккрецию на поверхность родительского тела HED. В потоке железных метеоритов и обыкновенных хондритов, по-видимому, преобладали высокоскоростные частицы, которые практически полностью разрушались при ударе.

Различие в скорости ударников разного состава может быть отчасти связано с особенностями разрушения тел в поясе астероидов. Можно предположить, что железные и хондритовые ударники могли приобретать высокие скорости при катастрофическом высокоскоростном разрушении их родительских тел, а углистые – преимущественно при низкоскоростной ударной абразии поверхности углистых астероидов. Кроме того, источниками низкоскоростных частиц могут быть кометы, которые обращаются по орбитам, пересекающим пояс астероидов. Выбрасываемые ими частицы могли иметь низкие скорости относительно астероидов. В частности, столкновение кометных ядер с астероидами может приводить к захвату астероидного материала, высвобождающегося при следующих приближениях к Солнцу (Solc et al., 1994).

Эти предположения согласуются с результатами исследования околосолнечного пылевого облака, проведенного спутником IRAS. Анализ инфракрасных спектров отражения межпланетной пыли, полученных этим спутником, продемонстрировал, что в околосолнечном пылевом облаке присутствуют от двух до пяти популяций частиц, образованных пылевыми поясами астероидов и периодическими кометами (Divine, 1992; Renard et al., 1995). В плоскости эклиптики межпланетная пыль в основном образуется при разрушении астероидов главного пояса, при этом размеры частиц не превышают 50 мкм (Zook, McKay, 1986). Пылевые следы комет содержат частицы размером 1-1000 мкм,

выброшенные с родительских ядер со скоростями порядка нескольких м/с (Sykes, 1988). Таким образом, гипотеза о кометном происхождении частиц углистых хондритов в говардитах представляется правдоподобной. Метеоритные частицы других типов наиболее вероятно имеют астероидное происхождение.

Однако, даже факт частичной сохранности в брекчиях метеоритных фрагментов, отличных по составу от углистых хондритов, требует обьяснения, поскольку при относительных скоростях около 5 км/с, обычных для пояса астероидов, при прямом столкновении ударник претерпевает полное плавление (Мелош, 1991). В то же время при соударении с мишенью из хвостовой части ударника вследствие особенностей распространения ударной волны, выбрасываются небольшие осколки, которые не испытывают ударного сжатия (Мелош, 1991). Эти осколки имеют высокую скорость относительно ударника, однако могут сохраниться в результате торможения в рыхлых слоях мишени или неровностях рельефа. Возможно также, что определенную роль могут играть столкновения тел под небольшими углами. Численное моделирование этого процесса (Pierazzo, Melosh, 2000) показывает, что при углах соударения меньше 60° доля твердого вещества ударника возрастает, и при угле 30° составляет ~15% от массы ударника. При столкновениях на курсах с расхождением меньше 15° все вещество ударника остается в твердом состоянии. Однако эта модель также предсказывает, что образовавшиеся при столкновениях на очень малых углах обломки могут приобретать значительные скорости, превышающие скорости убегания с поверхности астероидов. Тем не менее, эффект косого удара мог быть частично реализован, если размер ударника много меньше неровностей рельефа мишени. В этом случае при благоприятных наклонах поверхности мишени обломки ударника могут затормозиться в рыхлом реголите астероида.

Корреляция содержаний метеоритных фрагментов и сидерофильных элементов в HED-брекчиях.

Из литературных данных следует, что содержания Ni, Co и Ir последовательно увеличиваются от мономиктовых к полимиктовым эвкритам и говардитам. Это происходит за счет увеличения содержаний метеоритной и, в незначительной степени, диогенитовой компонент. Наши данные показывают, что изученные полимиктовые эвкриты могут содержать до 0.3 мас.% хондритового вещества, говардиты – 1.2-1.9 мас.% (табл. 21). Это согласуется с результатами предшествующих исследований, которые показали присутствие 1-3% метеоритной компоненты в большинстве говардитов (Mazor,

Anders, 1967; Laul et al., 1972; Chou et al., 1976). Однако немногочисленные фрагменты углистых хондритов были описаны лишь в некоторых из говардитов и в отдельных полимиктовых эвкритах (Wilkening, 1973; Bunch et al., 1976, 1976, 1979; Hewins, Klein, 1978; Zolensky, 1996; Buchanan, Lindstrom, 2000; Buchanan, Zolensky, 2003).

В полимиктовом эвкрите Dho 275 хондритовые частицы не обнаружены, однако входящие в состав метеорита обломки полимиктовых эвкритовых брекчий и ударный расплав содержат соответственно 0.5 и 2.4 мас.% вещества CM-хондрита (оценка по Ni). Близкими содержаниями CM обладают брекчии и расплавные породы полимиктового эвкрита Dho 055, в которых также не были обнаружены обломки хондритов.

Полимиктовый эвкрит Dho 1286 не содержит фрагментов хондритового вещества и существенных количеств ударно-расплавных пород, но оценка содержания CM компоненты в нем составляет 1 мас.%.

Исключением среди полимиктовых эвкритов является Dho 930 который содержит большое количество обломков CM-хондрита, вероятно являющихся фрагментами одного ударника. Это предположение подтверждается результатами анализа двух образцов этого метеорита, в которых установлено 1.7 и 10.3 мас.% вещества CM. Вероятно, вещество ударника очень неоднородно распределено в брекчии, что в частности свидетельствует о незначительной степени перемешивания обломочного материала, литификация которого привела к образованию брекчии Dho 930.

Мономиктовые эвкритовые брекчии Dho 1439 и NWA 5655 практически не содержат метеоритной компоненты, только в ударно-расплавных породах Dho 1439 наблюдается 0.2 мас.% вещества CM-хондрита. По-видимому, образование ударных расплавов не сопровождалось контаминацией веществом ударника, и породы мишени также не были предварительно контаминированы космогенными сидерофильными элементами.

Модальное содержание фрагментов углистых хондритов в говардите Dho 018 (0.001 мас.%) на три порядка меньше содержания рассеянного хондритового вещества, оцениваемого по концентрации Ni (1.8 мас.%). Обогащение говардита Dho 018 сидерофильными элементами может быть связано с многочисленными фрагментами неполнокристаллических пород и стекла, которые, вероятно, имеют ударное происхождение и могут быть существенно обогащены материалом ударника. Большое количество таких фрагментов может отражать длительную реголитовую историю исходного материала этой брекчии. Присутствие в Dho 018 фрагментов обыкновенных хондритов и энстатитовых метеоритов, доля которых в потоке невелика, подтверждает это заключение. Однако это не исключает того, что все обнаруженные в Dho 018

фрагменты обыкновенных хондритов принадлежат одному ударнику. Говардиты Юртук, Dho 1302 и NWA 1664 не содержат видимых частиц метеоритного вещества, однако оценочные содержания CM компоненты в них находятся в интервале 1.2-1.9 мас.%.

Таким образом, в HED брекчиях имеет место отсутствие корреляции между модальным содержанием экзотических метеоритных обломков и содержанием метеоритной компоненты, оцениваемым по концентрациям сидерофильных элементов. Это означает, что значительная часть хондритового вещества находится в этих породах в рассеянном состоянии. Фрагменты ударных расплавов содержат от 1 до 3 мас.% (Mittlefehldt and Lindstrom, 1998; наши данные) вещества CM хондритов. Среднее содержание ударного расплава в говардитах составляет 2.7% (Fuhrman and Papike, 1982; Pun et al., 1998). Отсюда следует, что масса хондритового вещества, содержащегося в ударных расплавах, составляет около 0.05% от массы брекчии. Это означает, что ударные расплавы могут содержать всего 2.5 % от вещества CM-хондрита, рассеянного в брекчиях, и большая часть сидерофильных элементов должна содержаться в субмикронных метеоритных частицах, недоступных для микроскопического изучения.

Сравнение параметров метеоритного потока на Луну и родительское тело HED метеоритов.

В настоящее время Луна является единственным изученным планетным телом, которое могло бы послужить аналогом родительского тела HED метеоритов. Однако формирование реголита на поверхности Луны и родительском теле метеоритов группы HED вероятно происходило по-разному из-за разной силы тяжести, определяющей скорости ударников и особенности распространения и отложения выбросов. В образцах лунного грунта были обнаружены только единичные фрагменты L-хондрита (Semenova *et al*. 1990), энстатитового метеорита (Haggerty, 1972) и углистого CM хондрита (Zolensky *et al*. 1996).

Многочисленные результаты датирования лунных пород, говардитов и эвкритов (Papanastassiou, Wasserburg, 1974; Kirsten, Horn, 1975; Bogard, 1995) показывают, что в истории Луны и родительского тела HED имел место сброс ^{39}Ar-^{40}Ar геохронометра, соответствующий эпохе активной метеоритной бомбардировки, возраст которой на Луне ограничивается интервалом 3.7-4.1 млрд. лет, а на HED-астероиде — 3.4-4.1 млрд. лет. Одновременность метеоритной бомбардировки Луны и HED-астероида могла быть обусловлена высокой интенсивностью метеоритного потока во всей Солнечной системе в этот период времени (Wasson et al., 1975; Bogard, 1995). Поэтому можно предположить,

что метеоритный поток на поверхность HED астероида в это время не отличался от потока метеоритов на поверхность Луны. Оценка величины потока космического вещества на поверхность HED астероида (предположительно астероида Веста) (McCord et al., 1970; Larson, Fink, 1975) может быть выполнена на основании степени кратерирования его поверхности. Анализ спектральных изображений Весты (Thomas et al., 1997; Guffey, 1997) показывает, что на поверхности этого астероида присутствуют изометричные структуры с перепадами высот до 20 км, сложенные неоднородным материалом, которые могут быть интерпретированы как ударные кратеры. В частности, вблизи южного полюса Весты располагается гигантский ударный кратер диаметром 420 км, центральное поднятие которого, и ассоциированные с этим кратером выбросы сложены диогенитовым материалом с примесью оливина (Gaffey, 1997). Вал кратера, также как и остальная поверхность Весты, по альбедным характеристикам соответствуют эвкритам и говардитам. Таким образом, глубина экскавации меньших по размерам кратеров не превышала мощность коры астероида, и их выбросы имеют эвкритовый состав.

Для десяти надежно дешифрируемых кратеров в табл. 22 приводятся массы ударников, вычисленные согласно зависимости радиуса ударника от диаметра кратера, скорости столкновения и силы тяжести, предложенной (Housen et al., 1983), для скорости столкновения 5 км/с и плотности ударника 2.6 г/см^3, соответствующей углистым хондритам (Wasson, 1974). Модели образования кратеров (Базилевский и др., 1983, Мелош 1991) позволяют также оценить содержание материала ударника в выбросах кратера.

Расчеты были выполнены для астероида диаметром 526 км с плотностью пород мишени 3.2 г/см^3, что соответствует средней плотности эвкритов и говардитов (Wasson, 1974). При этом предполагалось, что диаметр переходной воронки кратера составляет 60% от диаметра кратера по валу, глубина переходной воронки кратера равна 1/10 ее диаметра (Мелош, 1991), и что 15 об.% вещества ударника приобретает скорость выше 2-ой космической для Весты и покидает астероид (Мелош, 1991).

Расчётное содержание вещества ударника, имеющего состав углистого хондрита, в выбросах кратеров Весты варьирует от 0.2 до 0.5 мас.%, достигая максимального значения 1.2 мас.% для кратера диаметром 420 км. Среднее оценочное содержание Ni в выбросах этого кратера составляет 120 мкг/г, Ir – 7 нг/г. Среднее содержание Ni в выбросах меньших кратеров оценивается в 33 мкг/г, Ir – 2 нг/г. По содержанию метеоритной компоненты модельные выбросы самого большого кратера соответствуют говардитам и лунному реголиту (Wasson, 1975), в то время как выбросы меньших

кратеров сопоставимы по этому параметру с полимиктовыми эвкритами. Поскольку сплошной покров выбросов простирается на расстояние примерно равное 2 диаметрам кратера (Мелош, 1991) то выбросы наибольшего кратера должны были покрыть всю поверхность Весты. Вполне возможно, что именно в толще выбросов кратера диаметром 420 км происходил термальный метаморфизм, приведший к сбросу аргонового хронометра ~4 млрд. лет назад. Поскольку только кратер диаметром 420 км имел глубину экскавации, превышающей мощность эвкритовой коры, то этот кратер должен быть единственным источником диогенитового материала, входящего в состав говардитов.

Поток метеоритного вещества на поверхность астероида можно представить как массу ударников, выпавших на единицу площади за промежуток времени. Суммарная масса вещества ударников, поступившая на 1 см^2 поверхности Весты при образовании рассматриваемых кратеров, составляет $1.3*10^4$ г/см^2, что дает поток за 4 млрд. лет - $3.4*10^{-6}$ г/см^2 в год. Этот поток на три порядка выше потока на поверхность Луны после окончания метеоритной активности (последние 3.7 млрд. лет) - $2.9*10^{-9}$ г/см^2 в год (Wasson, 1975). Поэтому можно предполагать, что все рассмотренные нами кратеры, в том числе кратер диаметром 420 км, в выбросах которых заключена основная масса вещества ударников, образовались во время древней бомбардировки, когда поток крупных ударников был более интенсивен, чем в последующее время. В интервале 3.4-4.1 млрд. лет назад поток на поверхность Весты составил бы $3.4*10^{-5}$ г/см^2 в год, при этом метеоритное вещество было бы рассеяно в слое кратерных выбросов, мощностью 2 км. Полученная оценка потока в пределах порядка согласуется с оценкой древнего потока на Луну ($1*10^{-4}$ г/см^2 в год), основанной на содержании Ir в слое материковых импактитов мощностью 25 км (Демидова и др., 2007). Таким образом, древний метеоритный поток на Весту равнялся, или был немногим менее потока на Луну.

Поскольку литификация реголита в основном происходила в период активной бомбардировки за счет термального метаморфизма, то заключенные в говардитах метеоритные частицы запечатлели состав древнего потока метеоритного вещества. Если это так, то качественно по составу древний поток на поверхность Весты не отличался от современного потока метеоритного вещества на Землю, что не подтверждает представлений о геохимической специфике древней метеоритной бомбардировки (например, Морган и др., 1975).

Глава 6. Ударное преобразование поверхности родительского тела HED.

Планетологические исследования показали, что поверхность безатмосферных тел Солнечной системы покрыта слоем реголита – рыхлым материалом, состоящим из раздробленных множественными метеоритными ударами горных пород. В полимиктовых брекчиях HED – литифицированном реголите и приповерхностных брекчиях крупного астероида, наблюдаются эффекты характерные для всех степеней ударного метаморфизма (Stoffler et al., 1988) – дробление горных пород, трещиноватость, планарные элементы, мозаицизм, диаплектизация в минеральных зернах, прожилки стекла, стекловатые брекчии, обломки неполнокристаллических пород и стекол. Однако наиболее выраженными в брекчиях HED являются эффекты, возникающие при низких ударных давлениях.

Из приблизительно 450 брекчий HED, известных на данный момент, только два метеорита являются эвкритами, претерпевшие полное ударное плавление, и семь – брекчиями со стекловатым цементом. В основном полимиктовые брекчии HED – это обломочный материал, литифицированный за счет спекания. Такое состояние изначально рыхлых (нелитифицированных) горных пород соответствует ударному давлению в интервале 0 – 20, в отдельных случаях до 30 ГПа. Постударные температуры при этом не превышали 250°C (Stoeffler et. al., 1989). Практически все полимиктовые брекчии содержат включения обломочных брекчий одной или нескольких предшествующих генераций, что отражает многоэтапность процесса литификации, и, возможно, указывает на основную роль небольших ударных событий в этом процессе.

Содержание фрагментов, испытавших более интенсивный ударный метаморфизм, убывает экспоненциально с возрастанием ударного давления необходимого для образования этих фрагментов. Так, например, в некоторых говардитах и полимиктовых эвкритах отмечен диаплектизированный плагиоклаз - маскелинит (35 ГПа) (Bunch, 1975). В говардите Юртук нами был зафиксирован случай ударного разложения циркона на бадделеит и фазу SiO_2, что соответствует давлению ~40 ГПа. Образование агрегатов минералов, частично сцементированных стеклом также происходит при ударных давлениях порядка 40-42 ГПа, а постударная температура достигала 900°C (Stoeffler et. al., 1989). Один фрагмент такого типа, обнаруженный в говардите NWA 1664 (NWA1664-AP2-2A, рис. 79), по структуре напоминает лунные агглютинаты – частицы сплавленного грунта.

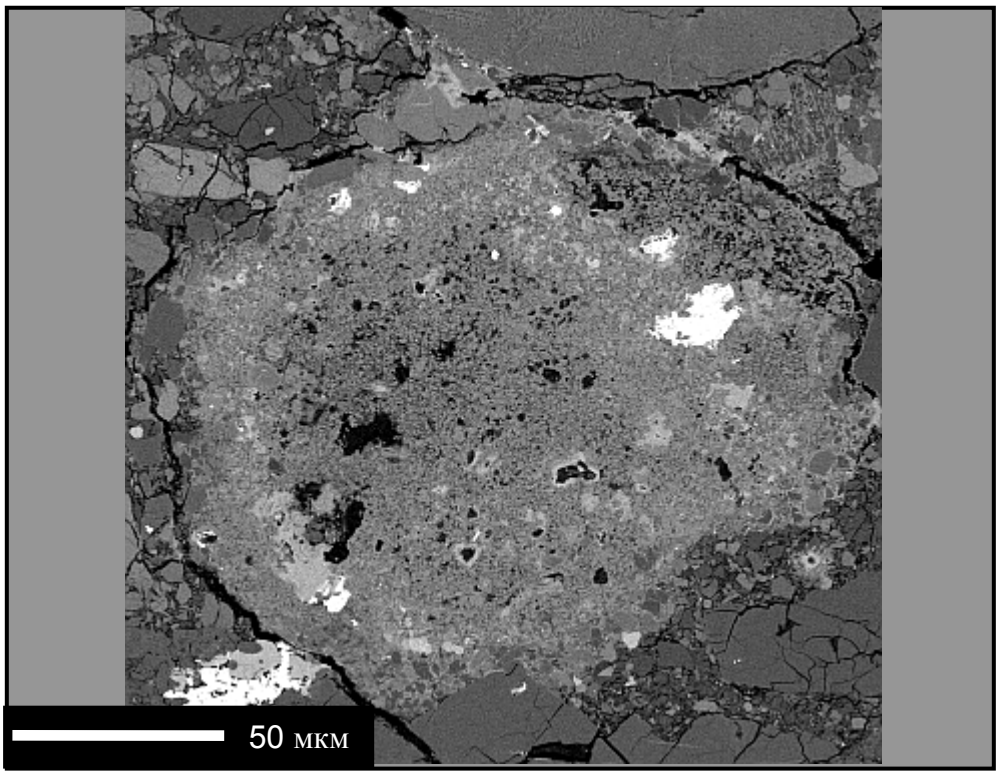


Рис. 79. Включение агглютината (сплавленного грунта) NWA 1664 AP2-G2A – – агрегат мелких зерен силикатов, частично сцементированных стеклом, с большим количеством газовых полостей (BSE).

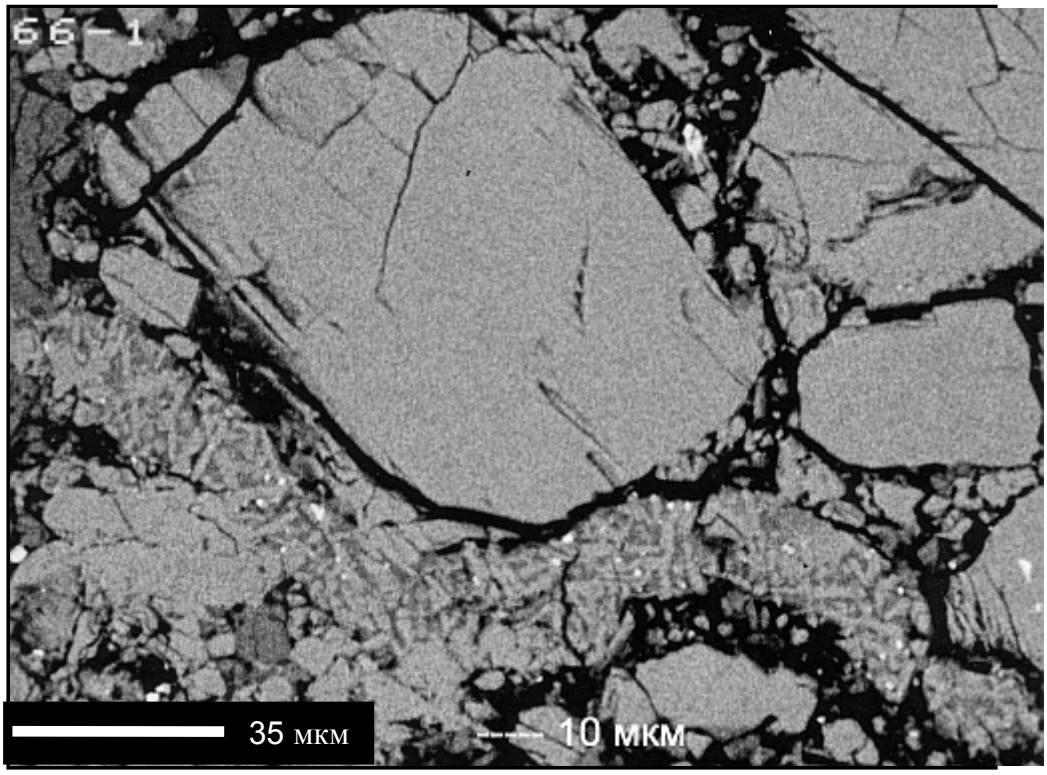


Рис. 80. Жилообразное включение ударно-расплавной породы (BSE).

Наиболее распространенными продуктами высоких степеней ударного метаморфизма являются неполнокристаллические породы и стекла. Обычно их содержание в обломочных брекчиях HED находится в интервале 0.1-5.0 об.%, в редких случаях достигает 20 об.%. Импактные неполнокристаллические породы и стекла присутствуют во всех гранулометрических фракциях полимиктовых брекчий HED. Чаще всего они представлены обломками, реже встречаются брекчии со стекловатым цементом и прожилки, хондроподобные объекты очень редки. Формы нахождения ударных расплавов в брекчиях позволяют заключить, что некоторые частицы стекла смешивались с обломочным материалом в пластичном состоянии (рис. 80). Некоторые обломки стекловатых брекчий, по-видимому, образованы слипшимися частицами сферической формы (рис. 81). Некоторые стекловатые брекчии имеют сферическую форму, аналогично хондроподобным объектам (рис. 82).

Импактные стекла и неполнокристаллические породы сильно варьируют по составу, однако, как правило, соответствуют двухкомпонентной модели смешения эвкрит+диогенит (рис. 83). Расплавы, в составе которых преобладает плагиоклазовый компонент являются низкотемпературными и образуются при нагрузках 42-60 ГПа (Stoeffler et. al., 1989).

В этой работе были изучены четыре обломочных брекчии, сцементированных стеклом - Dho 1439, Dho 1440, Dho 275 и NWA 5655. Брекчии Dho 1440 и NWA 5655 могут быть отнесены к геномиктовым, поскольку химический состав обломков горных пород варьирует незначительно, и слагающие эти метеориты породы различаются только по структуре. Состав матрицы в этих породах соответствует среднему составу обломков горных пород. Матрица этих брекчий в значительной степени девитрифицирована. Так как геномиктовые брекчии не содержат реголитового материала, то они могут быть продуктами ударной переработки относительно однородной мишени. Примером такой мишени может быть структурно-дифференцированный лавовый поток, или толща эвкритового мегареголита.

Dho 1439 - мономиктовая эвкритовая брекчия с расплавным цементом (рис. 84) – второй из известных метеоритов такого типа. Средний состав расплава соответствует составу эвкритовой породы в обломках. Редкость подобных пород среди метеоритов HED может быть связана с тем, что за счет интенсивной метеоритной бомбардировки в промежуток 4.5-3.7 млрд. лет назад поверхность родительского тела была переработана ударными процессами на значительную глубину. Следовательно, ударное преобразование в коренных породах могло бы иметь место в двух случаях: либо в

период, когда толщина обломочного слоя была невелика (в начале интенсивной бомбардировки), либо при крупномасштабном ударном событии.

Брекчия Dho 275 сложена большим количеством разнообразных горных пород (рис. 85), однако состав матрицы в целом по метеориту варьирует незначительно. Эта брекчия – результат смешения ударного расплава и обломков разнородного реголита, и имеет таким образом, поверхностное происхождение.

На данный момент непосредственно определены свойства реголита одного небесного тела - Луны, сравнение свойств которого со свойствами поверхностного слоя родительского тела HED на примере полимиктовых брекчий может определить общие закономерности в строении поверхностного слоя малых тел.

Реголит Весты, представленный говардитами, и реголит Луны существенно различаются по химическому составу, что связано с особенностями образования и эволюции этих тел. Говардиты содержат базальтовый и пироксенитовый материал, тогда как реголит Луны – смесь базальтов и анортозитов.

Среди брекчий Луны отсутствуют мономиктовые расплавные брекчии, которые представлены среди метеоритов HED. Возможно, это связано с большей мощностью реголита на Луне по сравнению с Вестой.

Гранулометрический состав говардитов характеризуется содержанием обломочной матрицы (материала мельче 20 мкм) около 40 об.%. В лунном реголите матрица может превышать 50-60 об.% (Taylor et al., 1977).

По сравнению с лунным реголитом говардиты содержат существенно меньше ударно-расплавленного.материала. Ударно-расплавные породы представляют менее 10 об.% от всех обломков пород в говардитах (Furman, Papike, 1981; Pun et al., 1998). Обломочные брекчии «Луны 16» содержат в среднем 44 об.% расплавных пород (Stoeffler et al. 1985). Говардиты практически не содержат частиц сплавленного грунта - агглютинатов (Olsen et al., 1990), которые распространены в лунном грунте.

Поскольку уменьшение размеров зерен и увеличение содержания стекол, ударно-расплавных пород и агглютинатов происходят с увеличением зрелости реголита, то говардиты вероятно, представляют собой менее зрелый реголит по сравнению с реголитом Луны. (Labotka, Papike, 1980; Fuhrman, Papike, 1981).

Эти различия в большой степени должны определяться разными значениями интенсивности гравитационного поля Луны и Весты, которая определяет энергию ударного события и другие параметры кратерной динамики. Реголит Весты обеднен продуктами высоких степеней ударного метаморфизма, которые приобретают высокие

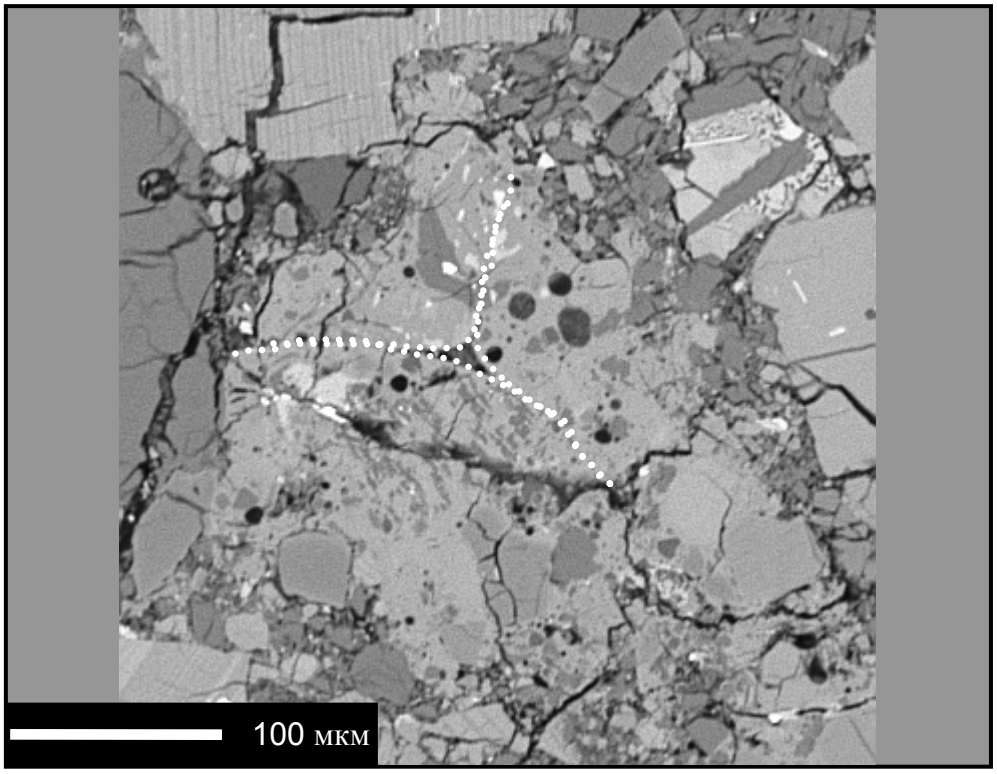


Рис. 81. Фрагмент ударно-расплавной брекчии в говардите NWA 1664, образованный тремя слипшимися обломками, границы которых показаны пунктиром (BSE).

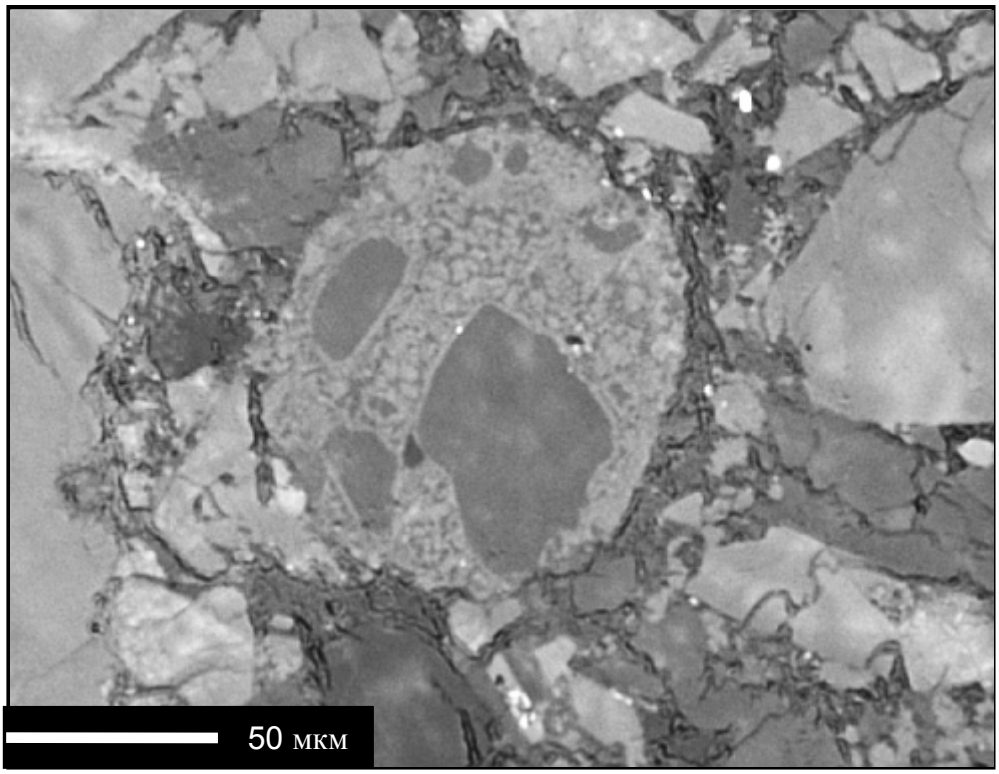


Рис. 82. Сферическая частица стекла с обломками плагиоклаза в говардите NWA 1664 (отраженный свет).

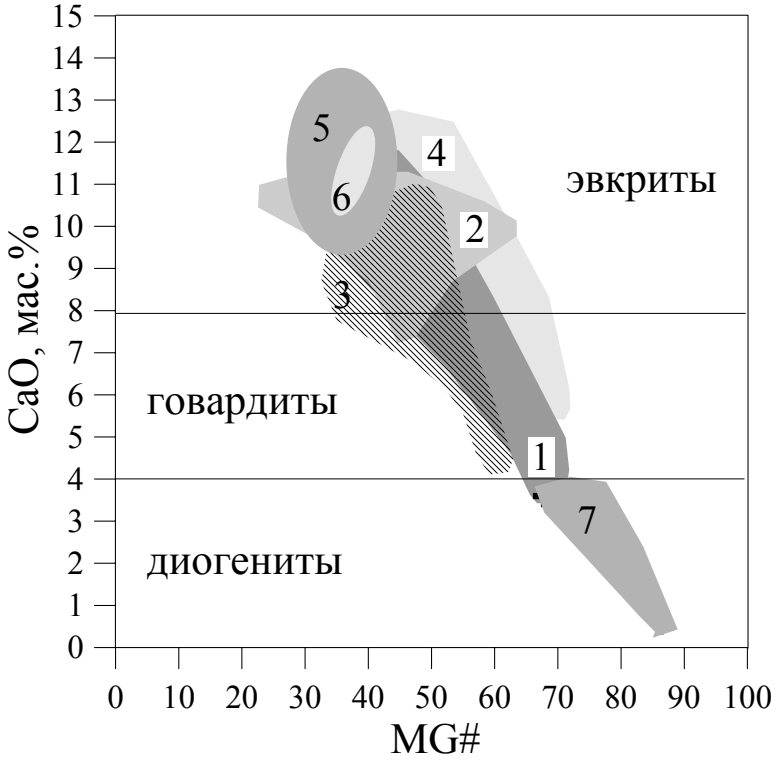


Рис. 83. Составы ударно-расплавных пород в полимиктовых брекчиях HED:
1- литературные данные; 2- NWA 1664; 3- NWA 776; 4- Dho 285; 5- Dho 1439; 6- NWA 5556; 7- Dho 018.

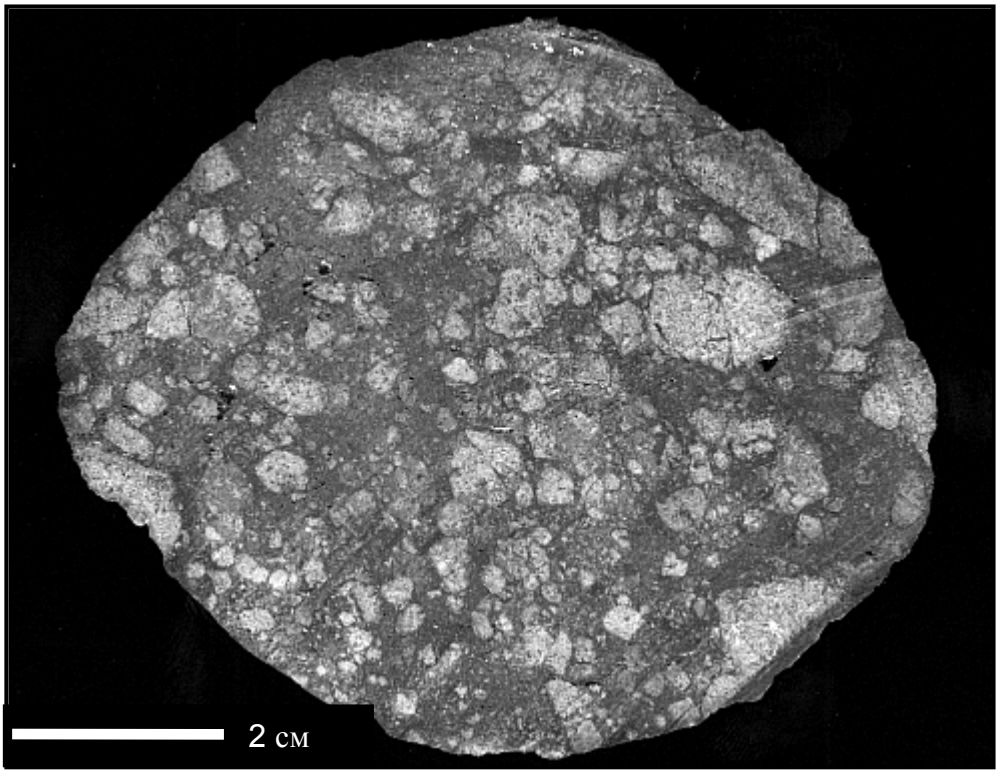


Рис. 84. Строение мономиктовой эвкритовой брекчии со стекловатым цементом Dho 1439 (неполированный срез). Светло-серый – обломки эвкрита, темно-серый – стекловатая матрица с мелкими обломками.

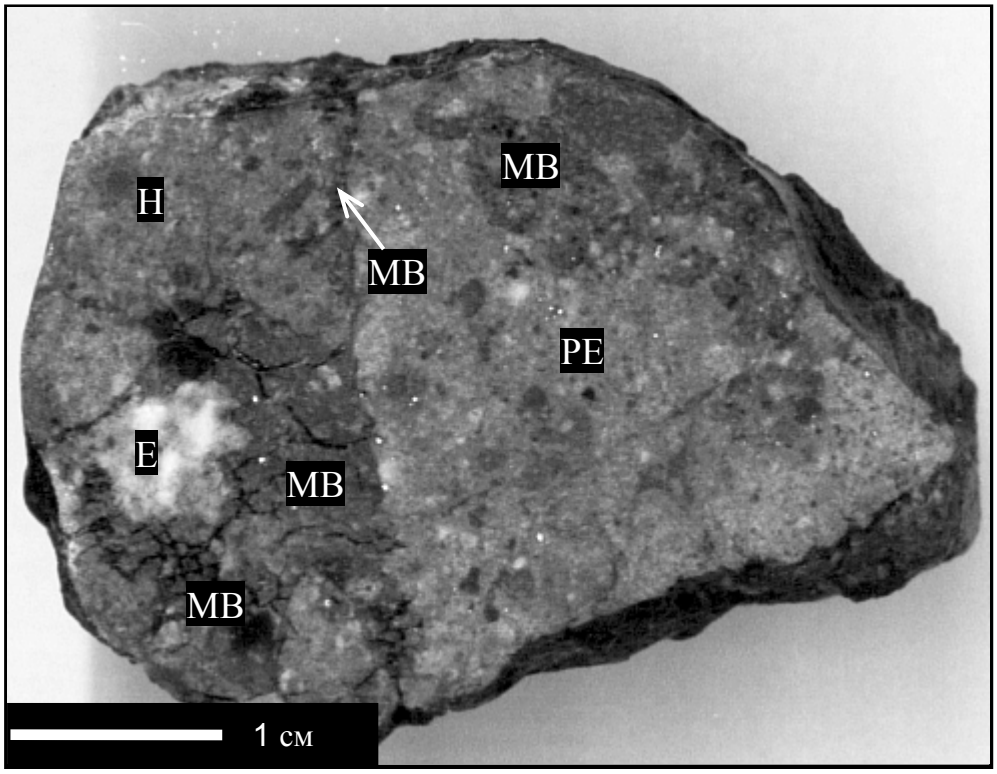


Рис. 85. Строение полимиктового эвкрита Dho 275 (неполированный срез). E-включение эвкрита, H – говардитовая брекчия, PE – полимиктовая эвкритовая брекчия, MB – стекловатая брекчия.

скорости и выбрасываются с поверхности в космическое пространство. Вероятно, это свойство характерно для реголита всех астероидных тел.

Заключение

Полимиктовые брекчии HED представляют собой вещество внешней оболочки дифференцированного родительского тела, которая была сформирована за счет интенсивной переработки кристаллической коры метеоритными ударами. Образование ударных кратеров сопровождалось экскавацией, дроблением, латеральной транспортировкой обломочного материала, включавшего как коренные породы, так и ранее сформированные реголитовые брекчии. Литификация рыхлого обломочного материала за счет диффузионных процессов при термальном метаморфизме привела к образованию полимиктовых эвкритов и говардитов.

Выбросы ударных кратеров включают материал, перемещенный из разных районов и с разной глубины. Большое разнообразие горных пород, присутствующих в говардитах и полимиктовых эвкритах является следствием вертикальной и горизонтальной неоднородности строения родительского тела.

Говардиты содержат высокомагнезиальный пироксенитовый (диогенитовый) материал, который в основном был выброшен из единственного кратера диаметром 420 км, в центральном поднятии которого обнажаются ультраосновные породы. Одновременно с этим говардиты наиболее обогащены благородными газами солнечного типа и включениями углистых хондритов. Это означает, что они более длительное время экспонировались на поверхности родительского тела по сравнению с полимиктовыми эвкритами.

В ходе исследования выявлены новые типы горных пород, которые не наблюдались прежде среди метеоритов HED – дуниты, вебстериты, железистые пироксениты, железистые нориты, авгитовые и высоко-железистые долериты, породы среднего состава – диориты, и гранитоподобные включения.

Ультраосновные породы вероятно являются фрагментами расслоенного интрузивного массива. Наиболее магнезиальные перидотиты могут представлять собой наиболее глубинный материал верхней коры или нижней мантии родительского тела HED.

Процесс магматической дифференциации на родительском теле HED приводил к образованию более железистых жидкостей, чем эвкритовые расплавы. Эти железистые

жидкости кристаллизовались на относительно большой глубине в виде ферроавгитовых долеритов.

На родительском теле HED имело место образование кислых расплавов гранитного состава, обогащенных K_2O и BaO и связанных с двумя источниками – эвкритовым и диогенитовым. Ударное плавление пород, обогащенных включениями кислого состава, сопровождавшееся смешением с вмещающими основными породами приводило к образованию неполнокристаллических пород и стекол, обогащенных K_2O.

Размеры родительского астероида HED видимо были недостаточны для того, чтобы дифференциация привела к образованию больших объемов кислых пород. Наиболее вероятно, при кристаллизации эвкритов происходило ликвационное отделение кислых, богатых калием жидкостей от остаточного расплава. Кислые жидкости могли локализовываться в пределах эвкритового интрузива, либо образовывать маломощные тела жильного типа.

На родительском теле HED возможны проявления сухого метасоматоза, который сопровождался восстановлением железа из силикатов и его частичной мобилизацией. Метасоматическая активность, вероятно, инициировалась ударными процессами, при этом метасоматический флюид мог иметь как эндогенное, так и экзогенное происхождение.

Метеоритное вещество в говардитах и полимиктовых эвкритах представлено не только фрагментами углистых хондритов (преобладающими), но также обломками обыкновенных хондритов и дифференцированных метеоритов разных типов. Качественно поток космического вещества на поверхность родительского тела HED не отличался от его современного потока на Землю.

Сохранность фрагментов метеоритов других типов может быть объяснена низкими скоростями частиц относительно Весты, а также особенностями разрушения высокоскоростных ударников при столкновениях с поверхностью HED астероида под небольшим углом к рельефу поверхности.

Экзотические метеоритные частицы образуют две популяции с различными скоростями аккреции на поверхность HED астероида. Преобладание фрагментов углистых хондритов в HED брекчиях, вероятно, определяется составом потока метеоритного вещества на орбите родительского тела HED и низкими относительными скоростями углистых хондритовых частиц по сравнению с частицами метеоритов других типов. Низкоскоростные углистые частицы, вероятно, связаны с пылевыми поясами комет, высокоскоростные – с разрушением астероидов главного пояса.

Содержание метеоритной компоненты в HED брекчиях, оцененное по концентрациям сидерофильных элементов, выше, чем следует из содержания метеоритных частиц и ударно-расплавного материала. По-видимому, большая часть сидерофильных элементов HED брекчий присутствует в виде частиц очень малого размера, которые не могут быть идентифицированы микроскопическими методами.

Поток космического вещества на поверхность Весты в период активной бомбардировки мог составлять $3{,}4*10^{-5}$ г/см^2 в год, что незначительно отличается от древнего метеоритного потока на поверхность Луны. Метеоритные частицы, заключенные в говардитах, по-видимому, представляют собой вещество древнего потока.

Различия в строении реголита родительского тела HED (Весты) и реголита Луны являются следствием различия в интенсивности гравитационного поля, которое определяет энергию метеоритных ударов и динамику выбросов.

Библиография

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) «Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм», Москва, «Наука», 363.
2. Базилевский А.Т. (1983) Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука.
3. Демидова С.И., Назаров М.А., Лоренц К.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Химический состав лунных метеоритов и лунной коры. Петрология, т. 15, №4, стр. 416-437.
4. Додд Р.Т. (1983) «Метеориты. Петрология и геохимия», Москва, «Мир», 93.
5. Кваша Л.Г., Скрипник А.Я., Дьяконова М.И., Харитонова В.Я., Левский Л.К. (1978) Метеорит Ереван. Метеоритика 37, 80-86.
6. Кирова О.А., Дьяконова М.И. (1966) Мезосидерит Будулан. Метеоритика 27, 167-177.
7. Лоренц К.А., Назаров М.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Экзотическое метеоритное вещество говардитов и полимиктовых эвкритов. Петрология, т. 15, №2, стр. 115-132.
8. Мелош Г. (1994) «Образование ударных кратеров: геологический процесс». Москва, «Мир».
9. Морган Дж.В., Ганапази Р., Хигачи Х., Андерс Э. (1975) Метеоритное вещество на Луне. В Сб. «Космохимия Луны и планет». Москва, «Наука», 518-541.
10. Мэйсон Б. (1965) «Метеориты». Москва, «Мир», 221-230.
11. Назаров М.А., Брандштеттер Ф., Курат Г. (1988) Фосфористые сульфиды и фосфиды в СМ хондритах. Геохимия №5, 475-484.
12. Тарасов Л.С., Назаров М.А., Шевалеевский И.Д., Кудряшова А.Ф., Гавердовская А.С., Корина М.И. (1980) Петрография пород и особенности химического состава минералов реголита из Моря Кризисов. В сб. «Лунный грунт из Моря Кризисов», Москва, «Наука», 78-95.
13. Фрондел Дж. (1978) «Минералогия Луны». Москва, «Мир».

A

14. Antarctic meteorite collection database, NIPR, Japan, 2008, http://metdb.nipr.ac.jp/am_db_public
15. Afanasiev S.V., Ivanova M.A., Korochantsev A.V., Kononkova N.N., Nazarov M.A. (2000) Dhofar 007 and Northwest Africa 011: Two New Eucrites of Different Types. Meteoritics Planet. Sci. 35, Suppl., A19.

16. Afiattalab F., Wasson J.T. (1980) Composition of the metal phases in ordinary chondrites - Implications regarding classification and metamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta 44, 431-446.
17. Ahrens L., Von Michaelis H. (1969) The composition of stony meteorites (V). Some aspects of the composition of the basaltic achondrites. Earth Planet. Sci. Lett. 6, 304-308.
18. Arndt J., Engelhardt W.V. (1986) Cooling history of Apollo 17 glasses: implications for their formation. Lunar Planetary Science Conf. 17, 15-16.
19. Asphaug E. (1997) Impact origin of the Vesta family. Meteoritics Planet. Sci. 32, 965-980.

B

20. Barrat J.A., Blichert-Toft J., Gillet Ph., Keller F. (2000) The differentiation of eucrites: The role of *in situ* crystallization. Meteoritics Planet. Sci. 35, 1087-1100.
21. Barrat J., Gillet P. (2001) Meteoritical Bulletin, №. 85, Meteoritics Planet. Sci. 36, A293-A322.
22. Barrat J.A., Jambon A., Bohn M., Blichert-Toft J., Sautter V., Goepel C., Gillet P.H., Boudouma O., Keller F. (2003) Petrology and geochemistry of the unbrecciated achondrite North West Africa 1240 (NWA 1240): An HED parent body impact melt. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 3959-3970.
23. Barrat J.A., Beck P., Bohn M., Cotten J., Gillet P.H., Greenwood R.C., Franchi I.A. (2006) Petrology and geochemistry of the fine-grained, unbrecciated diogenite Northwest Africa 4215. Meteoritics Planet. Sci. 41, 1045-1057.
24. Barrat J.A., Yamaguchi A., Greenwood R.C., Bohn M., Cotten J., Benoit M., Franchi I.A. (2007) Could Stannern-trend Eucrites be Crustal-contaminated Melts? Lunar Planet. Sci. Conf. 38, LPI Contribution No. 1338, 1558.
25. Barrat J.A., Bohn M., Gillet Ph., Yamaguchi A. (2009) Evidence for K-rich terranes on Vesta from impact spherules. Meteoritics Planet. Sci. 44, 359-374.
26. Beck P., Barrat J-A., Jambon A., Gillet Ph., Blishert-Toft J., Lesourd M. (2001) The polymict eucrite Nort West Africa 049. Meteoritics Planet. Sci. 36, Suppl., A17.
27. Beck A.W., Viviano C.E., Cheung K.K., Taylor L.A. (2007) Geochemical variations among a trio of howardites: do they pieces fit together? Lunar Planet. Sci. Conf. 38, abstract 1123.
28. Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W. (1975) The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks. Proc. Lunar Sci. Conf. 6, 231-248.
29. Berkley J.L., Boynton N.J. (1992) Minor/major element variation within and among diogenite and howardite orthopyroxenite groups. Meteoritics 27, 387-394.

30. Berkley J.L., Taylor G.J., Keil K., Harlow G.E., Prinz M. (1980) The nature and origin of ureilites. Geochim. Cosmochim. Acta 44, 1579-1597.
31. Boesenberg J.S., Delaney J.S., Prinz M. (1997) Magnesian megacrysts and matrix in the mesosiderite Lamont. Lunar Planet. Sci. Conf. 28, 125-126.
32. Blanchard D.P., Budahn J.R. (1979) Remnants from the ancient lunar crust - Clasts from consortium breccia 73255. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10, 803-816.
33. Blanchard D.P., Jacobs J.W., Brannon J.C. (1977) Chemistry of ANT-suite and felsite clasts from consortium breccia 73215 and of gabbroic anorthosite 79215.
34. Bogard D.D. (1995) Impact ages of meteorites: a synthesis. Meteoritics 30, 244-268.
35. Bowman L., Papike J., Spilde M. (1996) Modal abundances in diogenites: Insights into phase percentages using electron microprobe techniques. Lunar Planet. Sci. Conf. XXVII, 147.
36. Bowman L.E., Papike J.J., Spilde M.N. (1999) Diogenites as asteroidal cumulates: insights from spinel chemistry. Lunar Planet. Sci. Conf. 30,1008.
37. Brandstätter F., Lorenz C. (2003) Meteoritical Bulletin № 87, Meteoritics Planet. Sci. 38, A189-A248.
38. Buchanan P.C., Reid A.M. (1992) Matrix Pyroxenes in Howardites and Polymict Eucrites. Lunar Planet. Sci. Conf. 23, 173.
39. Buchanan P.C., Lindstrom D.J. (2000) New clasts from the paired howardites EET87503 and EET87513. Lunar Planet. Sci. Conf. 31, 1714.
40. Buchanan P.C., Zolensky M.E. (2003) Carbonaceous chondrite fragments in the polymict eucrite Yamato 791834. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 1299.
41. Buchanan P.C., Kaiden H. (2005) Contact metamorphism on asteroid 4 Vesta and the Petersburg Polymict eucrite. Ant. Met. Res. 18, 225-238.
42. Bukovanska M., Brandstaetter F., Janicke J., Kurat G. (1997) Metasomatic alteration of diogenite xenoliths and magnesium-rich orthopyroxenites in the Elephant Moraine 83251 howardite. Meteoritics Planetary Sci. 32, A23.
43. Bunch T.E. (1975) Petrography and petrology of basaltic achondrite polymict breccias (Howardites). Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 6, 469-492.
44. Bunch T.E., Chang S., Frick U., Neil J., Moreland G. (1979) Carbonaceous chondrites - I. Characterization and significance of carbonaceous chondrite (CM) xenoliths in the Jodzie howardite. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1727-1740.
45. Bunch T.E., Wittke J.H. (2006) Meteoritical Bulletin, №. 90, Meteoritics Planet. Sci. 41, 1383-1418.

46. Bunch T.E., Wittke J.H., Rumble D., III, Irving A. J., Reed B. (2006) Nortwest Africa 2968: Dunite from Vesta. Meteoritics Planet. Sci. 41, Suppl., 5252.
47. Bunch T.E., Irving A.J., Wittke J.H., Kuehner S.M., Rumble D., III. (2007) Distinctive magnesian, protogranular, and polymict diogenites from the Northwest Africa, Oman and United Arab Emirates. Meteoritics Planet. Sci. 42, Suppl., 5113.
48. Burbine T.H., Buchanan P.C., Binzel R.P., Bus S.J., Hiroi T., Hinrichs J.L., Meibom A., McCoy T.J. (2001) Vesta, Vestoids, and the howardite, eucrite, diogenite group: Relationships and the origin of spectral differences. Meteoritics Planet. Sci. 36, 761-781.
49. Burbine T.H., Dyar M.D., Seaman S.J., McCoy T.J. (2006) Water content of nominally anhydrous minerals in the Ibitira eucrite. Lunar Planet. Sci. Conf. 37, League City, Texas, 2220.

C

50. Caffee M.W., Nishiizumi K. (2001) Exposure history of separated phases from the Kapoeta meteorite. Meteoritics Planet. Sci. 36, 429-438.
51. Carruba V., Michtchenko T.A., Lazzaro D. (2007) On the V-type asteroids outside the Vesta family. Astronomy and Astrophysics 473, 967-978.
52. Chou C.L., Boynton W.V., Bild R.W., Kimberlin J., Wasson J.T. (1976) Trace element evidence regarding a chondritic component in howardite meteorites. Proc. Lunar Sci. Conf 7, 3501-3518.
53. Clayton R.N., Mayeda T.K. (1996) Oxygen-isotope studies of achondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1999-2018.
54. Cohen B.A., Goodrich C.A. (2003) Feldspatic clasts in polymict ureilites. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 1518.
55. Colson R.O. (1992) Mineralisation on the Moon?: Theoretical Considerations of Apollo 16 «Rusty Rocks», sulfide replacement in 67016, and surface-correlated volatiles on lunar volcanic glass. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 22, 427-436.
56. Consolmagno G.J., Drake M.J. (1977) Composition and evolution of the eucrite parent body: evidence from the rare earth elements. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 1271-1282.
57. Cruikshank D.P., Tholen D.J., Bell J.F., Hartmann W.K., Brown R.H. (1991) Three basaltic earth-approaching asteroids and the source of the basaltic meteorites Icarus 89, 1-13.

D

58. Delaney J.S., Prinz M., Nehru C.E. Olivine clasts from mesosiderites and howardites - Clues to the nature of achondritic parent bodies (1980a) Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11, 1073-1087.

59. Delaney J.S., Bedell R., Frishman S., Klimentidis R., Harlow G.E., Prinz M. (1980b) Highly differentiated eucritic clasts in polymict breccias Allan Hills A78040 and A77302. Meteoritics 15, 280-281.
60. Delaney J.S., Prinz M., O'Neill C., Harlow G.E., Nehru C.E. (1982a) New type of polymict eucrite from Elephant Moraine, Antarctica. Lunar Planet. Sci. Conf. 13, 156-157.
61. Delaney J.S., Prinz M., Nehru C.E. (1982b) Partial melt genesis for glassy clasts in basaltic achondrites. Meteoritics 17, 204-206.
62. Delaney J.S., Prinz M., Nehru C.E., O`Neill C. (1982c) The polymict eucrites Elephant Moraine A79004 and A79011 and the regolith history of a basaltic achondrite parent body. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13, J. Geoph. Res. 87, Suppl., A339-A352.
63. Delany J.S., Takeda H., Prinz M., Nehry C.E., Harlow G.E. (1983) The nomenclature of polymict basaltic achondrites. Meteoritics 18, 103-111.
64. Delaney J.S., Prinz M., Takeda H. (1984a) The polymict eucrites. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15, Suppl., J. Geoph. Res. 89, C251-C288.
65. Delaney J.S., O'Neill C., Nehru C.E., Prinz M., Stokes C., Kojima H., Yanai K. (1984b) The classification and reconnaisance petrography of basaltic achondrites from the Yamato 1979 collection including pigeonite cumulate eucrites, a new group. Proc. Ant. Met. Symp. 9, NIPR, Spec. Iss. 35, 53.
66. Desnoyers C., Jerome D.Y. (1977) The Malvern howardite: a petrological and chemical discussion. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 81-86.
67. Desnoyers C. (1982) Olivine in howardites - The source, and implications for the parent bodies of achondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 667-680.
68. Dickinson T., Keil K., Lapaz L., Bogard D., Schmitt R.A., Smith M.R., Rhodes M. (1984) Petrology and shock age of the Palo Blanco Creek eucrite. Meteoritics 19, 219.
69. Divine N. (1982) Five populations of interplanetary meteoroids. Bull. Amer. Astron. Soc. 24, 952.
70. Domanik K.J., Shearer C.K., Hagerty J., Kolar S.E., Drake M.J. (2003) Trace elements in high-Ca pyroxene and plagioclase in the Bilanga diogenite: Implications for the magmatic evolution of diogenites. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 2042.
71. Domanik K.J., Kolar S., Musselwhite D., Drake M.J. (2004) Accessory silicate mineral assemblages in the Bilanga diogenite: A petrographic study. Meteoritics Planet. Sci. 39, 567-579.
72. Domanik K.J., Sideras L.C., Drake M.J. (2005) Olivine and Ca-phosphate in the diogenites Manegaon and Roda. Lunar Planet. Sci. Conf. 36, 2128.

73. Drake M.J. (2001) The eucrite/Vesta story. Meteoritics Planet. Sci. 36, 501-513.

74. Delaney J. S., Prinz M., Nehru C.E. (1980) Olivine clasts from mesosiderites and howardites - Clues to the nature of achondritic parent bodies. Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 11, 1073-1087.

75. Duffard R.D., Lazzaro D. (2004) Using HED meteorites to help characterize V-type Asteroids. Meteoritics Planet. Sci. 39, Supplement, Proc. Ann. Meteoritical Soc. Meetings 67, 5066.

76. Duke M.B., Silver L.T. (1967) Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. Geochimica et cosmochim. Acta 31, 1637-1655.

E

77. Easton A.J. (1985) Seven new bulk chemical analyses of aubrites. Meteoritics 20, 571.

F

78. Floran R.J., Prinz M., Hlava P.F., Keil K., Spettel B., Waenke H. (1981) Mineralogy, petrology, and trace element geochemistry of the Johnstown meteorite: a brecciated orthopyroxenite with siderophile and REE-rich components. Geochim. Cosmochim. Acta 45, 2385-2391.

79. Floran R.J. (1978) Silicate petrography, classification, and origin of the mesosiderites: Review and new observations. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9, 1053-1081.

80. Floss C., Taylor L.A., Promprated P., Rumble D., III (2005) Northwest Africa 011: A "eucritic" basalt from a non-eucrite parent body. Meteoritics Planet. Sci. 40, 343.

81. Folco L., Bland P.A., D'Orazio M., Franchi I.A., Rocchi S. (2004) Dar Al Gani 896: A unique picritic achondrite. Meteoritics Planet. Sci. 37, Suppl., A49.

82. Fowler G.W., Papike J.J., Spilde M.N., Shearer C.K. (1994) Diogenites as crystal cumulates: insights from orthopyroxene major and minor element chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 3921-3929.

83. Fuhrman M., Papike J. (1981) Howardites and polymict eucrites: Regolith samples from the eucrite parent body - Petrology of Bholgati, Bununu, Kapoeta, and ALHA 76005. Proc. Lunar Sci. Conf. 12, 1257-1279.

84. Fukuoka T., Boynton W.V., Ma M.-S., Schmitt R.A. (1977) Genesis of howardites, diogenites, and eucrites. Proc. Lunar Sci. Conf. 8, 187-210.

G

85. Gaffey M.J. (1997) Surface lithologic heterogenity of asteroid 4 Vesta. Icarus 127, 130-157.

86. Gardner K.G., Mittlefehldt D.W. (2004) Petrology of new Stannern-trend eucrites and eucrite genesis. 35th Lunar Planet. Sci. Conf. 35, 1349.
87. Geissler P.E. (2005) Volcanic Plumes and Plume Deposits on Io. Lunar Planet. Sci. Conf. 36, 1875.
88. Ghosh A., McSween H.Y., Jr. (1998) A thermal model for the differentiation of asteroid 4 Vesta, based on radiogenic heating. Icarus 134, 187-206.
89. Goodrich C.A., Righter K. (2000) Petrology of unique achondrite Queen Alexandra Range 93148: A piece of the pallasite (howardite-eucrite-diogenite?) parent body? Meteoritics Planet. Sci. 35, 521-536.
90. Gooley, Moore (1976) Native metal in diogenite meteorites Am Mineral 61, 373-378.
91. Greenwood R.C., Franchi I.A., Jambon A., Buchanan P.C. (2005) Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early Solar System. Nature 435, Iss. 7044, 916-918.
92. Greenland L.P. (1984) Gas composition of the January 1983 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 193-195.
93. Grossman L., Olsen E., Davis A.M., Tanaka T., MacPherson G.J. (1981) The Antarctic achondrite ALHA 76005 - A polymict eucrite. Geochim. Cosmochim. Acta 45, 1267-1279.
94. Grove T.L., Bence A.L. (1977) Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quarz-normative basalt 15597. Proc. Lunar Sci. Conf. 8, 1549-1579.
95. Grove T.L., Bartels K.S. (1991) The relation between diogenite cumulates and eucrite magmas. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 22, 437-445.

H

96. Heyse J.V. (1975) Garland: polymict –brecciated unequilibrated hyperstene achondrite. Meteoritics, 10, 413-414.
97. Hewins, Klein (1978) Provenance of metal and melt rock textures in the Malvern howardite Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9, 1137-1156
98. Hewins R.H. (1979) The composition and origin of metal in howardites. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1663-1673.
99. Hewins R. H. (1981) Orthopyroxene-olivine assemblages in diogenites and mesosiderites. Geochim. Cosmochim. Acta 45, 123-126.
100. Holzheid A., Palme H. (2007) The formation of eucrites: Constraints from metal-silicate partition coefficients. Meteoritics Planet. Sci. 42, 1817-1829.

101. Howard E. (1802) Experiments and observations on certain stony and metalline substances, which at different times are said to have fallen on earth; also on various kinds of native iron. Phil. Trans. Roy. Soc. London 92, 168-212.

102. Howard L.M., Domanik K.J., Drake M.J., Mittlefehldt D.W. (2002) Petrology of antarctic eucrites PCA 91078 and PCA 91245. Lunar Planet. Sci. Conf. 33, 1331.

103. Hsu W., Grozaz G. (1997) Mineral chemistry and the petrogenesis of eucrites: II. Cumulate eucrites. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 1293-1302.

I

104. Ikeda Y., Takeda H. (1984) Petrology of the Y-7308 howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 15, 391-392.

105. Ikeda Y., Takeda H. (1985) A model for the origin of basaltic achondrites based on the Yamato 7308 howardite. Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 15, J. Geophys. Res. 90, C649-C663.

106. Ishii T., Takeda H. (1978) The significance of low-Ca inverted pigeonites in crystallization trend of diogenites and eucrites. Lunar Planet. Sci. Conf. 9, 573-575.

107. Irvin T.N. (1984) Basaltic volcanism on the terrestrial planets: by members of the Basaltic Volcanism Study Project. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 220.

108. Irving A.J., Kuehner S.M., Rumble III D., Hupe A.C., Hupe G.M. (2003) Olivine diogenite NWA 1459: Plumbing the depths of 4 Vesta. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 1502.

109. Irving A.J., Kuehner S.M., Carlson R.W., Rumble D. III, Hupe A.C., Hupe G.M. (2005) Petrology and multi-isotopic composition of olivine diogenite NWA 1877: a mantle peridotite in the proposed HEDO group of meteorites. Lunar Planet. Sci. Conf. 36, 2188.

110. Ivanova M., Nazarov M., Afanasiev S. (2000) Meteoritical Bulletin, № 84, Meteoritics Planet. Sci. 35, A199-A225.

J

111. Jerome D.Y., Goles G.G. (1971). A re-examination of relationships among pyroxene-plagioclase achondrites. In Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry (ed. Brunfelt A. and Steinnes E.), Oslo: Universitetsforlaget, 261-266.

112. Jessup K.L., Spencer J.R., Yelle R. Sulfur Volcanism on Io (2005) Amer. Astron. Soc. DPS meeting #37, #63.02

113. Lopes R.M.C., Kamp L.W., Smythe W.D., Mouginis-Mark P. et al. (2004) Lava lakes on Io: observations of Io's volcanic activity from Galileo NIMS during the 2001 fly-bys. Icarus 169, 140-174.

114. Jones J.H. (1984) The composition of the mantle of the eucrite parent body and the origin of eucrites. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 641-648.

115. Jurewicz A.J.G., Mittlefehldt D.W., Jones J.H. (1995) Experimental partial melting of the St. Severin (LL) and Lost City (H) chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 391-408.

K

116. Keil K., Prinz M., Bunch T.E. (1971) Mineralogy, Petrology and chemistry of some Apollo 12 samples. Proc. Lunar Sci. Conf 2, 291-341.

117. Kimura M., Tsuchiyama A., Fukuoka T., Iimura Y. (1992) Antarctic primitive achondrites Yamato-74025, -75300, and -75305: Their mineralogy, thermal history and the relevance to winonaites. Proc. Symp. Ant. Met. 16th,165.

118. Kitts K., Lodders K. (1988) Survey and evaluation of eucrite bulk compositions. Meteoritics Planet. Sci. 33. 197-213.

119. Klein C. Jr., Drake J.C., Frondel C. (1971) Mineralogical, Petrological and chemical features of four Apollo 12 lunar microgabbrous. Proc. Lunar. Sci. Conf 2, 265-184.

120. Klein L.C., Hewins R.H. (1979) Provenance of metal and melt rock textures in the Bununu howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 10, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 667-669.

121. Kleinschrot D., Okrusch M. (1999) Mineralogy, petrography, and thermometry of the H5 chondrite Carcote, Chile. Meteoritics Planet. Sci. 34, 795-802.

122. Kolesov G.M., Sapozhnikov D.Y. (1995) Neutron activation determination of noble metals in samples of terrestrial and cosmic origin using microfire assay concentration. Analyst 120, №5, 1461-1464.

123. Korotev R.L. (1987) The nature of the meteoritic components of Apollo 16 soil, as inferred from correlations of iron, cobalt, iridium, and gold with nickel. Proc. Lunar Sci. Conf. 17, J. Geoph. Res. 92, E447-461.

124. Kozul J., Hewins R.H. (1988a) LEW 85300,02,03 polymict eucrites consortium – II: breccia clasts, CM inclusion, glassy matrix and assembly history. LPSC 19, 647.

125. Kozul J., Hewins R.H. (1988b) LEW 85300,02,03 polymict eucrites consortium – I: petrology of igneous clasts. Lunar Planet. Sci. Conf. 19, 645-646.

126. Kozul J., Hewins R.H. (1989) Fayalite-bearing eucrites and the origins of HED magmas. Meteoritics 24, 289.

127. Kunz J., Trieloff M., Jessberger E.K. (1992) High resolution 40Ar-39Ar dating of eucrites. Meteoritics 27, 245.

128. Kurat G., Koeberl C., Presper T., Brandstaetter F. (1994) Petrology and geochemistry of Antarctic micrometeorites. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 3879-3904.

129. Kushiro I., Ikeda Y., Nakamura Y. (1972) Petrology of Apollo 14 high-alumina basalt. Lunar Planet. Sci. Conf. 3, 115.

L

130. Labotka T.C., Papike J.J. (1989) Howardites - Samples of the regolith of the eucrite parent body: Petrology of Frankfort, Pavlovka, Yurtuk, Malvern, and ALHA 77302. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11, 1103-1130.

131. Labotka T.C., Papike J.J. (1980) Howardites: Samples of the regolith of the eucrite parent-body: Petrology of Frankfort, Pavlovka, Yurtuk, Malvern, and ALHA 77302. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11, 1103-1130.

132. Larson H.P., Fink U. (1975) Infrared spectral observations of asteroid 4 Vesta. Icarus 26., 420-427.

133. Laul J., Lepel E.A., Vaniman D.T., Papike J.J. (1979) The Apollo 17 drill core: Chemical sustematics of grain size fractions. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10, 1269-1298.

134. Laul J., Keays R., Ganapathy R., Anders E., Morgan J. (1972) Chemical fractionation in meteorites – V. Volatile and siderophile elements in achondrites and ocean ridge basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 36, 329-345.

135. Laul J., Keays R., Ganapathy R., Anders E. (1972) Chemical fractionation in meteorites – V. Volatile and siderophile elements in achondrites and ocean ridge basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 36, 329-345.

136. Laul J.C., Gosselin D.C. (1990) The Bholghati howardite - Chemical study. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 2167-2175.

137. Lentz R.C.F., Scott E.R.D., McCoy T.J. (2007) Anomalous eucrites: Using Fe/Mn to search for different parent bodies. Lunar Planet. Sci. Conf. 38, 1968.

138. Liermann H.P., Ganguly J. (1999) Orthopyroxene-spinel cosmo-geothermometer: Experimental calibration and applications to meteorites. Lunar Planet. Sci. Conf. 30, 1765.

139. Lin Y., Kimura M. (1988) Petrographic and mineralogical study of new EH melt rocks and a new enstatite chondrite grouplet. Meteoritics Planet. Sci. 33, 501-511.

140. Lindsley D. H. (1982) The two-pyroxene thermometer. Lunar Planet. Sci. Conf. 13, 435-436.

141. Lindstrom M.M., Salpas P.A. (1983) Geochemical studies of feldspatic fragmental breccias and the nature of North ray crater ejecta. Proc. Lunar Sci. Conf. 13. J. Geoph. Res. 88, A671-A683.

142. Lindstrom M.M., Mittlefehldt D.W. (1992) A geochemical study of Russian eucrites and howardites. Meteoritics 27, 250.

143. Lomena I.S.M., Toure F., Gipson E.K.., Clanton U.S., Reid A.M. (1976) Aioun el Atrouss: a new hyperstene achondrite with eucritic inclusions. Meteoritics 11, 51-57.

144. Longhi J., Pan V. (1989) The parent magmas of the SNC meteorites. Lunar Planet. Sci. Conf. 19, 451-464.

145. Lorenz C., Kurat G., Brandstaetter F. (1999) Mineral chemistry of the Budulan mesosiderite. Berichte der Deutschen Mineralogishen Gesellchaft, 273.

146. Lorenz C., Nazarov M., Kurat G., Brandstaetter F. (2000) High-magnesium lithologies and dry fluid metasomatism in the Budulan mesosiderite. Lunar Planet. Sci. Conf. 31, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 1315.

147. Lorenz C., Nazarov M., Kurat G., Brandstaetter F. (2001) Clast population and chemical bulk composition of the Dhofar 018 howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, 1778.

148. Lorenz C., Kurat G., Brandstaetter F. (2002a) NWA 776: a howardite with an anomalously high abundance of carbonaceous chondrite xenoliths. Lunar Planet. Sci. Conf. 33, 1570.

149. Lorenz C. (2002b) Meteoritical Bulletin, no. 86, Meteoritics Planet. Sci. 37, A157-A184.

150. Lorenz C., Kurat G., Brandstätter F., Nazarov M. (2003a) NWA 1235: A phlogopite-bearing enstatite meteorite. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, 1211.

151. Lorenz C. (2003b) Meteoritical Bulletin, №. 87, Meteoritics Planet. Sci. 38, A189-A248.

152. Lorenz C., Brandstätter F. (2004) Meteoritical Bulletin, № 88, Meteoritics Planet. Sci. 39, A215-A272.

153. Lorenz C., Brandstätter F. (2006) Meteoritical Bulletin, № 90, Meteoritics Planet. Sci. 41, 1383-1418.

154. Lorenz C., Brandstätter F., Franchi I., Greenwood R. (2007) NWA 4518: The metal-rich ungrouped achondrite. Meteoritics Planet. Sci. 42, 5169.

155. Lorenz C. (2009) Meteoritical Bulletine №96. Meteoritics Planet. Sci. 44.

156. Lorenz C., Ivanova M. (2009) Meteoritical Bulletine №96. Meteoritics Planet. Sci. 44.

157. Lowman P. D. (1998) Andesites on Mars: Implications for the origin of terrestrial continental crust. Lunar Planet. Sci. Conf. 29, 1227.

M

158. MacDougall D., Raijan R.S., Price B.P. (1973) Gas-rich meteorites: Possible evidence for origin on a regolith. Science 183, 73-74.

159. Mahajan R.R., Murty S.V.S., Ghosh S. (2001) Exposure Ages of Lohawat (Howardite) and Vissannapeta (Eucrite), the recent falls in India. Meteoritics Planet. Sci. 35, A101.

160. Mason B. (1994) Special Entry for ALH85001. Meteoritical Bulletine, №.76, Meteoritics 29, 100-143.

161. Matsunami S., El Goresy A. (1992) Constrains to the formation of matrix reduced olivine in Yamato 691 (EH3) chondrite: implication for the evolution of EH chondrites. Meteoritics 27, 256.

162. Mazor E., Anders E. (1967) Primordial gases in the Jodzie howardite and the origin of the gas-rich meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 1441-1456.

163. McCarthy T.S., Erlank A.J., Willis J.P. (1973) On thr origin of eucrites and diogenites. Earth Planet. Sci. Lett. 18, 433-442.

164. McCord T.B., Adams J.B., Johnson T.V. (1970) Asteroid Vesta: Spectral Reflectivity and Compositional Implications. Science 168, Iss. 3938,1445-1447

165. McCoy T.J., Wilson L., Benedix G.K., Ketcham R.A., Wadhwa M., Davis A.M. (2003) Vesicular eucrites: Where and how did they form and why are they so rare? 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference 34, 1187.

166. McLeish F.L., Treiman F.L. (2003) Textures and fragment size distributions in diogenite (HED) meteorites: processes and geological settings. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 1407.

167. McSween H. Y. Jr., Treiman A.H. (1998) Martian meteorites. In “Planetary materials”, Rev. Mineral. 36, 6-1 – 6-46.

168. Melson W.G., Mason B., Nelen J., Jacobson S. (1972) Apollo 14 Basaltic Rocks. Lunar Sci. Conf. 3, 473.

169. Metzler K., Stoeffler D. (1987) Polymict impact breccias on the eucrite parent body: I. Lithic clasts in some eucrites and howardites. Lunar Planet. Sci. Conf. 18, 641.

170. Metzler K., Bobe K.D.; Kunz J., Palme H., Spettel B., Stoeffler D. (1994) ALHA 81011 - an eucritic impact melt breccia formed 350 m.y. ago. Meteoritics 29, 502-503.

171. Metzler K., Bobe K.-D., Palme H., Spettel B., Stoeffler D. (1994) The Pasamonte polymict eucrite – a reclassification. Lunar Planet. Sci. Conf. 25, 901-902.

172. Metzler K., Stoffler D. (1995) Impact melt rocks and granulites from the HED asteroid. Meteoritics 30, 547.

173. Mikouchi T., Miyamoto M. (1997) Forsteritic olivines from angrites and howardites. Lunar Planet. Sci. Conf. 28, 953-954.

174. Misawa K., Yamaguchi A. (2001a) Zircon in eucrites: Occurence, possible origin, and U-Pb isotopic systematics. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, 1676.

175. Misawa K., Yamaguchi A. (2001б) U-Pb isotopic systematics of zircons from basaltic eucrites. Meteoritics Planet. Sci. 36, Supplement, A135.

176. Mittlefehldt D. (1979) Petrographic and chemical characterization of igneous lithic clasts from mesosiderites and howardites and comparison with eucrites and diogenites. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1917-1935.

177. Mittlefehldt D., Chen-Lin C., Wasson J. (1979) Mesosiderites and howardites: igneous formation and possible genetic relationships. Geochim. Cosmochim. Acta 43, 673-688.

178. Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1991) Geochemistry of 5 antractic howardites and their clasts. Lunar Planet. Sci. Conf. 22, 901.

179. Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1993) Geochemistry and petrology of a suite of ten Yamato HED meteorites. Proc. NIPR Symposium. №. 6, 268.

180. Mittlefehldt D.W. (1994) The genesis of diogenites and HED parent body petrogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta. 58, 1537-1552.

181. Mittlefehldt D.W. (1995) Geochemistry of mesosiderite and howardite bulk silicates and the crusts of their parent bodies. Meteoritics 30, №5, 550.

182. Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1997) Magnesium basalt clasts from the EET 92014 and Kapoeta howardite and a discussion of alleged primary magnesian HED basalts. Geochim. et Cosmochim. Acta 61, 453-462.

183. Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1998) Black clasts from howardite QUE 94200 – impact melts, not primary magnesian basalts. Lunar Planet. Sci. Conf. 29, 1832.

184. Mittlefehldt D.W., McCoy T.J., Goodrich C.A., Kracher A. (1998) Non-chondritic meteorites from asteroidal bodyes. RevMineral 36, 4-1 - 4-195

185. Mittlefehldt D.W. (2000) Petrology and geochemistry of the Elephant Moraine A79002 diogenite: A genomict breccia containing a magnesian harzburgite component. Meteoritics Planet. Sci. 35, 901-912.

186. Mittlefehldt D., Lee M. (2001) Petrology and geochemistry of unusual eucrite GRA 98098. Meteoritics Planet. Sci. 36, A136.

187. Mittlefehldt D.W.; Killgore M. (2003) Northwest Africa 1401: A polymict cumulate eucrite with a unique ferroan heteradcumulate mafic clast. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, 1251.

188. Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (2003) Geochemistry of eucrites: genesis of basaltic eucrites, and Hf and Ta as petrogenetic indicators for altered antarctic eucrites. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 1911-1935.

189. Mittlefehldt D.W. (2004) The dichotomous HED meteorite suite. Lunar Planet. Sci. Conf. 35, 1553.

190. Mittlefehldt D.W. (2005) Ibitira: A basaltic achondrite from a distinct parent asteroid and implications for the Dawn mission. Meteoritics Planet. Sci. 40, 665-677.

191. Mittlefehldt D.W. (2008) Meteorite dunite breccia MIL 03443: a probable crystal cumulate closely related to diogenites from the HED parent asteroid. Lunar Planet. Sci. Conf. 39, 1919.

192. M. Miyamoto (1997) Thermal history of the Ibitira noncumulate eucrite: evidence for reheating and fast cooling. Lunar Planet. Sci. Conf. 28th, 1725.

N

193. Nazarov M.A., Brandstaetter F., Kurat G., Spettel B., Palme H. (1994) Chemistry of carbonaceous xenoliths from the Erevan howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 25, 981-982.

194. Nazarov M.A., Brandstaetter F., Kurat G. (1995) Angrite-like clasts from the Erevan howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 26, 1033.

195. Nazarov M., Brandstaetter F., Kurat G. (1995) A new type of carbonaceous chondrite matter from the Erevan howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 26, 1031.

196. Nazarov M.A., Demidova S.I., Patchen A., Taylor L.A. (2002) Dhofar 301, 302 and 303: Three new lunar highland meteorites from Oman. Lunar. Planet. Sci. Conf. 33, 1293.

197. Neal C.R., Taylor L.A., Patchen A.D. (1988) Evidence for REE metasomatism of the Apollo 14 highlands crust. Lunar Planet. Sci. Conf. 19, 837-838.

198. Nehru C.E., Delaney J.S., Harlow G.E., Frishman S. (1981) Orthopyroxenite clasts in mesosiderites and howardites: relationships with diogenites and orthopyroxene cumulate eucrites. Lunar Planet. Sci. Conf. 12, 765-767.

199. Nehru C.E., Delaney J.S., Prinz M., Weisberg M. (1983) Yamato-7308, an important howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 14, 550-551.

200. Nesvorný D., Roig F., Gladman B., Lazzaro D., Carruba V., Mothé-Diniz T. (2008) Fugitives from the Vesta family. Icarus 193, 85-95.

201. Noonan A.F. (1974) Glass particles and shock features in the Bununu howardite. Meteoritics 9, 233-242.

202. Nyquist L.E., Reese Y., Wiesmann H., Shih C.-Y., Takeda H. (2001) Live ^{53}Mn and ^{26}Al in an unique cumulate eucrite with very calcic feldspar (An~98). Meteoritics Planet. Sci. 36, Suppl., A151.

O

203. Okulewicz S.C., Delaney J.S. (1987) Petrography of EET 83212,7 and EET 83229,7: A comparison of two new howardites. Lunar Planet. Sci. Conf. 18, 748.

204. Ostertag R. (1984) Textural and chemical analyses of Crystalline Melt Breccia Clasts in Howardites and Polymict Eucrites. Lunar Planet. Sci. Conf. 15, 619-620.

205. Olsen E.J., Dod B.D., Schmitt R.A., Sipiera P.P. (1987) Monticello - A glass-rich howardite. Meteoritics 22, 81-96.

206. Olsen J., Fredriksson K., Rajan S., Noonan A. (1990) Chondrule-like objects and brown glasses in howardites. Meteoritics 25. 187-194.

207. Otto J, Ruh A. (2000) Meteoritical Bulletin, №84, Meteoritics Planet. Sci. 35, A199-A225.

P

208. Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M. (1978) New data on lunar samples and achondrites and a comparison of the least fractionated samples from the Earth, the Moon and the eucrite parent body. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9, 25-57.

209. Palme H., Spettel B., Burghele A., Weckwerth G., Wanke H., Delany J.S., Prinz M, (1983) Elephant Moraine polymict eucrites: a eucrite-howardite compositional link. Lunar Planet. Sci. Conf. 14, 590-591.

210. Palme H., Wlotzka F., Spettel B., Dreibus G. et al. (1988) Camel Donga: A eucrite with high metal content. Meteoritics 23, 49-57.

211. Papike J.J., Vaniman (1978) Luna 24 ferrobasalts and the mare basalts suite: Comparative chemistry, mineralogy and petrology. In “Mare crisisum: The view from Luna 24”, Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 9, 371-401.

212. Papike J.J., Shearer C.K., Spilde M.N., Karner J.M. (2000) Metamorphic diogenite Grosvenor Mountains 95555: mineral chemistry of orthopyroxene and shpinel and comparisons to the diogenite suite. Meteoritics Planet. Sci. 35, 875-879.

213. Patzer A., Schlueter J., Schultz L., Hill D.H., Boynton W.V., Thiedig F. (2003) DaG 983: A complex (Polymict, feldspar, cumulate, impact-melt breccia) eucrite from Lybia. Meteoritics Planet. Sci. 38, 5230.

214. Patzer A., Schlüter J., Schultz L., Hill D.H., Boynton W.V. (2005) The new polymict eucrite Dar al Gani 983: Petrography, chemical composition, noble gas record, and evolution Meteoritics Planet. Sci. 40, 869.

215. Pierazzo E., Melosh H.J. (2000) Hydrocode modelling of oblique impacts: The fate of projectile. Meteoritics Planet. Sci. 35, 117-130.

216. Prior G.T. (1916) On the genetic relationship and classification of meteorites. Mineral. Mag. 18, 26-44.

217. Prinz M., Bunch T.E., Keil K. (1971) Electron microprobe analyses of lithic fragments and glasses from Apollo 11 Lunar Samples. Inst. Of meteoritics, Dep. Of geology, New-mexico Univ., USA, Spec. Publ. N2, 14

218. Pun A., Keil K., Taylor J., Wieler R. (1998) The Kapoeta howardite: implication for the regolith evolution of the howardite-eucrite-diogenite parent body. Meteoritics Planet. Sci. 33, 835-851.

Q

219. Quick J.E., Albee A.L. (1977) Chemical compositions and possible immiscibility of two silicate melts in 12013. Proc. Lunar Sci. Conf. 8, 2153-2189.

R

220. Rad'ko, V.L., Ulyanov A.A. (1996) Unusual metal-silicate clast from the Erevan howardite. In "Papers presented to the 21 Symp. Ant. Met." NIPR, Tokyo, 148-150

221. Renard J.B., Levasseur-Regourd A.C., Dumont R. (1995) Properties of interplanetary dust from infrared and optical observations. II. Brightness, polarization, temperature, albedo and their dependence on the elevation above the ecliptic. Astronomy and Astrophysics 304, 602.

222. Rubin A. E. (1997) Mineralogy of meteorite groups. Meteoritics 32, 231-247.

223. Righter K., Drake M. J. (1997) A magma ocean on Vesta: Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites Meteoritics Planet. Sci. 32, 929-944.

224. Righter K. (2001) Petrography, mineralogy and petrology of two new HED meteorites: diogenite GRA98108 and howardite GRA98030. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, 1765.

225. Rosing M.T., Haack H. (2004) The first mesosiderite-like clast in a howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 35, 1487.

226. Rowan L.R., Mittlefehldt D.W. (1994) More shock recovery experiments on mesosiderite analogs. Lunar Planet. Sci. Conf. 25, 1167-1168.

227. Rubin A.E. (1984) The Blithfield meteorite and the origin sulfide rich, metal poor clasts and inclusions in brecciated enstatite chondrites. Earth and Planet. Sci. Lett. 67, 273-283.

228. Rubin A., Jerde E. (1988) Basaltic and gabbroic clasts in mesosiderites: implications for pervasive impact melting on the mesosiderite parent body. Lunar Planet. Sci. Conf. 19, 305-306.

229. Rubin A.E., Mittlefehldt D.W. (1992) Classification of the mafic clasts from mesosiderites: implications for endogenious igneous processes. Geochim. Cosmochim. Acta 56, 827-840.

230. Rubin A. E. (1997) Mineralogy of meteorite groups. Meteoritics 32, 231-247.

231. Rutherford M.J., Hess P.C., Ryerson F.J., Campbell H.W., Dick P.A. (1976) The chemistry, origin and petrogenetic implications of lunar granite and monzonite. Proc. Lunar Sci. Conf. 7, 1723-1740.

232. Ruzicka A., Snyder G.A., Taylor L.A. (1997) Vesta as the howardite, eucrite and diogenite parent body: Implications for the size of a core and for large-scale differentiation. Meteoritics Planet. Sci. 32, 825-840.

233. Ruzicka A., Snyder G., Taylor L. (2001) Comparative geochemistry of basalts from the Moon, Earth, HED asteroid and Mars: Implication for the origin of the Moon. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 979-997.

234. Ryder G., Stoeser D.B., Marvin U.B., Bower J.F. (1975) Lunar granites unique ternary feldspars. Proc. Lunar Sci. Conf 6, 435-449.

S

235. Sack N.J., Boring J.W., Johnson R.E., Baragiola R.A., Shi M (1991) Olivine diogenites - The mantle of the eucrite parent body Geochim. Cosmochim. Acta 55, 1111-1120.

236. Sanders I.S., Scott E.R.D. (2007) Vesta comes of age: an appraisal of eucrite chronology and petrogenesis. Lunar Planet. Sci. Conf. 38, 1910.

237. Schaefer L., Fegley B. Jr. (2005) Predicted Abundances of Carbon Compounds in Volcanic Gases on Io. Astrophys. J. 618, Iss. 2, 1079-1085.

238. Schmitt R. T. (2000) Shock experiments with the H6 chondrite Kernouvé: Pressure calibration of microscopic shock effects. Meteoritics Planet. Sci. 35, 545-560.

239. Schwartz J.M., McCallum I.S. (2001) Evolution of the basaltic eucrite, Haraiya 6277. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, 2030.

240. Score R., King T.V.V., Schwarz C.M., Reid A.M., Mason B. (1982) Descriptions of stony meteorites. In Catalog of meteorites from Victoria Land, Antarctica, 1978-1980 (ed. Marvin U.B., Mason B.). Smitsonian Contributions to the Earth Science 24, 19-48.

241. Scott E.R.D., Bild R.W. (1974) Structure and formation of the San Cristobal meteorite, other IB irons and group IIICD. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 1379-1380.

242. Scott E.R.D., Haack H., Love S.G. (2001) Formation of mesosiderites by fragmentation and reaccretion of a large differentiated asteroid. Meteoritics Planet. Sci. 36, 869-882.

243. Seddiki A., Cottin J.Y., Moine B. N., Renac C., Bascou J., Remaci N., Bourot-Denise M. (2007) NWA4269: Anomalous eucrite with high metal content from algerian Sahara. Lunar Planet. Sci. Conf. 38, 1049

244. Semenova A.S., Kononkova N.N., Guseva E.V. (1990) Olivine-hypersthene chondrite in the Luna 16 soil. Lunar Planet. Sci. Conf. 21, 1126-1127.

245. Senshu H., Matsui T. (2004) Early thermal evolution of HED parent body. Lunar Planet. Sci. Conf. 35, 1557.

246. Shearer C.K., Papike J.J. (1992) Origin of Olivine Diogenites and Their Relationship to Basaltic Magmatism on the Eucrite Parent Body. Lunar Planet. Sci. Conf. 23, 1279.

247. Shearer C.K., Burger P.V., Papike J.J. (2007) Petrogenetic relationships between diogenites and olivine diogenites: Implications for magmatism on the HED parent body. Lunar Planet. Sci. Conf. 38, 1141.

248. Shearer C.K., Burger P.V., Papike J.J. (2008) Olivine diogenites and QUE 93148. Remnants of the HED parent body mantle? Lunar Planet. Sci. Conf. 39, 1835.

249. Sideras L.C., Domanik K.J., Lauretta D.S. (2004) Early and late stage metals and sulfides in diogenites. Lunar Planet. Sci. Conf. 35, 1752.

250. Simon S.B., Papike J.J., Fuhrman M. (1982) Petrology of EETA79006 and implications for the formation of polymict eucrites. Meteoritics 17, 149-162.

251. Simon S.B., Papike J.J. (1983) Petrology of igneous clasts from polymict eucriters ALHA 76005 and ALHA 77302. Meteoritics 18, 35-50.

252. Simon S.B., Papike J.J. (1990) Comparative petrology of lunar regolith breccias and soils, and implications for the howardite parent body regolith. Lunar Planet. Sci. Conf. 21, 1158.

253. Simpson A.B., Ahrens L.H. (1979) The Mg-Cr relationship in achondrites and in the silicate fraction of mesosiderites, and additional observations on eucrites. Meteoritics 14, 215-233.

254. Sintala M.J., Hörz F. (1992) An experimental evaluation of mineral specific communition. Meteoritics 27, 395-403.

255. Srinivasan G., Whitehouse M.J., Weber I., Yamaguchi A. (2006) Crystallization ages of zircons on eucrite parent body from Hf-W systematics. Lunar Planet. Sci. Conf. 37, 2042.

256. Smith M.R., Schmitt R.A. (1982) Chemical composition of the howardite parent body deduced from Kapoeta primary 'mafic' magmas. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13th, A331-A338.

257. Snyder G.A., Taylor L.A., Patchen A. (1999) Lunar meteorite EET 96008 Part 1. Petrology & Mineral chemistry. Lunar Planet. Sci. Conf. 30, 1499.

258. Solc M., Stork R., Kozel M. (1994) Impacts of asteroidal material on cometary nuclei. Meteoritics 29, 535-536.

259. Spilde M.N., Papike J.J. (1993) Use of major- and minor-element mapping to measure chemical variability in diogenite pyroxenes. Meteoritics 28, 441-442.

260. Stimpfl M., Ganguly J. (2002) Thermal history of the unbrecciated diogenite GRO 95555: Constraints from inter- and intra-crystalline Fe-Mg exchange reactions. Lunar Planet. Sci. Conf. 33rd, Houston, Texas, abs. 1966.

261. Stoeffler D., Bishoff A., Buchwald V., Rubin A.E. (1988). Shock effects in meteorites. In “Meteorites and the early Solar System” (Ed. Kerridge J.F.), Univ. Arisona Press. 165-204.

262. Stolper E. (1977) Experimental petrology of eucritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 587-611.

263. Sykes M.V. (1988) IRAS observations of extended zodiacal structures. Astrophysical Journal, Part 2, Vol. 334, L55-L58.

T

264. Takeda H., Miyamoto M., Ishii T., Reid A.M. (1976) Characterization of crust formation on a parent body of achondrites and the Moon by pyroxene crystallography and chemistry. Proc. Lunar Sci. Conf. 7, 3535-3548.

265. Takeda H.A (1979) Layered-crust model of a howardite parent body. Icarus 40, 455-470.

266. Takeda H., Miyamoto M., Ishii T. (1980) Comparison of basaltic clasts in lunar and eucritic polymict breccias. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11, 135-147.

267. Takeda H., Mori H. (1984) Diogenites-eucrites link as inferred from some new meteorites and lithic clasts from Antarctica. Lunar Planet. Sci. Conf. 15, 840-841.

268. Takeda H. (1985) Crystal fractionation of the HED (howardite-eucrite-diogenite) achondrite parent body as inferred from Yamato 791073. Lunar Planet.Sci. Conf 16, 837.

269. Takeda H., Saeki K., Tagai T. (1989) Mineralogy of the Yamato-791464 and –791438 achondrites and the evolution of materials in the HED parent body. Papers presented to the 14 NIPR Symp. Ant. Met., 64-66.

270. Takeda H., Graham A.L. (1991) Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust. Meteoritics 26, 129-134.

271. Takeda H., Ishii T., Arai T., Miyamoto M. (1997) Mineralogy of the Asuka 87 and 88 eucrites and crustal evolution of the HED parent body. Antarct. Meteorite Res., 10, 401-413.

272. Taylor G.J, Keil K., Warner R.D. (1977) Petrology of Apollo 17 deep drill core: Deposition history based on modal analyses of 70009, 70008, 70007. Proc Lunar Sci Conf. 8, 3195-3222.

273. Taylor G.J., Keil K., McCoy T., Haack H., Scott E.R.D. (1993) Asteroid differentiation: pyroclastic volcanism to magma oceans. Meteoritics 29, 34-52.

274. Taylor L.A., Pieters C., Keller L.P., Morris R.V., McKay D.C., Patchen A., Wentworth S. (2001) The effect of space weathering on Apollo 17 mare soils: petrographic and chemical characterization. Meteoritics Planet. Sci. 36, 285-300.

275. Thomas P.C., Binzel R.P., Zellner B.H., Storrs A.D., Wells E.N. (1996) Vesta: spin pole, size and shape from HST images. Icarus 128, 88-94.

276. Treiman A.H. (1984) Polymict eucrite ALHA 81011: equilibrated clasts in a glassy matrix. Lunar Planet. Inst. Contrib., H-3.

277. Treiman A.H., Drake M.J. (1985) Basaltic volcanism on the eucrite parent body - Petrology and chemistry of the polymict eucrite ALHA80102. J. Geophys. Res. 90, C619-C628.

278. Treiman A.H. (1997) The parent magmas of the cumulate eucrites: A mass balance approach. Meteoritics 32, 217-230.

279. Tschermak G. (1885) Die microscopiche besschaffenheit der Meteoriten. E. Schweizerbart'sche Verlagshandling (ed. E. Koch), Stuttgart, Germany, 1-24.

V

280. Varteresian C., Hewins R. (1983) Magnesian noritic and basaltic clasts in the Garland and Peckelsheim diogenites. Lunar Planet. Sci. Conf. XIV, 800-801.

W

281. Wadhwa M., Davis A.M. (1998) Vapor Deposited Mineral Assemblages in Vesicles of the Eucrite Ibitira. Lunar Planet. Sci. Conf. 29, 1931.

282. Walker D. (1983) Lunar and terrestrial crust formation. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14, J. Geoph. Res. 88, B17-B25

283. Walter J., Kurat G., Brandstatter, F., Koeberl C. (1995) The abundance of ordinary chondrite debris among Antarctic micrometeorites. Meteoritics 30, 592.

284. Wang M.S., Paul R.L., Lipschutz M.E. (1990) Volatile/mobile trace elements in Bholghati howardite. Geochim. Cosmochim. Acta. 54, 2177-2181.

285. Warren P.H. (1985) Origin of howardites, diogenites and eucrites - A mass balance constraint. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 577-586.

286. Warren P.H., Kallemeyn G.W. (1985) Geochemistry of Lakangaon, the most Fe-rich eucrite. Meteoritics 20, 779.

287. Warren P.H., Kallemeyn G.W., Kaneda K. (1996) Cumulate eucrites: volatile-depleted Asuka 881394, chromium-loaded EET 87548, and cumulate vs. noncumulate relationships. LPI Technical report 96-02, Part 1, 37.

288. Warren P.H., Kallemeyn G.W. (1992) Further evidence for geochemical diversity, and possible bimodality, among cumulate eucrites. Meteoritics 27, 303-304.

289. Warren P.H., Kallemeyn G.W., Arai T. (1996) Compositional-petrologic investigation of quench-textured eucrites: microporphiritic ALH 81001 and vesicular PCA 91007. LPI technical report 96-02, Part 1, 35.

290. Warren P.H (1998) Howardite-Eucrite-Diogenite magma ocean petrogenesis: equilibrium or fractional crystallization? Meteoritics Planet. Sci. 32, A162.

291. Warren P.H., Gessler P. (2001) Bluewing 001: A new eucrite with extremely unequilibrated pyroxene, cognate (?) eucritic xenoliths, and Stannern-like geochemistry. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, 1970.

292. Warren P.H. (2002) Northwest Africa 1000: A new eucrite with maskelynite, unequilibrated pyroxene crisscrossed by fayalite-rich veins, and Stannern-like geochemistry. Lunar Planet. Sci. Conf. 33, 1147

293. Warren P.H. (2003) Yamato 981651, a new variety of thermally unmetamorphosed eucrite: vesicular, magnesian and incompatible element poor. Meteoritics Planet. Science 38, Suppl., 5297.

294. Warren P.H. (2006) Siderophile element implications for the style of differentiation of the HED parent body. Workshop on early planetary differentiation. Sonoma County, California, LPI Contribution № 1335, 109.

295. Warren P.H., Rubin A.E., Ziegler K. (2009) Northwest Africa 5415: a howarditic impact melt breccia with zoned relict orthopyroxenes and augites, and corroded, complexly mantled Fo-59 olivines. Lunar Planet. Sci. Conf. 40, 2545.

296. Wasson J.T. (1974) Meteorites: Classification and properties. Minerals and Rocks, Springer-Verlag New York, Inc. 10, 327.

297. Wasson J.T., Shaudu R., Bild R.W., Chen-Lin C. (1974) Mesosiderites - I. Compositions of their metallic portions and possible relationships to other metal-rich meteorite groups. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 135-149.

298. Wasson J.T., Boynton W.V., Chou C-L. (1975) Compositional evidence regarding the influx of interplanetary materials onto the lunar surface. The Moon 13, 121-141.

299. Wasson J.T., Rubin A.E. (1985) Formation of mesosiderites by low-velocity impacts as a natural consequence of planet formation. Nature 318, N 6042, 168-170.

300. Wasson J.T., Kallemeyn D.W. (1988) Compositions of chondrites. Phil.Trans. R. S. London, A328. 335-544.

301. Weisberg M.K., Prinz M., Fogel R.A. (1994) The evolution of enstatite and chondrules in unequilibrated enstatite chondrites: Evidence from iron-rich pyroxene. Meteoritics 29, 362-373.

302. Wänke H., Baddenhausen H., Balacescu A., Teschke F. et al. (1972) Multielement analyses of lunar samples and some implications of the results. Proc. Lunar Sci. Conf. 3, 1251.

303. Wänke H., Wlotzka F., Baddenhausen H., Balacescu A. (1977) Apollo 12 samples: Chemical composition and its relation to sample locations and exposure ages, the two-component origin of the various soil samples and studies on lunar metallic particles. Proc. Lunar Sci. Conf. 2, 1187.

304. Wänke H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M. (1977) On the chemistry of lunar samples and achondrites - primary matter in the lunar highlands: A re-evaluation. Proc. Lunar Sci. Conf. 8, 2191-213.

305. Wiechert U., Halliday A.N., Palme H., Rumble D. (2004) Oxygen isotope composition of eucrites and implications for the formation of crust on the HED parent body. Workshop on Oxygen in the Terrestrial Planets, 3034.

306. Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N., Mayeda T.K. (1993) The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications. Geochim. Cosmochim. Acta. 57, 1567-1586.

307. Welten K.C., Nishiizumi K., Caffee M.W., Schultz L. (2001) Update on exposure ages of diogenites: the impact history of the HED parent body and evidence of space erosion and/or collisional disruption of stony meteoroids. Meteoritics Planet. Sci. 36, Suppl., A223.

308. Wilkening L.L. (1973) Foreign inclusions in stony meteorites - I. Carbonaceous chondritic xenoliths in the Kapoeta howardite. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1985-1989.

309. Wilkening L.L. (1978) Tyshes Island: an anusual clast composed of solidified, immiscible, Fe-FeS and silicate melts. Meteoritics 13, 1-9.

310. Wilson L., Keil K. (2001) The role of regolith redistribution in influencing the evolution of the shapes of asteroids. Meteoritics and planetary sciense 36, 817-829.

311. Wohrmeyer C., Stoffler D. (1987) Polymict impact breccias on the eucrite parent body: II. Accessory minerals in lithic clasts and breccia matrix of eucrite-howardite meteorites. Lunar Planet. Sci. Conf. 18, 1092.

312. Wolf R., Ebihara M., Richter G.R., Anders E. (1983) Aubrites and diogenites: trace elements clues to their origin. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 2257-2270.

Y

313. Yanai K. (1998) Unbrecciated-holocrystalline achondrite with howardite composition. Lunar Planet. Sci. Conf. 29, abs. 1045.

314. Yamaguchi A., Taylor G.J., Keil K. (1995) Metamorphic history of the eucritic crust of 4 Vesta. Meteoritics 30, 603.

315. Yamaguchi A. (2000) Spinels in basaltic eucrites: Implication for crystallization and metamorphic history. Meteoritics Planet. Sci. 35, Supplement, A174.

316. Yamagushi A., Misava K., Haramura K., Kojima H., Clayton R., Mayeda T., Ebihara M. (2001) Nortwest Africa 011, a new basaltic meteorite. Meteoritics Planet. Sci. 36, A228.

317. Yamaguchi A., Takeda H. (2003) Cumulate eucrites: mineralogical evidence for impact events during slow cooling. Meteoritics Planet. Sci. 38, 5139.

318. Yamaguchi A., Okamoto C., Ebihara M. (2006) The origin of FeNi-metals in eucrites and implication for impact history of the HED parent body. Lunar Planet. Sci. Conf. 37, League City, Texas, abs. 1678.

319. Yamagushi A., Takeda H., Barrat J.A. (2009) Petrology of ferroan diogenites, Yamato 75032 type, Asuka 881839, and Dhofar 700. Lunar Planet. Sci. Conf. 40, abstract 1547.

Z

320. Zema M.; Chiara Domeneghetti M.; Molin M.; Tazzoli V. (1997) Cooling rates of diogenites: a study of Fe^{2+}-Mg^{2+} ordering in orthopyroxene by X-ray single-crystal diffraction. Meteoritics Planet. Sci. 32, 855-862.

321. Zolensky M., Weisberg M., Buchanan P., Mittlefehldt D. (1996) Mineralogy of carbonaceous chondrite clasts in HED achondrites and the Moon. Meteoritics Planet. Sci. 31, 518-537.

322. Zolensky M., Weisberg M., Buchanan P., Mittlefehldt D. (1996) Mineralogy of carbonaceous chondrite clasts in HED achondrites and the Moon. Meteoritics Planet. Sci. 31, 518-537.

323. Zook H.A., McKay D.S. (1986) On the asteroidal component of cosmic dust. Lunar Planet. Sci. Conf. 17, 977-978.

324. Ziegler K.; Young E.D. (2007) Pallasite, mesosiderite, and HED $\Delta^{17}O$ signatures: The details. Lunar Planet. Sci. Conf. 38, 1338, 2021.

На правах рукописи

ЛОРЕНЦ Кирилл Александрович

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТЕОРИТНЫХ БРЕКЧИЙ ГРУППЫ HED И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО АСТЕРОИДА

Специальность 25.00.09 – геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва. 2009 г.

Работа выполнена в Учреждении Российской Академии Наук Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН)

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук
заведующий Лабораторией метеоритики ГЕОХИ РАН
Михаил Александрович Назаров

Официальные оппоненты:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Александр Анатольевич Ульянов

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник
Олег Иванович Яковлев

Ведущая организация: Учреждение Российской академии наук Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН)

Защита состоится « » декабря 2009 г. в « » на заседании диссертационного совета Д 002.109.02 при Институте Геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) по адресу: 119991, Москва В-334, ул. Косыгина 19,
факс (495) 938-20-54

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ГЕОХИ РАН

Автореферат разослан « » ноября 2009 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета,
канд. геол.-мин. наук А.П. Жидикова

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы

Говардиты и полимиктовые эвкриты относятся к метеоритам группы HED (говардиты, эвкриты, диогениты), и представляют собой брекчии габбро, долеритов и пироксенитов, различаемые по содержанию магнезиального ортопироксена. Они считаются фрагментами литифицированного реголита и приповерхностного обломочного слоя астероида Веста, испытавшего плавление и магматическую дифференциацию с образованием металлического ядра, силикатной мантии и коры. С брекчиями HED тесно связаны мезосидериты - брекчии габбро, долеритов, пироксенитов и никелистого железа. Все эти метеориты содержат включения горных пород, перемещенных при метеоритных ударах из разных районов и с разной глубины родительского тела, а также вещество, трансформированное ударными процессами, и вещество, поступавшее на поверхность Весты из космического пространства. Строение и состав полимиктовых брекчий в основном известны. Однако акцессорный материал этих пород, характеризующий глубинное вещество Весты и латеральное строение этого астероида, исследован очень фрагментарно. В связи с этим в настоящей работе особое внимание уделялось акцессорным компонентам и продуктам ударной переработки в полимиктовых брекчиях HED. Это исследование имеет принципиальное значение для интерпретации данных, которые могут быть получены при полетах автоматических станций к астероидам, в том числе - в ходе реализации проекта «Фобос-грунт», имеющего цель доставку и изучение образцов реголита с космического тела астероидного типа.

Цель и задачи исследования

Цель данной работы - выявление воздействия эндогенных и экзогенных процессов на родительском теле HED на состав реголитовых и приповерхностных полимиктовых брекчий – говардитов и полимиктовых эвкритов. Для реализации выбранной цели был определены следующие задачи:

- изучение разнообразия магматических пород в говардитах и полимиктовых эвкритах;
- выявление возможности метасоматических процессов;
- оценка качественного состава и интенсивности потока космического вещества;
- определение характера и интенсивности ударной переработки поверхностного вещества.

Научная новизна и практическая значимость

На основании проведенного минералого-петрографического исследования расширены представления о магматической эволюции родительского тела метеоритов HED. Впервые обнаружена и изучена группа высокомагнезиальных перидотитов, которые могут представлять собой горные породы верхней мантии этого дифференцированного астероида.

Также впервые в полимиктовых брекчиях HED обнаружены включения пород вебстеритового состава, что позволяет предполагать наличие в недрах родительского тела HED источника магмы, обогащенной CaO по сравнению с материнскими магмами эвкритов и диогенитов.

Впервые в полимиктовых брекчиях HED наблюдались ударно-расплавные высокомагнезиальные породы, образовавшиеся при многократной ударной переработке поверхности родительского тела, сложенной перидотитами и пироксенитами. Источник этих пород может ассоциировать с центральным поднятием гигантского ударного кратера на южном полюсе Весты.

Впервые в составе метеоритов HED идентифицированы низкомагнезиальные пироксениты, нориты, породы среднего и кислого состава. На основании изучения фрагментов пород и стекол, обогащенных K_2O, предполагается, что такие породы могут быть продуктами фракционирования как эвкритовых, так и диогенитовых расплавов.

На примере мезосидерита Будулан показана возможность сухого восстановительного метасоматоза в веществе родительского тела HED.

В полимиктовых брекчиях HED выявлено несколько типов метеоритных включений. Установлено, что эти фрагменты микрометеоритов представляют собой пылевую компоненту древнего метеоритного потока кометного и астероидного происхождения, который по составу качественно не отличался от современного потока на поверхность Земли. Дана оценка общего потока метеоритного вещества на поверхность родительского тела HED.

Показано, что полимиктовые брекчии HED содержат заметно меньше продуктов высоких степеней ударного метаморфизма по сравнению с реголитовыми брекчиями Луны, что связано с убеганием высокоскоростных фракций кратерных выбросов с их родительского тела. Низкое содержание ударно-метаморфизованных пород может быть общим свойством реголита астероидных тел.

Говардиты и полимиктовые эвкриты являются основными источниками данных о строении реголита и приповерхностного слоя малых тел Солнечной системы. Поэтому исследование этих метеоритов представляется необходимым для интерпретации результатов дистанционного картирования поверхности Весты и других астероидов. Полученные результаты могут быть использованы при планировании и анализе результатов экспериментов по определению состава

реголита, отбору проб и изучению особенностей залегания горных пород на поверхности малых тел в будущих автоматических миссиях, в том числе и по проекту «Фобос-Грунт».

Защищаемые положения

1. Присутствие в говардитах и полимиктовых эвкритах фрагментов ультраосновных, средних и кислых горных пород свидетельствует о разнообразии процессов магматического фракционирования на родительском теле метеоритов HED.
2. На родительском теле HED возможны проявления безводного метасоматоза, выражающиеся в восстановлении FeO в оливине и образовании вторичных металл-сульфид-пироксеновых ассоциаций.
3. В потоке метеоритного вещества на поверхность родительского тела HED присутствуют несколько типов углистых хондритов, обыкновенные и энстатитовые хондриты и мезосидериты. Эти составляющие могут представлять собой две популяции околосолнечных пылевых частиц – астероидной и кометной. Древний метеоритный поток качественно не отличался от современного.
4. Эффекты ударного преобразования в полимиктовых брекчиях HED выражены незначительно. Это предполагает, что высокоскоростные фракции кратерных выбросов покидают малые тела Солнечной системы.

Фактический материал

Основу работы составило детальное исследование 18 метеоритов (6 говардитов, 7 полимиктовых эвкритов, 4 эвкритовых брекчии с расплавным цементом, 1 мезосидерит), 12 из которых были исследованы впервые (табл. 1). В качестве объектов исследования были использованы полированные и прозрачно-полированные шлифы говардитов Ереван, Юртук, Dho 018, Dho 1302, полимиктовых эвкритов Dho 285, Dho 930, Dho 1286, Dho 1480, NWA 1813, NWA 1929, и Smara, эвкритовых брекчий с расплавным цементом Dho 275, Dho 1439, Dho 1440, NWA5655, мезосидерита Будулан (Коллекция метеоритов РАН), и говардитов NWA 776 и NWA 1664 (Коллекция Венского Музея естественной истории, Австрия). Общее количество изученных шлифов составило 58 шт. В процессе работы были изучены более чем 500 фрагментов горных пород, 150 фрагментов углистых хондритов, 4 фрагмента метеоритов других типов. При этом было получено порядка 1000 анализов методами электронного зонда и анализирующей электронной микроскопии, 25 анализов валового состава метеоритов методом РФА и 50 анализов методом ИНАА. Около 90% работы по подготовке образцов, изготовлению шлифов и проведению анализов выполнены лично автором.

Публикации и апробация работы

По результатам исследования опубликовано 12 печатных работ (3 статьи в рецензируемых журналах и 9 тезисов докладов). Результаты исследования по теме диссертации были представлены на 31, 32, 33, 34-й международных Лунно-планетных конференциях (Хьюстон, 2000, 2001, 2002, 2003), на 71-й конференции международного метеоритного общества (Токио, 2008), на международной конференции "100 лет Тунгусскому феномену" (Москва, 2008) и на 48 международном микросимпозиуме Вернадский-Браун (Москва, 2008).

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения, имеет общий объем 184 страницы и содержит 22 таблицы и 85 рисунков. Список литературы включает 324 наименования. Во введении показаны актуальность и основные направления исследования метеоритов HED. В первой главе на основании литературных данных приводятся основные классификационные параметры, степень изученности, сведения о минералогии и петрографии полимиктовых брекчий группы HED. Вторая глава содержит описание методов исследования, использованных при выполнении работы. В третьей главе приведены результаты исследования акцессорных магматических и ударно-метаморфизованных пород в полимиктовых брекчиях HED. Четвертая глава выделена под описание метасоматической активности на родительском теле метеоритов HED. В пятой главе изложены результаты изучения минералогии и петрографии фрагментов метеоритного вещества и распределения сидерофильных элементов в полимиктовых эвкритах и говардитах. В шестой главе рассматривается ударное преобразование поверхности родительского тела HED. В заключении содержатся основные выводы работы.

Благодарности.

Работа была выполнена в лаборатории метеоритики Института геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук М.А. Назарова. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю за внимание и заинтересованность в ходе научной работы. А также Д.Д. Бадюкову и А.В. Иванову (ГЕОХИ РАН) за множество полезных советов, А.Я. Скрипник – за обеспечение доступа к материалам метеоритной коллекции, Н.Н. Кононковой, И.А. Рощиной, Г.М. Колесову, Д.Ю. Сапожникову и А.Л. Лоренцу (ГЕОХИ РАН) за помощь в получении аналитических данных. Автор искренне признателен коллегам и соавторам из зарубежных лабораторий – Г. Курату и Ф. Брандштеттеру (Музей Естественной Истории, Вена, Австрия) за большую поддержку и содействие в проведении этого исследования, и Т. Нтафлосу (Отдел исследования литосферы,

Венский университет, Австрия) за дискуссии и помощь в выполнении микрозондовых анализов.

Введение

Во введении раскрываются предмет и сущность работы. В этом разделе показана актуальность изучения этих метеоритов на современном этапе познания происхождения и эволюции малых тел Солнечной системы и коротко представлены основные процессы, участвующие в формировании полимиктовых метеоритных брекчий HED.

Глава 1. Минералого-петрографическая характеристика метеоритов HED.

В первой главе на основе литературных данных дается общая характеристика метеоритов группы HED – эвкритов и диогенитов, вещество которых входит в состав полимиктовых метеоритных брекчий HED – говардитов и полимиктовых эвкритов, а также метеоритов родственного типа – мезосидеритов. В качестве обзора предшествующих исследований дана общая характеристика петрографии и химии минералов метеоритов группы HED, являющаяся основой для идентификации обломков горных пород в полимиктовых брекчиях. Представлены современные гипотезы петрогенезиса метеоритов группы HED и данные о возможных родительских телах этих метеоритов. Изложены данные о строении, составе и процессах образования полимиктовых метеоритных брекчий HED. В конце главы рассматриваются некоторые нерешенные проблемы, связанные с метеоритами HED, подходы к решению которых могут быть сформированы на основании результатов данной работы.

Глава 2. Методы исследования.

Работа выполнена с использованием методов оптической микроскопии, сканирующей электронной микроскопии, электронного микрозонда, нейтронно-активационного инструментального и радиохимического анализов, рентгено-флюоресцентного анализа. Микроскопические исследования были выполнены в лаборатории метеоритики ГЕОХИ РАН и в Музее естественной истории г. Вена, Австрия (NHMW). Электронно-микроскопические исследования (JEOL ASEM4800) проводились в NHMW, а микрозондовые - в ГЕОХИ РАН (Cameca SX-100), NHMW (ARL Microprobe) и в Отделе исследования литосферы Венского Университета, Австрия (Cameca SX-100). Валовый химический состав метеоритов определялся методом РФА, содержания Ni и Co - методом ИНАА, а Ir – методом РНАА в ГЕОХИ РАН.

Глава 3. Петрология акцессорных изверженных горных пород и импактитов в полимиктовых брекчиях HED.

Помимо эвкритового и диогенитового материала полимиктовые брекчии HED содержат обломки горных пород, которые, вероятно, генетически связаны, однако в силу незначительной распространенности на родительском теле или особенностей залегания не наблюдались в метеоритном потоке. Рассматриваемые обломки горных пород имеют небольшие размеры и не могут полностью соответствовать по модальному минеральному составу исходным горным породам, поэтому разделение их на группы в соответствие с классификацией, принятой для земных горных пород, произведено условно.

Перидотиты

Включения ультраосновных пород (перидотитов), обнаруженные в говардитах Dho 018 и NWA 776, представлены гарцбургитами и оливиновыми пироксенитами. В отдельную группу неклассифицированных оливин-пироксеновых пород были отнесены включения, размер которых не превышал 100 мкм. Составы ортопироксена в обломках перидотитов находятся в интервале $En_{64.6-88.0}Wo_{1-4}$ (Fe/Mn= 20 – 43), оливина - $Fo_{62.3-88.9}$ (Fe/Mn = 37 - 55). Акцессорные минералы, хромит, клинопироксен и плагиоклаз, часто образуют графические агрегаты (симплектиты) на границах зерен оливина и ортопироксена. Одно из включений оливинового пироксенита в говардите NWA 776 содержит плагиоклаз $An_{87.5}Ab_{12.3}$ в количестве 15 об. %.

Составы оливина и пироксена во фрагментах перидотитов связаны положительной линейной зависимостью (рис. 1). Интервалы составов пород разных видов перекрываются, и, следовательно, наблюдаемые фрагменты оливин-пироксеновых пород могут принадлежать как к перидотитам, так и к оливиновым пироксенитам. Кроме того, наблюдаемый разброс составов может отражать реальную изменчивость магнезиальности внутри каждой из выделенных групп, что наблюдается, например, в группе оливиновых диогенитов (Irving et al., 2005).

Отдельные фрагменты перидотитов, обнаруженные в говардите Dho 018, более магнезиальны (MG# = 86-88, ат.%) чем диогениты и перидотиты HED (MG#=68-85 ат.%, Goodrich, Righter, 2000; Shearer et al., 2007; Mittlefehldt, 2008). Линейная зависимость между составами оливина и пироксена во всех этих породах показывает, что они могут принадлежать к одной магматической серии. Перидотиты различаются по температуре равновесия между ортопироксеном и хромитом (Liermann, Ganguly, 2001), что может говорить об ударной экскавации перидотитов с разной глубины. Верхняя граница интервала температур (665 - 1246°C) близка к температуре кристаллизации ультраосновных пород. По этому, выбросы перидотитов могли происходить в ходе магматической активности на родительском теле HED.

Редкие перидотитовые метеориты предположительно являются образцами мантийного вещества родительского тела HED-астероидов (Irving, 2005). Две популяции перидотитов в говардите Dho 018, различные по магнезиальности (рис. 1), могут отражать существование

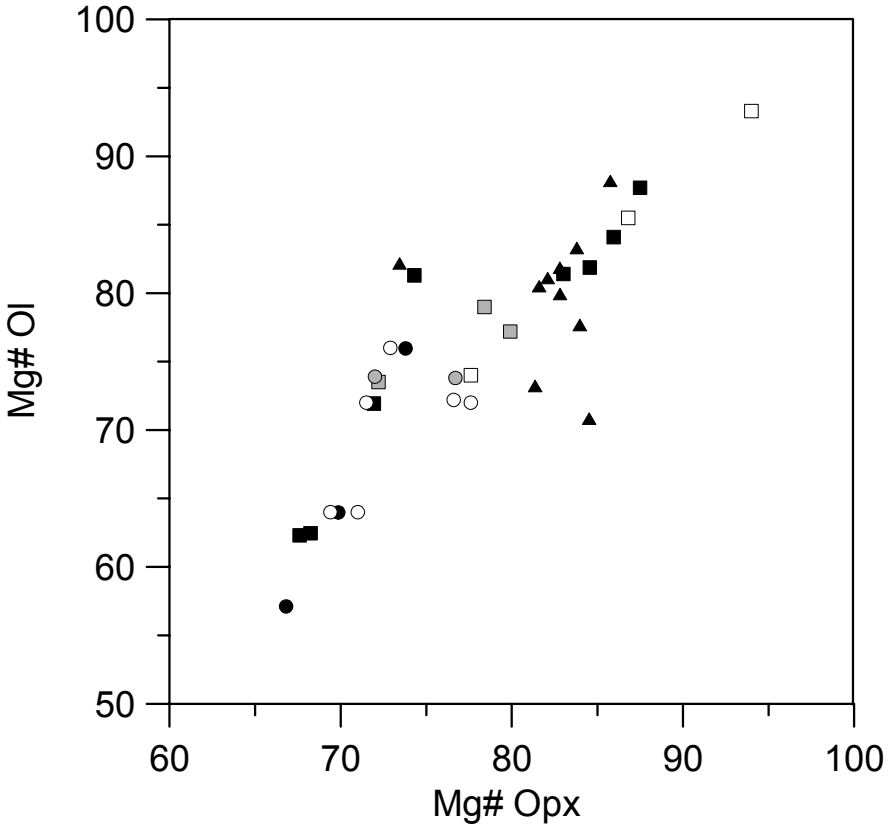


Рис. 1. Составы оливина и пироксена в ультраосновных породах полимиктовых брекчий HED: квадраты - гарцбургиты, треугольники - оливиновые пироксениты, круги - неклассифицированные оливин-пироксеновые породы. Черные символы – Dho 018, серые – NWA 776, белые – литературные данные.

двух, т.е. менее и более магнезиальных источников этих пород. Это может быть признаком расслоенности верхней мантии родительского тела HED на верхний, менее магнезиальный, и нижний, более магнезиальный горизонты. Малая распространенность перидотитов в брекчиях HED относительно пироксенитов объясняется редкостью крупных ударных событий, при которых обломки этих пород могли быть выброшены на поверхность родительского тела.

Пироксениты

Поликристаллические обломки ортопироксенитов в полимиктовых брекчиях HED очень редки, что связано с дроблением исходных крупнозернистых пород в основном на мономинеральные обломки. Фрагменты пироксенитов в говардите Dho 018 сложены зернами ортопироксена - $En_{71-72}Wo_{2-3.6}$ (рис. 2) с второстепенными оливином (Fo_{86}) и плагиоклазом - $An_{86}Ab_{13}$ (до 5 об. %). Большинство обломков пироксенитов катаклазировано, некоторые из них имеют гранулитовую структуру. Часть пироксенитовых фрагментов, обнаруженных в

говардитах Dho 018, NWA 776 и Dho 1302, по составу соответствуют интервалу, установленному для диогенитов (рис. 2). Существует также популяции более магнезиальных, чем диогениты, пироксенитов, которые могут быть фрагментами перидотитовых пород, и более железистых (En_{60}-En_{65}) пироксенитов, которые соответствуют редким железистым диогенитам (Yamagushi et al., 2009).

Два пироксенитовых фрагмента в NWA 776 содержат примерно равные количества магнезиального ортопироксена ($En_{63-64}Wo_{1.6-2.7}$) и авгита ($En_{40-44}Wo_{42-44}$) (рис. 2). По модальному минеральному составу и структуре эти породы относятся к вебстеритам, и по магнезиальности соответствуют железистым диогенитам. Вебстериты могли входить в состав расслоенных массивов пироксенитов, но могут также указывать на существование магнезиального, богатого CaO, но обедненного Al_2O_3 магматического резервуара в недрах родительского тела HED.

В говардите Юртук обнаружено включение пироксенита, сложенное весьма железистым ортопироксеном ($En_{53.4}Wo_{1.7}$, Fe/Mn=30) (рис. 3) с акцессорными оливином (Fo_{60}, Fe/Mn=46) и плагиоклазом ($An_{77.7}Ab_{20.9}$). Этот пироксенит отличается от диогенитов пониженной магнезиальностью, и соответствует по этому параметру кумулятивным эвкритам, от которых отличается низким содержанием Ca в пироксене, низким модальным содержанием плагиоклаза и высоким содержанием в нем альбитовой компоненты. Вероятно, существует генетическая связь этого фрагмента с железистыми диогенитами. Породы такого типа могут быть источниками редких обломков низкомагнезиального оливина в брекчиях HED, происхождение которых до последнего времени было неизвестно (Nehru et al., 1981; Warren et al., 2009).

Отдельные фрагменты пироксенитов в говардите Юртук образованы нормально зональными кристаллами пироксена ($En_{81}Wo_{0.4}$ - $En_{62.8}Wo_{3.8}$) с пойкилитовыми включениями оливина (Fo_{68}; Fe/Mn=45). Интерстиции кристаллов пироксена заполнены тонкозернистым агрегатом ортопироксена ($En_{62}Wo_{2.6}$), клинопироксена ($En_{40.9}Wo_{44.6}$), плагиоклаза (An_{96}), фазы SiO_2, троилита и металлического железа. Валовый состав этих пироксенитов находится в области составов диогенитов. Однако, в отличие от диогенитов, эти породы содержат зональный пироксен и имеют ярко выраженную среднезернистую кумулятивную структуру, вероятно отражающую более высокую скорость охлаждения по сравнению с диогенитами, возможно, в приконтактовой зоне магматической камеры.

Высокомагнезиальные ударно-расплавные породы

В говардите Dho 018 были обнаружены обломки неполнокристаллических пород, состоящие из стекла с микролитами пироксена ($En_{80-89}Wo_{0.3-2.9}$) или оливина (Fo_{79-87}). Такие породы

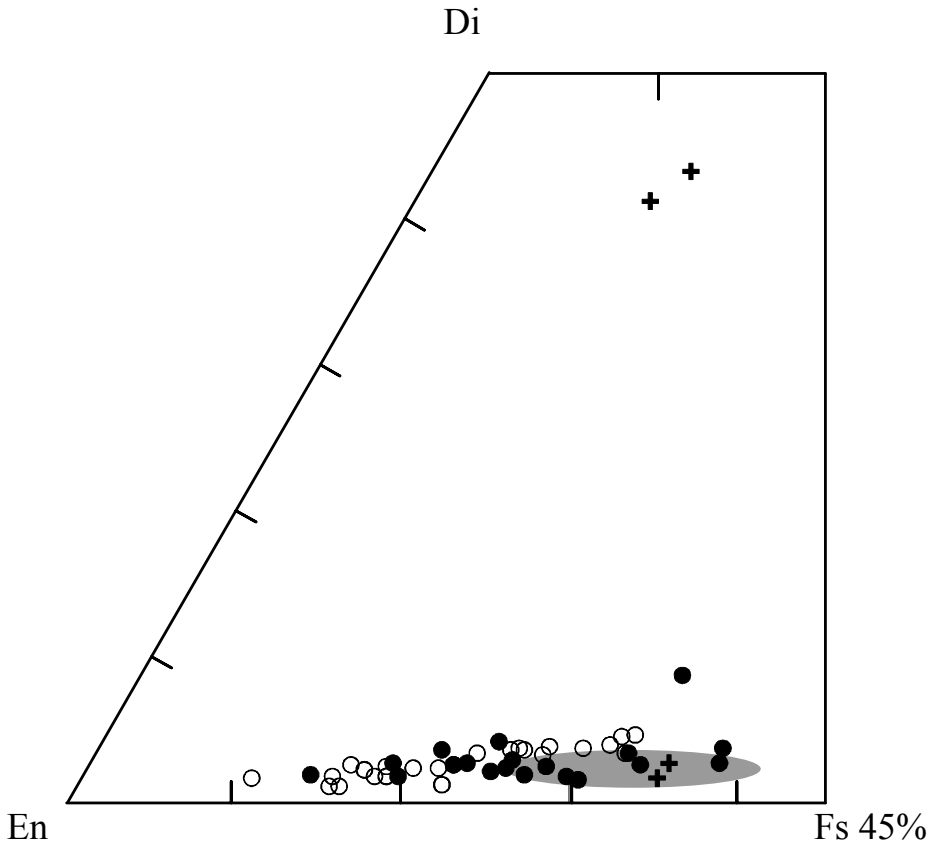


Рис. 2. Состав пироксена в перидотитах и пироксенитах говардитов Dho 018 и NWA 776. белые кружки - перидотиты и оливиновые пироксениты, черные - пироксениты, кресты - орто-клинопироксениты в NWA 776 (вебстериты). Серое поле – диогениты (литературные данные)

содержат ксенолиты и сферические включения агрегатов никелистого железа и троилита, и, следовательно, представляют собой продукты ударного плавления – импактиты. Фрагмент Dho 018-52-2-12 содержит крупный ксенолит высокомагнезиального перидотита, который, по-видимому, является обломком породы мишени. По валовому составу магнезиальные ударно-расплавные породы соответствуют перидотитам и пироксенитам, и вероятно, являются продуктами ударной переработки поверхности, сложенной в основном ультраосновным горными породами. На поверхности Весты такие участки связаны с центральным поднятием гигантского ударного кратера на южном полюсе, и с отложениями его выбросов. Множественные удары по этим поверхностям могли привести к наблюдаемому разнообразию ультраосновных расплавов.

Основные породы

Редкие обломки основных пород представлены норитами, двупироксеновыми и ферроавгитовыми долеритами и габбро. Фрагмент норита ER99-2A, обнаруженный в говардите Ереван, сложен зернами ортопироксена ($En_{49.9}Wo_{2.4}$; Fe/Mn=30), которые погружены в

тонкозернистый графический агрегат пижонита ($En_{43.6}Wo_{5.4}$; Fe/Mn=30) и плагиоклаза ($An_{87.0}Ab_{12.7}$) с второстепенным клинопироксеном ($En_{37.6}Wo_{34.5}$) и акцессорными троилитом и хромитом. По валовому химическому составу этот норит отличается от плагиоклазовых кумулятивных эвкритов низким содержанием CaO и Al_2O_3. При этом валовый состав интерстициального агрегата близок к среднему составу плагиоклазовых кумулятивных эвкритов. Как показали результаты моделирования равновесной кристаллизации расплава, по составу соответствующего нориту ER99-2A, при кристаллизации пироксена, близкого по составу к ($En_{49.9}Wo_{2.4}$) остаточный расплав будет иметь более высокое содержание SiO_2 и CaO по сравнению с тонкозернистым агрегатом норита. Это может означать, что крупные зерна пироксена и тонкозернистый агрегат происходят из разных источников, что могло иметь место при ударном событии. Вероятно, норит ER99-2A может быть продуктом ударного смешения расплава кумулятивного эвкрита с обломками низкомагнезиального ортопироксенита. Пироксениты такого состава неизвестны среди метеоритов HED, но могут быть связаны с пироксеновыми кумулятивными эвкритами и железистыми диогенитами.

Включения двупироксеновых, авгит-пижонитовых и гиперстен-пижонитовых долеритов и габбро обнаружены в полимиктовом эвкрите Dho 1480 и говардите Юртук. Эти породы отличает одновременное присутствие в качестве главных минералов двух пироксенов – пижонита и авгита, в то время как эвкриты содержат только один главный пироксен - пижонит. Породы такого состава кристаллизовались из более богатых кальцием расплавов, чем родительские расплавы эвкритов.

В говардите NWA 776 обнаружен фрагмент долерита, состоящего из ферроавгита ($En_{9.17}Wo_{21.3}$) и плагиоклаза ($An_{83.9}$) (рис. 3). Эта порода является наиболее железистой из всех известных пород HED и кристаллизовалась из остаточных жидкостей, обогащенных Fe и Ca, при более высокой степени дифференциации магмы, чем при образовании эвкритов. На существование таких жидкостей на родительском теле HED указывают также обнаруженные в полимиктовых брекчиях обломки, состоящие из фаялитового оливина, пироксена ферроавгитового или геденбергитового состава, и фазы SiO_2. Структуры таких агрегатов позволяют предполагать, что их формирование является результатом распада твердого раствора железистого пироксена. Горные породы, содержащие крупнозернистый пироксен такого состава, среди HED не обнаружены.

Средние породы

В полимиктовом эвкрите Dho 1480 и в говардите Ереван обнаружены фрагменты горных пород, по валовому химическому составу соответствующие диоритам. Эти породы,

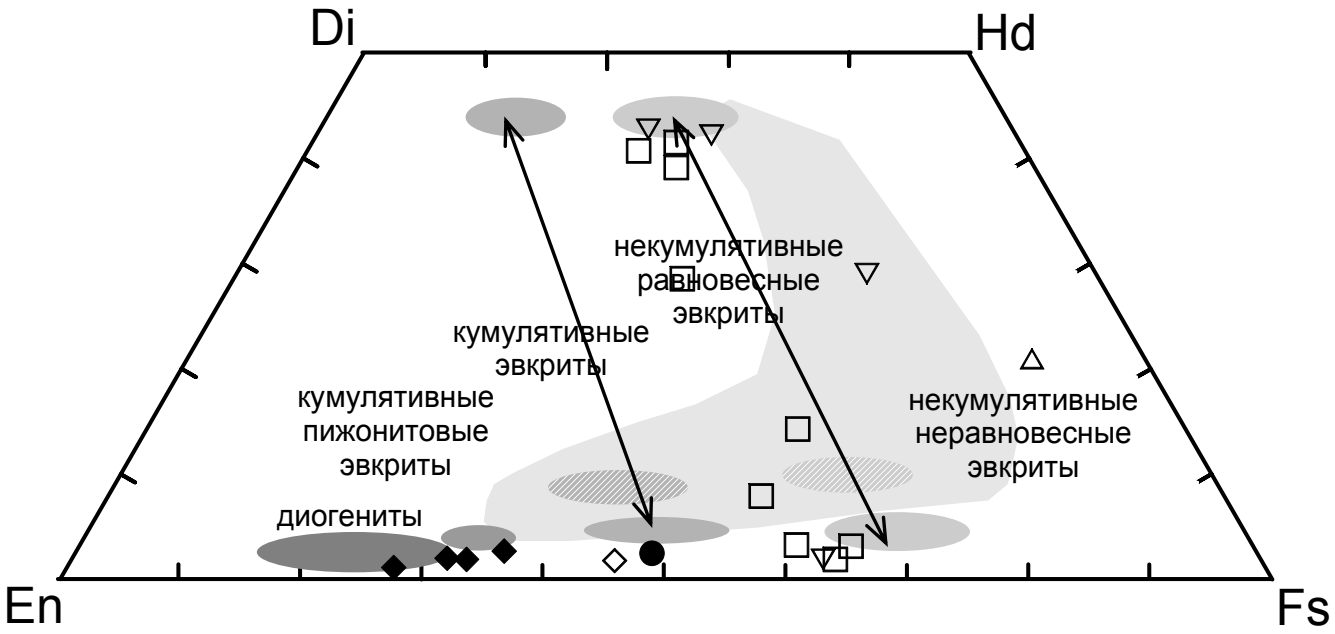


Рис. 3. Составы пироксена во фрагментах акцессорных горных пород в полимиктовых брекчиях HED. Говардит Юртук: черные ромбы – пироксениты, белые ромбы - железистые пироксениты; черный кружок - норит в говардите Ереван, квадраты – двупироксеновые долериты в Dho 1480, треугольник – авгитовый долерит NWA 776, перевернутые треугольники – диориты в Dho 1480 и Ереван. Стрелки – пижонит и авгит в структурах распада твердого раствора пироксена в эвкритах, штриховка – валовый состав пироксена

отличающиеся высоким содержанием фазы SiO_2 (до 45 об.%) и плагиоклаза (до 70 об.%), ранее в HED не наблюдались. Компьютерное моделирование кристаллизации эвкритовых расплавов показало, что остаточные жидкости, по составу близкие к наблюдаемым фрагментам средних пород, могли быть получены при фракционной кристаллизации расплавов кумулятивных эвкритов и железистых диогенитов группы Yamato-B.

Фрагменты обогащенные K_2O

Обломки кристаллических и неполнокристаллических горных пород и стекол, которые отличаются от типичных компонентов полимиктовых брекчий HED относительно высокими содержаниями K_2O, были обнаружены в говардите NWA 1664. Фрагменты кристаллических пород, обогащенных K_2O, установлены в HED впервые. По химии минералов эти породы близки к некумулятивным эвкритам, и могут представлять собой как фрагменты эвкритов с участками обогащенного ортоклазом агрегата поздних минералов, так и самостоятельные горные породы, особенностью которых является присутствие калиевого полевого шпата. Последний обогащен BaO, что также не свойственно эвкритам, но наблюдалось в сильно дифференцированных породах Луны.

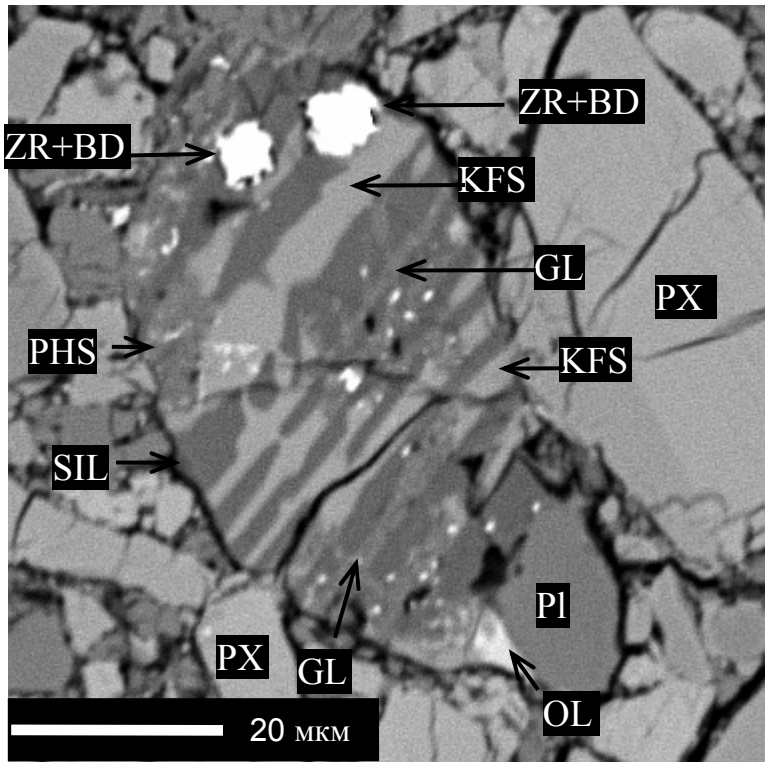


Рис. 4. Микрографическое включение AP1-6 в говардите NWA 1664. KFS – калиевый полевой шпат, SIL – фаза SiO_2, GL – Ca-полевошпатовое стекло; OL – фаялитовый оливин, PX – пироксен, PL - плагиоклаз, PHS – фосфат Ca, ZR+BD – циркон в оболочке бадделеита (BSE).

Впервые среди HED в NWA 1664 отмечены фрагменты микрографических агрегатов ортоклаза и фазы SiO_2 (рис. 4), которые по структуре и составу напоминают редкие обломочные включения в полимиктовых диогенитах (Takeda, 1985; Domanik et al., 2004). По валовому составу такие микрографические фрагменты соответствуют кислым породам. Один из фрагментов содержит ортоклаз, сильно обогащенный BaO, а также циркон, и бадделеит, что приближает его к лунным гранитоидам (Quick, Albee, 1976 и др.). Составы пироксена и плагиоклаза в одном из микрографических включений позволяют предполагать связь этого включения с эвкритами. Вероятно, микрографические включения представляют собой обломки минеральных агрегатов - продуктов кристаллизации наиболее поздних остаточных жидкостей, обогащенных несовместимыми элементами. Таким образом, на родительском теле HED происходило образование небольших объемов гранитоподобных расплавов. Остается неясным, могли ли подобные расплавы отделяться от родительских пород и формировать собственные геологические тела.

Отдельный тип обогащенных K_2O пород представлен неполнокристаллическими породами, брекчиями со стекловатой матрицей, стеклами и хондроподобными объектами. Валовые составы этих пород варьируют в широких пределах (рис. 5). По-видимому, они образовались в результате плавления неоднородного по составу реголита. Содержание K_2O не

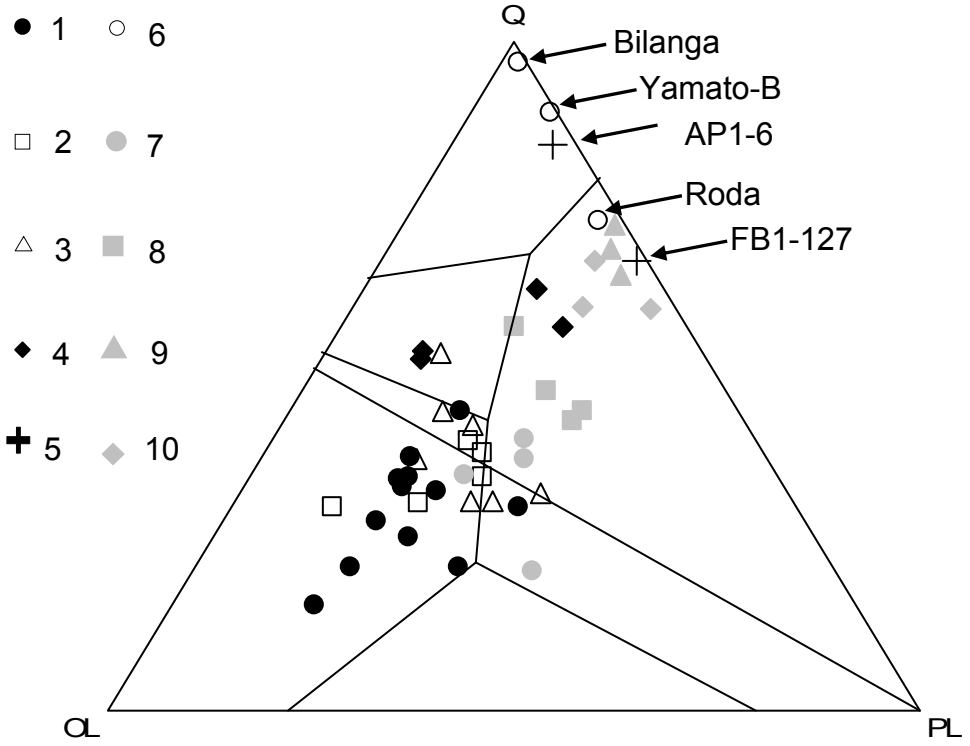


Рис. 5. Нормативные составы обогащенных K_2O включений (об.%): NWA 1664: 1-хондроподобные объекты, 2-стекла, 3-матрица стекловатых брекчий, 4-неполнокристаллические породы, 5-микрографические включения. 6-включения в диогенитах. Луна: 7-KREEP-базальты, 8-мезостазис KREEP базальтов; 9-монцодиориты; 10-граниты.

коррелирует с магнезиальностью, но связано линейной положительной зависимостью с содержанием Al_2O_3. Это означает, что источником калия в рассматриваемых фрагментах был калиевый полевой шпат. Для большинства обогащенных калием неполнокристаллических пород характерно высокое K/Na отношение (0.4-5.5 ат.). Это показывает, что КПШ был преобладающей полевошпатовой фазой породы-источника, что не характерно для эвкритов, но является свойством гранитоподобных микрографических фрагментов. Таким образом, фрагменты кислого состава являются наиболее подходящим источником K_2O в стеклах и неполнокристаллических фрагментах.

Хондроподобные объекты содержат признаки жидкостной несмесимости богатых и бедных K_2O и SiO_2 стекол, что ранее наблюдалось в некоторых стеклах Луны (Melson et al., 1972). Это явление могло приводить к разделению бедных и богатых калием остаточных жидкостей при кристаллизации эвкритов и подчеркивает сходство безводного магматизма на Весте и Луне.

Составы неполнокристаллических пород адекватно моделируются трехкомпонентными смесями эвкритов типа Juvinas или Nuevo Laredo с диогенитами (<30 мас.%) и кислой,

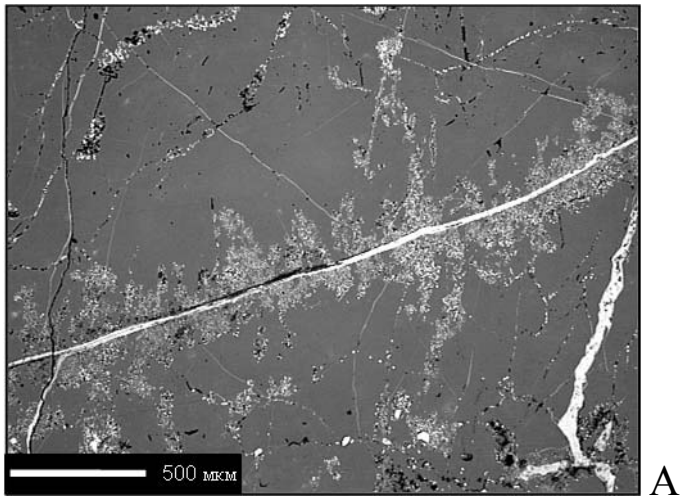
обогащенной K_2O породой (<5 мас.%), соответствующей по составу микрографическим фрагментам в NWA 1664. Отдельные составы моделируются смесями, в которых содержание кислых пород достигает 25 мас.%, и в качестве дополнительных компонентов присутствуют переменные количества плагиоклаза, магнезиального или железистого оливина, или пироксена. Таким образом, результаты моделирования составов обогащенных калием пород согласуются с предположением о том, что эти породы образовались при плавлении неоднородного по составу реголита.

Глава 4. Метасоматическая активность на родительском теле HED.

Мезосидериты содержат грубозернистые оливиновые включения, которые представляют собой обломки глубинных ультраосновных пород родительского тела метеоритов группы HED. При изучении этих включений в мезосидерите Будулан было установлено, что оливин несет признаки метасоматического изменения (рис. 6А). Оливиновые включения в этом метеорите разделяются на низкомагнезиальную (Fo_{67}) и высокомагнезиальную (Fo_{82}) группы. Низкомагнезиальные включения рассечены прожилками троилита (0.4-1.6 мас.% Ni), вокруг которых в оливине происходит увеличение магнезиальности от $Fo_{62.9}$ до $Fo_{74.8}$ по направлению к плоскости трещин (рис. 6Б). При этом отношение Fe/Mn понижается от 45 до 30. На отдельных участках вдоль таких прожилков в оливине наблюдаются тонкозернистые агрегаты троилита и низкокальциевого пироксена (En_{64-70}).

Высокомагнезиальные включения рассечены системой тонких, субпараллельных трещин, в некоторых из которых наблюдаются прожилки троилита и металлического железа. Также как и в низкомагнезиальных включениях, здесь по направлению к плоскостям трещин в оливине происходит постепенное увеличение магнезиальности от Fo_{82} до Fo_{97} (рис. 6Б), уменьшение отношения Fe/Mn от 46 до 15. Крупные прожилки сопровождаются прерывистыми оторочками тонкозернистых полиминеральных агрегатов сульфид-пироксен-SiO_2 (тип I), сульфид-металл-пироксен-SiO_2 (тип II), и металл-пироксен-SiO_2 (тип III). Обычно агрегаты этих типов последовательно сменяют друг друга вдоль одного и того же прожилка. Содержание Ni в сульфидах полиминеральных агрегатов I и II типа варьирует от 1.5 до 52.8 мас.%.

Прожилки, сопровождаемые зональностью во вмещающей породе и замещением оливина тонкозернистым минеральным агрегатом, очевидно, являются результатом вторичных изменений, которые аналогичны возникающим при гидротермально-метасоматических процессах. Сущность вторичных изменений в оливиновых включениях Будулана заключается в восстановлении железа из оливина в результате воздействия безводного метасоматического флюида. Подобные изменения не известны в мезосидеритах, но были описаны в ряде хондритов и примитивных ахондритов, где повышенная магнезиальность оливина вдоль трещин и границ зерен интерпретируется как результат реакции с обогащенным



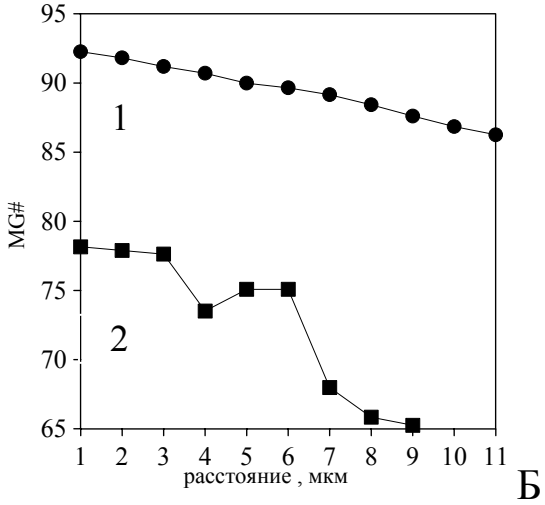


Рис. 6. А) Замещение оливина агрегатом вторичных минералов; Б) Понижение магнезиальности оливина (Mg/(Mg+Fe)x100, ат.%) от плоскости трещины (левый конец профиля) к неизменному оливину (правый конец профиля) в высоко- (1) и низкомагнезиальных(2) оливиновых включениях мезосидерита Будулан.

серой флюидом, или, в случае уреилитов, с углеродсодержащей матрицей. Как результат реакции с S-содержащим паром интерпретируются вторичные изменения оливина в лунной реголитовой брекчии 67016 (Norman et al., 1991) и говардите Dar al Gani 779 (Rosing, Haack, 2004). В последнем описан оливиновый фрагмент, по структуре и составу наиболее близкий к оливиновым включениям Будулана.

При восстановлении железа из фаялитовой составляющей оливина и рекомбинации образующегося кремнезема и форстерита происходит замещение оливина агрегатом магнезиального пироксена и SiO_2:

$Fe_2SiO_4 + Mg_2SiO_4 \leftrightarrow 2Fe + O_2 + SiO_2 + Mg_2SiO_4$ (1)

$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \leftrightarrow Mg_2Si_2O_6$ (2)

Некоторое количество фазы SiO_2, присутствующее во вторичных агрегатах Будулана в окружении зерен вторичного энстатита, металла, или сульфида, вероятно, была изолирована от участия в реакции (2).

Восстановление железа из оливина в результате воздействия газообразной серы в форме S_2 при очень больших пропорциях серы к оливину было показано экспериментально (Kullerud, Yoder, 1963; 1964).

$Fe_2SiO_4 + Mg_2SiO_4 + S_2\ (g) \leftrightarrow Mg_2SiO_4 + 2FeS + O_2\ (g)$ (3)

Colson (1992) установил, что реакция (3) не зависит от давления, и что смещение равновесия вправо должно контролироваться уменьшением отношения O_2/S_2. В качестве газовых реакций, определяющих летучесть кислорода, Colson (1992) предложил следующие:

$CO_2 \leftrightarrow CO + O$ (4)

$CO \leftrightarrow C + O$ (5)

Он показал, что образование сульфида и энстатита в оливине может идти при реакции со смесью CO, CO_2 и S_2, (доля S_2 составляла около 0.6%) в интервале температур 800-1200°C. Таким образом, воздействие серосодержащего газа с кислородом, летучесть которого была задана буфером CO-CO_2, адекватно объясняет минеральный состав вторичных ассоциаций как в высокомагнезиальных, так и в низкомагнезиальных оливинах. Однако, увеличение магнезиальности оливина, указывает на диффузию железа в трещины, где происходила его мобилизация и переотложение в виде металла, что не может быть объяснено уравнением (3). Также эта реакция не объясняет присутствия металлического железа в минеральных агрегатах типов II и III.

В качестве механизма мобилизации металлов и сульфидов в условиях Луны, Colson (1992), предложил образование карбонилсульфида (COS), его реакции с карбонилами металлов ($Fe(CO)_5$, $Ni(CO)_4$, $Cr(CO)_6$ и др.) и переотложение металлов при разложении карбонилов, устойчивых в широком интервале температур:

$CO + S = COS$ (6)

$Fe(CO)_5 + COS = FeS + 6CO$ (7)

$Fe(CO)_5 = Fe + 5CO$ (8)

Комплекс реакций, приведенных выше в целом способен адекватно воспроизвести вторичные минеральные ассоциации, наблюдаемые в оливиновых включениях Будулана. Повышение магнезиальности оливина в зонах вторичных изменений низкомагнезиальных включений происходит более интенсивно (от Fo_{65} до Fo_{78}) по сравнению с высокомагнезиальными включениями (от Fo_{87} до Fo_{93}), что позволяет предполагать прямую связь количества восстановленного железа с мольной долей фаялита в исходном оливине. Из наблюдений следует, что в результате отложения металлического железа в агрегатах I типа могли образоваться агрегаты II типа (троилит, металл, пироксен, SiO_2). Таким образом, агрегаты типа I могли быть продуктами восстановления S_2-газом, а агрегаты II и III типов могли формироваться в результате отложения в агрегатах I мобилизованного металла. Значительные вариации площади участков, на которых оливин замещается агрегатами вторичных минералов, возможно, указывают на то, что пропорции CO, CO_2 и S во флюиде и поток флюида не были постоянными.

Обогащение металла и сульфидов никелем в зонах вторичных изменений позволяет предполагать, что Ni поступал из внешнего источника, поскольку восстановленный из оливина металл должен иметь очень низкие содержания Ni. Разумно, предположить, что никель более мобилен в карбонильной форме при некоторой температуре и мог экстрагироваться из металлической составляющей метеорита.

Прожилки, вокруг которых в низкомагнезиальных оливиновых включениях наблюдаются

проявления метасоматоза, имеют продолжение во вмещающей породе и могут быть результатом внедрения флюида по трещинам после образования брекчии. Это заключение находит сильное подтверждение в том, что метасоматические изменения происходят в разных по генезису и источникам оливиновых включениях, которые оказались ассоциирующими только в брекчии. Термальный метаморфизм, который имел место на родительском теле мезосидерита Будулан, должен был привести к перераспределению FeO и MgO в силикатах и исчезновению зональности измененного оливина. Таким образом, наличие этой зональности позволяет предполагать, что вторичные изменения произошли либо одновременно с термальным метаморфизмом, который мог инициировать и поддерживать движение флюида, либо после его завершения. Газы S_2, CO, CO_2 могли бы образоваться при ударном испарении материала ударника кометного или CI состава. С другой стороны, ударное событие могло способствовать мобилизации летучих компонентов, привнесенных в результате предшествовавших событий, или инициировать миграцию эндогенного флюида.

Сера (S_2) и CO являются важными компонентами вулканических газов на Земле (Greenland, 1984). Было показано, что CO и CO_2 доминируют в составе лунных вулканических газов (Housley, 1978; Sato, 1979; Head, Wilson, 1979; Taylor, 1982). Лунные вулканические газы могут содержать также соединения C-O-S (Grove, 1981). Примером планетного тела, на котором наблюдается современный серный вулканизм с выбросом S, SO_2, является спутник Юпитера Ио (Lopes et al., 2001; Jessup et al., 2005; Geissler, 2005; Schaefer, Fegley, 2005). Поэтому гипотеза об эндогенной природе метасоматического флюида, который преобразовал оливиновые включения в Будулане, представляется не лишенной оснований.

Интенсивный поток S_2 и CO мог иметь место в ходе аккреции и дифференциации примитивных хондритовых тел и образования примитивных ахондритов. Источником таких газов могут послужить органическое вещество и сульфиды хондритового или кометного происхождения. Метасоматические процессы такого типа могли привести к перераспределению железа в недрах родительских тел и обеспечить формирование глубинного материала с высокой магнезиальностью и обогащенного пироксеном.

Глава 5. Метеоритное вещество в полимиктовых брекчиях HED.

В поясе астероидов под влиянием взаимных гравитационных возмущений происходят столкновения малых тел. При этом образуется большое количество частиц разных размеров, относительные скорости которых могут превышать орбитальные скорости астероидов. Эти частицы покидают родительские тела и в последствии могут быть захвачены другими астероидами. Присутствие экзотической метеоритной компоненты в говардитах впервые было

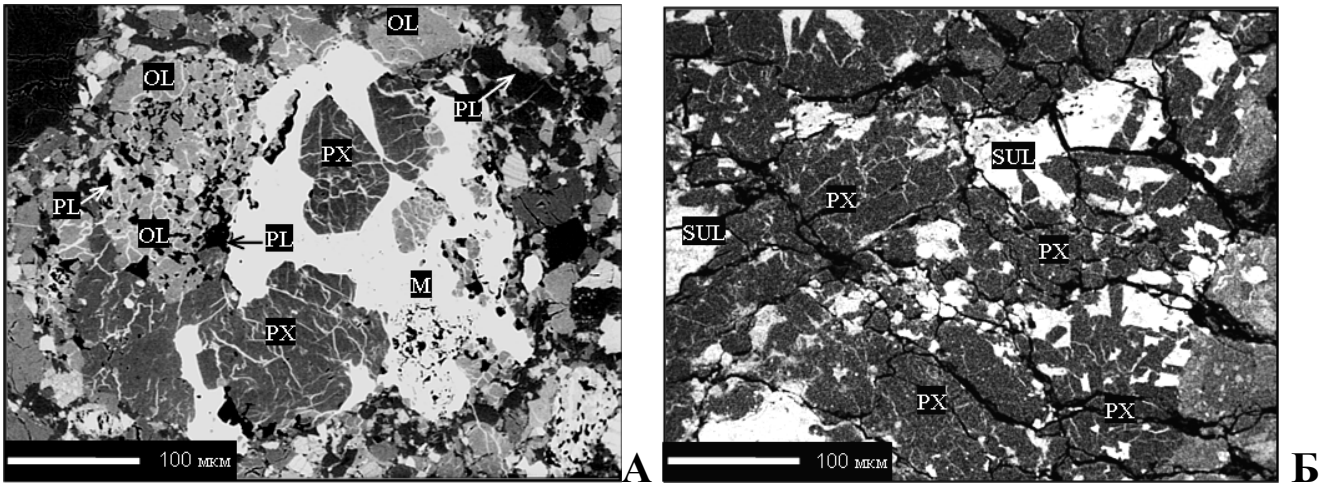


Рис. 7. Обломки метеоритов в говардите Dhofar 018: А) Фрагмент, состоящий из пироксена ($En_{76}Wo_2$), оливина (Fo_{73}), плагиоклаза ($Ab_{78}An_{22}$) и FeNi металла, по минеральной ассоциации и химии минералов соответствует LL-хондриту, Б) Фрагмент энстатитового метеорита, сложенный пироксеном (En_{98}) и Ti-содержащим сульфидом Fe,Ni. PX – пироксен, PL – плагиоклаз, OL – оливин, M – металл, SUL – сульфид.

установлено на основании исследования содержаний рассеянных элементов (Mazor, Anders, 1967; Müller, Zähringer, 1966). Позднее в полимиктовых брекчиях HED были идентифицированы фрагменты углистых хондритов, преимущественно CM типа (Wilkening, 1973; Bunch et al., 1979; Reid et al., 1990 и др.). Минералогические свидетельства присутствия вещества, не относящегося к углистым хондритам, оставались спорными.

В говардите Dho 018 нами обнаружены частицы, идентифицированные как фрагменты обыкновенных хондритов (рис. 7А), углистых CM и CR хондритов, энстатитовых метеоритов (рис. 7Б) и мезосидеритов. Говардит Ереван также содержит мезосидеритоподобный фрагмент. В шлифе полимиктового эвкрита Dho 930 установлены 30 фрагментов углистых CM и CR хондритов и фрагмент предположительно энстатитового метеорита. Говардит NWA 776 отличается аномально высоким (~120 частиц/см^2) содержанием фрагментов углистых CM и CR хондритов, и обломками углистых хондритов неидентифицированного типа. Говардиты Юртук, NWA 1664, полимиктовые эвкриты Dho 055, Dho 275 и Smara не содержат обломков метеоритов, за исключением редких металлических железо-никелевых частиц, присутствующих во всех полимиктовых брекчиях в количестве около 0.001 об.%.

Результаты наших исследований впервые показали, что экзотическая метеоритная компонента полимиктовых эвкритов и говардитов представлена не только углистыми хондритами и железными метеоритами, как полагалось ранее, но также обыкновенными хондритами, энстатитовыми метеоритами и, возможно, мезосидеритами. Количественно среди метеоритных фрагментов преобладают углистые хондриты. Обломки обыкновенных хондритов

и дифференцированных метеоритов (железные, мезосидериты, ахондриты) составляют не более 1% от числа всех метеоритных ксенолитов, содержащихся в HED брекчиях. Такое же соотношение наблюдается в популяции частиц космической пыли, обнаруженной во льдах Антарктиды и Гренландии (Walter et al., 1995). Таким образом, поток межпланетных частиц в области орбиты родительского тела (тел) HED в целом качественно соответствовал потоку микрометеоритов выпадающих сейчас на Землю.

Однако, качественный состав потока космического вещества не является единственным фактором, определяющим соотношение метеоритных фрагментов в HED брекчиях. Частицы углистых хондритов, обнаруживаемые в говардитах и полимиктовых эвкритах, как правило, не несут следов интенсивного термального воздействия, тогда как фрагменты метеоритов других типов испытали термальный метаморфизм, частичное или полное плавление. Кроме того, существует различие в размерах между частицами углистых хондритов, достигающих 1.5-2 мм в наибольшем измерении, и фрагментами других типов, представленными частицами менее 100 мкм. Частицы углистых хондритов обладают малой механической прочностью, поэтому их сохранность в виде относительно крупных фрагментов предполагает их очень медленную аккрецию на поверхность родительского тела HED. В потоке железных метеоритов и обыкновенных хондритов, по-видимому, преобладали высокоскоростные частицы, которые практически полностью разрушались при ударе.

Различие в скорости ударников разного состава может быть отчасти связано с особенностями разрушения тел в поясе астероидов. Можно предположить, что железные и хондритовые ударники могли приобретать высокие скорости при катастрофическом высокоскоростном разрушении их родительских тел, а углистые – преимущественно при низкоскоростной ударной абразии поверхности углистых астероидов. Кроме того, источниками низкоскоростных частиц могут быть кометы, которые обращаются по орбитам, пересекающим пояс астероидов. Выбрасываемые ими частицы могли иметь низкие скорости относительно астероидов. В частности, столкновение кометных ядер с астероидами может приводить к захвату астероидного материала, высвобождающегося при следующих приближениях к Солнцу (Solc et al., 1994).

Эти предположения согласуются с результатами исследования околосолнечного пылевого облака, проведенного спутником IRAS. Анализ инфракрасных спектров отражения межпланетной пыли, полученных этим спутником, продемонстрировал, что в околосолнечном пылевом облаке присутствуют от двух до пяти популяций частиц, образованных пылевыми поясами астероидов и периодическими кометами (Divine, 1992; Renard et al., 1995). В плоскости эклиптики межпланетная пыль в основном образуется при разрушении астероидов главного пояса, при этом размеры частиц не превышают 50 мкм (Zook, McKay, 1986). Пылевые следы комет содержат частицы размером 1-1000 мкм, выброшенные с родительских ядер со

скоростями порядка нескольких м/с (Sykes, 1988). Таким образом, гипотеза о кометном происхождении частиц углистых хондритов в говардитах представляется правдоподобной. Метеоритные частицы других типов наиболее вероятно имеют астероидное происхождение.

Количественная оценка содержания метеоритного вещества в изученных брекчиях HED была выполнена на основании сравнения концентраций Ni, Co и Ir в изученных метеоритах с содержаниями этих элементов в небрекчированных и мономиктовых HED, которые были приняты в качестве фоновых, и с содержаниями Ni, Co и Ir в CM-хондритах, обломки которых наиболее распространены в полимиктовых брекчиях HED.

Наши данные показывают, что изученные полимиктовые эвкриты могут содержать до 0.3 мас.% хондритового вещества, говардиты – 1.2-1.9 мас.%. Это согласуется с результатами предшествующих исследований, которые показали присутствие 1-3% метеоритной компоненты в большинстве говардитов (Mazor, Anders, 1967; Laul et al., 1972; Chou et al., 1976). Однако, модальное содержание метеоритных фрагментов в изученных метеоритах на 2 – 3 порядка ниже. Таким образом, в HED брекчиях имеет место отсутствие корреляции между модальным содержанием экзотических метеоритных обломков и содержанием метеоритной компоненты, рассчитанным по концентрациям сидерофильных элементов. Это означает, что значительная часть хондритового вещества находится в этих породах в рассеянном состоянии. Содержание ударно-расплавных пород, содержащих до 3 мас.% вещества CM (Mittlefehldt and Lindstrom, 1998; наши данные), в брекчиях HED незначительно. Следовательно, большая часть сидерофильных элементов должна содержаться в субмикронных метеоритных частицах, недоступных для микроскопического изучения.

В настоящее время единственным изученным небесным телом, которое может быть аналогом родительского тела метеоритов HED (астероида Веста), является Луна. Результаты датирования лунных пород, говардитов и эвкритов показывают, что в истории Луны и Весты имел место сброс ^{39}Ar-^{40}Ar геохронометра, соответствующий эпохе активной метеоритной бомбардировки, возраст которой на Луне ограничивается интервалом 3.7-4.1 млрд. лет, а на HED-астероиде — 3.4-4.1 млрд. лет. Одновременность метеоритной бомбардировки Луны и HED-астероида могла быть обусловлена высокой интенсивностью метеоритного потока во всей Солнечной системе в этот период времени (Wasson et al., 1975; Bogard, 1995). Поэтому можно предположить, что метеоритный поток на поверхность HED астероида в это время не отличался от потока метеоритов на поверхность Луны.

Оценка величины потока космического вещества на поверхность астероида Веста, как наиболее вероятного родительского тела меторитов HED, может быть выполнена на основании степени кратерирования его поверхности. Анализ спектральных изображений Весты (Thomas et al., 1997; Guffey, 1997) показывает, что на поверхности этого астероида присутствуют не менее 10 крупных ударных кратеров, в числе которых кратер диаметром 420 км, расположенный на

южном полюсе Весты. Для этих кратеров были вычислены массы ударников согласно зависимости диаметра ударника от диаметра кратера, скорости столкновения и силы тяжести, предложенной (Housen et al., 1983), для скорости столкновения 5 км/с и плотности ударника 2.6 г/см^3, соответствующей углистым хондритам. Модели образования кратеров (Базилевский и др., 1983, Мелош 1991) позволяют также оценить содержание материала ударника в выбросах кратера. Расчеты были выполнены для астероида диаметром 526 км (Веста) с плотностью пород мишени 3.2 г/см^3 (средняя плотность эвкритов и говардитов). При этом предполагалось, что диаметр переходной воронки кратера составляет 60% от диаметра кратера по валу, глубина переходной воронки кратера равна 1/10 ее диаметра (Мелош, 1991), и что 15 об.% вещества ударника приобретает скорость выше 2-ой космической для Весты и покидает астероид (Мелош, 1991). Расчётное содержание вещества ударника, имеющего состав углистого хондрита, в выбросах кратеров Весты варьирует от 0.2 до 0.5 мас.%, достигая максимального значения 1.2 мас.% для кратера диаметром 420 км. Среднее оценочное содержание Ni в выбросах этого кратера составляет 120 мкг/г, Ir – 7 нг/г. Среднее содержание Ni в выбросах меньших кратеров оценивается в 33 мкг/г, Ir – 2 нг/г. По содержанию метеоритной компоненты модельные выбросы самого большого кратера соответствуют говардитам и лунному реголиту, в то время как выбросы меньших кратеров сопоставимы по этому параметру с полимиктовыми эвкритами.

Поток метеоритного вещества на поверхность астероида можно представить как массу ударников, выпавших на единицу площади за промежуток времени. Суммарная масса вещества ударников, поступившая на 1 см^2 поверхности Весты при образовании рассматриваемых кратеров, составляет $1.3*10^4$ г/см^2, что дает поток за 4 млрд. лет - $3.4*10^{-6}$ г/см^2 в год. Этот поток на три порядка выше потока на поверхность Луны после окончания метеоритной активности (последние 3.7 млрд. лет) - $2.9*10^{-9}$ г/см^2 в год (Wasson, 1975). Поэтому можно предполагать, что все рассмотренные нами кратеры, в том числе кратер диаметром 420 км, в выбросах которых заключена основная масса вещества ударников, образовались во время древней бомбардировки, когда поток крупных ударников был более интенсивен, чем в последующее время. В интервале 3.4-4.1 млрд. лет назад поток на поверхность Весты составил бы $3.4*10^{-5}$ г/см^2 в год, при этом метеоритное вещество было бы рассеяно в слое кратерных выбросов, мощностью 2 км. Полученная оценка потока в пределах порядка согласуется с оценкой древнего потока на Луну ($1*10^{-4}$ г/см^2 в год), основанной на содержании Ir в слое материковых импактитов мощностью 25 км (Демидова и др., 2007). Таким образом, древний метеоритный поток на Весту равнялся, или был меньше потока на Луну.

Поскольку литификация реголита в основном происходила в период активной бомбардировки за счет термального метаморфизма, то заключенные в говардитах метеоритные частицы запечатлели состав древнего потока метеоритного вещества. Если это так, то

качественно по составу древний поток на поверхность Весты не отличался от современного потока метеоритного вещества на Землю, что не подтверждает представлений о геохимической специфике древней метеоритной бомбардировки (например, Морган и др., 1975).

Глава 6. Ударная переработка поверхности родительского тела HED.

В полимиктовых брекчиях HED – литифицированном реголите наблюдаются эффекты характерные для всех степеней ударного метаморизма (Stoffler et al., 1988). Однако наиболее выраженными в брекчиях HED являются эффекты, возникающие при низких ударных давлениях. Из приблизительно 450 брекчий HED, известных на данный момент, только два метеорита являются эвкритами, претерпевшие полное ударное плавление, и семь – брекчиями со стекловатым цементом. В основном полимиктовые брекчии HED – это обломочный материал, литифицированный за счет спекания. Содержание фрагментов, испытавших более интенсивный ударный метморфизм убывает экспоненциально с возрастанием ударного давления необходимого для образования этих фрагментов. Образование агрегатов минералов, частично сцементированных стеклом, также происходит при ударных давлениях порядка 40-42 ГПа, и постударной температуре, достигающей 900°C (Stoeffler et. al., 1989). Один фрагмент такого типа, обнаруженный в говардите NWA 1664, по структуре напоминает лунные агглютинаты – частицы сплавленного грунта. Наиболее распространенными продуктами высоких степеней ударного метаморфизма являются неполнокристаллические породы и стекла, содержание которых в обломочных брекчиях HED находится в интервале 0.1-5.0 об.% и только в редких случаях достигает 20 об.%.

В этой работе были впервые изучены четыре из семи обломочных брекчий, сцементированных стеклом - Dho 1439, Dho 1440, Dho 275 и NWA 5655. Брекчии Dho 1440 и NWA 5655 сложены близкими по составу, но различающимися по структуре обломками эвкритов, и не содержат реголитового материала. Они могут быть продуктами ударной переработки относительно однородной мишени, примером которой может быть структурно-дифференцированный лавовый поток или толща эвкритового мегареголита. Брекчия Dho 275 (рис. 8А) напротив, сложена большим количеством разнообразных горных пород, представленных реголитовыми брекчиями и эвкритами. Эта брекчия – результат смешения ударного расплава и обломков разнородного реголита, и имеет, таким образом, поверхностное происхождение. Dho 1439 (рис. 8Б) - мономиктовая эвкритовая брекчия с расплавным цементом – второй из известных метеоритов такого типа. Редкость подобных пород среди метеоритов HED может быть связана с тем, что за счет интенсивной метеоритной бомбардировки в промежуток 4.5-3.7 млрд. лет назад, поверхность родительского тела была переработана ударными процессами на значительную глубину. Следовательно, ударное преобразование в коренных породах могло бы иметь место в двух случаях: либо в период,

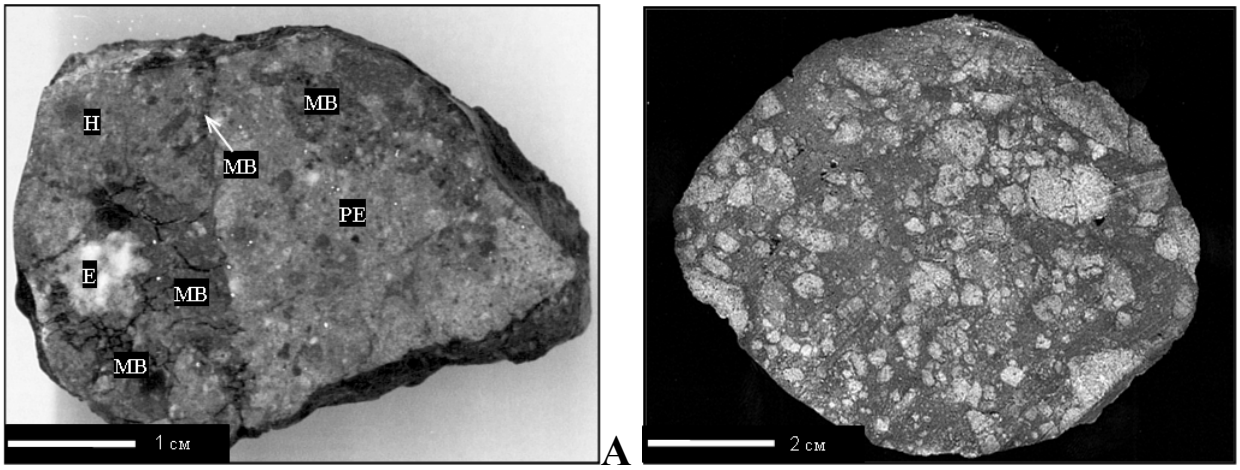


Рис. 8. А) полимиктовая брекчия с расплавным цементом Dho 275. PE – полимиктовый эвкрит, E – эвкрит, H – говардит, MB – стекловатая матрица брекчии. Б) мономиктовая брекчия с расплавным цементом Dho 1439. Светло-серые обломки эвкрита в темно-серой массе стекла.

когда толщина обломочного слоя была невелика (в начале интенсивной бомбардировки), либо при крупномасштабном ударном событии. Общие закономерности в строении поверхностного слоя малых тел можно определить путем сравнения свойств поверхностного слоя родительского тела HED со свойствами реголита Луны. Реголит Весты, представленный говардитами, и реголит Луны существенно различаются по химическому составу, что связано с особенностями образования и эволюции этих тел. Говардиты содержат базальтовый и пироксенитовый материал, тогда как реголит Луны – смесь базальтов и анортозитов. Среди брекчий Луны отсутствуют мономиктовые расплавные брекчии, которые представлены среди метеоритов HED. Возможно, это связано с большей мощностью реголита на Луне по сравнению с Вестой. Гранулометрический состав говардитов характеризуется содержанием обломочной матрицы (материала мельче 20 мкм) около 40 об.%. В лунном реголите матрица может превышать 50-60 об.%. По сравнению с лунным реголитом говардиты содержат существенно меньше ударно-расплавленного материала. Ударно-расплавные породы составляют менее 10 об.% от всех обломков пород в говардитах (Furman, Papike, 1981; Pun et al., 1998). В обломочных брекчиях «Луны 16» наблюдается в среднем 44 об.% расплавных пород (Stoeffler et al. 1985). Говардиты практически не содержат частиц сплавленного грунта - агглютинатов (Olsen et al., 1990), которые распространены в лунном грунте.

Эти различия в большой степени должны определяться разными значениями интенсивности гравитационного поля Луны и Весты, которая определяет энергию ударного события и другие параметры кратерной механики. Реголит Весты обеднен продуктами высоких степеней ударного метаморфизма, которые приобретают высокие скорости и выбрасываются с

поверхности в космическое пространство. Вероятно, низкое содержание ударно-расплавленного материала характерно для реголита всех астероидных тел.

Заключение

Полимиктовые брекчии HED представляют собой вещество дифференцированного родительского тела, внешняя оболочка которого была сформирована за счет интенсивной переработки кристаллической коры метеоритными ударами. Образование ударных кратеров сопровождалось экскавацией, дроблением, латеральной транспортировкой обломочного материала, включавшего как коренные породы, так и ранее сформированные реголитовые брекчии. Литификация рыхлого обломочного материала при термальном метаморфизме привела к образованию полимиктовых эвкритов и говардитов. Выбросы ударных кратеров включают материал, перемещенный из разных районов и с разной глубины. Большое разнообразие горных пород, присутствующих в говардитах и полимиктовых эвкритах является следствием вертикальной и горизонтальной неоднородности строения родительского тела.

Говардиты содержат высокомагнезиальный пироксенитовый (диогенитовый) материал, в основном выброшенный из единственного кратера диаметром 420 км на астероиде Веста, в центральном поднятии которого обнажаются ультраосновные породы. Одновременно с этим говардиты наиболее обогащены благородными газами солнечного типа и включениями углистых хондритов. Это означает, что они более длительное время экспонировались на поверхности родительского тела по сравнению с полимиктовыми эвкритами.

В ходе исследования выявлены новые типы горных пород, которые не наблюдались прежде среди метеоритов HED – дуниты, вебстериты, железистые пироксениты, нориты, высокожелезистые долериты, породы среднего состава – диориты, и фрагменты, по составу соответствующие кислым породам - гранитам. Ультраосновные породы, вероятно, являются фрагментами расслоенного интрузивного массива. Наиболее магнезиальные перидотиты могут представлять собой наиболее глубинный материал коры или мантии родительского тела HED.

Процесс магматической дифференциации на родительском теле HED, по-видимому, приводил к образованию более железистых, по сравнению с эвкритовыми, расплавов, при кристаллизации которых формировались ферроавгитовые долериты.

На родительском теле HED имело место генерация кислых расплавов гранитного состава, обогащенных K_2O и BaO. Ударное плавление пород, обогащенных включениями кислого состава, сопровождавшееся смешением с вмещающими основными и ультраосновными породами, приводило к образованию неполнокристаллических пород и стекол, обогащенных K_2O.

Размеры родительского астероида HED видимо были недостаточны для выплавления больших объемов кислых пород. Наиболее вероятно, что при кристаллизации эвкритов

происходило ликвационное отделение кислых, богатых калием жидкостей от остаточного расплава. Кислые жидкости могли локализоваться в пределах эвкритового интрузива, либо образовывать маломощные тела жильного типа. Сходство кислых пород Весты и Луны может свидетельствовать о близости магматических процессов на этих безатмосферных телах.

На родительском теле HED возможны проявления сухого метасоматоза, который сопровождался восстановлением железа из силикатов и его частичной мобилизацией. Метасоматическая активность, вероятно, инициировалась ударными процессами, при этом метасоматический флюид мог иметь как эндогенное, так и экзогенное происхождение.

Метеоритное вещество в говардитах и полимиктовых эвкритах представлено не только фрагментами углистых хондритов (преобладающими), но также обломками обыкновенных хондритов и дифференцированных метеоритов разных типов. Качественно поток космического вещества на поверхность родительского тела HED не отличался от его современного потока на Землю. Метеоритные частицы относятся к двум популяциям с различными скоростями аккреции на поверхность HED астероида. Низкоскоростные частицы углистых хондритов, вероятно, связаны с пылевыми поясами комет, высокоскоростные частицы метеоритов других типов – с разрушением астероидов главного пояса.

Содержание метеоритной компоненты в HED брекчиях, оцененное по концентрациям сидерофильных элементов, выше, чем следует из содержания метеоритных частиц и ударно-расплавного материала. По-видимому, большая часть сидерофильных элементов HED брекчий присутствует в виде частиц очень малого размера, которые не могут быть идентифицированы микроскопическими методами.

Поток космического вещества на поверхность Весты в период активной бомбардировки мог составлять $3.4*10^{-5}$ г/см^2 в год, что незначительно отличается от древнего метеоритного потока на поверхность Луны. Метеоритные частицы, заключенные в говардитах, по-видимому, представляют собой вещество древнего потока.

Различия в строении реголита родительского тела HED (Весты) и реголита Луны являются следствием различия в интенсивности гравитационного поля, которое определяет энергию метеоритных ударов и динамику выбросов. Реголит родительского тела HED обеднен продуктами высоких степеней ударного преобразования за счет их выброса с поверхности. Вероятно, это характерное свойство реголита всех астероидных тел.

Список работ по теме диссертации

Статьи

1) Назаров М.А., Бадюков Д.Д., **Лоренц К.А.,** Демидова С.И. (2004) Поток лунных метеоритов на Землю. Астрономический вестник, т.38, №1, 53-62.

2) **Лоренц К.А.**, Назаров М.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Экзотическое метеоритное вещество говардитов и полимиктовых эвкритов. Петрология, т. 15, №2, 1-18.
3) Демидова С.И., Назаров М.А., **Лоренц К.А.**, Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Химический состав лунных метеоритов и лунной коры. Петрология, т. 15, №4, 416-437.

Тезисы докладов

1) **Lorenz C.,** Nazarov M., Kurat G., Brandstaetter F. (2000) High-magnesium lithologies and dry fluid metasomatism in the Budulan mesosiderite. Lunar Planet. Sci. Conf. 31, abs. 1315.
2) **Lorenz C.**, Nazarov M., Kurat G., Brandstaetter F., Ntaflos Th. (2001) Clast population and chemical bulk composition of the Dhofar 018 howardite. Lunar Planet. Sci. Conf. 32, abs. 1778.
3) **Lorenz C.,** Kurat G., Brandstaetter F. (2002) NWA 776: a howardite with an anomalously high abundance of carbonaceous chondrite xenoliths. Lunar Planet. Sci. Conf. 33, abs. 1570.
4) **Lorenz C.,** Kurat G., Brandstätter F., Nazarov M.A. (2003) NWA 1235: A phlogopite-bearing enstatite meteorite. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, abs. 1211.
5) Korotchantseva E.V., Ivanova M.A., **Lorenz C.A**., Bouikine A.I., Trieloff M., Nazarov M.A., Promprated P., Anand M., Taylor L.A. (2003) Major and trace element chemistry and Ar-Ar age of the NWA 011 achondrite. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, abs. 1575
6) Promprated P., Taylor L.A., Anand M., Rumble D.III, Korochantseva E.V., Ivanova M.A**., Lorentz C.A.**, Nazarov M.A. (2003) Petrology and oxygen isotopic compositions of anomalous achondrite NWA 011. Lunar Planet. Sci. Conf. 34, abs. 1757.
7) **Lorenz C.A.** (2008) Two possible sources of potassium-bearing inclusions in the NWA 1664 howardite. Abstracts of the 48-th Vernadsky/Brown Microsymposium on Comparative Planetology, Moscow Russia.
8) **Лоренц К.А.** (2008) Экзотическое вещество в полимиктовых брекчиях HED. Международная Конференция "100 лет Тунгусскому феномену: прошлое, настоящее, будущее", 26-28 июня 2008 г.
9) Korochantseva E.V., Buikin A.I., **Lorenz C.A**., Hopp J., Trieloff M. (2008) ^{40}Ar-^{39}Ar dating of new eucrite Dhofar 1439 reveals a recent impact event on the eucrite parent body. Meteoritics Planet. Sci., V. 43, Suppl., abs. 5161.

Отпечатано на ризографе в
ОНТИ ГЕОХИ РАН
Тираж 100 экз.