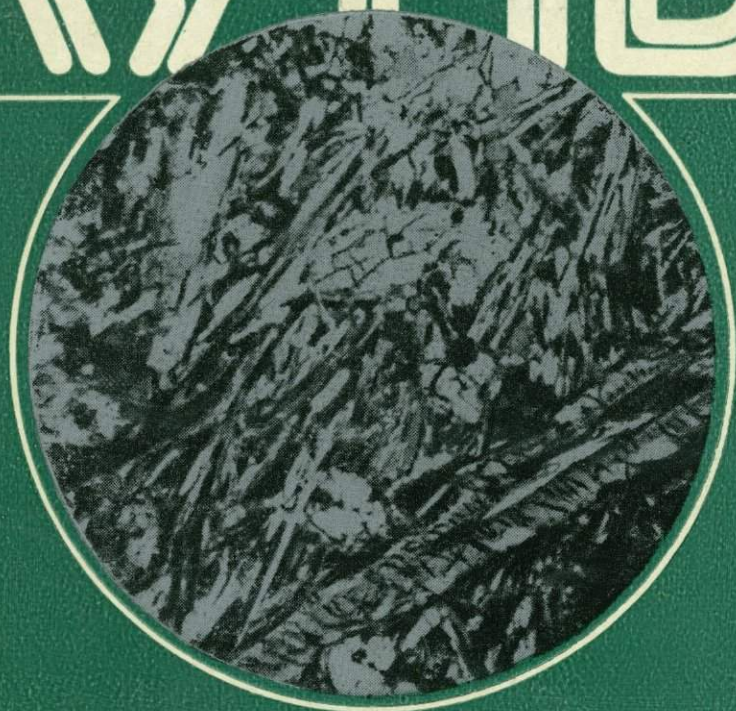


Дж. Фрондел

МИНЕРАЛОГИЯ ЛУНЫ



Издательство
«МИР»



LUNAR MINERALOGY

Judith W. Frondel

HONORARY RESEARCH ASSOCIATE
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL SCIENCES
HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE, MASSACHUSETTS

A Wiley-Interscience Publication
John Wiley & Sons, New York — London — Sydney — Toronto

Дж. ФРОНДЕЛ

Минералогия Луны

Перевод с английского В. Б. Александрова
Под редакцией д-ра геол.-мин. наук А. И. Гинзбурга

549

2618

Издательство «Мир» Москва 1978



Впервые детально охарактеризованы все минералы, обнаруженные в образцах лунных пород, доставленных экипажами кораблей «Аполлон» и советскими автоматическими станциями «Луна-16» и «Луна-20». Более чем для 100 минералов приведены результаты химических, оптических, рентгеноструктурных и электронно-микроскопических исследований. Описаны минеральные парагенезисы, текстура и структура лунных минеральных агрегатов, связи минерального состава пород со специфическими условиями их формирования на Луне.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Copyright © 1975 by John Wiley and Sons, Inc.
All rights reserved. Authorized translation from
English language edition published by John Wiley and Sons, Inc.

© Перевод на русский язык, «Мир», 1978

Ф $\frac{20805-132}{041 (01)-78}$ 132-78

Предисловие редактора перевода

С момента начала исследования образцов лунных пород и лунного грунта, доставленных на Землю американскими астронавтами и советскими автоматическими станциями «Луна-16» и Луна-20», открылась новая страница в истории развития минералогии — минералогия Луны, часть будущей минералогии космических тел. Изучение минералов Луны представляет исключительный интерес как для познания геологических процессов, происходивших и происходящих на Луне, так и для расшифровки истории становления нашей планеты и состава ее глубинных частей. Именно поэтому внимание всех геологов, минералогов, петрографов и геохимиков в последние годы было приковано к детальным исследованиям образцов лунных пород, проводившимся в лучших лабораториях мира. Частично первые результаты этих работ были доложены на ежегодных научных конференциях в Хьюстоне, а у нас — в обобщающих статьях А. П. Виноградова (1972), в обзорах, составленных Е. К. Лазаренко и А. А. Ясинской (1970, 1972), в докладах Д. П. Григорьева и в книге Е. Л. Рускол «Происхождение Луны» (1975).

В предлагаемой читателям книге известного американского минералога Джудит Фрондел приведены и систематизированы все полученные разными исследователями данные по минералам, встреченным на Луне. По существу, это первый справочник минералов Луны, критически просмотренный Клиффордом Фронделом, с именем которого связана переработка и переиздание общеизвестной многотомной «Системы минералогии» Дэна.

Перед автором данной книги стояла весьма сложная задача — свести воедино обширный и часто противоречивый материал, полученный многочисленными исследователями в разных лабораториях и часто на ничтожно малом количестве вещества; при этом одни и те же или весьма близкие минеральные виды разными минералогами описывались под различными названиями. Поэтому автор для каждого минерала перед его характеристикой приводит все названия, под которыми он указывался в литературе; в одних случаях эти названия являются просто синонимами, в

других — они отвечают наименованию всей группы или же только определенной разновидности.

Другая трудность, с которой столкнулся автор книги, состояла в том, что далеко не все минералы, собранные на поверхности Луны и доставленные на Землю, можно считать собственно «лунными», так как некоторые из них занесены на Луну метеоритами или же они образовались вследствие контаминации лунного вещества метеоритами при их бомбардировке поверхности Луны. Наконец, отдельные виды могли образоваться и при изменении в земных условиях или в процессе их транспортировки в контейнерах. Подобные минералы Дж. Фрондел относит к группе сомнительных.

Весьма малые количества вещества, с которыми пришлось иметь дело исследователям, единичные зерна размером не более нескольких микронов или долей микрона, естественно, не позволили точно и надежно диагностировать все минеральные виды даже при использовании самых современных сканирующих электронных микроскопов и микроанализаторов. Поэтому в таких случаях одни минералы отнесены к тем или иным минеральным видам предположительно, другие — описаны как неидентифицированные фазы, обогащенные определенными компонентами.

Поскольку книга обобщающая и написана в виде сводки большого фактического материала, в ней приводятся многочисленные ссылки на использованные источники, при этом фамилии авторов и издания, в которых опубликованы статьи, указываются после описания минералов, более же полная библиография отнесена в конец книги в виде приложения.

Дж. Фрондел провела исключительно тщательную и скрупулезную работу, в результате которой и появилась эта первая обобщающая книга по минералогии Луны, которая для советских читателей представляет большой интерес по ряду причин:

1. Прежде всего это справочник, который необходим всем тем петрографам, минералогам и геохимикам, которые в настоящее время изучают и в дальнейшем будут изучать минеральный состав лунных пород, метеоритов и других планет.

2. На основании изучения приведенного в книге материала можно получить представление о процессах, которые протекали и в настоящее время протекают на Луне, что дает нам возможность изучить историю ее образования.

3. Предлагаемый советскому читателю труд позволяет сопоставить минеральный состав различных оболочек Земли и Луны, выявить их различия, обусловленные отсутствием на Луне атмосферы и процессов выветривания, широким развитием в этих условиях ударных явлений, вызванных бомбардировкой поверхности Луны метеоритами, а также охарактеризовать специфические черты лунного вулканизма. Несомненно, что все это позволит

нам несколько по иному взглянуть и на земные процессы, а открытие неизвестных на Земле минералов — армолколита, транквилиита и некоторых других, ознакомление с ними широкого круга геологов и минералогов может привести и к нахождению их на Земле аналогично тому, как некоторые химические элементы (например, гелий) были первоначально обнаружены в солнечном спектре, а затем уже на Земле.

А. Гинзбург

*Клиффу, чей энтузиазм по отношению
к программе «Аполлон» послужил причиной
появления этой книги.*

Предисловие автора

21 июля 1969 г. астронавты «Аполлона-11» Нейл Армстронг и Эдвин Олдрин ступили на поверхность Луны. Спустя несколько часов последовал вызов, перекрывший все рекорды дальности телефонной связи, и космонавтов поздравил президент Соединенных Штатов Америки. Он сказал: «Это величайший день в истории человечества». В противовес этому восторженному отзыву член Группы по предварительному изучению лунных образцов получил частное письмо от некоего гражданина с горькими сетованиями по поводу того, что многие миллиарды долларов потрачены на то, чтобы добыть несколько фунтов пород, «точно таких же», какие есть в любом месте на Земле.

Однако, несмотря на большое сходство, лунные породы не совсем тождественны земным. Многие ученые — исследователи Луны — отмечали, что лунные минералы своими формами выделения и химическим составом могут многое рассказать об уникальной среде, в которой они образовались. С завершением программы «Аполлон» в обозримом будущем получение нового материала, который можно было бы добавить к образцам, хранящимся в Джонсоновском центре космических полетов в Хьюстоне и разосланным по исследовательским группам всего мира, уже исключено. Поэтому существующий запас драгоценного материала изучался, изучается и будет изучаться с еще большей интенсивностью.

Большая часть сведений о лунном материале уже получена и опубликована в различных журналах и специальных изданиях. Данная книга преследует двоякую цель: в относительно сжатой форме подвести итог результатам исследований, полученным в период до Пятой лунной научной конференции, состоявшейся в Хьюстоне в марте 1974 г., и доложенным на этой конференции, а также способствовать будущим минералогическим исследованиям.

В основу настоящей работы были положены два издания «Словаря лунных минералов», который был составлен при содействии

НАСА¹ (контракт NAS-9-1800) и распространен этой организацией в ксерокопиях среди лиц, принимавших участие в осуществлении программы «Аполлон».

В основном книга построена в соответствии с «Системой минералогии» Дэна. Она содержит краткое описание (со ссылками на обширную литературу) всех лунных минералов, которые были обнаружены в образцах, доставленных астронавтами «Аполлон-11» — «Аполлон-17», а также советскими автоматическими станциями «Луна-16» и «Луна-20».

Я выражаю благодарность моему супругу Клиффорду Фронделу за просмотр рукописи. Все улучшения в работе в процессе ее создания сделаны благодаря его критическим замечаниям. Все неудачи в работе остаются исключительно на моей ответственности. Я высоко ценю труд г-жи Кэти Двайер, внимательно расшифровавшей и искусно перепечатавшей мою рукопись. Я весьма обязана специалистам НАСА, работающим в Джонсоновском центре космических полетов, и особенно д-ру Роберту Лафану и д-ру Уилу Клэнтону, которые великодушно предоставили в мое распоряжение многочисленные снимки НАСА. Управлению НАСА, чья деятельность сделала возможным осуществление программы «Аполлон», астронавтам, доставившим лунный материал на Землю, и особенно тем многочисленным лицам, любезно предложившим мне использовать имеющиеся у них данные и иллюстрации и приславшим свои замечания и пожелания, я выражаю глубокую благодарность.

*Кембридж, Массачусетс
Февраль 1975 г.*

Джудит У. Фрондел

¹ Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration — NASA). — *Прим. ред.*

Введение

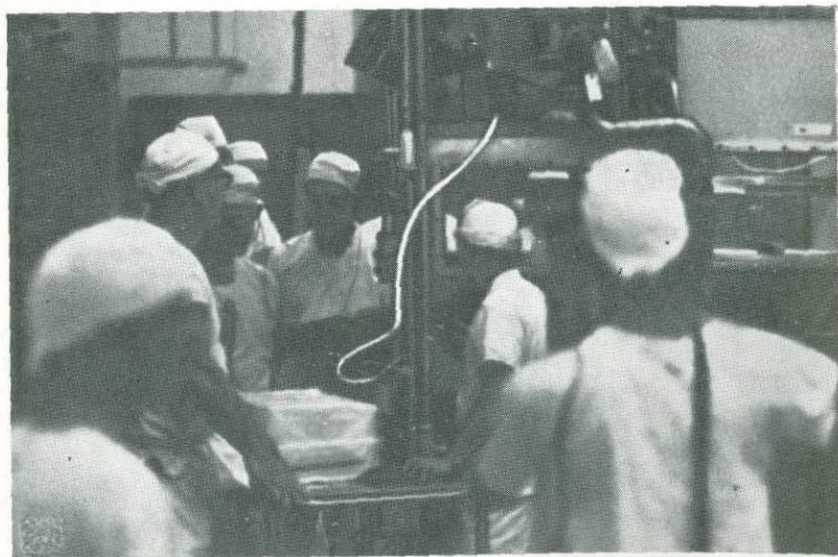
25 июля 1969 г. по национальному телевидению транслировалось вскрытие первого контейнера с образцами горных пород, доставленного на Землю экипажем «Аполлон-11» (фиг.1). Весь мир (и особенно пресса) ожидал немедленных ответов на вопросы о происхождении Луны. Когда контейнер показался на телевизионном экране, все увидели, что пыльные лунные образцы похожи на кучку подгоревших печеных картофелин (фиг. 2). Когда же настал самый момент вскрытия контейнера, телевизионная программа внезапно прервалась. Как будто на разочаровавшее зрелище поспешно набросили покрывало.

Однако разочарование оказалось недолгим. На следующий день, когда первый тщательно очищенный образец породы, помещенный в вакуумную камеру, приблизили к телевизионной камере, на некоторые вопросы сразу получили ответ. Порода была кристаллической, несомненным среднезернистым базальтом (фиг. 3), что указывает на образование его в результате кристаллизации магмы. Следовательно, независимо от способа образования пород можно утверждать, что некогда породы Луны были в расплавленном состоянии. Несмотря на некоторые количественные различия, с точки зрения главных минеральных компонентов эта порода сходна с земными базальтами. Таким образом, вещества, слагающие Луну, сходны с веществами, образующими Землю.

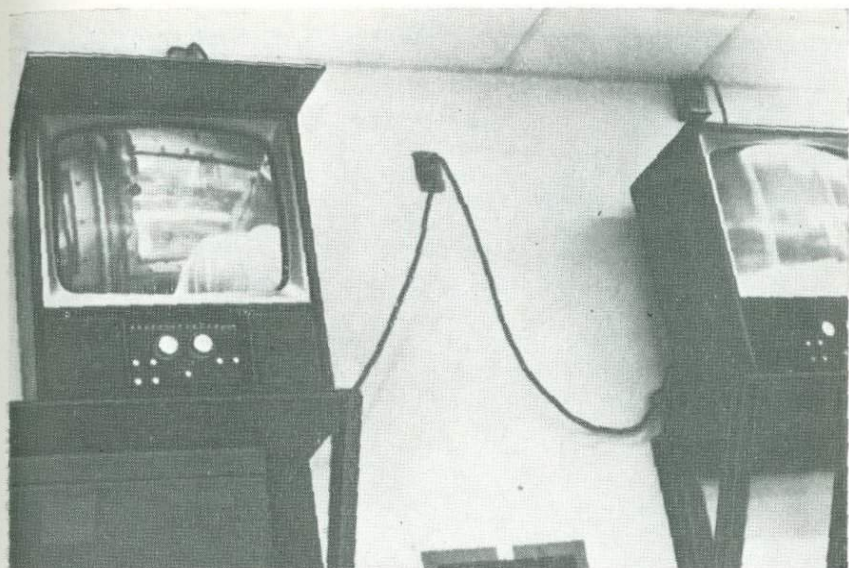
Прошло более 5 лет. За это время на Землю доставлено около 400 кг лунных образцов. Более 800 ученых, представляющих приблизительно 180 исследовательских групп, расклассифицировали всего лишь 10% доставленного материала. А несколько сотен килограммов лунного материала, составляющего примерно 20 000 отдельных образцов пород, все еще ожидают изучения. Значительная часть собранных образцов будет храниться в качестве резерва в Джонсоновском центре космических полетов в Хьюстоне. Исследования будут продолжаться [1, 2], хотя сокращение ассигнований уменьшит число исследователей и замедлит темпы исследований.



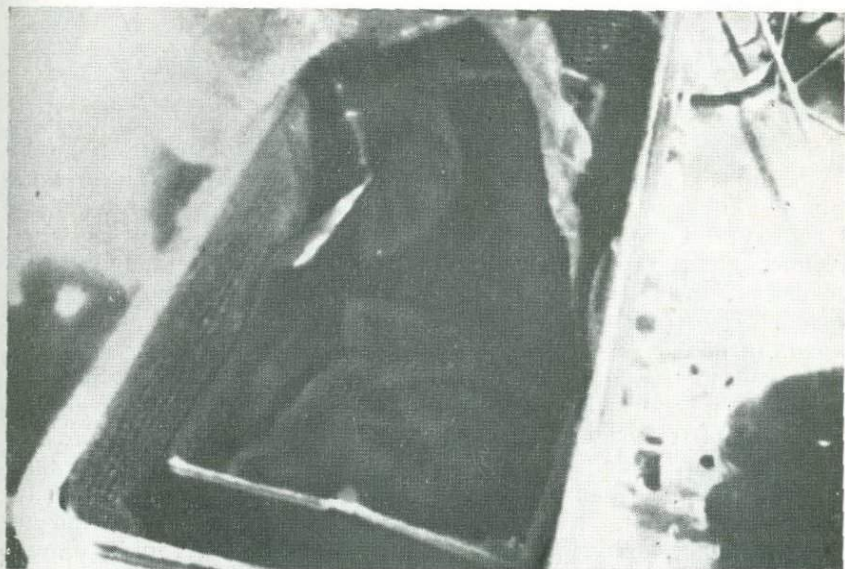
Фиг. 1А. Доставка первых лунных пород в Луниую приемную лабораторию в Хьюстоне 25 июля 1969 г.



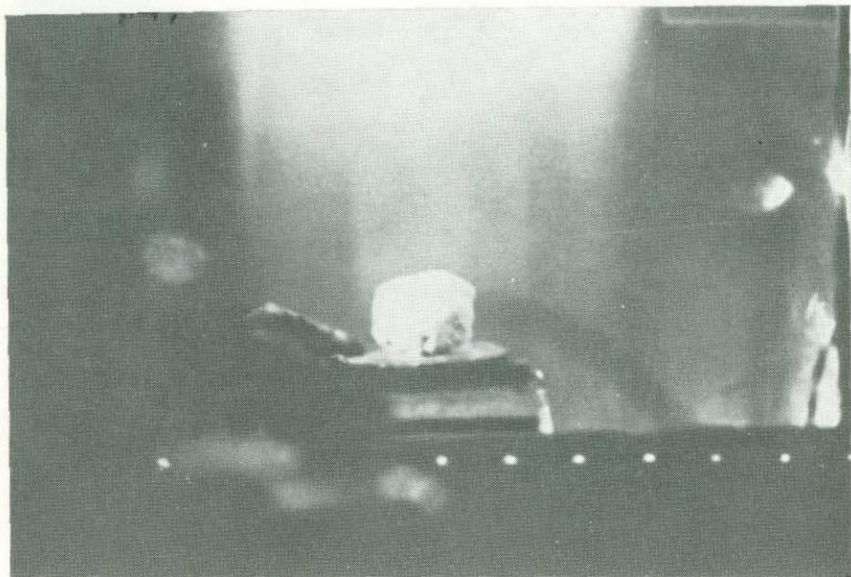
Фиг. 1В. Подготовка к вскрытию первого контейнера с лунными породами, 26 июля 1969 г.



Фиг. 1С. Наблюдение за вскрытием контейнера с породами по телевизионной установке в Лунной приемной лаборатории.



Фиг. 2. Первый фотоснимок лунных пород.
Снимок НАСА, S-69-45 002.



Фиг. 3. Среднезернистый базальт 10 003.

Первая очищенная лунная порода, подготовленная к исследованию.

Геохимическая и геологическая история лунных пород

Результаты многих исследований уже получены и многие проблемы решены; тем не менее споры относительно происхождения Луны продолжают. Из трех основных гипотез ее происхождения — аккреции, захвата и отщепления — третья полностью отвергнута. Современные геохимические, так же как и геофизические, данные указывают на то, что Луна формировалась в условиях, отличных от условий формирования Земли и метеоритов. Луна (вполне возможно, что вся Луна, а не только ее внешняя оболочка) обеднена всеми элементами, более летучими, чем железо (например, натрием, калием, рубидием, цезием, цинком), и обогащена тугоплавкими элементами. По одной из предложенных моделей формирования Луны (которая объясняет его как уплотнение дискообразной туманности в процессе охлаждения) наиболее ранние конденсаты были представлены соединениями кальция, алюминия, титана и тугоплавких микроэлементов, таких, как цирконий, вольфрам, ванадий, торий, барий, стронций и редкоземельные элементы (р. з. э.). Высокая начальная температура конденсации, радиоактивность, в 16 раз превышающая радиоактивность хондритовых метеоритов, и быстрая аккре-

ция (наращивание частиц. — *Ред.*) привели к ранней и обширной дифференциации. На ранней стадии истории Луны происходила и фракционная кристаллизация вещества, слагающего всю Луну, и позднее — частичное расплавление примерно 250-километровой ее оболочки. По данным современных геофизических исследований внутренняя часть Луны находится в огненно-жидком состоянии и, возможно, практически не содержит железа [3].

Гипотеза образования Луны путем аккреции из тугоплавкого материала, уже лишенного летучих элементов, предполагает ее гомогенность. Это предположение основано на хорошей корреляции между соотношением летучих и нелетучих элементов в породах «горных областей» и «морей». Своеобразными геохимическими особенностями Луны являются также изобилие магния и хрома в глиноземных породах коры, высокие значения отношения Cr/Ni и аномально низкое содержание европия. Были предложены две модели для объяснения внутреннего строения Луны (глубже 1000 км). Согласно одной из них, ядро Луны образовано несмешивающимся расплавом $Fe - FeS$, который опускался вглубь, увлекая за собой наиболее сидерофильные и халькофильные элементы; согласно другой, расплавление не распространялось глубже 1000 км и центральная часть Луны образована первозданным, нефракционированным веществом, которое в настоящее время частично расплавлено под воздействием тепла, выделяющегося при распаде калия, урана и тория [4].

Дефицит европия частично обусловлен фракционированием кальциевого плагноклаза [5]. Было обнаружено, что в образцах «Луны-20» обеднение европием выражено слабее, чем в морских базальтах «Аполлона-12», и объяснялось это более высоким содержанием плагноклаза в породах горных областей, представленных образцами «Луны-20». Однако отрицательная аномалия европия, выявленная по этим образцам, свидетельствует о том, что Луна и в целом обеднена этим элементом. Предполагают, что к этому обеднению привели какие-то дополнительные условия (например, частичное расплавление, фракционная кристаллизация или улетучивание европия [6]). При низкой фугитивности кислорода и низком давлении окись европия крайне летуча по сравнению с окислами других редкоземельных элементов [5]. Низкие значения f_{O_2} , полученные экспериментально для большей части лунных пород, минеральных обособлений и даже для фенокристаллов, показывают, что лунная магма находилась в восстановительной обстановке в течение всей истории ее охлаждения [7].

Другое важнейшее различие между Луной и Землей состоит в почти полном отсутствии на Луне атмосферы. В наши дни атмосфера Луны настолько разрежена, что ее можно рассматривать как бесстолкновительный газ [8]. Подобное разреженное состояние атмосферы обусловлено такими факторами, как дегазация

Луны, метеоритное испарение, нейтрализация ионов солнечного ветра и, возможно, явления, происходящие при бомбардировке поверхности Луны космическими лучами. Идентифицированы (в атмосфере Луны. — *Ред.*) свободные атомы He, ^{40}Ar и Ne. Гелий и неон образуются главным образом под влиянием солнечного ветра, тогда как ^{40}Ar появляется в результате распада ^{40}K , заключенного в лунных породах [9]. Сообщалось о наличии редких молекул воды в лунной атмосфере. Хотя происхождение их неясно, предполагают, что незначительные количества водяного пара в лунных условиях могли образоваться из H_2 солнечного ветра и кислорода лунного грунта [10].

Земля активна и жизнедеятельна. Землетрясения и вулканические извержения служат драматическими доказательствами того, что процессы, порождающие земные изверженные породы, происходят и сейчас. Ветер и вода с помощью силы тяжести и колебаний температуры разрушают, переносят и вновь откладывают материал, создавая осадочные породы. Тектонические процессы, протекающие при высоких температурах и давлениях, превращают изверженные и осадочные породы в метаморфические.

Луна по сравнению с Землей — область спокойствия. Ветры не веют, воды по ее поверхности не текут. Лишь сила тяжести, хотя и в 6 раз меньшая, чем на Земле, вызывает некоторые перемещения материала. Большие и малые обвалы, которые оставили следы, указывающие на обрушения склонов, не были связаны с ударными или вулканическими явлениями [11]. Часто встречаются следы, свидетельствующие о том, что с лунных склонов скатывались, подпрыгивая, валуны и что происходило некоторое оползание склонов, которое могло быть вызвано тепловыми напряжениями [12]. Сейсмическими исследованиями экспедиций «Аполлон» зарегистрированы многочисленные небольшие лунотрясения (с центром на глубине примерно 800 км от лунной поверхности), с которыми, по-видимому, связаны приливо-отливные явления [2]. Другие слабые сейсмические явления, называемые термальными лунотрясениями, могут быть связаны с суточными колебаниями температуры, которые вызывают образование трещин или перемещение пород вдоль ослабленных зон [12]. Были зарегистрированы также удары от случайно падающих метеоритов (массой от 100 г до 1000 кг) [13]. Луна подвержена действию космических лучей. Солнечный ветер омывает ее потоком ионов, и часть из них постоянно проникает в лунный грунт [8].

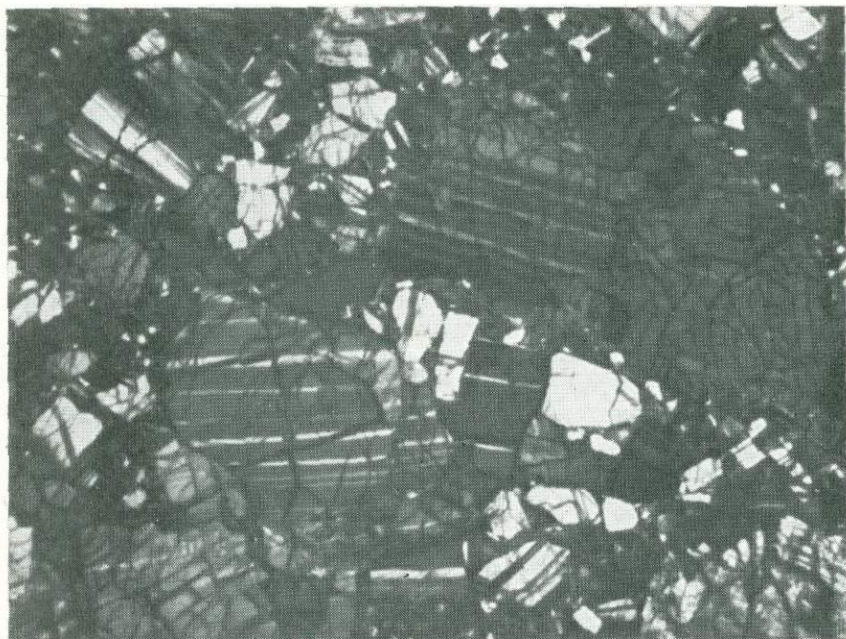
Скульптурный ландшафт и покрытая кратерами поверхность Луны, так же как и характер лунных пород, свидетельствуют о ее ранней активности. Слоистость лунных пород образовалась путями, сильно отличающимися от процессов осадкообразования на Земле. Стратиграфическое изучение, проводившееся по колон-

8192

кам пород, показало, что слоистость лунного реголита — это результат действия комплекса различных процессов: выброса, перераспределения и перемешивания грунта — процессов, в значительной степени обусловленных ударными явлениями [14]. Грубая слоистость, наблюдавшаяся на склонах желоба (риллы) Хэдли — месте посадки «Аполлона-15», образовалась под действием неоднократно повторявшихся движений лавовых потоков. Полагают, однако, что, хотя линейность, наблюдаемая на склонах отдельных лунных возвышенностей, и может отражать действительную геологическую структуру, некоторые фотографически зафиксированные линеаменты, возможно, не что иное, как оптическая иллюзия (вызванная тем, что при косом падении солнечных лучей небольшие неровности рельефа проецируются на горизонтальную плоскость с большим увеличением) [15].

Некоторые исследователи считают, что Луна не претерпевала вулканической активности. Другие утверждают, что история Луны подобна земной истории вулканизма и химической дифференциации с той разницей, что на Луне вулканическая активность происходила в недавнем прошлом. Однако существует почти единодушное мнение, что темные области «морей» на Луне являются ложем, по которому двигались обширные лавовые потоки [2]. Базальты, выполняющие бассейн Моря Дождей, до некоторой степени подобны базальтам бассейна реки Колумбии в штате Вашингтон [16]. Заполнение лунных морей повлекло за собой проявление вулканических и тектонических процессов вдоль трещин в доморском фундаменте. Эти процессы обусловили такие специфические черты Луны, как горные хребты, окаймляющие моря, системы сбросов, извилистые риллы, образовавшиеся при разрушении лавовых трубок, и лавовые потоки [17]. Сообщается, что зафиксированы (фотографически) отдельные трещины — источники излияния лавы [16]. Хотя большие лунные кратеры образованы под влиянием ударных явлений, маленькие кратеры с куполовидной структурой, вероятно, имеют вулканическое происхождение [18]. Различные элементы рельефа, возможно, подвергались более или менее длительным процессам формирования и видоизменения в течение развития лунных морей [17]. Предполагаемый возраст проявления трех главных фаз излияния базальтовых лав следующий: фаза I — $3,0 \pm 0,4$ млрд. лет назад; фаза II — $2,7 \pm 0,3$ млрд. лет назад; фаза III — $2,5 \pm 0,3$ млрд. лет назад [16]. Другие исследователи утверждают, что заполнение морских бассейнов происходило главным образом в период между 3,2 и 3,8 млрд. лет назад [2].

Несмотря на веские доказательства существования пород с абсолютным возрастом от 4,5 до 4,6 млрд. лет, лишь о немногих образцах, собранных экипажами «Аполлон», можно сказать, что они кристаллизовались в промежутке между 4,0 и 4,6 млрд. лет



Фиг. 4. Трещиноватые зерна плагиоклаза в катакlastическом аноктозите 60 215,13. Снимок НАСА, S-72-43966.

назад. Предполагают, что образование почти всех метеоритных кратеров на Луне произошло около 4 млрд. лет назад [2]. Период большого притока метеоритов ознаменовался высокой активностью процессов метаморфической перекристаллизации пород на обширных площадях Луны. Ударные процессы вызвали значительные колебания температуры, и иногда она достигала достаточно высокого уровня, чтобы обусловить большее или меньшее частичное расплавление ранее сформированных пород, таких, как брекчии из горных областей [19]. Общее и частичное расплавление (под воздействием ударных явлений. — *Ред.*) — процесс, относительно редкий на Земле, — имеет важное значение для понимания петрогенезиса лунных горных областей, где получены веские доказательства расплавления и смешения [20]. В породах метаморфизм, вызванный ударными явлениями, находит отражение в механическом двойниковании минералов (например, в ильмените, пироксене и плагиоклазе), в образовании трещин в их зернах (фиг. 4), в частичном или полном превращении минеральных зерен в стекло. (Примером может служить образование тетоморфического плагиоклазового стекла и расплавление всей породы с получением неоднородного расплава) [21].

На Земле геологи стараются найти обнажение и образцы коренных пород, где и когда только это возможно. Только в крайнем случае картируют наносы и из наносов отбирают образцы. На Луне оказалось невозможным найти кристаллические породы, залегающие *in situ* [22], но от всех образований, которые могли представлять эти породы (как, например, морские базальты рилла Хэдли), образцы были отобраны. В кровле рилла фотографически зафиксированные выходы пород описаны как 5-метровой мощности реголит, ниже которого залегают коренные породы, протягивающиеся почти на 55 м. Остальная часть склона до подошвы — примерно 300 м — покрыта делювием, отдельные глыбы которого достигают 30 м в диаметре. Образцы морских базальтов отобраны из обнажения на склоне рилла, а также из реголита и с краев двух маленьких соседних кратеров. Хотя место отбора образцов в разрезе вкрест простирания рилла точно не установлено, представляется вероятным, что большинство отобранных образцов морских базальтов принадлежит к одному или нескольким мощным массивам [23].

Согласно одной из теорий, состав морских базальтов обусловлен главным образом процессами частичного расплавления на месте их зарождения, сопровождавшимися фракционной кристаллизацией вблизи поверхности. Предполагают, что зарождение морских базальтов происходило под влиянием нагрева, вызванного радиоактивным распадом урана и тория (на глубине более 400 км) и не зависело от ранней дифференциации лунной магмы. При дальнейшей дифференциации уран, торий и калий были экстрагированы вновь образованной базальтовой магмой. Затем последняя внедрилась во внешнюю 400-километровую оболочку, но только малая ее часть достигла поверхности [24].

Образцы лунных морских базальтов при различных исследованиях группировались по размеру зерен (например, мелко-средне- и крупнозернистые базальты), по структуре (офитовые, порфиритовые и т. д.) и по преобладающему минералу (например, оливиновые, ильменитовые, кристобалитовые базальты). Приведенные группы не единственно общепринятые — разные исследователи одни и те же породы называли по-разному¹. Известны также неморские базальты (найденные «на суше»), отличающиеся от описанных и по минеральному составу, и, возможно, по происхождению [25]. Базальты расклассифицированы также по химическому составу. По данным анализов некоторые базальты обогащены калием, редкоземельными элементами и фосфором. Эти базальты названы по первым буквам указанных компонентов,

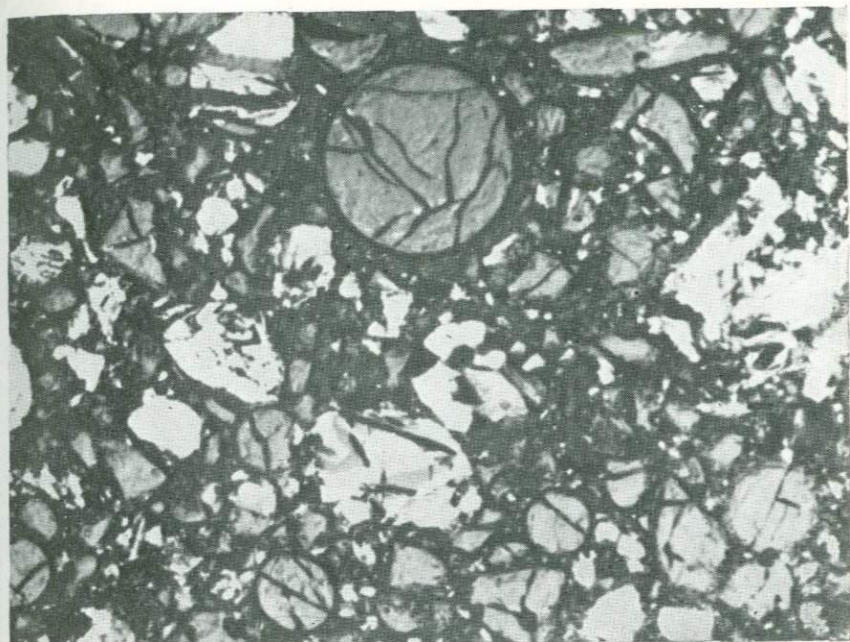
¹ В приложении II все образцы пород, упоминаемые в этой книге, приведены с указанием номеров и названий, под которыми они описаны.

т. е. КРЕЕР¹-базальтами, а некоторые из них называются «серыми пятнистыми» базальтами [26]. Базальты с содержанием Al_2O_3 от 20 до 24% названы высокоглиноземистыми базальтами. (Некоторые из них относятся к неморским базальтам, или базальтам горных областей.) Лунные анортозитовые породы (кристаллические породы, содержащие более 24% Al_2O_3) характеризуются преобладанием высококальциевого плагиоклаза [27]. Это породы преимущественно лунных горных областей. В минеральном составе анортозитовых пород наблюдаются некоторые различия, и предпринимались попытки классифицировать их подобно земным аналогам. Поэтому стали употребляться такие названия, как троктолит, норит и троктолитовый анортозит, объединяемые под общим названием АНТ (анортозитовых норитовых троктолитовых) пород.

Различные типы лунных пород могут обнаруживать следы ударного метаморфизма или воздействия ударов, но преобладают среди лунных метаморфических пород брекчии. Наблюдались все степени брекчирования, перекристаллизации и даже полного расплавления. Вернер [28] на основании изучения брекчий, доставленных «Аполлоном-14», классифицировал их главным образом по структуре основной массы и количеству стекла в основной массе и среди обломков. Были предложены и другие классификации брекчий, и все они пытаются отразить степень метаморфизма пород. Продукты интенсивного термального метаморфизма названы «расплавленными породами». Они могли образоваться либо при частичном расплавлении одного типа пород, либо при плавлении гетерогенных пород или брекчий, сопровождавшемся дифференциацией [29].

Лишь малая часть собранного материала представляет породы из лунных глубин. Поэтому обломок дунита из брекчии 72 417 изучался с большим интересом. Крупный размер зерна, симплектитовые вростки и состав обломка (примерно 95% оливина) указывают на то, что он не может быть близповерхностным образованием. Полагают, что дунит был вынесен из глубины при образовании кратера и что он подвергся удару, который и вызвал деформацию и перекристаллизацию оливина. Позже дунит оказался включенным в голубовато-серую основную массу брекчии. Предположительно был сделан вывод, согласно которому обломок дунита (предполагаемый возраст ~ 4,6 млрд. лет) принадлежит к очень раннему дифференциату, отделившемуся от верхней части лунной оболочки; он настолько обеднен элементами-примесями (вклю-

¹ КРЕЕР — по начальным буквам элементов, специфичных для лунных пород: калий, редкоземельные элементы (REE — начальные буквы английского термина rare earths elements, т. е. редкие земли, принятые в русской литературе как р. з. э.) и фосфор. — *Прим. ред.*

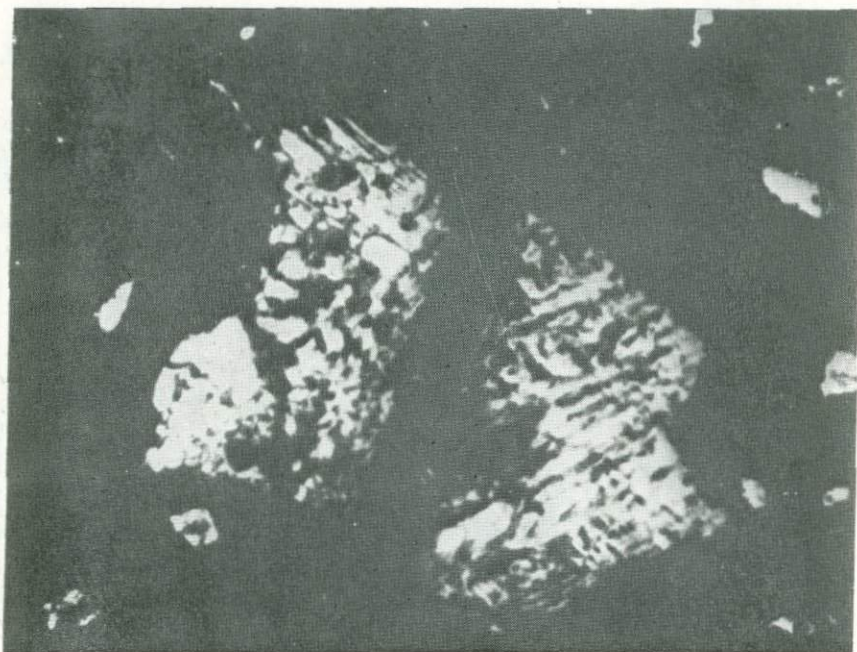


Фиг. 5. Зеленое стекло (сферические глобулы) в шлифе пирокластической породы 15 427. Снимок НАСА, S-71-53148.

чая U и Th), что становится очевидным невозможность для дунитовой магмы быть источником образования более молодых базальтовых магм. Полагают, что магма, давшая начало дуниту, сформировалась в процессе ранней лунной дифференциации и что она была связана с гравитационным разделением [30].

Зеленое стекло из сборов «Аполлона-15» (фиг. 5) и оранжевое стекло (и грунт) «Аполлона-17» представляют особый интерес из-за их гомогенного ультрамафического состава. Было предложено много объяснений происхождения этих стекол. Предполагалось, что стекла образовались при излиянии лавы [31], что эти стекла — остаток упавшего тела, вызвавшего образование первичного кратера [32], или что они представляют собой вынесенный из глубинных слоев пироксенит, который претерпел частичное расплавление под действием сильного удара [33].

Больших гранитных массивов, столь обычных на Земле, на Луне найдено не было. Утверждения о существовании лунных «гранитов» основывались на обогащенности мезостазиса морских базальтов КРЕЕР-компонентами (т. е. на присутствии в мезостазисе бариевого полевого шпата, фосфатов, транквилиита



—|—————|
0,2 мм

Фиг. 6.4. Неправильный обломок риолита в обр. 14 306,55. Характерны периферические участки, обогащенные натрием, иголки пироксена и черные кубики металлического железа.

Suppl. 3 82z.

и цирконолита). Некоторые обломки брекчий, доставленных «Аполлоном-14», названы риолитом и транквилиититсодержащим гранофиром (фиг. 6) [34]. Эти участки мезостазиса вряд ли можно называть гранитом; только на основании химического состава их можно назвать «гранитным компонентом». В брекчии 12 013 гранитный компонент существенно биминерален: в нем преобладают калиевый полевой шпат и кремнезем [35].

Составление полноценной классификации лунных пород следует предоставить петрологам, которых, правда, больше интересует происхождение пород, чем их наименование. Такая классификация будет приведена в работе С. Р. Тейлора *Lunar Science* (которая готовится к печати в издательстве *Pergamon Press*).



0,2 мм

Фиг. 6В. Гранофировый агрегат кварца и калиевого полевого шпата из полимиктовой брекчии 14 306,53.

Литература

1. Lunar Science Institute, *Post Apollo Lun. Sci.*, 36, 62.
2. Calio, *Apollo 17 Prelim. Sci. Rep.*, xv-xvii.
3. Anderson, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 40-42.
4. Taylor, Jakeš, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 786.
5. Biggar et al., *Suppl. 2*, 636.
6. Nguyen L. D. et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.* 561.
7. Sato, Hickling, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 650-651.
8. Hodges et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 343-344.
9. Hodges et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 374.

10. Cadenhead et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 110.
11. Howard, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 386.
12. Duennebier, Hutton, *J. Geophys. Res.* 79, 4351.
13. Latham et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 458.
14. Fleischer, Hart, *Apollo 15, Lunar Samples*, 371.
15. Wolfe, Bailey, *Suppl.* 3, 24.
16. Schaber, *Suppl.* 4, 73, 76, 91.
17. Young et al., *Apollo 17, Prelim. Sci. Rep.*, 31—10, 31—11.
18. El-Baz, *Apollo 17, Prelim. Sci. Rep.*, 32—12.
19. Bence et al., *Suppl.* 4, 597.
20. Warner et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 823.
21. Chao et al., *Suppl.* 1, 295—296.
22. Gold, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 296.
23. Howard et al., *Suppl.* 3, 7, 8, 12.
24. Ringwood et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 636—638.
25. Brown et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 89.
26. Anderson et al., *Suppl.* 2, 431.
27. Bansal et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 48.
28. Warner, *Suppl.* 3, 624—630.
29. Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174—175.
30. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 5.
31. McKay, *EOS* 54, 600.
32. Carr, Meyer, *Apollo 15, Lunar Samples*, 49.
33. Prinz et al., *EOS* 54, 605.
34. Brown et al., *Suppl.* 3, 154—156.
35. Drake et al., *EPSL* 9, 121.

Сопоставление минералогии Луны и Земли и зависимость минералогии Луны от лунной среды

Примерно из 100 описанных лунных фаз около 60 — достоверно установленные минералы, 14 — идентифицированы предположительно, а остальные не определены или определены неточно. На Земле известно более 2200 минералов. С минералогической точки зрения Луна — убогое место.

Поскольку на Луне нет воды, на ней не может быть минералов, образующихся при изменении вещества в результате выветривания или гидратации. На Земле вода — один из важнейших ингредиентов, участвующих в процессах регионального метаморфизма. Вода способствует перекристаллизации одной фазы в другую. На Луне практически нет, например, амфиболов, слюд, минералов группы серпентина и минералов глины, которые в таком изобилии распространены на Земле. А если на поверхности Луны нет атмосферы, то не могут образоваться и продукты окисления.

Луна по сравнению с Землей характеризуется относительно низкими давлениями и температурами. Сильно нарушенные и смятые в складки породы Земли служат признаком высоких давлений и температур, существовавших в периоды орогении. Тектонические процессы вызывали изменения фаз, перекристаллизацию первичных минералов или исчезновение отдельных фаз.

На ранней стадии лунной истории также происходили тектонические процессы, но поскольку Луна обеднена элементами, более летучими, чем железо, породообразующие минералы большим разнообразием не отличаются.

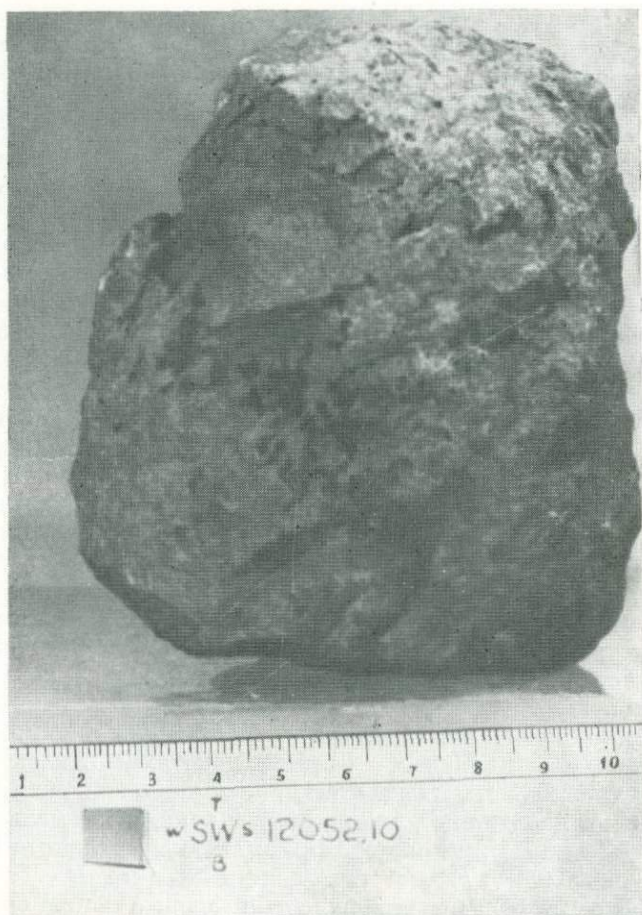
На Луне нет ни гранитов, ни пегматитов — этих земных сокровищниц для минералога и горняка. На Земле из пегматитов получают множество эффектных образцов поразительного разнообразия форм, красоты и часто — размеров.

Луна небогата «эффектными» образцами. Заслуживают упоминания крупнозернистый базальт 12 052 и порфириновый базальт 15 495. В обр. 12 052 медово-бурые кристаллы пироксена длиной 3 мм и шириной 1 мм образуют агрегаты пластинок, радиально расходящихся из общего центра (фиг. 7). Некоторые кристаллы пироксена достигают длины 8 мм. В интерстициях между пластинками пироксена встречаются кристаллы полевого шпата [1]. В пустотах той же породы наблюдаются игольчатые кристаллы ильменита длиной 5 мм и шириной 0,5 мм [2]. В обр. 15 495 пустоты выполнены идиоморфными призмочками пироксена размером 15×2 мм (фиг. 8). Кристаллы с поверхности темные буровато-зеленые, внутри — зеленые. Они хорошо образованы, с отчетливо выраженными, чистыми гранями [3].

Некоторые из лучше сохранившихся лунных кристаллов (минералов, которые скорее всего кристаллизовались из летучей фазы) приходилось исследовать с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). В кавернозной брекчии наблюдались идиоморфные кристаллы железа, нарастающие на кристаллы плагиоклаза или пироксена. Вообще кристаллы железа встречаются редко, но там, где они есть, они довольно обильны [4].

Эти мельчайшие кристаллы наряду с такими же мелкими, но хорошо образованными кристаллами апатита и витлокита следует рассматривать как лунные драгоценные камни. На Луне нет алмазов. Для их образования нужен углерод, а также очень высокие температуры и давления. На Луне нет рубинов или сапфиров. Корунд встречается в незначительном количестве, и происхождение его неясно. Только один кристалл граната найден во всех изученных лунных образцах. Для мезостазиса некоторых лунных пород весьма характерен циркон, однако кристаллы циркона слишком малы и их слишком мало, чтобы он мог иметь какое-нибудь другое значение, кроме петрогенетического.

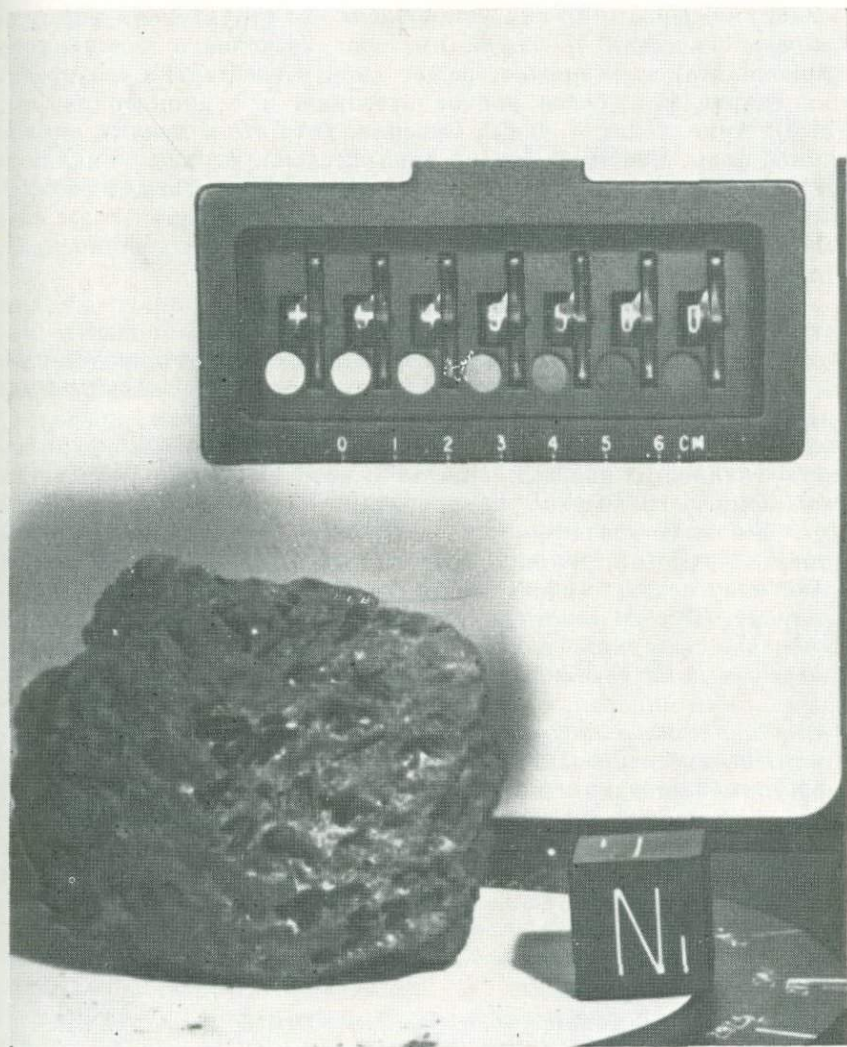
Металлическое железо широко распространено на Луне, но количественно оно представляет собой только редкий аксессуарный минерал; при этом значительная часть железа привнесена в лунный материал метеоритами. Нет ни золота, ни серебра, ни каких-либо других благородных металлов, если не считать присутствия их в некоторых породах в количестве нескольких миллионных (г/т) или миллиардных (мг/т) долей. Ничтожные следы



Фиг. 7. Порфиновый базальт 12 052,10 с пустотами, содержащими кристаллы пироксена. Шкала в сантиметрах. Снимок НАСА, S-70-44633.

самородной меди встречаются совместно с некоторыми второстепенными сульфидами. Единственный фосфид — шрейберзит — представляет собой другой редкий акцессорный минерал. Он встречается совместно с карбидом-когенитом, причем оба они, вероятно, привнесены на Луну метеоритами. Нет на Луне галлоидов или типичных карбонатов. Есть лишь в небольшом количестве фосфаты, которые встречаются в мезостазисе пород с КРЕЕР-компонентами.

За исключением повсеместно и в изобилии распространенного ильменита, простые окислы на Луне представлены главным обра-



Фиг. 8. Порфировый базальт 15 495 с идиоморфными призмочками пироксена в пустотах.

Снимок НАСА, S-71-44206.

зом аксессуарными минералами — рутилом и бадделентом. Ряд полиморфных образований SiO_2 — кристобалит, тридимит и кварц — встречаются в очень малых количествах. Представляют интерес сложные окислы — цирконолит и армоколлит, хотя они также присутствуют в незначительных количествах. Детальными иссле-

дованиями первого из них установлена его структурная формула (минералогическая проблема, имеющая значение и для земного цирконолита) и, возможно, решен спор относительно его названия (циркелит — более раннее название, чем цирконолит; см. гл. 5). Армоколит — новый минерал, хотя это и лунный аналог земной фазы. Важными фазами лунных сложных окислов являются шпинели. Они присутствуют в лунных породах в виде обильных аксессуариев и характеризуются интересным химическим составом (несколько отличающимся от состава земных шпинелей), что имеет большое петрогенетическое значение.

Силикаты образуют основную массу лунных пород, но они также не отличаются разнообразием. Главные компоненты пород — это полевые шпаты и пироксены. Полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазом, главным образом высококальциевым, состав которого меняется в очень узких пределах. В некоторых породах в мезостазисе наблюдается небольшое количество калиевых полевых шпатов — особенно в породах с так называемым гранитным компонентом. Пироксены ограничены Mg-, Fe- и Ca-разностями. Необычный, обогащенный железом минерал группы пироксена, неизвестный на Земле, представляет собой фазу позднего образования. Этот новый минерал — пироксферроит. Третью большую группу лунных породообразующих минералов составляют оливины. Обычно они обогащены магнием; обогащенный железом фаялит встречается только как поздний аксессуарный минерал. Сложным силикатом железа, титана и циркония является новый минерал транквилитит — редкий аксессуарий, не имеющий земного аналога.

Лунные минералы не отличаются большим разнообразием, и, очевидно, они не представляют практического интереса. Их значение заключается в том, что они несут информацию о процессах образования лунных пород и, следовательно, о происхождении и истории Луны.

Литература

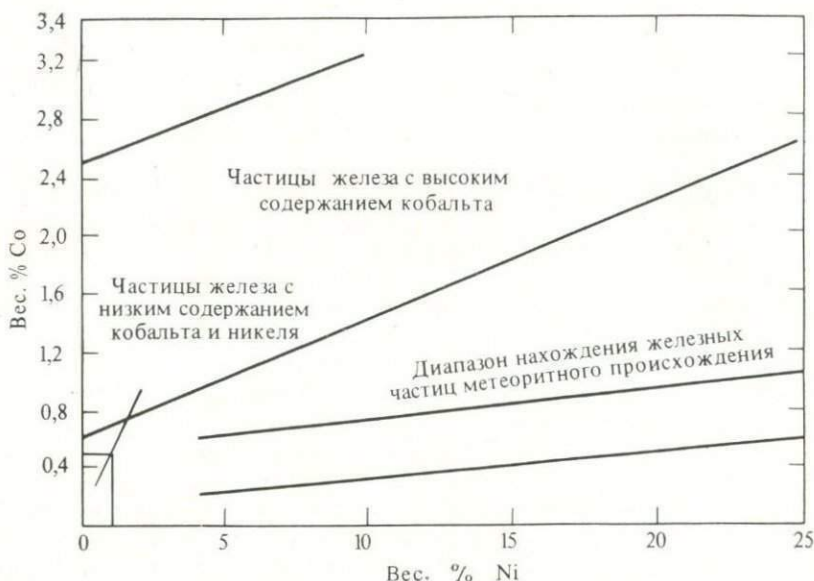
1. Heiken, Anderson, *Lunar Sample Information Catalog, Apollo 12*, 150.
2. Lindsay, *Lunar Sample Information Catalog, Apollo 12*, 150.
3. Reid, Bass, *Lunar Sample Information Catalog, Apollo 15*, 225.
4. Clanton et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 143.

Самородные элементы

Металлическое железо: камасит и тэнит, сомнительный Cr-Fe-металл, неидентифицированная фаза

До первой высадки на Луне предполагалось, что на ее поверхности будет найдено в большом количестве метеоритное железо. Однако среди образцов, доставленных «Аполлоном-11», металлического железа было очень мало, причем большая часть его, по-видимому, образовалась на Луне, а не была привнесена извне. Последующие экспедиции доставили значительно больше метеоритного железа, особенно в образцах пород из горных областей, но представлено оно очень мелкими частицами (обычно 125—150 мкм). Больших масс металла, подобных многим находкам метеоритов на Земле, на Луне не обнаружено.

В пробах грунта из горных областей, доставленных экспедициями «Аполлон-14», «Аполлон-16» и «Аполлон-17» и автоматической станцией «Луна-20», метеоритный металл составляет более 75% всех найденных металлических обломков. Большая его часть утратила свойственную метеоритам микроструктуру (например, Видманштеттовы фигуры) в процессе ударных явлений, связанных с образованием кратеров и падением метеоритов, которые способствовали высвобождению металла из вмещающей породы. Некоторые металлические частицы, имеющие и структуру, и состав, свойственные метеоритам, не обнаруживают признаков переработки. По-видимому, в этом случае металл высвободился из вмещающей породы без участия значительных ударных явлений, вероятно, вследствие того, что более хрупкие силикаты разрушаются быстрее более пластичного металла [1, 2]. В некоторых породах (например, в KREEP-базальте 14 310 и в анортзитовом габбро 68 415), может быть, присутствует смесь метеоритного и лунного металла, что подтверждает гипотезу возможной переплавки, предлагаемую для объяснения происхождения этих пород [3]. И даже в пробах грунта, доставленных «Аполлоном-12», где около 80% металлических частиц, вероятно, отделилось от изверженных пород, частицы железа крупнее 125 мкм все же имеют



Фиг.1-1. Диаграмма отношения Co/Ni в частицах лунного железа иллюстрирует предлагаемый критерий для определения метеоритного происхождения частиц. Goldstein, Axon, *Apollo 15 Lunar Samples*, 81.

метеоритное происхождение. Эти метеоритные включения, возможно, были привнесены в лунный грунт в результате ударов частиц, летящих с небольшой скоростью, в ходе более мощной бомбардировки поверхности Луны [4].

Критерии, выбранные для определения метеоритного происхождения частиц, основывались на соотношении содержания в них кобальта и никеля (содержание никеля более 4%, кобальта — менее 1%; фиг. 1-1) [4]. Для получения наиболее достоверных результатов рекомендовалось использовать именно такие критерии, а не какие-либо абсолютные показатели [3].

Значительная часть металлического железа из образцов морских базальтов, доставленных экипажами «Аполлон-11», «Аполлон-12», «Аполлон-15» и «Аполлон-17», по-видимому, первоначально находилась в изверженных породах. Некоторые из этих частиц железа могут представлять собой результат восстановления железосодержащих силикатов или стекла в процессе ударного и (или) термального метаморфизма [5]. В отдельных случаях камасит, возможно, образовался в результате разрушения оливина, обогащенного фаялитовой составляющей (например, в базальте 14 053 железо ассоциируется со стеклом, в составе которого преобладают магний и SiO_2) [6]. Некоторые идиоморфные кристаллы железа, найденные в пустотах брекчий «Аполлона-14»,

«Аполлона-15» и «Аполлона-16», по-видимому, выкристаллизовались из летучей фазы в условиях, близких к равновесию [7].

Камасит (α -железо) устойчив при низких температурах; он характеризуется низким содержанием никеля. Тэнит (γ -никель-железо), отличающийся высоким содержанием никеля, является высокотемпературной модификацией [1]. Однако, если содержание никеля превышает 27%, тэнит становится устойчивым при низких температурах [8]. При средних температурах обе фазы — α и γ — устойчивы и могут существовать совместно. Если камасит нагреть повторно, так чтобы он оказался в интервале средних температур, может произойти распад твердого раствора и из первичного α -железа выделяются небольшие пластинки обогащенного никелем γ -железа. Обычно эту фазу γ -железа называют «изотермальным тэнитом» [1]. Среди частиц металлического железа как метеоритного, так и лунного происхождения обнаружены и камасит, и тэнит. Кроме того, наблюдалось много двухфазных частиц ($\alpha + \gamma$ -железа). Некоторые из них в соответствии с их структурой можно было бы назвать «изотермальным тэнитом». Многие другие представляют собой зональный тэнит; такой тэнит мог сформироваться при росте камасита, происходившем в то время, как первичный тэнит медленно остывал в интервале средних температур. Детальное изучение микроструктуры этих частиц лунного железа дает представление о температурных пределах их устойчивости [1].

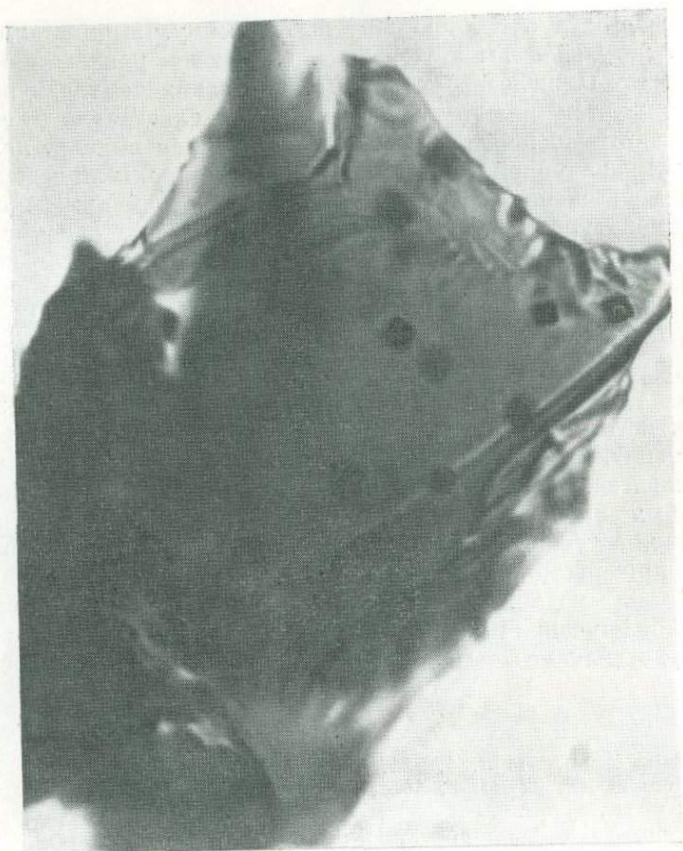
Литература

1. Goldstein, Axon, *Suppl.* 4, 751, 756—757, 769—770.
2. Goldstein et al., *Suppl.* 3, 1037, 1062.
3. Taylor et al., *Suppl.* 4, 826—827.
4. Goldstein, Yakowitz, *Suppl.* 2, 179, 189—190.
5. Goldstein et al., Preprint, *Metal Silicate Relationships in Apollo 17 Soils*.
6. El Goresy et al., *EPSL* 13, 121, 127.
7. Clanton et al., *Suppl.* 4, 925.
8. Goldstein, Ogilvie, *Trans. AIME* 233, 2083.

КАМАСИТ α -Fe, или α -(Ni, Fe)

Использованные названия

- Кобальтовое металлическое никель-железо; Keil et al., *Suppl.* 2, 332.
 Кобальтовый Ni-Fe; Prinz et al., *Meteorit.* 6, 301.
 Кобальт никель-железо; Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 207.
 Fe-металл; El Goresy et al., *Suppl.* 3, 334.
 Железо; Brown et al., *Suppl.* 3, 153.
 Железо-никель; Frondel et al., *Suppl.* 1, 467.
 Металлический Fe; Roedder, Weiblen, *Suppl.* 3, 259.
 Металлический FeNi (отчасти); El Goresy et al., *Suppl.* 2, 220.



~50 мкм

Фиг. 1-2. Кубики железа (или Ni-Fe) в фрагменте стекла из образца мелкозернистого материала.
Suppl. 1, 464.

Металлическое железо; Haggerty, *Suppl. 3, 307.*

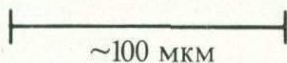
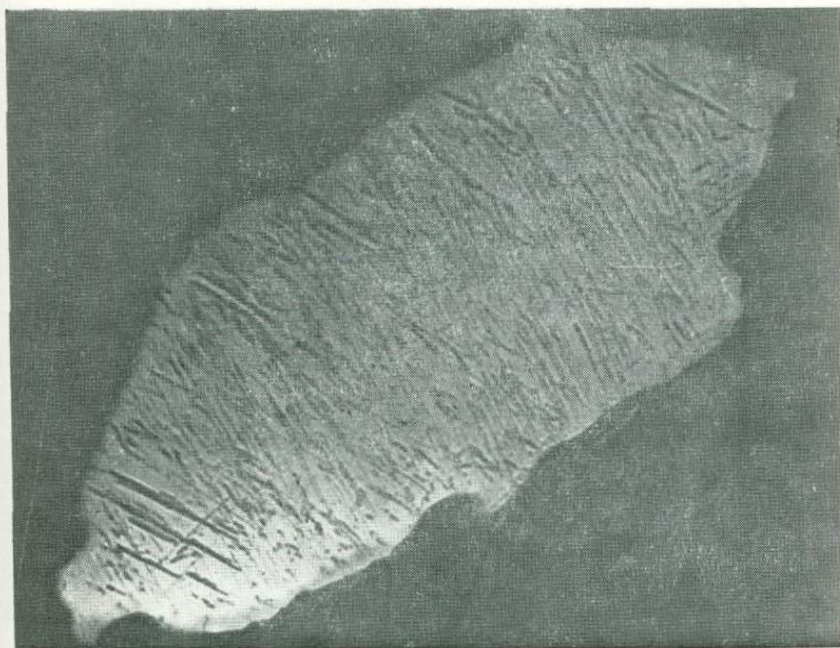
Самородное железо; Bailey et al., *Suppl. 1, 179.*

Никельсодержащий Fe; Cameron, *Suppl. 1, 239.*

Чистый Fe; El Goresy et al., *EPSL 13, 121.*

Ti- и Cr-содержащее металлическое железо; Melson et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr., 536.*

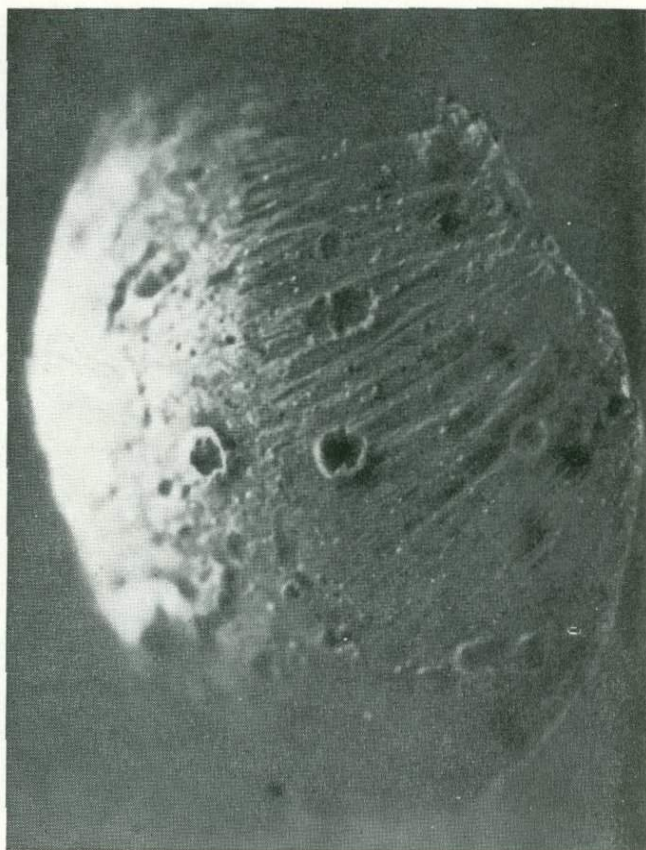
Условия нахождения и формы выделения. В кристаллических породах камасит находится в виде округлых капель, лишь изредка имеющих слаборазвитые полигональные очертания [1]. Хотя зерна



Фиг. 1-3. Неймановы линии в метеоритном камасите.
Suppl. 2, 183.

камасита изучались изолированно от троилита [2], обычно эти две фазы находятся в тесной ассоциации или во взаимном прорастании, что указывает на их образование из железосульфидного расплава, отделившегося от силикатной магмы в результате ликвации [3]. Подобно троилиту, камасит является продуктом поздней стадии кристаллизации. Обычно он ассоциируется с другими остаточными продуктами в интерстициях, очертания которых определяются плагиоклаз-пироксеновым каркасом [4].

В брекчиях и в грунте железо встречается в форме дендритов, капелек и неправильной формы обломков, а также в виде сфероидально-дискообразных или веретенообразных тел. Некоторые неправильной формы зерна образуют срастания с плагиоклазом и пироксеном. Тонкие пленки сфероидальных частиц наблюдались в кристифицированном стекле, при этом в одном куске стекла обнаружены мельчайшие кубики камасита (фиг. 1-2) [5]. Включения камасита в образце мелкозернистого материала 10 084 размером менее 30 мкм часто имеют округлую форму и обрамлены



~2 мм

Фиг. 1-4А. Никель-железный шарик из образца мелкозернистого материала 101805. *Suppl.* 1, 658.

троилитом; его микроструктура указывает на кристаллизацию под воздействием удара [6]. Образец мелкозернистого материала 10 085-4 содержит также несколько угловатых или проволокообразных обломков метеоритного камасита с хорошо развитыми Неймановыми линиями [7]. В обр. 10 085-17М среди нескольких обломков метеоритов найден кристалл камасита, обнаруживший сложный комплекс Неймановых и других полос деформации. Наличие Неймановых линий свидетельствует о постударной пластической деформации (фиг. 1-3) [8]. В обр. 10 085 встречен также никель-железный шарик массой 88 мг и размером $3,5 \times 3,2 \times$



~1,5 мм

Фиг. 1-4B. Полированный шлиф никель-железного шарика. Виден дендритовый агрегат таенита (белое) и троилита (серое).
Suppl. 1, 659.

2,3 мм (фиг. 1-4A). Это одно из наибольших метеоритных включений в лунном грунте. Судя по плотности шарика (7,36), он состоит примерно на 85% из камасита и на 15% из таенита. Внутренняя структура шарика (фиг. 1-4B) представляет собой дендритовое срастание железа и троилита [9].

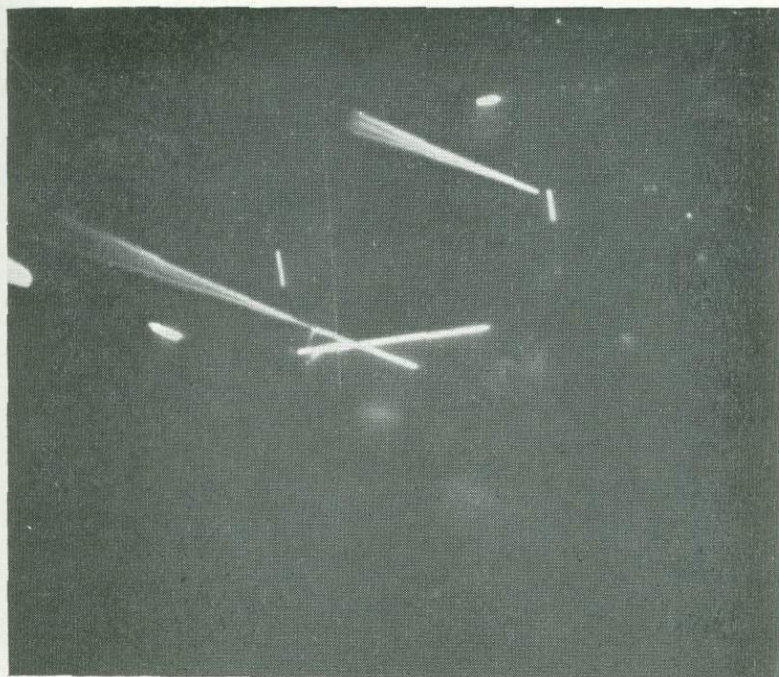
Ассоциация металлического железа с троилитом, отчетливо проявляющаяся в породах «Аполлона-11», менее характерна для образцов «Аполлона-12» и «Аполлона-14» [10]. В образцах «Аполлона-12» металлическая фаза имеет более сложный парагенезис;



Фиг. 1-5. Обильные округленные капли камасита в шлифе брекчи 14 068,7.
Снимок НАСА, S-71-40812.

например, в порфиритовом базальте 12 063,9 железо встречается совместно с окислами, пироксеном и плагиоклазом, троилитом и ильменитом в ассоциации фаялит-кристобалит-стекло и, наконец, в эвтектическом сростании с троилитом. В порфиритовом базальте 12 004,11 камасит (так же как и тэнит) встречается в виде включений в ранее образовавшемся оливине [11]. В KREEP-базальте 14 310 железо находится как в виде отдельных неправильной формы зерен, так и в виде включений в троилите. Отношение Fe/FeS в железо-троилитовых агрегатах колеблется в широких пределах. Образование металла началось одновременно с кристаллизацией пироксена и продолжалось в течение всего периода кристаллизации, а последние порции металла образовались при субсолидусном восстановлении ульвошпинели. Металл в избытке присутствует в мезостазице [12].

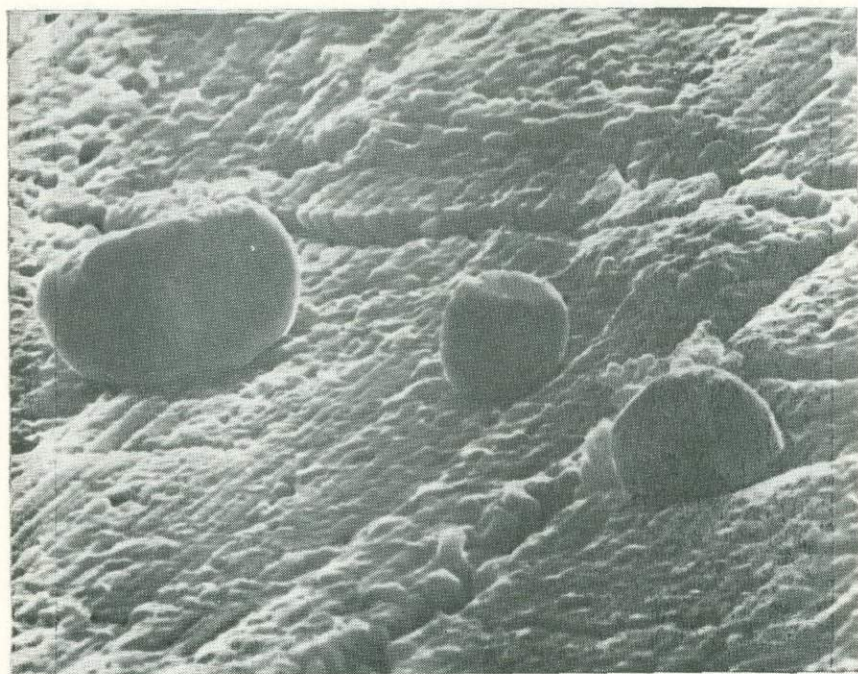
Среди обломков брекчи 14 068 камасит — наиболее важное минеральное включение после плагиоклаза. Он встречается в виде полукруглых капель с рваными контурами и полосами, а также окружающих их более мелких капель (фиг. 1-5) [13]. В пробе грунта 15 602 камасит присутствует в виде отдельных прямоугольных зерен размером до 400 мкм в виде переплетенных полосок, расположенных по границам зерен силикатов, и в виде шариков ($< 1 - 20$ мкм); находится он в эвтектическом сростании



Фиг. 1-6. Ориентированные кристаллы металлического железа в плагиоклазе «Луны-20». Отраженный свет; ширина включений 0,14 мкм.
Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 758.

с троилитом [14]. Некоторые образцы катакластической сильнометаморфизованной брекчии, доставленные экипажем «Аполлон-16», содержат большие круглые капли камасита размером до 1 мм, заключенные в силикатной матрице, или локальные скопления его зерен, выполняющие интерстиции между силикатами. Во многих случаях капли металла окаймлены мелкими зернами троилита [15]. В габбровом анортозите 68 415 камасит обычно находится в виде капель, заключенных в остаточном стекле. Реже железо заключено внутри окружающих стекло зерен плагиоклаза и пироксена. Состав его соответствует железу метеоритного происхождения, а сферическая или глобулярная форма зерен указывает на отделение в результате ликвации [16].

В некоторых кристаллах плагиоклаза из образцов «Луны-20» наблюдались ориентированные включения игольчатых [17] или стержневидных кристаллов железа шириной 0,5 мкм и длиной около 100 мкм (фиг. 1-6) [18]. Эта преимущественная ориентировка позволяет предполагать, что кристаллы железа образовались при



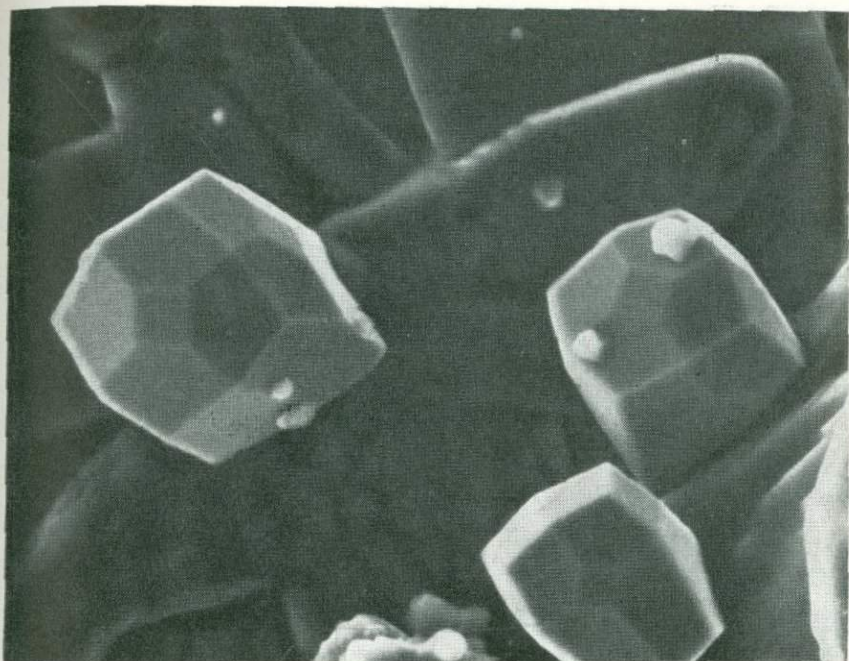
~10 мкм

Фиг. 1-7. Кристаллы железа в зерне пироксена из брекции 15, 02.

Железо кристаллизовалось после того, как ступенчатый скачкообразный рост пироксена закончился. *Suppl.* 4, 927. Снимок в сканирующем электронном микроскопе; НАСА, S-72-53357.

распаде твердого раствора и что их расположение обусловлено кристаллографической ориентировкой вмещающего плагиоклаза [17].

Замечательные кристаллы камасита найдены в пустотах брекций, доставленных экипажами «Аполлон-14», «Аполлон-15» и «Аполлон-16». Лишь небольшая часть этих брекций содержит кристаллы железа, но там, где они есть, они присутствуют в изобилии; по-видимому, эти кристаллы росли в летучей фазе на субстрате из кристаллов плагиоклаза и пироксена (фиг. 1-7). Величина кристаллов железа колеблется от 1 до 17 мкм, а их размеры по кристаллографическим осям — от <1 до 10 мкм. Изучение этих мельчайших кристалликов по стереофотоснимкам, полученным с помощью сканирующего электронного микроскопа, позволило определить следующие формы (фиг. 1-8, 1-9, 1-10):



Фиг. 1-8. Кристаллы железа. Видны наиболее развитые грани трапецоэдра и более мелкие грани куба.

Lun. Sci. IV, Abstr., 144. Снимок в сканирующем электронном микроскопе; НАСА, S-72-55208.

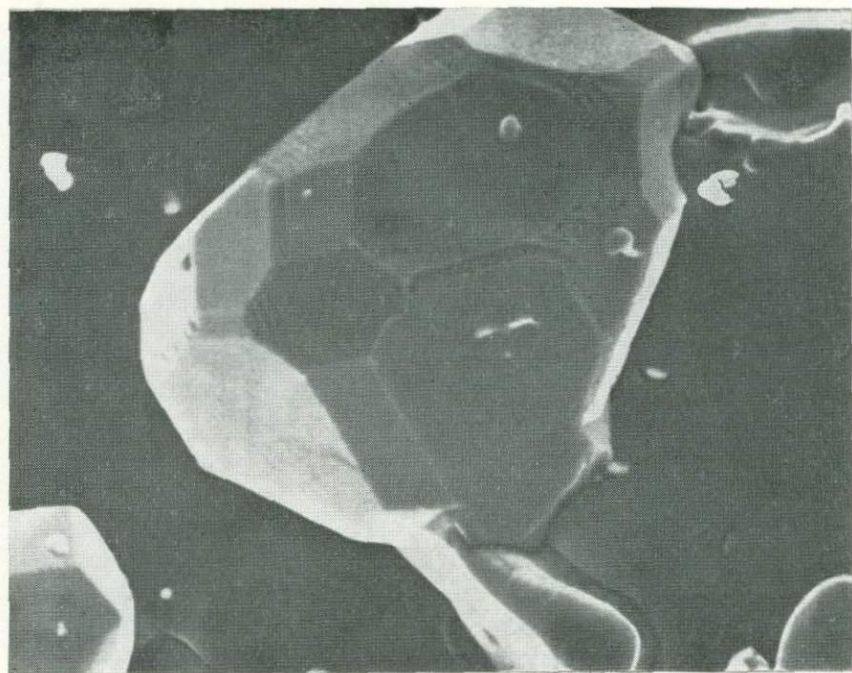
1. В одной группе (из брекчий «Аполлона-14», «Аполлона-15» и «Аполлона-16») преобладает трапецоэдр $\{hll\}$, в меньшей степени развиты грани куба $\{100\}$ (фиг. 1-8).

2. В другой группе (из брекчий «Аполлона-15») доминирует куб $\{100\}$, реже встречаются почти одинаково развитые грани трапецоэдра $\{hll\}$ и тетраэдра $\{hk0\}$.

3. Еще одна группа (из брекчий «Аполлона-14» и «Аполлона-15») объединяет кристаллы, среди которых доминирует октаэдр $\{111\}$ и реже наблюдаются так же хорошо развитые грани куба $\{100\}$ и додекаэдра $\{110\}$ (фиг. 1-9) [19].

4. В кристалле железа из брекчий 67 482 преобладает трапецоэдр $\{hll\}$ с модификациями, выраженными гранями куба $\{100\}$ и триоктаэдра $\{hkl\}$ (фиг. 1-10) [20].

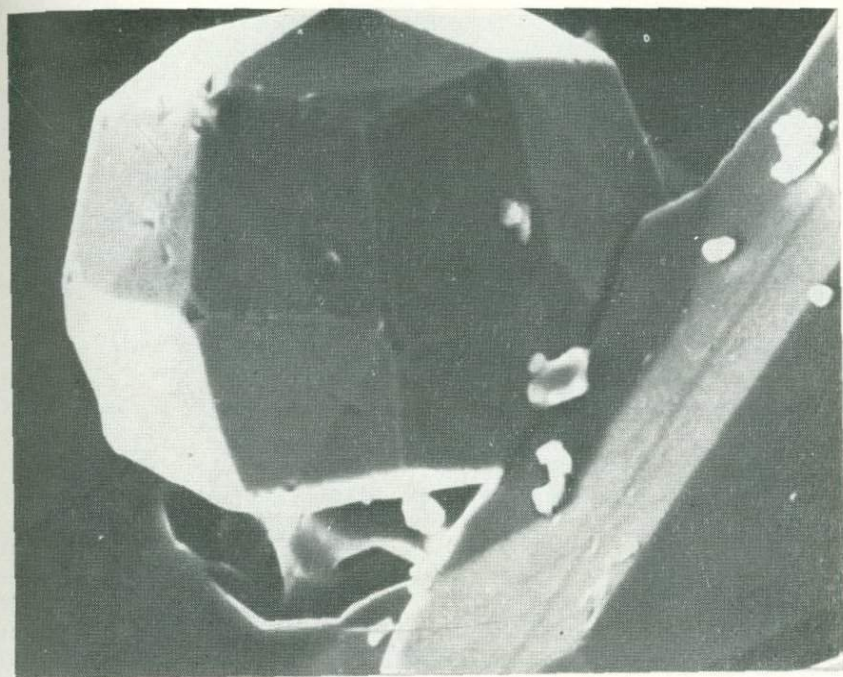
Несмотря на то что во многих случаях камасит встречается в виде отдельных кристаллов, для него весьма характерно нахождение в виде части двухфазной или многофазной системы. В образцах «Аполлона-14» и в меньшей степени «Аполлона-16»



— ~5 МКМ

Фиг. 1-9. Кристалл железа (?), покрытый сульфидом железа, предположительно троилитом. Преобладающая форма — октаэдр. Грани куба и додекаэдра более мелкие и не так хорошо развиты. *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 145. Снимок в сканирующем электронном микроскопе; НАСА, S-72-53687.

наблюдались ассоциации камасита с троилитом (фиг. 1-11) и камасита с когенитом. На всех участках, обследованных экспедициями «Аполлон», а также автоматической станцией «Луна-20», найдены шарики железо-троилит-шрейберзитового состава. Внутренняя структура шариков указывает на быстрое повторное затвердевание капелек железо-серо-фосфорного расплава [21]. В ряде проб грунта, доставленных «Аполлоном-16», преобладающей фазой железа являются отдельные кристаллы камасита. В некоторых случаях в этих кристаллах содержатся редкие зерна троилита или они частично окаймлены троилитом. Однако примерно в 30% частиц камасита присутствуют слабоокругленные или пластинчатые зерна шрейберзита [22]. Двухфазные частицы камасита и тэнита зафиксированы в грунтах, доставленных всеми лунными экспедициями, и с большой детальностью описаны в рабо-



~6 МКМ

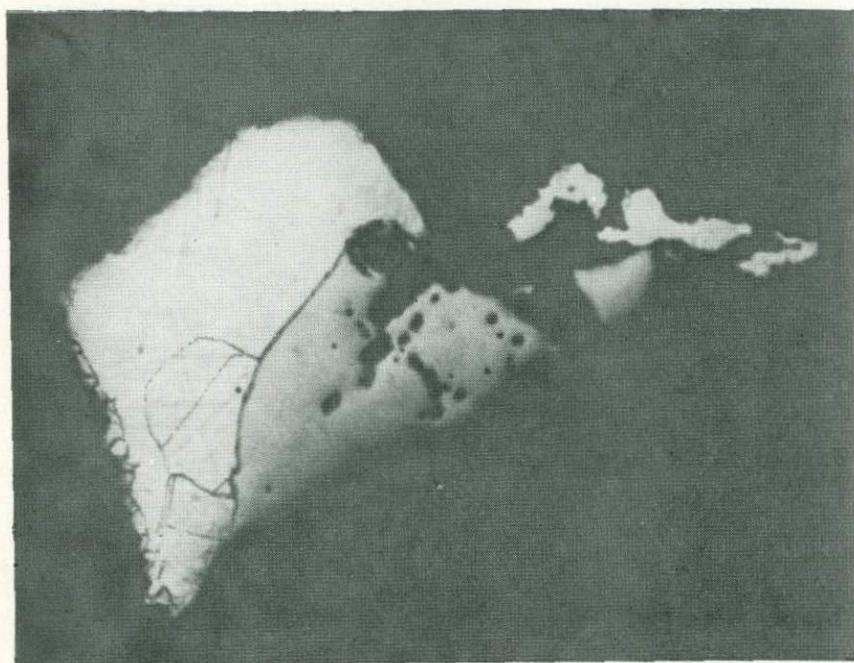
Фиг. 1-10. Кристалл железа.

Видна комбинация граней трапецоэдра, куба и триоктаэдра. Заметны две группы граней трапецоэдра. Снимок в сканирующем электронном микроскопе; НАСА, S-73-35143.

тах Гольдштейна и Яковица [23], Гольдштейна и др. [24], Гольдштейна и Эксона [21], Гольдштейна и Блоу [25], Эксона и Гольдштейна [26].

Литература

1. Bailey et al., *Suppl.* 1, 179.
2. Brown et al., *Suppl.* 1, 206.
3. Skinner, *Suppl.* 1, 894.
4. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 528.
5. Frondel et al., *Suppl.* 1, 467.
6. Adler et al., *Suppl.* 1, 92.
7. Agrell et al., *Sci.* 167, 586.
8. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 509—511.
9. Mason et al., *Suppl.* 1, 658—660.
10. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 334.
11. Taylor et al., *Suppl.* 2, 863.



~200 МКМ

Фиг. 1-11. Фаза α -железа с низким содержанием никеля (камасит) в ассоциации с массивным сульфидом в частице 22,9.

Протравлено 1%-ным нитратом (нитрат — смесь $C_2H_5OH + HNO_3$. — Прим. ред.) *Suppl.* 3, 1051.

12. Ridley et al., *Suppl.* 3, 163—165.
13. Helz, *Suppl.* 3, 871—872.
14. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 85.
15. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 737—738.
16. Gancarz et al., *EPSL* 16, 316.
17. Bell, Mao, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 757.
18. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 770.
19. Clanton et al., *Suppl.* 4, 925—926, 931.
20. Clanton et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 126.
21. Goldstein, Axon, *Suppl.* 4, 760, 768—769.
22. Reed, Taylor, *Meteorit.* 9, 24—25.
23. Goldstein, Yakowitz, *Suppl.* 2, 186—187.
24. Goldstein et al., *Suppl.* 3, 1041—1042.
25. Goldstein, Blau, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 848—849.
26. Axon, Goldstein, *EPSL*, 18, 173—180.

Оптические свойства. Как показали наблюдения над образцами, находящимися в атмосфере сухого азота в Лунной приемной ла-

боратории, камасит — светлый, серебристо-белый с ярким металлическим блеском. Часть материала, помещенная в земную атмосферу, через несколько месяцев приобрела окраску от слабо-бурой до тускло-бронзовой или покрылась ржавчиной. Агрегаты неправильных зерен имеют неровную поверхность и железо-черную окраску [1].

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 467.

Химический состав. Хотя камасит (т. е. α -[Fe, Ni]) с пространственной группой F_{m3m} может содержать до 25% никеля [1], все же, как правило, в частицах камасита на Луне присутствует меньше 10% никеля. По количеству заключенного в них кобальта и никеля лунные камаситы можно разделить на несколько групп (фиг. 1-1).

Практически некоторые разновидности камасита представляют собой чистое железо или они содержат крайне низкое количество и никеля и кобальта. В кристаллах камасита, образовавшихся из летучей фазы (наблюдаемых в пустотках брекчии), или совсем нет никеля и кобальта, или эти элементы составляют в них менее 0,5% [2]. Не был обнаружен никель и в глобулах камасита, включенных в троилит базальтов 10 044-50 и 10 058-22 (табл. 1-1, колонка 1) [3]. В базальте 14 053 фаза железа, интерпретируемая как продукт разрушения оливина, обогащенного фаялитовой составляющей, заключает менее 0,02% Ni [4]. В этой же породе камасит, связанный с поздними процессами восстановления Fe-Ti-Cr-окислов, содержит 1,4% Ti и 0,5% Cr. Однако возможно, что эти содержания обусловлены загрязнением материалом соседних зерен или вторичной рентгеновской флуоресценцией [5]. В апортозите 60 015 тонкозернистые агрегаты плаггиоказа заключают зерна камасита размером 15 мкм, содержащие всего 0,20—0,25% Co и 0,10—0,15% Ni. Возможно, что этот металл образовался в результате восстановления ионов Fe, Co и Ni в расплаве плаггиоклазового состава, возникшем при ударных явлениях; по-видимому, он кристаллизовался из плаггиоклазового расплава как относительно поздняя интерстициальная фаза [6].

Камасит с содержанием никеля от низкого до среднего и содержанием кобальта обычно от 1 до 3% может быть назван кобальтовым камаситом. Эта разновидность обнаружена в порфириновом базальте 12 021 и в офитовом базальте 12 051,59 (табл. 1-1, колонки 3 и 4). Другая разновидность кобальтового камасита характеризуется высоким содержанием кобальта и средним содержанием никеля. Такой камасит найден в частицах ($\alpha + \gamma$)-железа из проб грунта, доставленных «Аполлоном-15» (табл. 1-1, колонки 6 и 7)

Таблица 1-1. Анализы лунного железа

	1 10 058	2 10 084	3 12 021	4 12 051,59	5 66 055	6 15 261	7 15 071
Si	0,12	—	0,16	—	—	—	—
Ti	—	—	0,13	—	—	—	—
Cr	0,09	—	0,05	—	—	—	0,46
Fe	98,55 **	99,2	97,54	95,7	94,1	88,4 **	82,74 **
Ni	—	0,1	0,61	1,72	4,4	4,7	5,0
Co	0,80	0,7	1,24	2,59	0,56	6,9	11,8
Сумма	100,0 *	100,0	99,70 *	100,01	99,25 *	100,0 *	100,0 *

Примечания.

1. Brown et al., *Suppl.* 1, 206. Из среднезернистого базальта. * В том числе 0,04% Са. ** Содержание Fe определено по разности. Камасит.
2. Agrell et al., *Suppl.* 1, 112. Из образца мелкозернистого материала. Камасит.
3. Weill et al., *Suppl.* 2, 417. Из порфиритового базальта. * В том числе 0,07% Mn. Кобальтовый камасит.
4. Keil et al., *Suppl.* 2, 231. Из офитового базальта. Кобальтовый камасит.
5. McKay et al., *Suppl.* 4, 814. Из микробрекчии. * В том числе 0,19% P. Камасит.
6. Axon, Goldstein, *EPSL*, 18, 175. Из пробы грунта. * В том числе P < 0,02%. ** Содержание Fe определено по разности. Из неоднородной частицы ($\alpha + \gamma$)-железа. Кобальтовый камасит.
7. Axon, Goldstein, *EPSL*, 18, 176. Из пробы грунта. * В том числе P < 0,02%. ** Содержание Fe определено по разности. Из неоднородной частицы ($\alpha + \gamma$)-железа. Кобальтовый камасит.
8. El Goresy et al. *EPSL*, 18, 412. Из метаморфизованной брекчии. * В том числе 0,14% P. Камасит.

[7]. Камасит, содержащий 5,9% Co и 8% Ni, наблюдается в морском базальте 15 076,12, но в этой же породе присутствует и камасит с содержанием кобальта всего 0,8% и никеля 0,2% [8].

Согласно критерию Гольдштейна и Яковица [9], камасит метеоритного происхождения содержит менее 1% Co и более 4% Ni. Камасит такого состава в избытке встречается в образцах «Аполлона-14» и «Аполлона-16» (табл. 1-1, колонки 8 — 11). Содержание фосфора в частицах камасита-шрейберзита из микробрекчии 66 055 заметно выше его содержания, свойственного метеоритному металлу (в котором обычно присутствует около 1% P). Во многих металлических каплях сложного состава заключено более 2% P, а в одной из частиц его содержание достигло 7%. Это свидетельствует о неметеоритном происхождении таких частиц, хотя концентрации никеля и кобальта в камасите (табл. 1-1, колонка 5) находятся в пределах, отвечающих металлу метеоритного происхождения. Поэтому следует изучить вопрос о том, не могут ли такие количества никеля и кобальта образоваться также и в лунных условиях [10].

8	9	10	11	12	13	14
66 095,89	60 601	14 276	68 415	10 085	12 004,11	15 261
—	—	—	—	0,14	—	—
—	—	—	—	0,05	—	—
—	—	—	—	0,04	< 0,03	—
94,3	93,2	91,71	89,60	85,82 **	67,4	37,8 **
5,51	6,0	7,45	9,18	13,4	26,7	60,0
0,37	0,4	—	—	0,48	2,37	1,3
100,32 *	99,6 *	99,16	98,78	100,00 *	96,47 ¹	100,0 *

- 9 Wlotzka et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 789. Из образца мелкозернистого материала. * В том числе (частей на миллион): Cu — 340; Ir — 1,45; W — 80; A — 1,20; As — 22. Камасит.
10. Gancarz et al., *EPSL* 16, 308—309. Из КРЕЕР-базальта. Камасит.
11. Gancarz et al., *EPSL* 16, 308. Из габбрового апортозита. Камасит.
12. Brown et al., *Suppl.* 1, 206. Из пробы грунта. * В том числе 0,07% Mn. ** Содержание Fe определено по разности. Тэнит.
13. Taylor et al., *Suppl.* 2, 864. Из порфиритового базальта. Включение в оливине. Тэнит.
14. Axon, Goldstein, *EPSL* 18, 185. Из пробы грунта. * В том числе P < 0,02%. ** Содержание Fe определено по разности. Из неоднородной частицы ($\alpha + \gamma$)-железа. Тэнит.

¹ Здесь и далее сумма в некоторых колонках таблиц не отвечает указанной в оригинале сумме. По-видимому, автором книги не приведены все определенные анализом компоненты. — *Прим. ред.*

В энстатитовом хондрите из пробы грунта 15 602,29 зерна камасита (400 мкм) с содержанием никеля от 6,4 до 6,9% отличаются сравнительно постоянным содержанием кремния от 2,9 до 3,2%. Такое содержание характерно для энстатитовых хондритов, образовавшихся в резко восстановительных условиях и только в исключительных случаях представляющих собой твердый раствор Fe-Ni-Si [11].

Литература

1. Strunz, *Tabellen*, 96.
2. Clanton et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 143.
3. Cameron, *Suppl.* 1, 237—239.
4. El Goresy, *EPSL* 13, 121, 127.
5. Melson et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 536.
6. Sclar, Bauer, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 687.
7. Axon, Goldstein, *EPSL* 18, 175—176.
8. Brown et al., *Suppl.* 3, 153.
9. Goldstein, Yakowitz, *Suppl.* 2, 186—187.
10. McKay et al., *Suppl.* 4, 814—815, 817—818.
11. Haggerty, *Apollo 15, Lunar Samples*, 85.

ТЭНИТ γ -(Fe, Ni)*Использованные названия*

FeNi; Taylor et al., *Suppl.* 2, 863.
 Железо-никель; Battey et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 46.
 Металлический FeNi; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 220.
 Металлический сплав Fe-Ni-Co; Dowty et al., *Suppl.* 4, 437.
 Металлический NiFe; Ridley et al., *Meteorit.* 6, 304.
 NiFe; Chao et al.; *Suppl.* 3, 656.
 NiFe-металл; Taylor et al., *Suppl.* 3, 1002.
 Никель-железо; Ridley et al., *Suppl.* 3, 163.

Условия нахождения и формы выделения. В образце мелкозернистого материала 10 085-17М тэнит находится в виде округлых частиц с диаметром около 5 мкм [1] или в виде мельчайших шариков (размером до 1 мкм), концентрирующихся по периферии сферолитов стекла [2] размером 1 мм. В железо-никелевом шарике из обр. 10 085 наблюдаются дендритовые сростания троилита и тэнита [3]. Тэнит в ассоциации с троилитом обнаружен также в КРЕЕР-базальте 14 310 и в анортозитовом габбро 68 415 [4].

В базальтах «Аполлона-12» тэнит частично или полностью представлен включениями в оливине, который является наиболее ранним минералом в ряду парагенетической последовательности кристаллизации. Зерна оливина в обломках дунита (обр. 72 415—72 418) как бы «припудрены» тончайшими (< 1 мкм) частичками тэнита и шпинели [6].

В ряде образцов мелкозернистого материала, доставленных экипажами «Аполлон-14» и «Аполлон-15», обнаружены и однофазные зерна тэнита, и более сложные частицы, образованные ($\alpha + \gamma$)-железом. В двухфазных ассоциациях наблюдаются Видманштеттовы фигуры, подобные тем, что свойственны железным метеоритам, но более тонкого рисунка. (В процессе охлаждения железных метеоритов камасит выделяется из распадающегося твердого раствора и нарастает на гранях (111) тэнита, образуя Видманштеттовы фигуры [7]).

Литература

1. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 511.
2. Brown et al., *Suppl.* 1, 211.
3. Mason et al., *Suppl.* 1, 659.
4. Taylor et al., *Suppl.* 4, 826—827.
5. Brett et al., *Suppl.* 2, 312.
6. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 3.
7. Axon, Goldstein, *EPSL* 18, 175—176.

Химический состав. Если тэнит (т. е. γ -[Ni, Fe]) с пространственной группой I_{m3m} [1] обычно и содержит более 30% Ni, название тэнит дано лунному железу с содержанием никеля до 13,4% [2]. Во включениях тэнита в образце мелкозернистого материала 10 085-17М заключается около 15% Ni, который распределен в нем почти равномерно. В этом тэните содержится также от 0,15 до 0,3% P и приблизительно 0,06% S [3]. В обр. 10 085-4 зональный тэнит, включенный в камасит, характеризуется содержанием никеля в ядре 9%, а в периферических частях — 14% [4]. В тэните, расположенном в краевой части обломка камасита из пробы грунта 14 259,17, содержится 37% Ni и 0,7% Co [5]. В частице F5-16 из пробы грунта 63 501 тэнит [в ассоциации с ($\alpha + \gamma$)-железом] зонален; содержание никеля в нем возрастает от 15 до 25%, причем присутствие его на контакте камасита и тэнита указывает на конечную температуру области равновесия — от 530 до 550°C [6].

Включения тэнита в оливине характеризуются содержанием никеля, колеблющимся в широких пределах — от 26 (табл. 1-1, колонка 13) до 56% [7]. В самом оливине никель не был найден [8]. Тэнит, присутствующий в обломках раздробленного дунита 72 415,11 и 72 415,12, содержит от 1,3 до 2,2% Co и от 24,5 до 31,8% Ni. Полагают, что это указывает на первичное происхождение металла и на первичный характер дунита [9].

В ряде проб грунта, доставленных «Аполлоном-15», в однофазных зернах тэнита содержится от 30 до 60% Ni. В этих образцах, а также в пробе грунта 14 003 встречаются частицы ($\alpha + \gamma$)-железа, состав которых отвечает метеоритам или близок к их составу. Другие частицы ($\alpha + \gamma$)-железа резко отличаются от метеоритов по содержанию никеля и кобальта. В этих частицах тэнит характеризуется высоким содержанием никеля, но содержание кобальта в нем всегда ниже, чем в камасите (табл. 1-1, колонки 6 и 14). В то же время в нем присутствует больше кобальта, чем в метеоритах подобной структуры. Таким образом, источник этих частиц может быть и метеоритным, и лунным; возможно, что они образовались в процессе формирования лунной коры на глубине от 1 до 20 км от поверхности Луны [10].

Литература

1. Strunz, *Tabellen*, 96.
2. Brown et al., *Suppl.* 1, 211.
3. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 511.
4. Agrell et al., *Sci.* 167, 586.
5. Battey et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 46.
6. Goldstein, Axon, *Suppl.* 4, 761.
7. Brett et al., *Suppl.* 2, 312.
8. Boyd et al., *Lun. Sci. Conf. 1971, Abstr.*, 149.
9. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 3.
10. Axon, Goldstein, *EPSL* 18, 173—176, 178—179.

Cr-Fe-МЕТАЛЛ (сомнительный)

При детальном изучении металлических частиц из грунта, доставленного «Аполлоном-14», обнаружена частица (22,6), в которой нет ни никеля, ни кобальта, но содержится примерно 17% хрома и 81% железа. Эту частицу нельзя относить к образцам лунных пород [1].

Литература

1. Goldstein et al., *Suppl.* 3, 1056.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННАЯ ФАЗА

В порите 62 295, внутри зерна камасита, наблюдалась округлая площадка величиной 12 мкм, характеризующаяся сложным составом: одна ее половина представлена шрейберзитом, другая — неидентифицированной анизотропной фазой темного «сиреневого» цвета со слабой отражательной способностью [1].

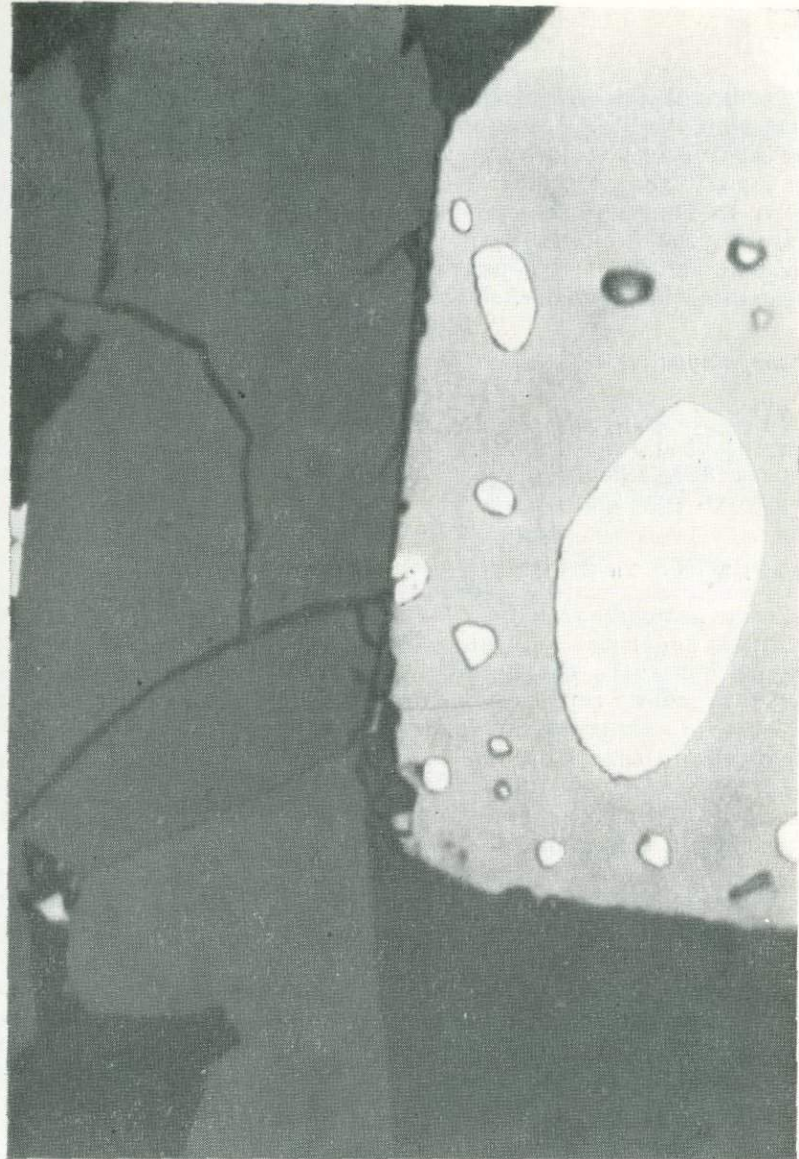
Литература

1. Agrell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 16.

**Медь, латунь, олово;
предположительно никель и Cu-Ni-Zn-Fe-металл;
сомнительные индий и графит**

МЕДЬ Cu

Условия нахождения и формы выделения. В мелкозернистом базальте 10 045-35-5 редкие микроскопические зерна самородной меди (в ассоциации с троилитом и железом) встречаются в виде мелких скоплений в троилите на его контакте с ильменитом (фиг. 1-12). По-видимому, медь кристаллизовалась как первичная фаза [1]. В порфириновых базальтах 12 018 и 12 063 медь обнаружена в виде мельчайших (~2 мкм) прожилков в ульвошпинели и ильмените. Здесь медь также находится в непосредственном контакте с металлическим FeNi и троилитом [2]. Отдельная частица меди обнаружена в офитовом базальте 12 040 [3]. В некоторых образцах «Аполлона-14» медь встречается также в виде мельчайших угловатых зерен [4]. В базальте 14 053 наряду с металлическим железом, троилитом, неидентифицированной фазой состава SiO₂ и другими минералами мезостазиса наблюдалась маленькая пластинка, оказавшаяся металлической медью [5].



30 МКМ

Фиг. 1-12. Самородная медь (маленькое белое зерно в центре поля) и самородное железо (большое белое эллипсоидальное зерно) совместно с троилитом (светло-серое) и ильменитом (темно-серое).

Полированный шлиф мелкозернистого базальта 10 045-35-5. В скрещенных николях. *Suppl.* 1, 881.

4 Дж. Фрондел

Химический состав. Медь из обр. 14 053 содержит меньше 0,1% никеля и цинка [5]. Прожилки меди в обр. 12 018 из-за их малого размера были подвергнуты только полуколичественному микронзондовому анализу. Медь — основной элемент прожилков; ни никель, ни цинк не обнаружены. Предполагают, что эта фаза представляет собой относительно чистую медь; она не может быть загрязнена, поскольку перед полировкой поверхности со свежего среза был сошлифован слой толщиной в несколько микрометров [2].

Литература

1. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 882.
2. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 220.
3. Walter et al., *Suppl.* 2, 354.
4. Lunar Sample Preliminary Examination Team, *Sci.* 173, 684.
5. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 3, 259.

ЛАТУНЬ Cu + Zn С ПОДЧИНЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ ОЛОВА

Условия нахождения и формы выделения. Предполагалось, что зерно, напоминающее латунь, обнаруженное в тяжелой фракции крупнозернистого базальта 10 044, привнесено извне [1]. Однако латуноподобные зерна были извлечены также из образцов мелкозернистого материала, доставленных «Аполлоном-11», и из мелкозернистого базальта 10 017-50. В последнем серповидный обломок латуни плотно соприкасается с частицами троилита и полевого шпата [2]. Сходные тонкозернистые металлические фрагменты встречаются в брекчии 12 013,10 [3].

Оптические свойства. Обломки латуни имеют характерный золотистый цвет [2].

Химический состав. Зерно латуни из крупнозернистого базальта 10 044 имеет состав, примерно отвечающий формуле $Cu_{70}Zn_{30}$, что соответствует составу товарной латуни. Однако анализы латуни из обр. 10 017 обнаружили различные количества меди, цинка и олова [2]: Cu — от 55 до 70%, Zn — от 30 до 45%, Sn — от 0,3 до 5%.

В земных условиях в меди может содержаться в небольших количествах Ag, As, Fe, Bi или Sb, но в ней никогда не бывает в значительном количестве цинка или олова. Поэтому надо полагать, что описанная латунь действительно является лунным минералом [4].

Рентгенографические данные. Порошкограммы различных частиц латуни из обр. 10 017 не идентичны, но все они указывают на кубическую F-решетку с $a \sim 3,68 \text{ \AA}$. В порошкограммах нет

линий α -Fe [2]. Порошкограмма частиц латуни из обр. 12 013,10 идентична] порошкограммам других зерен лунной латуни [3].

Литература

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 97.
2. Gay et al., *Suppl.* 1, 483.
3. Cay et al., *EPSL* 9, 124.
4. *L. and T.*, 90.

ОЛОВО Sn

В полированном шлифе, изготовленном из небольшого обломка железа из образца мелкозернистого материала 10 084, обнаружены участки, отличающиеся от основной массы железа более интенсивной желтой окраской. Электронным микрондовым анализом установлено, что эти участки сложены оловом лишь с небольшой примесью железа и вмещающее это олово железо содержит около 1% Ni. Согласно данным рентгенографических исследований, сильные линии на порошкограмме этой смеси и на сделанных для сравнения порошкограммах β -Sn совпадают. Судя по низкому содержанию никеля в исследованном обломке железа, полагают, что последний лунного происхождения [1].

Литература

1. Gay et al., *Suppl.* 1, 482.

НИКЕЛЬ Ni (предположительно)

Использованное название

Ni-металл; Reid et al., *EPSL* 9, 2.

Условия нахождения и формы выделения. Предполагалось, что тонкие жилки Ni-металла в порфириновых базальтах, обнаруженные в полированных шлифах образцов 12 022 и 12 004, не могут быть природного происхождения [1]. Однако в образце мелкозернистого материала 12 003,17 пленка этого металла толщиной в несколько микрометров частично покрывала агрегат минеральных и стекловатых фрагментов. Полагают, что возможность контаминации в данном случае исключена, так как минеральные включения по составу отвечают лунным пироксенам и полевым шпатам [2].

Оптические свойства. Никелевая пленка из обр. 12 003,17 имела желтоватый цвет, а ее отражательная способность, определенная в масле, оказалась выше, чем у зерен железа из лунного грунта [2].

Химический состав. Электронным микросондовым анализом никелевой пленки установлено, что она состоит почти из чистого никеля с примесью 2—5% Fe и 0,5% Co. Хотя морфология частицы указывает на ее образование в результате ударных явлений, содержание никеля в ней значительно выше описанного в других лунных металлических частицах [2].

Литература

1. Reid et al., *EPSL* 9, 2.
2. Jedwab et al., *Lun. Sci. Conf.*, '72, *Abstr.*, 386—387.

Сu-Ni-Zn-Fe-МЕТАЛЛИ (предположительно)

В полированных шлифах порфиритовых базальтов 12 022 и 12 004 зерна, приуроченные к трещинам, по составу близки к товарному «никелистому серебру»: Cu—58%; Ni—22%; Zn—17%; Fe—2%.

Источник загрязнения неизвестен, но характер нахождения зерен заставляет предполагать, что они привнесены извне [1].

Литература

1. Reid et al., *EPSL* 9, 1—2.

ИНДИЙ In (сомнительный)

Рентгеноструктурным анализом отдельных зерен из офитового базальта 12 040 был определен металлический индий. Предполагают, что это лишь загрязнение, источником которого мог служить индийсодержащий материал герметического уплотнения, используемый в контейнерах для лунных образцов [1].

Литература

1. Champness et al., *Suppl.* 2, 374.

ГРАФИТ С (сомнительный)

В пробе грунта 10 085 зафиксировано одно мягкое блестящее, неправильной формы зерно диаметром примерно 0,6 мм. При зондовом микроанализе обнаружен сильный сигнал от углерода. Рентгеноструктурным анализом в тонких чешуйках определено $d_{100}=2,12\pm 0,01$ Å. Для графита $d_{100}=2,13$ Å. Вполне возможно, что это зерно занесено с Земли [1].

Литература

1. Reid et al., *Suppl.* 1, 755.

Сульфиды, фосфид и карбиды

На Луне идентифицировано большое количество сульфидов, хотя общий объем их в лунных породах и грунтах очень мал. Наиболее распространенная сульфидная фаза — троилит [1]. Минерал, образующийся в резко восстановительной среде, троилит встречается в метеоритах, а в земных условиях — только в серпентинизированных породах. На Луне он широко распространен, хотя и является второстепенным компонентом слагающих ее пород [2]. В лунном грунте присутствуют сростки самородного железа с троилитом как метеоритного, так и лунного происхождения; различить эти два типа можно по повышенному содержанию никеля и фосфата в первичном метеоритном веществе [3].

Из других лунных сульфидов достоверно определены борнит, кубанит, сфалерит и нивингерит. Вероятно, можно считать доказанным присутствие еще двух сульфидов — халькопирита и макинавита (предположительно установленных на ранней стадии изучения лунного материала). Также предположительно идентифицированы пентландит, талнахит и(или) (возможно) кубанит II. Остается пока неясным, лунные ли минералы халькозин и молибденит.

Присутствие в лунных брекчиях и грунтах фосфида шрейберзита считалось показателем загрязнения их метеоритным веществом. Однако наличие его в кристаллических породах свидетельствует о том, что шрейберзит может иметь и первичное лунное происхождение [4].

Когенит — железо-никелевый карбид — очень редкий акцессорий лунных пород и грунтов. Встречается он совместно с Ферметаллом, троилитом и шрейберзитом. Описан (неназванный) карбид алюминия [5] и муассанит (карбид кремния), происхождение которого — лунное или нелунное — не установлено [6].

Литература

1. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 952.
2. Evans, *Suppl.* 1, 399.

3. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 511.
4. Grieve, Plant, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 318.
5. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 345—346.
6. Jedwab, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 413.

Сульфиды: троилит, макинавит, халькопирит, кубанит, борнит, сфалерит, нинингерит, предположительно талнахит, кубанит II и пентландит, сомнительные халькозин и молибденит

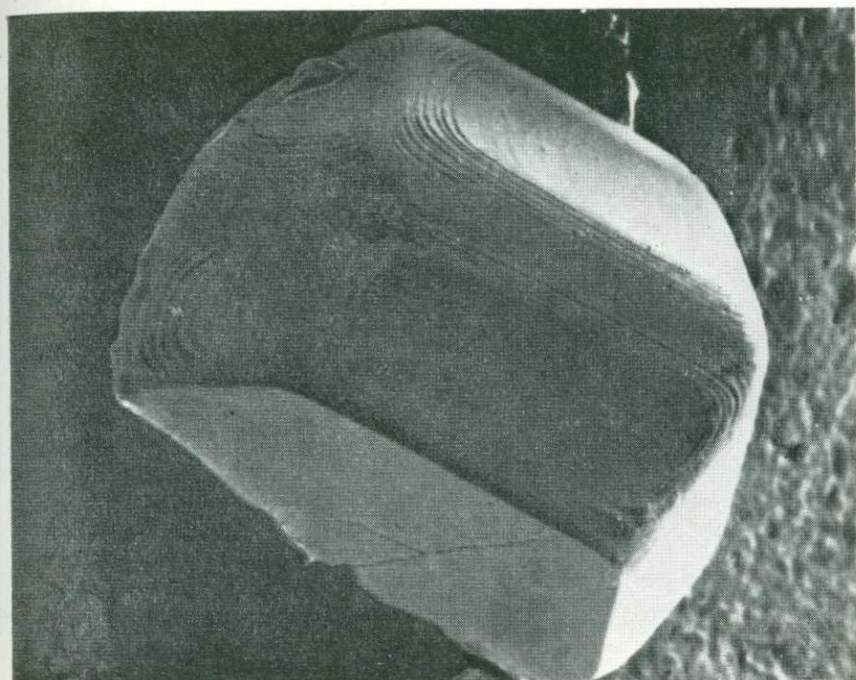
ТРОИЛИТ FeS

Использованное название

Пирротин; Skinner, *Suppl.* 1, 891.

Условия нахождения и формы выделения. Троилит рассеян в кристаллических породах, где он находится в интерстициях в виде слегка округленных зерен размером менее 50 мкм, а нередко и менее 10 мкм, часто содержащих гипидиоморфные или мелкие округленные зерна самородного железа [1]. Троилит встречается также в виде тонких полосок в ильмените и в виде капелек до 0,3 мм поперечнике, которые обычно бывают поликристаллическими. Кроме того, троилит наблюдается на стенках пустот, где он образует яркие золотистые включения такой правильной округлой формы, точно это отвердевшие капли расплава. В крупнозернистом базальте 10 050 троилит находился в виде единичных кристаллов, расположенных вдоль трещинок в кристаллах пироксена. Кристаллы хорошо развиты, с блестящими гранями, дающими хорошие оптические сигналы, несмотря на то что их ребра несколько округлены (фиг. 2-1 и 2-2). Кристаллы гексагональные, что позволяет предполагать простую кристаллическую решетку NiAs-типа, которая преобладает при температуре свыше 320°C. Для высокотемпературной решетки характерны символы граней {1010} {1011} и {1012}. В крупнозернистом базальте 10 047 идиоморфный кристалл троилита представлен агрегатом субпараллельных индивидов, расположенных под углом 5° друг к другу [2].

В мелкозернистом базальте 10 069-30 округлые капли троилита с включениями железа, выделившегося при распаде твердого раствора, распределены в плагиоклазе основной массы, тогда как кристаллы неправильной формы расположены по периферии зерен ильменита или клинопироксена [3]. В образце мелкозернистого материала 1085 внутренняя структура никель-железного шарика представляет собой дендритовое срастание тэнита и троилита. Троилит содержит включения хромита и в небольшом количестве



~50 мкм

Фиг. 2-1. Идиоморфный кристалл троилита на пироксеновом субстрате. Из пустотки в частице брекчии из образца мелкозернистого материала 14 001. Снимок в сканирующем электронном микроскопе; НАСА, S-74-20 440.

силиката [4]. Границы между троилитом и силикатом в лунных изверженных породах всегда неправильные; тенденции к образованию сферических форм не наблюдалось [5].

В образцах, доставленных «Аполлоном-11», троилит неизменно сопровождается камаситом, что рассматривалось как показатель его образования из расплава Fe-FeS [6]. Однако в образцах «Аполлона-12» троилит чаще встречается без Fe-металла; здесь он парагенетически связан с окислами (например, ильменитом и шпинелями) [7]. Такая же связь троилита с ильменитом, шпинелями и бадделейтом отмечена в кристаллических породах, доставленных «Аполлоном-14», хотя в некоторых случаях троилит ассоциируется с никель-железом, образуя с ним эвтектическую структуру [8].

По-видимому, сростания троилита и железа являются одним из признаков их позднего формирования в лунных породах

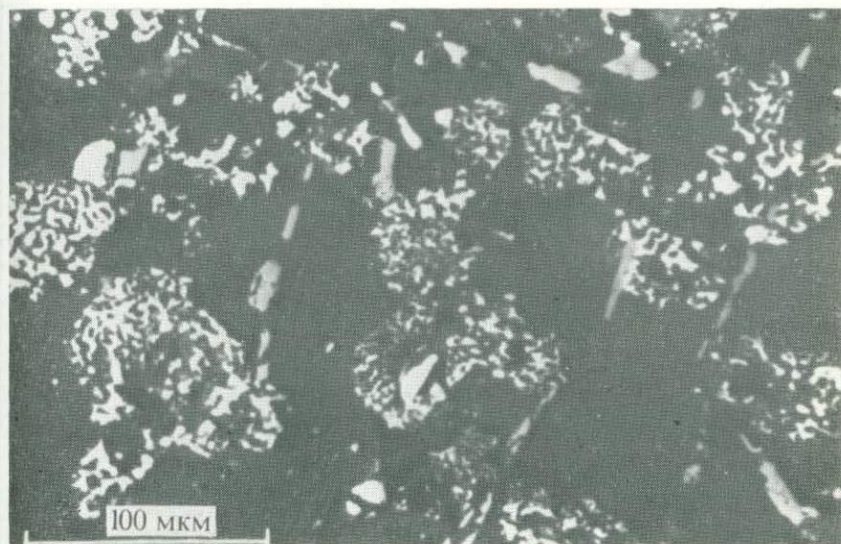


~25 МКМ

Фиг. 2-2. Кристалл троилита.

Видны пирамидальные грани, покрытые густой штриховкой линий роста. Снимок в сканирующем электронном микроскопе. НАСА, S-74-16418.

(фиг. 2-3) [9]. Обе фазы зафиксированы между ранее сформировавшимися Fe-Ti-Cr-окислами или в непосредственной близости от них, однако чаще они ассоциируются с другими остаточными продуктами в мезостазисе. Предполагают, что повсеместно наблюдаемая в кристаллических породах «Аполлона-11» связь железа с троилитом указывает на то, что их срастания — это результат кристаллизации при температуре, превышающей температуру эвтектики Fe-FeS (988°C) [10]. При других исследованиях срастаний железа и троилита в полированных шлифах ряда образцов изверженных пород, доставленных «Аполлоном-11», обнаружено, что эти две фазы связаны более или менее постоянным соотношением. Это, как полагают, исключает возможность их одновременной кристаллизации из магмы или образования железа в результате постмагматической десульфуризации зерен пирротина. Наличие этих срастаний с постоянным соотношением компонентов указывает на распад первоначально гомогенной фазы (т. е. железосульфидного расплава), который отделился в результате ликвации от силикатной магмы) [9].



Фиг. 2-3. Губчатая масса железа и троилита.
Темно-серые пластинки — ильменит. *EPSL* 12, 8.

В метаморфизованной брекчии 66 095,89 троилит (в ассоциации с гётитом, сфалеритом, фазами, обогащенными цинком и хлором, и фазой, обогащенной свинцом) обнаруживает следы различной степени изменений под влиянием удара — от простого растрескивания до интенсивного раздробления, появления волнистого погасания и образования двойников давления [11]. Неправильной формы интенсивно деформированные зерна троилита в эвтектическом сростании с камаситом встречены в энстатитовом хондрите из пробы грунта 15 602,29 [12].

Оптические свойства. В полированном шлифе троилит непрозрачен, от светло- до темно-серого [8] или ярко-золотистого [2]. Под бинокулярной лупой троилит из мелкозернистого материала от светло- до темно-латунного, часто с иридирующими пятнами на неровной поверхности [13].

Химический состав. Большая часть данных анализов троилита свидетельствует о том, что его состав близок к стехиометрическому — FeS. В небольших количествах в нем могут быть титан, марганец, хром, никель и кобальт. В тех случаях, когда троилит сосуществует с окислами — ильменитом и(или) шпинелями, в нем содержится больше титана, чем тогда, когда он встречается с силикатами,

Таблица 2-1. Анализы сульфидов

	1 12 004,11	2 12 063,9	3 68 841	4 12 021	5 12 021,134	6 68 841	7 66 095,78	8 66 095,80	9 15 602,29	10
Ti	0,24	0,02	—	0,27	—	—	—	—	—	0,07
Cr	—	< 0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,82
Fe	63,4	63,4	63,1	63,58	30,0	40,4	12,7	14,8	17,6	25,50
Cu	—	—	—	—	33,6	22,8	60,7	—	—	—
Mg	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	27,97
Zn	—	—	—	—	—	—	—	51,0	48,2	—
Ni	0,10	< 0,03	0,08	0,02	—	—	0,07	—	—	0,23
Co	0,12	0,08	0,09	0,11	0,85	0,87	0,2	—	—	—
S	36,4	35,9	35,8	35,66	35,2	35,7	26,2	33,0	33,7	36,88
Сумма	100,26	99,41 *	99,11 *	100,00 **	99,65	99,77	99,97 *	98,8	99,5	100,00 *

Примечания.

1. Taylor et al., *Suppl.* 2, 862. Из порфиритового базальта. В ассоциации с пльменитом и шпинелью. Троилит.
2. Taylor et al., *Suppl.* 2, 862. Из порфиритового базальта. * В том числе 0,01% Mn. В ассоциации с плагноклазом и пироксеном. Троилит.
3. Carter, Padovani, *Suppl.* 4, 324. Из образца мелкозернистого материала. * В том числе 0,04% P. Троилит.
4. Weill et al., *Suppl.* 2, 417. Из офитового базальта. * В том числе 0,16% Si и 0,16% Ca. Троилит.
5. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 953. Из офитового базальта. Халькопирит.
6. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 953. Из офитового базальта. Кубанит.
7. Carter and Padovani, *Suppl.* 4, 324. Из образца мелкозернистого материала. * В том числе 0,1% P. Борнит.
8. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 324. Из метаморфизованной брекчии. Сфалерит.
9. Taylor et al., *Suppl.* 4, 835. Из метаморфизованной брекчии. Сфалерит.
10. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Sample*, 86. Из энстатитового хондрита в пробе грунта. * В том числе 7,53% Mn и 1,00% Ca. Пересчитано с первичного анализа, в котором этот минерал описан как сульфид, а содержание MgS определено по разности. Ниингерит.

такими, как пироксен и плагиоклаз [7] (табл. 2-4, колонки 1 и 2). Содержание никеля в троилите в некоторых случаях достигает 0,9% [4]. Троилит из метаморфизованной брекчии 66 095,89, ассоциирующийся со сфалеритом, содержал 0,03% цинка; но при отсутствии сфалерита в минеральной ассоциации цинк в троилите обнаружить не удалось.

Рентгенографические данные. Согласно данным рентгеноструктурных исследований лунного троилита методами порошка и монокристалла, элементарная ячейка его кристаллической решетки строго соответствует элементарной ячейке решетки FeS стехиометрического состава. Решетка гексагональная, пространственная группа $P\bar{6}2C$, $a = 5,692 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c = 11,750 \pm 0,003 \text{ \AA}$, в элементарной ячейке содержится 12FeS . Решетка отвечает сверхструктуре высокотемпературной разности простого типа — NiAs [2].

Порошкограмма фазы, описанной под названием пирротина, показала, что в действительности это троилит. Состав его, установленный электронным микрондовым анализом, оказался идеально отвечающим стехиометрическому [9]. Фаза Fe-S, непосредственно примыкающая к халькопириту в порфириновом базальте 12 021,134, возможно, является пирротинном. Но так как этот минерал был величиной менее 10 мкм, точное определение его сделано не было [14].

Литература

1. Dence et al., *Suppl.* 1, 324.
2. Evans, *Suppl.* 1, 399—400.
3. Carter, MacGregor, *Suppl.* 1, 247.
4. Mason et al., *Suppl.* 1, 659—660.
5. Bailey et al., *Suppl.* 1, 179.
6. Brown et al., *Suppl.* 1, 205—206.
7. Taylor et al., *Suppl.* 2, 862.
8. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 336—337.
9. Skinner, *Suppl.* 1, 891—892, 894.
10. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 528.
11. El Goresy et al., *EPSL* 18, 413—414.
12. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 86.
13. Frondel J. W., personal observation.
14. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 954.

МАКИНАВИТ FeS или $(\text{Fe}, \text{Ni})_{1+x}\text{S}$

Условия нахождения и формы выделения. Предположительно макинавитом была названа сильно анизотропная фаза, образующая мельчайшие пятна и полоски в железо-троилитовом шарике. Шарик находился в хондроподобном теле из образца мелкозернистого

материала 10 085-4-14. По оптическим свойствам эти пятна и полосы сходны с макинавитом, но из-за тонкой зернистости слагающего их материала невозможно было с уверенностью установить, чем он отличается от графита [1]. В последующих описаниях макинавит, по-видимому, стали рассматривать как достоверно лунную фазу.

Макинавит обнаружен в троилите из офитового базальта 12 038. В порфириновых базальтах 12 018 и 12 063 макинавит находится совместно с троилитом и халькопиритом [2]. Полагают, что макинавит из корфиратового базальта 12 063 образовался при температурах субсолидуса ниже 135°C и эту фазу, возможно, следует считать продуктом разрушения троилита [3]. Присутствие макинавита, который устойчив при температурах ниже 200°C , показывает, что процессы распада твердых растворов и субсолидусного восстановления равновесия продолжали активно протекать при охлаждении до температуры, немного превышающей 25°C [2].

Оптические свойства. В отраженном свете макинавит обнаруживает высокое двуотражение и в скрещенных николях — сильное двупреломление [2].

Химический состав. Теоретически формула макинавита FeS . Размер зерен лунного материала (< 2 мкм) позволил выполнить только полуколичественный микрозондовый анализ. Формула может быть записана в виде $(\text{Fe}, \text{Ni})_{1+x} \text{S}$ [4].

Литература

1. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 884.
2. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 221.
3. Taylor et al., *Suppl.* 2, 868.
4. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 952.

ПЕНТЛАНДИТ $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ (предположительно)

Использованные названия

Хизлевудит; Jedwab, *Suppl.* 4, 866.
 NiFe -сульфид; El Goresy et al., *Meteorit.* 6, 266.
 Fe, Ni -сульфид; El Goresy et al., *EPSL* 13, 121.

Условия нахождения и формы выделения. Возможно, что неидентифицированные пламевидные продукты распада, наблюдавшиеся в некоторых случаях в троилите на его контакте с самородным железом (в мелкозернистом базальте 10 072-46), представляли собой

пентландит [1]. В брекчии 14 315,9 наблюдалось замещение троилита материалом, идентифицированным как пентландит [2]. Вполне возможно, что пентландитом являются пятна Ni-Fe-сульфида, отмеченные на стекловидных шариках в ряде проб грунта, доставленных «Аполлоном-16». Предположительно они были определены как хизлевудит [3] (неутвержденное название минерального вида, соответствующего нечистому пентландиту [4]). Эти пятна состоят из агрегатов чешуек [3], условия нахождения которых позволяют предполагать образование их из летучей фазы [5].

Оптические свойства. Вещество, слагающее вышеописанные пятна, непрозрачно, резко анизотропно и своим ярко-бронзовым цветом напоминает графит [5].

Химический состав. Электронным микронзондовым анализом пятен, наблюдаемых на стекловидных шариках, установлено присутствие в их составе никеля, железа и серы. Содержание никеля (5—10%) оказалось слишком высоким для троилита [6], а содержание железа (< 11%) — слишком низким [3]. Выполненная ранее идентификация пентландита в обр. 14 315,9 основывалась только на качественных определениях никеля, железа и серы. Полагали, что образование пентландита в результате реакции между троилитом и привнесенным никелем служит признаком того, что этот процесс протекал при температуре ниже 610°C. Процесс сульфидизации на лунной поверхности мог происходить под влиянием удара серосодержащего углеродистого хондрита [2].

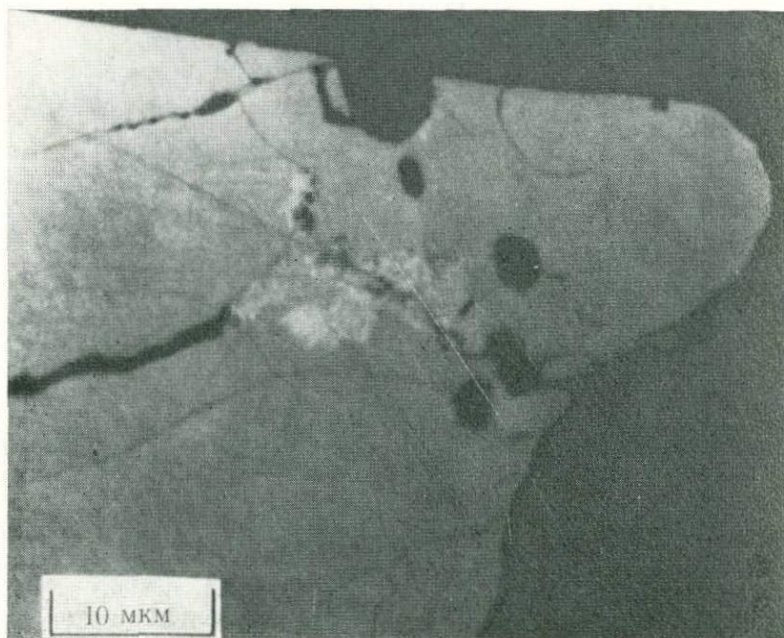
Пока не будут получены более точные химические анализы этой фазы, идентификацию пентландита следует рассматривать как предположительную.

Литература

1. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 880.
2. Ramdohr, *EPSL* 15, 113—115.
3. Jedwab, *Suppl.* 4, 866.
4. Palache et al., *Dana VII*, vol. 1, 243.
5. Jedwab, Preprint, *Lun. Sci. IV, Conf.*
6. Jedwab, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 413—414.

ХАЛЬКОПИРИТ CuFeS_2

Условия нахождения и формы выделения. Редкую крупинку сульфида, напоминающего халькопирит [1], первоначально описанную в породах, доставленных «Аполлоном-11», отнесли к числу лунных минералов, что ставили под сомнение. Качественно халькопирит был идентифицирован в базальте 15,475, где он находился



Фиг. 2-4. Халькопирит (очень светло-серое) в триллите из порфиритового базальта 12 021,134.

Am. Mineral. 58, 953.

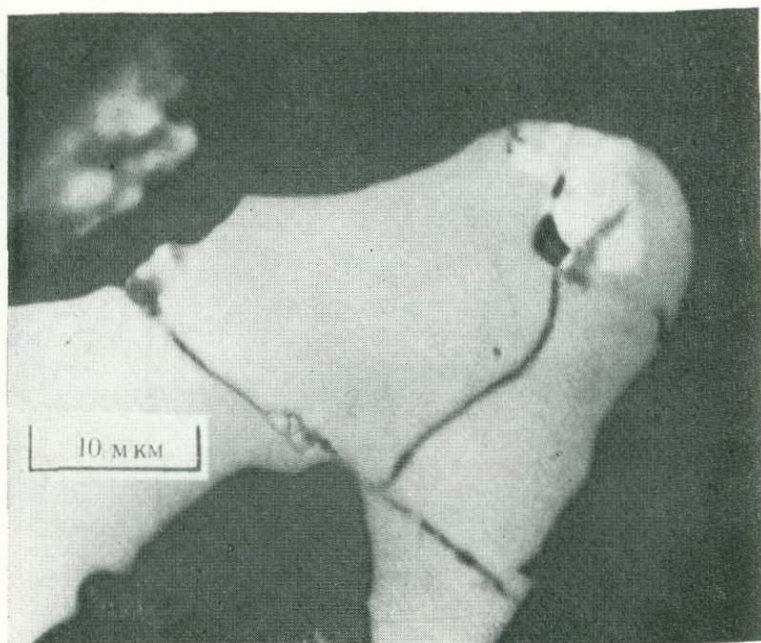
в каемках самородной меди, окружавших зерна FeNi-металла. В порфиритовом базальте 12 021,134 халькопирит был определен достоверно. Совместно с кубанитом он расположен вдоль трещинок и по границам зерен в триллите (фиг. 2-4) [2].

Оптические свойства. Халькопирит анизотропен, и поэтому его нельзя отождествлять с изотропным (и дискредитированным) «халькопирротинном».

Химический состав. Состав халькопирита, определенный методом электронного микронзондового анализа, позднее был подтвержден рентгенографическими исследованиями (табл. 2-1, колонка 5). В небольшом количестве определен кобальт [2].

Литература

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 97.
2. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 953.



Фиг. 2-5. Кубанит (очень светло-серое) в троилите из порфиритового базальта 12 021,134.

Am. Mineral. 58, 953.

КУБАНИТ CuFe_2S_3

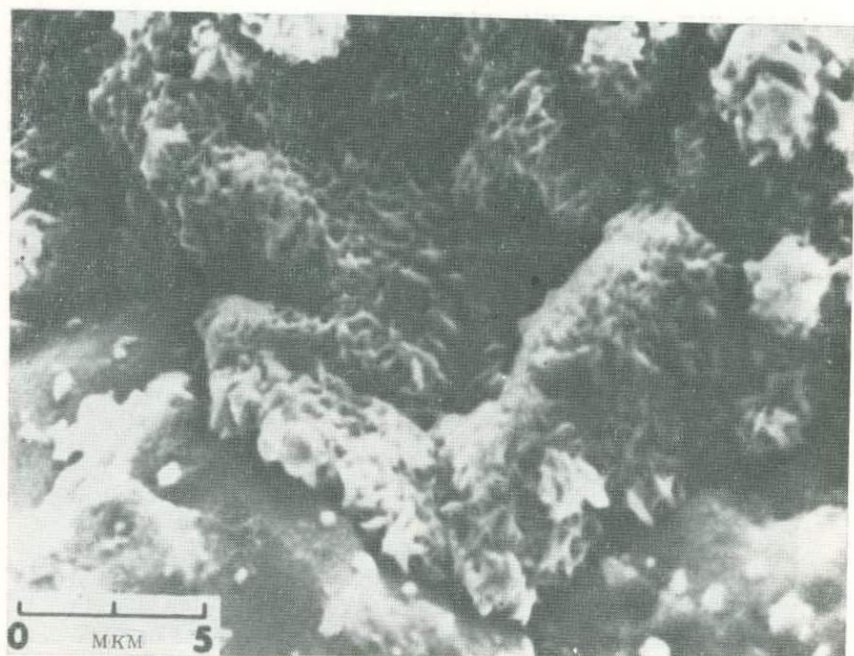
Условия нахождения и формы выделения. Кубанит обнаружен в троилите из порфиритового базальта 12 021,134, где он совместно с халькопиритом расположен вдоль трещинок и по границам зерен (фиг. 2-5) [1].

Оптические свойства. Кубанит анизотропен, и поэтому его нельзя принять за изотропный сульфид меди и железа, т. е. за «халькопирротин» [1].

Химический состав. Методом электронного микроспектроскопического анализа в кубаните обнаружено небольшое количество кобальта (табл. 2-1, колонка 6). Предполагают, что в кристаллической решетке кубанита (так же как халькопирита) кобальт замещает железо [1].

Литература

1. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 953.



Фиг. 2-6. Борнит на металлическом субстрате
Suppl. 4, 325.

БОРНИТ Cu_5FeS_4

Условия нахождения и формы выделения. В металлическом шарике (из образца мелкозернистого материала 68 841), состоящем преимущественно из взаимно прорастающих зерен шрейберзита и самородного железа, был встречен борнит с подчиненным количеством троилита (фиг. 2-6). Ассоциация борнита с указанными минералами свидетельствует об его образовании в условиях умеренных температур [1].

Химический состав. Борнит идентифицирован на основании химического анализа (табл. 2-1, колонка 7). Очевидный избыток железа и серы в анализе может объясняться примесью троилита [1].

Литература

1. Carter, Padovani, *Suppl.* 4, 324—325.

ТАЛНАХИТ $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_{16}$ (предположительно)

Использованные названия

«Халькопирротин»; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 221.
Кубанит II; Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 952.

Условия нахождения и формы выделения. Поздняя фаза, обнаруженная в порфиритовом базальте 12 018 совместно с макинавитом в виде включений в троилите, была предположительно идентифицирована как «халькопирротин» [1]. В настоящее время «халькопирротин» с «идеальным» составом CuFe_4S_6 дискредитирован; возможно, что в действительности эта фаза представляет собой кубанит II [2] — изотропную модификацию кубанита (см. выше). Высказывалось предположение, что лунный «халькопирротин» — это талнахит [3]. При изучении температурных условий равновесия ассоциаций в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S}$ было отмечено, что при нагревании до 80°C талнахит переходит в тетрагональные кубанит и борнит. При охлаждении происходит обратное превращение [4]. Наличие обоих минералов — лунного кубанита и лунного борнита — подтверждает правильность идентификации талнахита. Возможно, что присутствие кубанита и борнита служит доказательством неполного обратного превращения.

Оптические свойства. Изученная фаза имеет желтоватый цвет, подобный цвету халькопирита, и изотропна [3].

Химический состав. При первоначальном описании этой лунной фазы ее тонкозернистость препятствовала выполнению полного электронного микронзондового анализа, поэтому медь в ее составе была определена качественно [1]. Для уверенного подтверждения идентификации лунного талнахита нужны более точные химические анализы и(или) рентгенографические исследования. Земной аналог этого минерала имеет формулу $\text{Cu}_9(\text{Ni})_9\text{S}_{16}$ [5].

Литература

1. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 221—222.
2. Yund, Kullerud, *J. Petrol.* 7, 481.
3. Taylor, Williams, *Am. Mineral.* 58, 952.
4. Sabri, *Econ. Geol.* 62, 910—914.
5. Sabri, Harris, *Econ. Geol.* 66, 673.

ХАЛЬКОЗИН Cu_2S (сомнительный)

О следах халькозина в породах, доставленных «Аполлоном-12», уже сообщалось, однако это сообщение не подкреплялось факти-

ческими данными. Присутствие халькозина на Луне вызывает сомнение [1]. Возможно, что это вещество представляет собой описанный выше талнахит.

Литература

1. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 222.

СФАЛЕРИТ ZnS

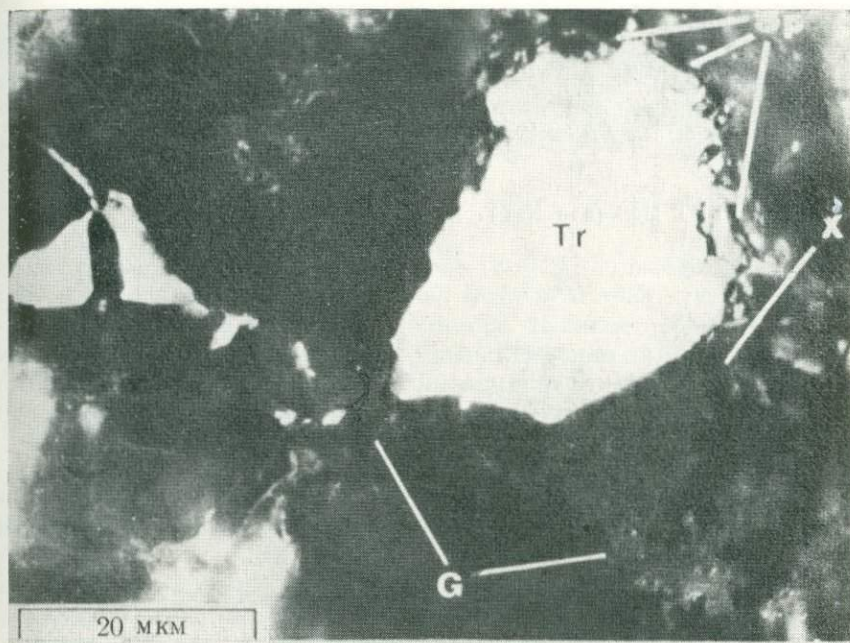
Использованное название

Цинковая обманка; Ramdohr, *Fortschr. Mineral*, 18, 50.

Условия нахождения и формы выделения. Мельчайшее зерно сфалерита было обнаружено в порфириновом базальте 12 018,49. Фактических данных не приводилось, однако определение его считалось «более или менее достоверным» [1]. Достоверно сфалерит установлен в метаморфизованной брекчии 66 095. Здесь он находится в ассоциации с троилитом, гётитом, двумя неидентифицированными фазами, обогащенными цинком и хлором, и неизвестной фазой, обогащенной свинцом. Сфалерит образует узкие реакционные каемки вдоль трещинок, пронизывающих троилит, или вокруг его зерен (фиг. 2-7). Как сфалерит, так и троилит окружены гётитом и неидентифицированными фазами. Для энстатитовых метеоритов сфалерит — редкий минерал, сосуществующий с титано-хромистым троилитом, добреелитом, нинингеритом или железомagneзиальным алабандином. В железных метеоритах сфалерит обычно встречается в троилитовых нодулях совместно с хромистым троилитом и добреелитом или цинковым добреелитом. В обр. 66 095 ни один из этих минералов вместе со сфалеритом не встречался.

Считают маловероятным, чтобы сфалерит (с его летучим цинком) мог уцелеть при ударных явлениях и затем быть включенным в лунные породы, в то время как все другие минералы исчезли. Скорее присутствие сфалерита в обр. 66 095 объясняется взаимодействием с парами, содержащими летучие обогащенными цинком и хлором, в результате чего образовались реакционные каемки сфалерита вокруг троилита и, вероятно, $FeCl_2$ — вокруг металлического $FeNi$.

Реакционные каемки сфалерита и гётита вокруг троилита встречаются также в полимиктовой брекчии 67 455,8 [2]. При анализе другого образца (66 095) реакционные каемки между троилитом и цинксодержащим хлоридно-сульфатным веще-



Фиг. 2-7. Растрескавшееся зерно троилита (Tr), замещенного вдоль его границ сфалеритом (Sp), гëтитом (G) и неидентифицированными Zn-, Fe- и Cl-содержащими сульфатами и фосфатами (X).

Suppl. 4, 744.

ством не наблюдались. Вместо этого отмечались мелкие (<10 мкм) отдельные зерна сфалерита (обычно по одному на каждое зерно троилита), иногда внутри троилита. По-видимому, это исключает возможность реакции троилит — сульфат. Во многих случаях троилит встречается без сфалерита, даже в тех участках шлифов, где наблюдаются признаки интенсивно проявленного окисления и где следовало бы ожидать нахождения сфалерита лунного происхождения [3], если бы он образовался при взаимодействии сульфата цинка с троилитом.

Оптические свойства. В шлифе сфалерит серый, с высокой отражательной способностью по сравнению с гëтитом [4].

Химический состав. Согласно анализам, сфалерит из обр. 66 095 (табл. 2-1, колонки 8 и 9) представляет собой разновидность, обогащенную железом [2].

Литература

1. Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 50.
2. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 744, 746—747.
3. Taylor et al., *Suppl.* 4, 835.
4. El Goresy et al., *EPSL* 18, 414.

НИНИНГЕРИТ MgS (или Nss^1)

Условия нахождения и формы выделения. Нинингерит, обнаруженный в энстатитовом хондрите из пробы грунта 15 602,29, встречается в виде отдельных обломков угловатой или почти прямоугольной формы с максимальным размером 250×100 мкм. В двух из пятнадцати идентифицированных зерен содержатся пластинки троилита (шириной 5 мкм) в составе видманштеттоподобных фигур [1].

Химический состав. Состав нинингерита не соответствует стехиометрическому — MgS ; он содержит многочисленные сульфиды в твердом растворе [1] (табл. 2-1, колонка 10).

Литература

1. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 85—86.

НЕИЗВЕСТНАЯ СУЛЬФИДНАЯ ФАЗА

Неидентифицированная промежуточная фаза светло-серого цвета, окаймляющая пластинки троилита в нинингерите (см. выше), по сравнению с вмещающим нинингеритом обогащена магнием, марганцем, кальцием и серой и обеднена железом [1].

Литература

1. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 86.

МОЛИБДЕНИТ MoS_2 (сомнительный)

Встреченные в некоторых образцах мелкозернистого материала (в частности, в обр. 15 601,113 [1]) яркие голубоватые металлические чешуйки кристаллического облика со следами спайности по

¹ Nonstoichiometric solid solution [т. е. нестехиометрический твердый раствор.— *Ред.*].

данным электронного микронзондового анализа и рентгенографических исследований идентифицированы как молибденит. Однако лунное происхождение этих чешуек подвергается сомнению; вероятно, они занесены с Земли (например, в составе смазки, покрывающей винтовую резьбу в контейнерах) [2].

Литература

1. Jedwab, *Apollo 15 Lunar Samples*, 109.
2. Jedwab, *Suppl.* 4, 472.

Фосфид: шрейберзит

ШРЕЙБЕРЗИТ (Fe, Ni, Co)₃P

Использованное название

Fe-шрейберзит; El Goresy et al., *EPSL* 13, 129.

Условия нахождения и формы выделения. Шрейберзит в незначительном количестве обнаружен в брекчиях и грунтах, доставленных с «Аполлоном-11». В полированном шлифе изучался шрейберзит в сростаниях с когенитом [1]. Осколки шрейберзита наблюдались совместно с идиоморфными кристаллами камасита [2]. В полированном шлифе металлический образец из брекчии 10 048-18a имеет близкую к эвтектической структуру, образуемую весьма тонко рассеянными шрейберзитом и металлом с меньшим количеством троилита и когенита [3]. Предполагают, что эвтектическая структура образовалась при затвердевании последних порций расплава [4]. Эвтектические сростания шрейберзита и металла наблюдались в некоторых породах, подвергшихся ударному воздействию (например, в сильнометаморфизованной брекчии 66 095). В этих случаях шрейберзит мог либо иметь метеоритное происхождение, либо возникнуть в результате реакции между ранее образовавшимися пироксеном и апатитом [5]. В покрытом стеклом обломке базальта 64 455, отобранном в горной области, шрейберзит присутствует в виде отдельных зерен и каплевидных включений в металле. Ядра металлических шариков, окаймленных троилитом, часто сложены кобальтовым никель-железом и шрейберзитом, находящимися в эвтектическом сростании. Такая структура свидетельствует о расплавлении и перекристаллизации металла, сульфида и фосфида [6]. В противоположность этому в норите 62 295 вещество, окруженное шрейберзитом (совместно с троилитом в ассоциации со сложным никель-железом), не имеет признаков частичного расплавления или эвтектики фосфид — металл [7].



Фиг. 2-8. Кристалл шрейберзита на ступенях роста металлического железа.
Suppl. 4, 325.

Предполагают, что шрейберзит, встречающийся во многих металлических частицах в виде беспорядочно ориентированных капель внутри или на поверхности металла, выделился из Fe-Ni-P-фазы при охлаждении [8]. В брекчии 66 055 шарообразные частицы ассоциирующихся металла и шрейберзита определенно указывают на происхождение из жидкой фазы (фиг. 2-8). Это не должно обязательно исключать возможность метеоритного происхождения. Однако, поскольку описываемые породы обнаружены на лунной поверхности, где имеется множество доказательств широко развитой магматической деятельности и вызванного ударными явлениями расплавления и где, как полагают, должны неизбежно преобладать восстановительные условия, образование фосфата и железа путем восстановления из силикатного расплава представляется более вероятным [9]. Считают, что для полевошпатовых пород «Аполлона-16» характерно присутствие капель сложного Fe-Ni-Co-P-состава и для появления шрейберзита, встречающегося в этих кристаллических породах горных областей, не требовалось ударного воздействия метеоритов [10].

Оптические свойства. В полированном шлифе шрейберзит светло-серый в отличие от темно-серого троилита и черного когенита [4].

Химический состав. Поскольку для лунных кристаллических пород характерно крайне низкое содержание никеля, высокое его содержание в шрейберзите (например, такое, как определено в шрейберзите, образующем эвтектическую структуру с камаситом в частице F2 из пробы грунта «Аполлона-12») являлось основанием для того, чтобы приписывать ему метеоритное происхождение [11] (табл. 2-2, колонка 2). Шрейберзит, рассматриваемый

Таблица 2-2. Анализы шрейберзита

	1 64 585	2 «Аполлон-12», частица F2	3 66 055	4 66 095,89	5 63 549	6 61 568
Fe	75,1	70,25 *	72,1	66,7	61,2	50,9
Ni	9,4	14,0	12,16	17,1	22,0	32,7
P	15,7	15,5	13,16	14,8	15,3	15,4
Co	0,4	0,25	0,13	0,09	0,5	0,1
S	0,1	—	—	—	0,1	0,06
Сумма	100,7	100,00	97,55	98,69	99,1	99,16

Примечания.

1. Gooley et al., *Suppl.* 4, 801. Из мезостазаиса обломка породы в образце, взятом скребком.
2. Goldstein, Yakowitz, *Suppl.* 2, 184—185. Из пробы грунта. * Содержание Fe определено по разности.
3. McKay et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 488. Из микробрекчии.
4. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 742. Из метаморфизованной брекчии.
5. Gooley et al., *Suppl.* 4, 801. Из обломка диабазовой породы в образце, взятом скребком.
6. Gooley et al., *Suppl.* 4, 801. Из обломка пойкилитовой породы в образце, взятом скребком.

как лунный минерал, встречается в REEP-базальте 14 310 в двух разновидностях: не содержащей в своем составе никеля, но стехиометрической (которую называют также Fe-шрейберзитом) и содержащей этот элемент до 28% [12].

В обломке троктолита из брекчии 68 815,148 частица железа, окаймленная фосфидом, характеризуется содержанием фосфора, недостаточным для шрейберзита. Вероятно, здесь произошло субмикроскопическое срастание железа и шрейберзита [10]. В некоторых зернах металла из метаморфизованной брекчии 66 095,89 включения капель или идиоморфных кристалликов шрейберзита отличаются от сосуществующего камасита очень низким содержанием кобальта (табл. 2-2, колонка 4).

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 460.
2. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 618.
3. Adler et al., *Suppl.* 1, 92.
4. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 506.
5. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 740, 742.
6. Grieve, Plant, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 317—318.
7. Agrell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 15—16.
8. Gooley et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 304.
9. McKay et al., *Suppl.* 4, 817.
10. Brown et al., *Suppl.* 4, 516—518.
11. Goldstein, Yakowitz, *Suppl.* 2, 182—187.
12. El Goresy et al., *Lun. Sci. Conf.*, 1972, *Abstr.*, 203.

Карбиды: когени́т, муассанит (предположительно), фаза Рамдора (2) и карбид алюминия

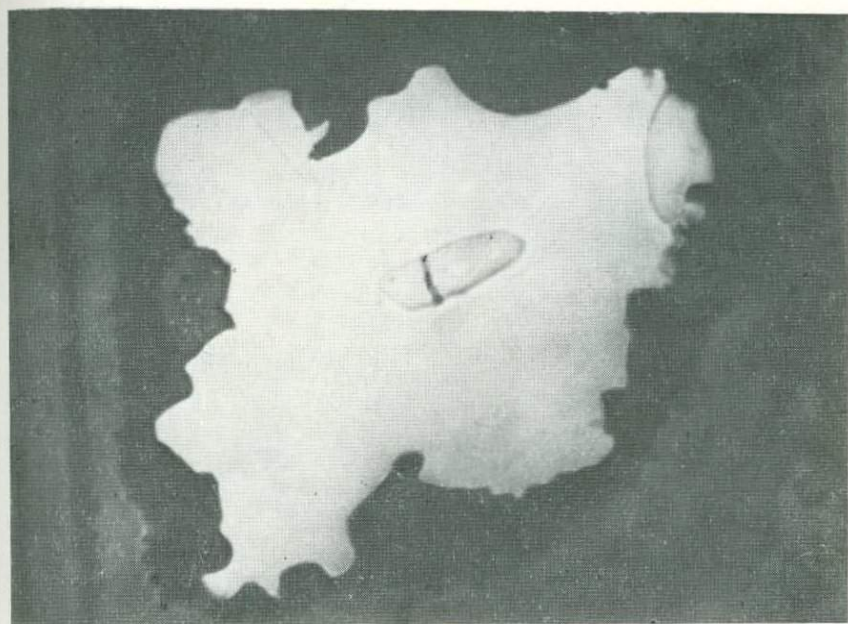
КОГЕНИТ (Fe, Ni)₃C

Использованное название

Карбид; Goldstein, Axon, *Suppl.* 4, 773.

Условия нахождения и формы выделения. В полированном шлифе металлического обломка из образца мелкозернистого материала, доставленного «Аполлоном-11», наблюдался когени́т либо с каемками или включениями троилита, либо в тесной ассоциации со шрейберзитом [1]. Частица металла 27,11 из пробы грунта 14 003 содержит когени́т со следами неполного растворения [2]. В пробе грунта 68 501 частицы когени́та размером от 10 до 30 мкм наблюдались на поверхности внутри металлической частицы размером 150 мкм (фиг. 2-9). В другой частице небольшое количество когени́та ассоциировалось с большим количеством шрейберзита [3]. В металлическом зерне сложного состава из метаморфизованной брекчии 66 095,78 когени́т (со шрейберзитом) находился внутри троилитовой оболочки, покрывающей зерно никель-железа (фиг. 2-10) [3]. Считают, что когени́т имеет метеоритное происхождение [1] или он по крайней мере образовался в результате взаимодействия между метеоритным углеродом и металлическим никель-железом. Лунному происхождению когени́та противоречит крайне низкое содержание углерода в лунных породах [4].

Оптические свойства. Когени́т черный. В скрещенных николях видна пластинчатая структура протыкания, что объясняется наличием доменов, которые, как известно, есть в когени́те метеоритного происхождения [4].

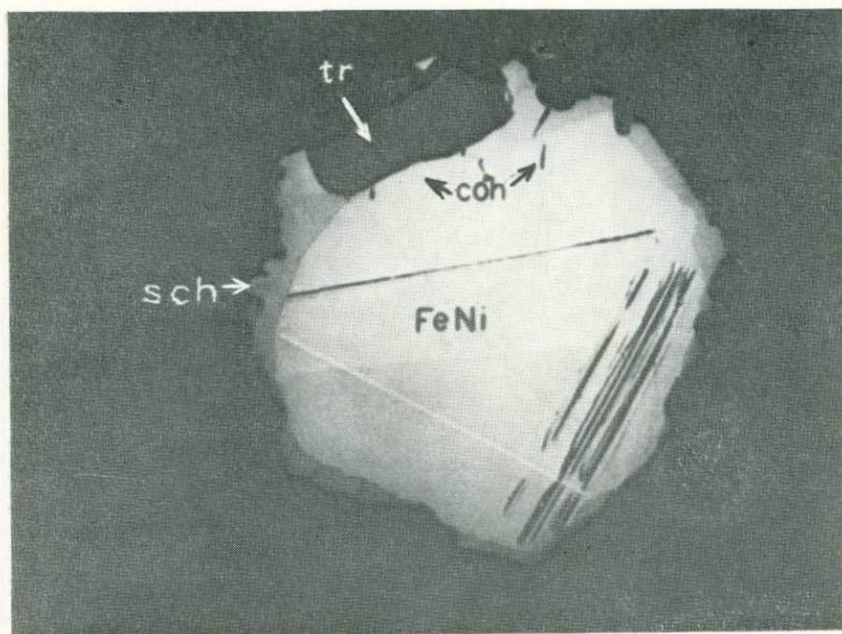


Фиг. 2-9. Потрескавшаяся частица метеоритного когенита в форме лодочки в камасите. Ряд частиц когенита большего размера находится на поверхности металла.
Suppl. 3, 1053.

Химический состав. В когените, обнаруженном в частице металла близкой к эвтектической структуры из брекчии 10 046—18, содержится 6,5% Ni и 8% P. В этой частице присутствуют главные элементы железных метеоритов (т. е. Fe, S, Ni, Co, P и C), что еще раз подтверждает предположение о метеоритном происхождении когенита [5]. Анализы когенита приведены в табл. 2-3, колонки 1 и 2.

Литература

1. Frondel et al., *Suppl. 1*, 460, 467.
2. Goldstein et al., *Suppl. 3*, 1040, 1050.
3. Goldstein, Axon, *Suppl. 4*, 768.
4. El Goresy et al., *Suppl. 4*, 740.
5. Goldstein et al., *Suppl. 1*, 508.



~300 мкм

Фиг. 2-10. Зерно сложного состава, состоящее из металлического FeNi, когенита (coh), шрейберзита (sch) и троилита (tr).
Suppl. 4, 741.

Таблица 2-3. Анализы когенита и карбида алюминия

	1 66 095,78	2 66 095,80	3 «Луна-20», шлиф 863
Al	—	—	74,0
Fe	88,15	90,6	0,4
Ni	0,81	1,28	—
C	10,92*	7,79*	20,0
Co	0,10	0,25	—
P	0,02	0,08	—
Сумма	100,00	100,00	99,6*

Примечания.

1. El Goresy et al., *Suppl. 4, 742*. Из метаморфизованной брекчии. * Содержание углерода определено по разности. Когенит.
2. Taylor et al., *Suppl. 4, 831*. Из метаморфизованной брекчии. * Содержание углерода определено по разности. Когенит.
3. Tarasov et al., *Suppl. 4, 347*. Из обломка оливин-плагноклазовой породы. * В том числе (в %): Si — 0,2; Mg — 0,1; Ca — 0,3; K — 0,1; S — 0,1; O — 4,4. Карбид алюминия (или оксикарбид алюминия).

МУАССАНИТ SiC (предположительно)

Использованное название

Карбид кремния; Gay et al., *EPSL* 9, 124.

Условия нахождения и формы выделения. Два кристалла карбида кремния, обнаруженные в брекчии 12 013,10, сначала рассматривали как возможный результат загрязнения [1]. Однако повторные исследования монокристаллических частиц SiC , взятых из ряда проб грунта, доставленных «Аполлоном-16», вселяют уверенность в том, что эти частицы представляют собой природный муассанит. Поэтому, хотя образцы мелкозернистого материала и не изучались в полированных шлифах, предположение о том, что данная фаза SiC представляет искусственный карборунд, занесенный с Земли, стало казаться значительно менее вероятным [2]. Ни одна из этих частиц не соприкасалась с каким-либо лунным материалом [3]. На зернах не обнаружены кристаллические грани, формы их обусловлены трещиноватостью. Отмечается хорошая спайность [2].

Оптические свойства. В отраженном свете обломки карбида кремния характеризуются бледно-синим цветом и очень высокой дисперсией. В проходящем свете они почти непрозрачны вследствие крайне высокого рельефа [2].

Химический состав. Электронный микронзондовый анализ показал очень высокое содержание кремния и следы кальция и железа. Содержание углерода и кислорода имеющейся аппаратурой определить невозможно [2].

Рентгенографические данные. На основании порошкограмм подтвердилась правильность идентификации $\alpha\text{-SiC}$, но лунное происхождение муассанита еще требует доказательства [2].

Литература

1. Gay et al., *EPSL* 9, 124.
2. Jedwab, *Suppl.* 4, 868—869.
3. Jedwab, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 413.

ФАЗА РАМДОРА (2)

Неидентифицированная фаза, первоначально описанная под названием минерала D [1], встречается в форме идиоморфных зерен в сростании с ильменитом, рутилом и бадделейтом. Фаза непрозрачна, с небольшими внутренними рефлексами, но с низкой отра-

жательной способностью. Химический состав фазы не установлен, но отмечено, что твердость ее больше 9 [2]. Если это вещество представляет собой охарактеризованный выше муассанит SiC, то возможность лунного происхождения последнего увеличивается вследствие связи этого вещества с другими лунными минералами.

Литература

1. Ramdohr, E. L. Goresy, *Sci.* 167, 617.
2. Ramdohr, E. L. Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.

КАРБИД АЛЮМИНИЯ Al_4C_3

Использованное название

Оксикарбид алюминия; Tarasov et al., *Suppl.* 4, 346.

Условия нахождения и формы выделения. В шлифе 863 из образца «Луны-20» изучалось зерно карбида алюминия длиной 40 мкм и в поперечнике от 7 до 20 мкм (существует мнение, что правильнее называть его оксикарбидом алюминия), которое было обнаружено в тесном контакте с оливином и плагиоклазом. Зерно, находящееся глубоко внутри шлифа, представляет собой пластинчатую сегрегацию неправильной формы. После дополнительной полировки шлифа, контакты карбида с оливином и плагиоклазом стали более отчетливыми. В основной части зерна карбида обнаружилось включение оливина, а в отдельных участках на плоском краю зерна выявились прорастания карбида и оливина. Кроме того, край зерна частично закрыт оливином. Полагают, что возможность земного загрязнения как источника появления карбида алюминия исключается его связью с другими минералами [1].

Оптические свойства. Зерно Al_4C_3 отличается высокой отражательной способностью, близкой к отражательной способности металлического железа [1].

Химический состав. Анализ карбида алюминия приведен в табл. 2-3, колонка 3.

Литература

1. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 345—347.

Простые окислы и окислы трехвалентного железа

Простые окислы: бадделейт, рутил, неидентифицированные титановые фазы, ильменит, корунд и (предположительно) вюстит; неидентифицированные окислы

БАДДЕЛЕЙТ ZrO_2

Использованные названия

Железистый бадделейт; Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 207.
Гафниевый бадделейт; Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 615.
Фаза С (по Ловерингу); Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 155.
Окись циркония; Reid et al., *Suppl.* 1, 753.
Zr-фаза, обогащенная ураном; Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 155.

Условия нахождения и формы выделения. Бадделейт обнаружен в виде крупных несдвойникованных изометрических кристаллов или агрегатов зерен [1]. Толстые таблитчатые зерна длиной до 75 мкм наблюдались в ассоциации с ильменитом [2]. В мелкозернистых базальтах размеры зерен бадделейта изменяются в пределах от 3 до 46 мкм [2], но в крупнозернистых базальтах размеры некоторых зерен бадделейта достигают 128 мкм [2]. Наблюдалось также срастание бадделейта с цирконолитом или транквилиитом (фиг. 5-1) [3]. Будучи, по-видимому, поздним минералом в офиловых базальтах 12 036, 12 039 и 12 051, бадделейт ассоциируется с калиевым полевым шпатом, остаточным стеклом, обогащенным $K_2O - SiO_2$, фторапатитом и иттриево-цериевым витлокиком [4]. В KREEP-базальте 14 310 бадделейт встречается большей частью с ильменитом, причем отмечены как круглые, так и пластинчатые включения. Иногда бадделейт встречается в чистом виде или же с троилитом или ульвошпинелью [5].

Оптические свойства. Бадделейт по сравнению с ильменитом имеет более низкую отражательную способность и лиловый оттенок. Он может быть прозрачным и неметаиктным или же полупрозрач-

ным с высокой отражательной способностью и белыми внутренними рефлексами [2]. Некоторые зерна бадделейта размером порядка микрона имеют красноватый оттенок [6]. В сростках с цирконолитом встречается бадделейт светлого зеленовато-желтого цвета, иногда с красными крапинками [3]. В шпинельсодержащей брекчии 14 066 было обнаружено одно желтое прозрачное зерно бадделейта [7].

Химический состав. Почти во всех анализах бадделейта обнаружено присутствие гафния. Разности, содержащие 2% HfO_2 или более, были названы гафниевыми бадделейтами (табл. 3-1, колонка 2) [4]. В железистой разновидности, содержащей также значительное количество TiO_2 , окись HfO_2 не обнаружена (табл. 3-1, ко-

Таблица 3-1. Анализы бадделейта

	1 12 038,67	2 12 036,9	3	4 «Луна-20» 22 002,3	5 14 310
SiO_2	< 0,1	0,39	0,12	0,18	—
Al_2O_3	< 0,1	—	—	0,54	—
TiO_2	2,4	1,97	3,13	1,82	—
FeO	7,4	3,25	0,96	0,45	—
MgO	—	< 0,02	0,18	0,14	0,06
MnO	—	< 0,02	< 0,02	0,17	—
ZrO_2	90,3	91,9	93,2	94,7	98,23
HfO_2	—	3,23	1,60	1,65	1,70
Сумма	100,1*	100,74*	99,19*	100,49*	99,99

Примечания.

1. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 212. Из грубозернистого базальта. * В том числе до 0,1% CaO . Железистый бадделейт.
2. Keil et al., *Suppl.* 2, 333. Из офитового базальта. * В том числе до 0,02% Na_2O . Гафниевый бадделейт.
3. Keil et al., *Suppl.* 2, 333. Из офитового базальта. * В том числе до 0,02% Na_2O . Бадделейт.
4. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 769. Из пробы грунта. * В том числе 0,13% Cr_2O_3 , 0,06% V_2O_5 , 0,16% CaO и 0,49% Nb_2O_5 . Бадделейт.
5. El Goresy et al., *EPSL* 13, 127. Из KREEP-базальта. Бадделейт.

лонка 1) [8]. Некоторые пробы бадделейта характеризуются низким содержанием или отсутствием урана, тория или р. з. э. [9]. Однако многие пробы бадделейта обогащены ураном. В некоторых образцах пород наблюдаются участки с концентрацией урана более 40 г/т. Предполагают, что эти участки состоят из бадделейта и, по-видимому, они являются источниками треков деления [6]. В пробе мелкозернистого материала 12 028 содержание урана

в бадделеите более 50 г/т. В образцах «Аполлона-14», особенно в КРЕЕР-базальте 14 310, содержание урана в бадделеите от 80 до 400 г/т [10]. В образце 14 310 содержание ZrO_2 на всю массу породы (0,13%) выше, чем в образцах «Аполлона-11» и «Аполлона-12». Считается, что это связано с присутствием большого количества бадделеита [11].

Литература

1. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
2. Agrell et al., *Suppl.* 1, 112.
3. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 155—156.
4. Keil et al., *Suppl.* 2, 333.
5. El Goresy et al., *EPSL* 13, 127.
6. Lovering, Kleeman, *Suppl.* 1, 628.
7. Christophe-Michel-Lévy et al., *Suppl.* 3, 889.
8. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 212.
9. Brown et al., *Suppl.* 2, 595.
10. Crozaz et al., *Lun. Sci. Conf.* 1972, *Abstr.*, 149.
11. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 338.

РУТИЛ TiO_2

Использованные названия

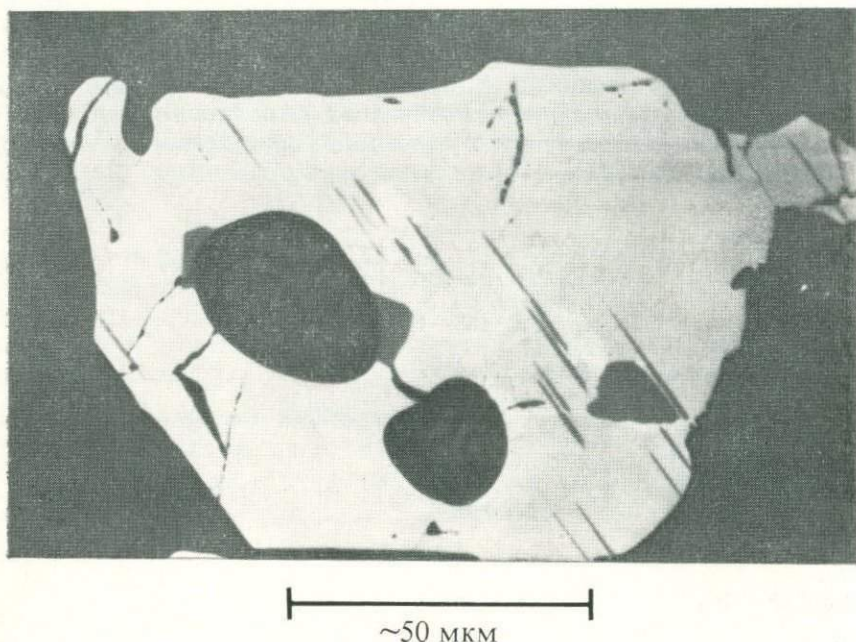
Синий рутил; Jedwab, *Apollo 15 Lunar Samples*, 108.

Mg-Fe рутил; Haggerty, *Suppl.* 4, 781.

Ниобиевый рутил; Marvin, *EPSL* 11, 7.

Циркопиевый рутил; Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174.

Условия нахождения и формы выделения. В лунных породах обнаружен как первичный рутил, так и рутил, образовавшийся при распаде твердого раствора, причем обычно рутил ассоциируется или сростается с ильменитом. Рутиловые сростки, которые, по-видимому, являются результатом распада твердого раствора, представляют собой тонкие пластинки (менее 1 мкм), ориентированные параллельно $\{01\bar{1}2\}$ ильменита (фиг. 3-1). Формы выделения первичного рутила четко отличаются от форм выделения рутила из твердого раствора тем, что первые представляют собой сложно сдвойникованные и неориентированные включения в ильмените. В мелкозернистом базальте 10 003-37 как ильменит, так и включенный в нем рутил имеют гексагональный облик. Кристаллы рутила представлены хорошо развитыми секториальными двойниками, возможно, вдоль $[101]$. Двойниковые плоскости рутила и контакты рутила с ильменитом резкие и четко выраженные. Вместе с тем в микробрекчии 10 021-30 очертания кристаллов рутила несколько неправильные. Края у них неровные, они включают и сами включены в минерал-хозяин — ильменит, двойнико-



Фиг. 3-1. Гинидиоморфное зерно ильменита с выделившимися из твердого раствора иглами рутила (белое), ориентированными параллельно $\{01\bar{1}2\}$ ильменита, и линзовидными столбиками шпинели (темно-серое), ориентированными параллельно $\{0001\}$ ильменита.

вание в нем менее четко выражено, и некоторые части этого зерна поликристаллические. В обоих случаях в ильмените присутствует вторичный рутил, образовавшийся при распаде твердого раствора (вместе с шпинелью). Пластинки выделившегося из твердого раствора рутила заканчиваются на контакте с первичным рутилом, но встречающаяся в ассоциации с вторичным рутилом шпинель часто проникает в первичный рутил. В образце 10 003-37 центральная часть рутила сложена сростками железа и троилита — поздними фазами, положение которых, по-видимому, до некоторой степени контролировалось секториальными двойниковыми плоскостями рутила. Сосуществование металлического железа и рутила могло бы вызвать предположение о распаде ильменита в интенсивных восстановительных условиях, однако идиоморфные очертания, четко выраженные контакты и секториальное двойникование — все это указывает скорее на первичное, чем на вторичное его происхождение [1].

Отмечено несколько широких поперечных пластинок и редких дисковидных зерен рутила практически всегда в образцах, испы-

тавших ударное воздействие [2]. В мезостазиесе мелкозернистого базальта 10 017 [3] и офитового базальта 10 058 рутил встречается в виде игл в ассоциации с гейкилитом-ильменитом [4]. В образце, доставленном «Луной-20», рутил присутствует в ильмените как в виде ориентированных пластин, так и в виде участков неправильной формы [5]. В зерне бронзита в микробрекчии 14 305,4 остроконечные кристаллы рутила расположены параллельно оси *c* бронзита [6]. В перидотите 15 445,10 в зернах пироксена содержатся в большом количестве тончайшие включения рутила [7]. Свободный обломок размером около 0,5 мм, обнаруженный в запечатанном контейнере с пористым базальтом 15 555,105, представляет собой агломерат рутиловых зерен неправильной формы размерами порядка микрона [8]. Аналогичные агломераты (размером 0,2—1 мкм) микрокристаллов рутила были обнаружены в ряде проб грунта, доставленных «Аполлоном-16». Микрокристаллы рутила, имеющие форму игл, коротких призм или округлых зерен, встречаются на поверхности или внутри силикатов и кварцевого стекла. Эти ассоциации и разнообразие форм кристаллов наводят на мысль, что образование рутила происходило под действием нескольких процессов (например, могла происходить конденсация паров с высоким содержанием титана, вызванная ударным воздействием, и(или) кристаллизация под тем же действием) [9].

Ниобиевый рутил встречается в микробрекчии 12 070,35 в виде округлых зерен или пластинок в зернах ильменита [10], а также в осколке KREEP-базальта размером 0,5 × 2 мм из микробрекчии 14 162,16. Все зерна рутила, кроме одного, имеют размеры менее 2 мкм [11].

В микробрекчии 14 321,21 обнаружена ассоциация магниевого ильменита и Mg-Fe-рутила, образовавшаяся вследствие разложения армолколита [12].

Оптические свойства. В полированных шлифах образовавшийся при распаде твердого раствора рутил выглядит как белая, ярко анизотропная фаза [13]. Некоторые пластины почти водяно-прозрачны [2]. Иголки рутила большей частью белые и анизотропные [1]. Рутил из базальта 15 555,105 имеет густой ультрамариново-синий цвет. В проходящем свете он непрозрачен, но просвечивает по краям. В отраженном свете он прозрачен с очень высокой дисперсией [8]. Синий рутил был обнаружен также в нескольких пробах мелкозернистого материала, доставленных «Аполлоном-16» вместе с зернами рутила, которые в отраженном свете чисто белые. В проходящем свете эти же зерна становятся темно-бурыми или непрозрачными [9]. Рутил из образца пыли 10 004 [14] мелкозернистого базальта 10 017 [3] был описан как красноватый или коричневый в тонких краях. В офитовом базальте 10 058 иглы рутила красновато-бурые [4].

Ниобиевый рутил из микробрекчии 12 070,35 анизотропный, коричневато-желтый, одноосный (+), оба показателя преломления значительно превышают 2,10; ω коричневато-желтый, ϵ оливково-зеленый [10].

Химический состав. Одни образцы лунного рутила состоят из почти чистого TiO_2 , другие — содержат несколько процентов FeO и некоторое количество алюминия (табл. 3-2, колонки 4 и 5) [15]. Во многих анализах рутила обнаружено некоторое количество ниобия. Небольшое количество ниобия в каплях рутила в энстатите перидотита 15 445,10 согласуется с предположением об образовании этих капель в результате распада твердого раствора (табл. 3-2, колонка 6) [7].

Таблица 3-2. Анализы рутила

	1 14 162,16	2 14 321,21	3 12 070,35	4 10 058	5 «Луна-20» 22 003,1	6 15 445,10
SiO_2	0,61	0,93	—	—	0,13	—
TiO_2	85,3	87,29	89,9	96,62	97,23	98,0
Al_2O_3	0,82	0,13	—	1,91	0,02	—
Cr_2O_3	2,65	0,56	3,2	0,30	0,48	0,03
V_2O_3	0,22	—	0,4	—	—	—
FeO	0,61	7,45	—	0,22	2,34	0,1
MnO	0,12	0,14	—	0,03	0,01	—
MgO	0,03	3,20	—	0,05	0,04	< 0,1
CaO	0,52	0,28	—	0,37	0,10	< 0,1
Nb_2O_5	7,1	0,55	6,4	—	—	1,6
ZrO_2	0,70	0,07	—	—	—	0,1
Сумма	98,76	100,60	101,3*	99,50	100,35	100,1*

Примечания.

1. Hlava et al., Preprint for «Niobian Rutile in an Apollo 14 KREEP fragments», submitted to *Meteoritics*. Из фрагмента KREEP-обогащенной породы в микробрекчии. * В том числе 0,08% CeO . Ниобиевый рутил.
2. Haggerty, *Suppl.* 4, 781. Из микробрекчии. Mg-Fe-рутил.
3. Marvin, *EPSL* 11, 8. Из микробрекчии. * В том числе 0,2% Ta_2O_5 , 0,4% La_2O_3 и 0,8% Ce_2O_3 . Ниобий может присутствовать в виде Nb^{4+} . Ниобиевый рутил.
4. Agrell et al., *Suppl.* 1, 111. Из базальта. Рутил.
5. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859. Из пробы грунта. Рутил.
6. Anderson, *J. Geol.* 81, 221. Из перидотита. * В том числе до 0,02% Ta_2O_5 , менее 0,05% HfO_2 и менее 0,1% La и Ce . Рутил.

В других породах (например, в брекчии 12 070,35 и фрагменте KREEP-породы из брекчии 14 162,16) содержание ниобия доста-

точно высоко для того, чтобы рассматривать эти фазы как ниобиевый рутил (табл. 3-2, колонки 1 и 3). Предполагается, что ниобиевый рутил наиболее вероятен в КРЕЕР-обогащенных породах, поскольку процесс, который способствует концентрации К, р. з. э., Р, U, Th, Zr и других связанных с ними элементов, в лунных условиях способствует также концентрации ниобия. Какой именно окисел ниобия входит в состав внеземных ниобиевых рутилов еще не выяснено. Существует мнение, что ниобий в метеоритах и лунных породах находится в виде Nb^{4+} , поскольку летучесть кислорода низка и NbO_2 изоструктурен с рутилом. Возможен также ниобий и в виде Nb^{3+} . В то же время структура рутила допускает вхождение до 15 молекулярных процентов твердого раствора Nb_2O_5 , поэтому до тех пор, пока валентное состояние ниобия в составе внеземных окислов точно не будет установлено, принято считать, что ниобий присутствует как Nb^{5+} [11].

В мелкозернистом базальте 10 017 несколько зерен ильменита содержат пластинки рутила и хромита. Рутил почти соответствует стехиометрической формуле; пластинки хромита упираются в пластинки рутила и иногда смещаются этими последними. Происхождение рутила трудно объяснимо. Согласно одной из точек зрения, рутил мог образоваться в ходе восстановления ильменита, например



с чем согласиться нельзя, поскольку в пластинках ильменита или поблизости от них самородное железо не обнаружено. В мелкозернистом базальте 10 020 маленькие (менее 5 мкм) участки в центральной части некоторых зерен ильменита имеют химический состав, близкий к $FeTi_2O_5$. Эти участки могли стать источниками образования рутила в результате распада при охлаждении [16]:



Судя по агрегату продуктов разложения армолколита в микробрекчии 14 321,21, такая реакция происходила. В армолколите определены как магниевый ильменит, так и Mg-Fe-рутил (табл. 3-2, колонка 2). Повторные анализы рутила дают устойчиво совпадающие результаты; близость к стехиометрической формуле позволяет предположить, что часть ионов титана замещена ионами железа и магния [12]. Сообщалось, что в шпинелевом троктолите 65 785 циркониевый рутил ассоциируется с ильменитом, металлическим Ni-Fe, троилитом, витлокитом и Cr-Zr-р. з. э.-армолколитом. В рутиле содержится 3,8% ZrO_2 , а в Zr-рутиле из расплавленной породы 60 615 — до 6% ZrO_2 [17].

Рентгенографические данные. Дифракционная картина ниобиевого рутила из образца 10 070,35 имеет 16 линий, характеризующих

тетрагональную решетку рутила. По этим данным вычислены значения параметров ячейки:

$$a = 4,600 \pm 0,001 \text{ \AA},$$

$$b = 2,962 \pm 0,002 \text{ \AA}.$$

Литература

1. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 518, 526, 527.
2. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
3. French et al., *Suppl.* 1, 439—440.
4. Agrell et al., *Suppl.* 1, 97.
5. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 865.
6. Klein, Drake, *Suppl.* 3, 1103.
7. Anderson, *J. Geol.* 81, 219.
8. Jedwab, *Apollo 15 Lunar Sample*, 108—109.
9. Jedwab, *Suppl.* 4, 863—864.
10. Marwin, *EPSL* 11, 7—9.
11. Hlava et al., Preprint for "Niobian Rutile in Apollo 14 KREEP Fragment"; submitted to *Meteoritics*.
12. Haggerty, *Suppl.* 4, 781—783.
13. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 874.
14. Bailey et al., *Suppl.* 1, 187.
15. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 148.
16. Dence et al., *Suppl.* 1, 321, 323.
17. Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЕ ТИТАНОВЫЕ ФАЗЫ

TiO_2 . Формула TiO_2 была использована в качестве названия минерала для небольших зерен (менее 20 мкм в диаметре), встречающихся в ильмените в некоторых образцах «Аполлона-11». По-видимому, эта фаза состоит из чистого TiO_2 [1]. Возможно, что это рутил.

Неопределенная полиморфная модификация TiO_2 . Редкие небольшие (до 3 мкм) зерна непрозрачной красновато-оранжевой фазы были обнаружены в трещинах порфиритовых базальтов 12 004 и 12 022. Согласно данным электронного микросондового анализа, фаза состоит из TiO_2 , но цвет зерен отличается от всех известных полиморфных модификаций TiO_2 [2].

Фаза с большим содержанием титана. В небольшой полости в слипшемся комке грунта из пробы 22 002,3, доставленной «Луной-20», обнаружена кирпично-красная непрозрачная фаза размером около 3 мкм. Отражательная способность этой фазы несколько выше, чем у окислов переходных металлов. Эта фаза либо изотропна, либо с очень слабым двойным лучепреломлением. По данным рентгено-

спектрального микроанализа (с использованием сканирующего электронного микроскопа) эта фаза представляет собой окисел, в котором доминирующим катионом является титан. Определены также второстепенные элементы Si, Al, Mg, Fe и либо P, либо Zr, которые перечислены примерно по убыванию содержания: $Si < < 5\%$. По оптическим свойствам и по составу эта фаза идентична описанной выше полиморфной модификации TiO_2 . Полагают, что эта фаза лунного происхождения, поскольку она была обнаружена в образцах, собранных разными лунными экспедициями, и в шлифах, изготовленных в разных лабораториях.

Иглоподобные продукты распада твердых растворов. Редкие иглы были обнаружены в титановом хромите из некоторых образцов мелкозернистых базальтов («Аполлон-11») [4]. Никаких дополнительных данных не приводится, но, возможно, эти кристаллы состоят из рутила или какой-то другой полиморфной модификации TiO .

Литература

1. Keil et al., *Suppl.* 1, 585.
2. Brett et al., *Suppl.* 2, 310.
3. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 768.
4. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 874.

ИЛЬМЕНИТ $FeTiO_3$

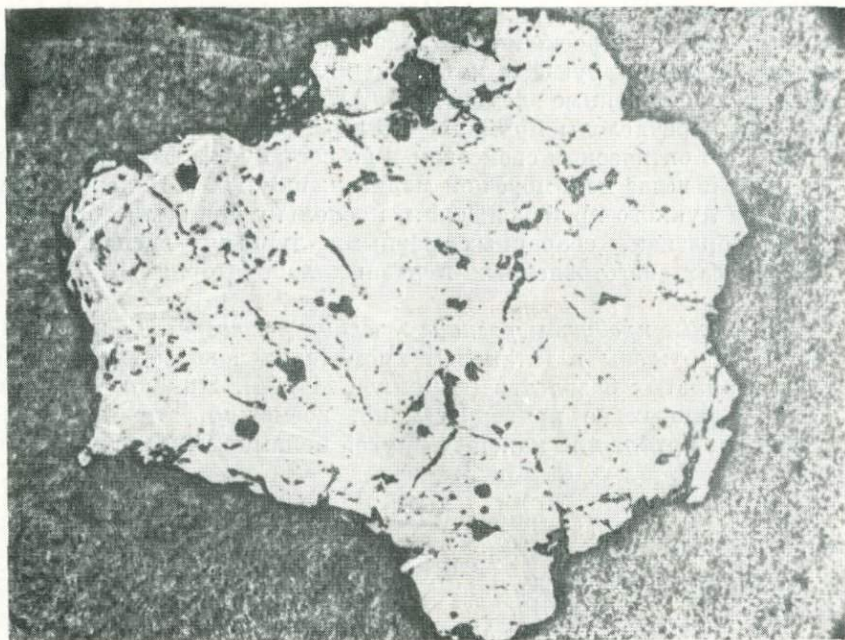
Использованные названия

- Магниевый ильменит; Agrell et al., *Suppl.* 1, 112.
Гейкило-ильменит; Agrell et al., *Suppl.* 1, 111, 115.
Mg-ильменит; Weill et al., *Suppl.* 1, 941.
Циркониевый ильменит; Brown et al., *Suppl.* 3, 149, 152.

Условия нахождения и формы выделения. Ильменит — непрозрачный, наиболее распространенный лунный минерал; иногда он составляет до 20% всего объема пород (фиг. 3-2) [1]. В образцах пород «Аполлона-11» ильменит наиболее распространенная фаза после клинопироксена и плагиоклаза [2]. Морфология ильменита весьма разнообразна, выделения его изменяются от ксеноморфных до гишидиоморфных и идиоморфных.

В кристаллических породах ильменит образует:

1. Блоки кристаллов, от идиоморфных до гишидиоморфных (фиг. 3-3 и 3-4).
2. Тонкие пластинки, расположенные параллельно (0001) с ромбоэдрическими модификациями.



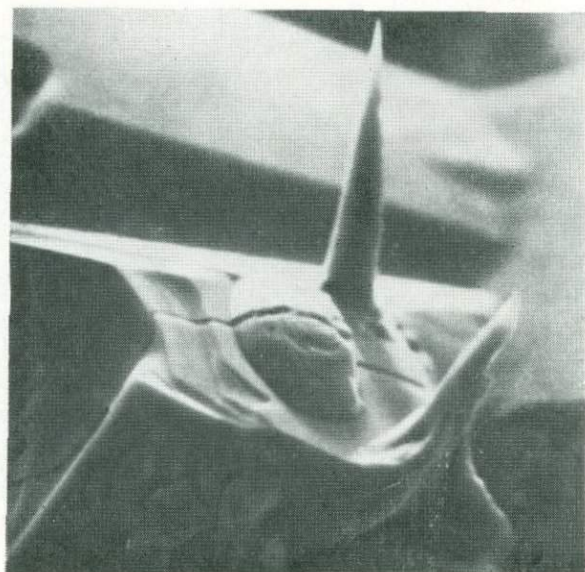
Фиг. 3-2. Осколок породы (из пробы грунта), на котором видны фенокристы и скелетные кристаллы ильменита (светло-серое).

×135.

3. Грубые скелетные кристаллы с захваченными пироксеном, троилитом и металлическим железом (фиг. 3-5 и 3-6) [3]; встречаются реже.

Агрегаты зерен иногда имеют ядро из армоколита или хромовой ульвошпинели; возможно, они образовались в результате реакции этих включенных фаз с расплавом во время охлаждения [3]. Было высказано предположение, что грубо кристаллический ильменит из проб, доставленных «Луной-16», представляет собой псевдоморфозу по армоколиту [4], но в образцах «Луны-20» никаких доказательств образования псевдоморфоз ильменита по армоколиту не получено [5]. В ильмените, нарастающем на армоколит, также были обнаружены нити рутила.

Ильменит встречается в лунной пыли в виде тонких пластин, уплощенных по (0001), причем некоторые из них имеют гексагональные очертания. В мелкозернистых породах сферические полости, образовавшиеся на месте пузырьков газа, выстланы пластинками ильменита (фиг. 3-7) [1]. В образцах «Луны-20» ильменит присутствует в виде пяти различных образований: 1 — первичной кристаллической фазы; 2 — продукта субсолидусного вос-



50 мкм

Фиг. 3-3. Блоки кристаллов ильменита в ассоциации с каплями троилита и столбиком силиката.

Suppl. 2, 929.

становления Cr-Al-ульвошпинели; 3 — фазы, образовавшейся из хромового плеонаста в результате распада твердого раствора; 4 — фазы, содержащей хромит и рутил; 5 — ориентированных пластин в пироксене, образовавшихся, по-видимому, в результате распада твердого раствора.

Ильменит начал выделяться с самых ранних и продолжал выделяться почти до последних стадий кристаллизации изверженных пород [2]. Например, в КРЕЕР-базальте 14 310 выделение табличчатых кристаллов ильменита началось примерно одновременно с началом кристаллизации пироксена и продолжалось до тех пор, пока в мезостазисе не образовались небольшие таблички и дендриты [7]. Поздний ильменит является также результатом субсолидусного восстановления хромовой ульвошпинели до самородного железа и ильменита, что было установлено в образцах пород «Аполлона-11» — «Аполлона-15». Этот распад особенно заметен в базальтах 14 053 и 14 072, в которых наблюдаются все стадии восстановления до полного распада ульвошпинели.



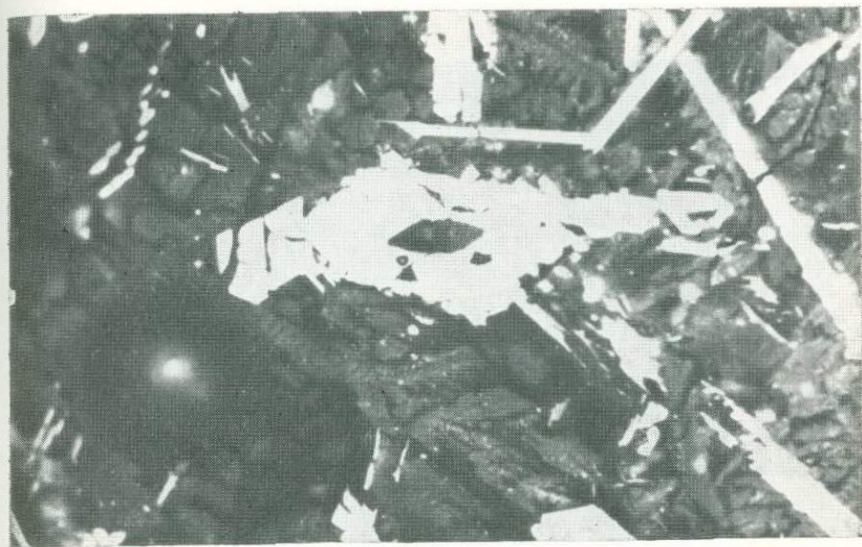
50 мкм

Фиг. 3-4. Псевдооктаэдр ильменита. Капля — нарост силиката.
Suppl. 2, 298.]

Оптические свойства. Ильменит отчетливо анизотропен, в масляной иммерсии становится темным красновато-коричневым [3]. Он обычно непрозрачен, однако тонкие пластинки ильменита просвечивают; было обнаружено также несколько тонких темно-бурых прозрачных пластинок [9]. Для ильменита с высоким содержанием магния характерно заметное двойное лучепреломление, а также сильный плеохроизм от розовато-бежевого до буровато-серого [5].

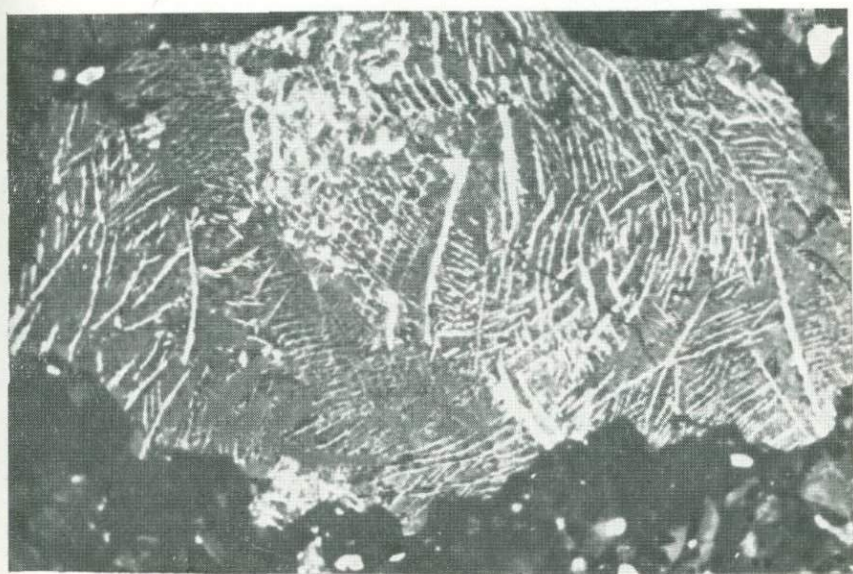
Ильменит одноосный (—). Значения отражательной способности для ильменита из мелкозернистого базальта 10 049-29 приведены в табл. 3-3 [10].

Двойники в ильмените образуются редко [9]. Однако в результате специальных исследований деформаций, в лунных ильменитах обнаружено двойникование по $\{1011\}$ и менее заметное — по $\{0001\}$ [11]. В перекристаллизованном осколке троктолитового анортозита, доставленном «Луной-20», в некоторых пластинках ильменита встречаются тонкие сдвойникованные полоски. В одном из зерен обнаружены две различные ориентировки двойниковых полос, из чего следует, что сама морфология полос не по-



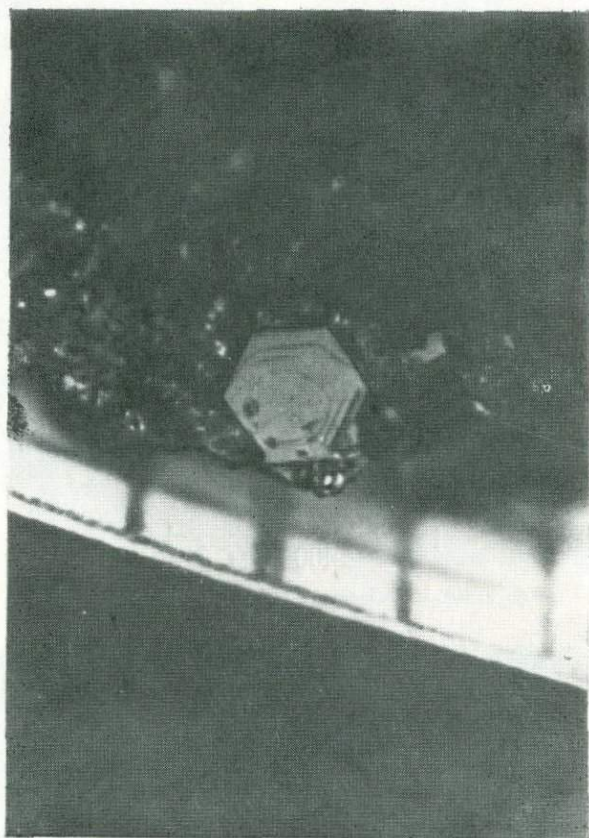
~100 МКМ

Фиг. 3-5. В центре фотографии скелетный кристалл ильменита (белое).



~100 МКМ

Фиг. 3-6. Папоротниковидные образования и субскелетные столбики ильменита.



~1 мкм

Фиг. 3-7. Ильменитовая пластинка в пустотке в мелкозернистом базальте 10 072,23.

зволяет их рассматривать в качестве двойников, образовавшихся в результате ударного воздействия. Как полосы, так и ильменит, их включающий, сильно плеохроичны; электронный зондовый микроанализ и оптические исследования позволяют предположить, что эти полосы также состоят из ильменита [5]. Ни анализ с помощью микроанализатора, ни оптические исследования не выявили в ильмените зональности [10].

Химический состав. Состав лунного ильменита в общем близок к стехиометрическому, в нем в незначительном количестве присутствуют хром, алюминий и марганец, находящиеся в виде твер-

Таблица 3-3. Отражательная способность ильменита из образца 10 049-29 *

Длина волны, нм	R_{ω}	R_E	Длина волны, нм	R_{ω}	R_E
450	18,9	15,8	546	18,7	15,7
470	18,6	15,6	589	18,9	16,1
500	18,5	15,4	620	19,2	16,6
520	18,5	15,4	640	19,5	17,0

* Мелкозернистый базальт. Все значения даны в процентах. Точность $\pm 0,02$. Са-
метон, *Suppl.* 1, 225.

дого раствора (табл. 3-4, колонки 1—3) [2]. Иногда встречается также в небольшом количестве циркон (табл. 3-4, колонки 5 и 6). Было высказано предположение, что ильменит — это один из основных минералов-носителей циркона в лунных породах [12] и что, по-видимому, большая часть ZrO_2 связана с ильменитами [8]. В ильменитах, ассоциирующихся с ульвошинелью и бадделейтом в КРЕЕР-базальте 14 310 и базальте 14 073, содержится от 0,17 до 0,57% ZrO_2 . Это может служить указанием на некоторую степень замещения ионов Ti^{4+} ионами Zr^{4+} [8]. Для таких минералов было предложено название циркониевый ильменит [13]. В некоторых образцах ильменита отмечено заметное количество гейкитового компонента (табл. 3-4, колонки 8—13). Магний ильменит, в котором $MgO = 9,63\%$ (табл. 3-4, колонка 13), так тесно ассоциируется с рутилом, что напрашивается предположение об одновременной кристаллизации, а не о распаде твердого раствора [2]. Ильменит с высоким содержанием магния ($Fe_{0,92}Mg_{0,05}TiO_3$) обычен для раскристаллизованных стекол в (метастабильных?) брекчиях [14]. Одни из исследователей утверждают, что нет явной связи между содержанием MgO в ильмените и размером его зерен или составом минеральной ассоциации [15], тогда как другие отмечают, что ильменит, ассоциирующийся с армоколитом, имеет более высокое отношение Mg/Fe по сравнению с ильменитом из тех пород, в которых нет армоколита, и что связь магниевого ильменита с армоколитом позволяет предположить, что эти два минерала — высокотемпературные ранние фазы [10]. Ильменит из мелкозернистого оливинового базальта 10 072-49 имеет включения магниевого армоколита и рутиловых полосок; содержание титана в этом ильмените выше, чем в образцах, в которых таких включений нет (табл. 3-4, колонка 8). Возможно, что сначала в первичном ильмените содержался избыточный титан (свыше стехиометрического соотношения, требуемого формулой $FeTiO_3$), который по мере понижения температуры выделялся из

Таблица 3-4. Анализы ильменита

	1 12 052	2 «Луна-20»	3 «Луна-16»	4 14 310	5		7 10 085
					10 057-67		
					тип 2	тип 1	
SiO ₂	—	—	0,45	0,39	0,09	0,09	< 0,01
Al ₂ O ₃	—	—	0,28	0,40	< 0,03	< 0,03	0,05
TiO ₂	52,4	53,1	50,79	52,66	52,33	52,22	52,6
Cr ₂ O ₃	0,1	0,16	0,27	0,38	0,53	0,53	0,78
FeO	46,4	45,7	48,14	44,62	44,84	44,38	45,3
MnO	0,4	0,40	0,45	0,32	0,15	0,15	0,33
MgO	—	0,15	0,15	0,83	1,14	1,39	1,23
CaO	—	0,04	0,34	0,12	0,21	0,21	—
Сумма	99,3	99,55	100,87	99,45 *	101,97 *	99,21 *	100,29
	8 10 072-49	9 14 257,2	10 65 015	11 «Луна-20»	12 14 258,28 (1419-7)	13 10 085-4-10	14 Земной ильменит
SiO ₂	0,04	—	0,26	0,18	0,3	—	< 0,02
Al ₂ O ₃	0,17	0,60	0,13	—	0,19	1,64	0,2
TiO ₂	54,2	59,35	53,58	53,7	51,7	56,30	47,6
Cr ₂ O ₃	0,72	0,85	0,54	0,39	0,58	0,34	0,08
FeO	41,7	34,30	39,57	37,1	37,7	32,39	48,0
MnO	0,35	—	0,32	0,36	0,20	0,34	0,42
MgO	3,12	3,85	5,00	8,0	8,2	9,63	1,38
CaO	0,03	—	—	0,58	0,31	0,44	—
Сумма	100,33	99,36 *	99,45 *	100,31	99,18	101,08	98,40 *

Примечания.

1. Champness et al., *Suppl.* 2, 364. Из порфиритового базальта.
 2. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 767. Из мелкозернистого материала.
 3. Haggerty, *EPSL* 13, 348. Из мелкозернистого материала.
 4. Gancarz et al., *EPSL* 16, 309. Из KREEP-базальта. * В том числе $\text{Na}_2\text{O} < 0,01\%$ и $\text{K}_2\text{O} = 0,03\%$.
 5. Lovering, Ware *Suppl.* 1, 635—636. Из мелкозернистого базальта. * Этот тип ильменита имеет высокое относительное содержание титана с низким суммарным числом катионов; четырехвалентных ионов больше, чем двухвалентных, на 0,10 формульных единиц. Анализ был пересчитан в предположении, что в пробе присутствует 2,44% Ti_2O_3 , так что число $4+$ ионов равно числу $2+$ ионов. В состав ильменита входит также $< 0,04\% \text{Na}_2\text{O}$, $< 0,02\% \text{K}_2\text{O}$ и $0,24\% \text{ZrO}_2$.
 6. Lovering, Ware, *Suppl.* 1, 635—636. Из мелкозернистого базальта. В этом типе ильменита относительное содержание титана нормально, с эквивалентным количеством четырехвалентных и двухвалентных ионов; следовательно, в этой фазе не может быть в заметном количестве Ti^{3+} (или Fe^{3+}). * В том числе $< 0,04\% \text{Na}_2\text{O}$, $< 0,02\% \text{K}_2\text{O}$ и $0,24\% \text{ZrO}_2$.
 7. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* 30, 136. Из микроанортозитового осколка в пробе грунта.
 8. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619. Из мелкозернистого оливнинового базальта.
 9. Klein, Drake, *Suppl.* 3, 1103. Из фрагмента микробрекчии; крупные зерна из мелкозернистого материала. * В том числе 0,41% NiO . Возможно присутствие Ti^{3+} , поскольку при расчете на Ti^{4+} остался избыточный титан.
 10. Albee et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 26. Из полимиктовой породы с большим содержанием калия, р. з. э. и фосфора, а также бария, урана и тория. * В том числе $0,05\% \text{ZrO}_2$.
 11. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 767. Из мелкозернистого материала.
 12. Powell, Weiblen, *Suppl.* 3, 846. Из анортозитового осколка в пробе мелкозернистого материала.
 13. Agrell et al., *Suppl.* 1, 110—111. Из микроанортозитового осколка.
 14. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* 30, 136. Из плюцевого базальтового лавового потока в бассейне Омо, Эфиопия.
* В том числе $0,70\% \text{V}_2\text{O}_5$.
-

твердого раствора в форме рутила. В этом случае титан, по-видимому, был трехвалентным. Возможно также, что первоначально ильменит образовался из магниевого армоколита, превратившегося с понижением температуры в магниевый ильменит, из которого выделился избыточный титан [16]. Незначительный избыток FeO в ильмените был отнесен за счет возможного присутствия в некотором количестве Fe_3O_4 [17]. Известный избыток $Fe + Mg$ может служить указанием на замещение ионов Ti^{4+} ионами Fe^{3+} [18]. При специальном исследовании концентрации урана в лунных минералах в ильмените из порфиритового базальта 12 021 был обнаружен UO_2 в количестве от 72 ± 22 до 820 ± 160 мг/т [19].

Рентгенографические данные. Лунный и земной ильмениты имеют фактически идентичные параметры кристаллической решетки. Это было показано в специальном исследовании, в котором сравнивались лунный и земной ильмениты, имеющие состав, очень близкий к стехиометрическому $FeTiO_3$ (табл. 3-4, колонки 7 и 14) [20]. Параметры элементарной ячейки этих двух образцов достаточно хорошо согласуются с параметрами ячейки синтетического $FeTiO_3$ [20] и со средними значениями параметров по семи образцам ильменитов, доставленных экспедициями «Аполлон» (табл. 3-5, колонки 1—4) [21]. Степень упорядоченности Fe — Ti высока как для лунных, так и для земных ильменитов, хотя в лунных ильменитах степень упорядоченности несколько выше (меньше титана в положении Fe1). Это объясняется либо механизмом упорядочивания, которое протекает быстрее при высоком содержании титана, либо тем, что земной кристалл мог быть подвергнут более быстрому охлаждению в условиях поверхностного лавового потока. Разупорядоченность кристаллической решетки настолько незначительна, что едва поддавалась измерению рентгеноструктурными методами. В другом исследовании, в котором сравнивались лунный и земной ильмениты, получены параметры элементарной ячейки, указывающие для лунного ильменита на некоторое увеличение параметра c (табл. 3-5, колонка 5). Это явление можно, по-видимому, объяснить тем, что радиус ионов Ti^{3+} больше среднего радиуса ионов Fe^{2+} и Ti^{4+} ; при этом предполагается, что замещение происходит по следующей схеме: лунный ильменит: $Fe^{2+} + Ti^{4+}$ замещают $2Ti^{3+}$; земной ильменит: $Fe^{2+} + Ti^{4+}$ замещают $2Fe^{3+}$.

Это предположение может быть справедливо, если в лунном ильмените нет Fe^{3+} и в то же время в нем есть избыток Ti^{3+} [22]. Как бы то ни было, параметры ячейки ильменита из образца 10 047, не подвергавшегося ударному воздействию [10], практически совпадают с параметрами ячейки другого земного ильменита [23] (табл. 3-5, колонки 7 и 8), хотя результаты рентгеноструктур-

Таблица 3-5. Параметры элементарной ячейки ильменитов, Å

	1 10 085	2 Земной ильменит	3 Синте- тический ильменит	4 Базальты «Аполлона-11»	5 10 047,13	6 Земной ильменит	7 10 047	8 Земной ильменит
a	5,085±0,001	5,091±0,001	5,087	5,087±0,001	5,0886±0,0005	5,092±0,0009	5,085±0,005	5,08
c	14,088±0,004	14,056±0,003	14,085	14,078±0,005	14,082±0,002	14,026±0,005	14,04±0,02	14,04

Примечания.

1. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* **30**, 136. Из осколка микроанортозита в пробе мелкозернистого материала.
2. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* **30**, 136. Из плиоценового базальтового потока; бассейн Омо, Эфиопия.
3. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* **30**, 136.
4. Stewart et al., *Suppl.* **1**, 929. Среднее по семи анализам ильменита.
5. Bayer et al., *EPSL* **16**, 273. Из офитового ильменитового базальта.
6. Bayer et al., *EPSL* **16**, 273. С Урала.
7. Minkin, Chao, *Suppl.* **2**, 239. Из офитового базальта. Ильменит, не испытавший ударного воздействия.
8. Palache et al., *Dana VII*, **1**, 535. Из Куинси, Массачусетс.

ного анализа этих двух образцов не подкреплены химическими анализами. По-видимому, до тех пор, пока не будет получено достаточное количество новых рентгеновских и химических анализов лунных и земных ильменитов, можно считать, что лунный ильменит и его земной аналог — один и тот же минерал.

Литература

1. Bailey et al., *Suppl.* 1, 170, 177—178.
2. Agrell et al., *Suppl.* 2, 97, 111.
3. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 514—517.
4. Haggerty, *EPSL* 13, 348—349.
5. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 766—767, 769.
6. Haggerty et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 864.
7. Ridley et al., *Suppl.* 3, 163.
8. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 338—339, 344.
9. Dence et al., *Suppl.* 1, 322.
10. Cameron, *Suppl.* 1, 225, 227—229.
11. Minkin, Chao, *Suppl.* 2, 237, 239.
12. Frondel et al., *Suppl.* 1, 463.
13. Brown et al., *Suppl.* 3, 149, 152.
14. Essene et al., *Suppl.* 1, 394.
15. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 223.
16. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619—620.
17. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 100.
18. Walter et al., *Suppl.* 2, 351.
19. Thiel et al., *EPSL* 16, 398.
20. Raymond, Wenk, *Contrib. Mineral. Petrol.* 30, 135—136, 138.
21. Stewart et al., *Suppl.* 1, 928—929.
22. Bayer et al., *EPSL* 16, 273.
23. Palache et al., *Dana VII*, 1, 535.

КОРУНД $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$

Условия нахождения и формы выделения. Первоначально считалось, что корунд, обнаруженный в лунных образцах, был занесен с Земли [1]. В настоящее же время предполагается, что эта фаза образовалась на Луне из газообразной фазы при конденсации, вызванной ударом [2]. Зерна корунда, обнаруженные во внутренней части образца 10 004, невелики (20—200 мкм) [1]. Возможно, что некоторые продолговатые или округлые зерна (40—100 мкм) из мелкозернистых материалов «Аполлона-11» представляют собой агломераты более мелких зерен [2]. В отличие от деформированных ударными явлениями зерен из образцов «Аполлона-11» и «Аполлона-12» в пробе мелкозернистого материала 14 163 было найдено не подвергшееся ударному воздействию зерно корунда размером 200 мкм. Этот кристалл сдвойникован по {0001}. Для земного корунда такой тип двойникования необычен [3].

Оптические свойства. Зерна корунда красные [1].

Химический состав. Согласно данным электронного микроспектроскопического анализа мелкозернистого материала, доставленного «Аполлоном-11», основным элементом является алюминий со следами кремния, калия и кальция [2]. Зерно корунда из образца 14 163 состоит из весьма чистой окиси алюминия без железа или других заметных примесей [3].

Рентгенографические данные. Рентгеноструктурное исследование корунда из образцов, доставленных «Аполлоном-11», показало пространственную группу $R\bar{3}c$ и межплоскостные расстояния, типичные для $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ [1]. Параметры элементарной ячейки этого материала следующие:

$$a = 4,767 \pm 0,003 \text{ \AA},$$

$$c = 12,974 \pm 0,007 \text{ \AA}.$$

Параметры элементарной ячейки корунда из образца 14 163 [3]:

$$a = 4,75 \text{ \AA},$$

$$c = 12,97 \text{ \AA}.$$

Литература

1. Crozaz et al., *Sci.* 167, 565.
2. Kleinman, Ramdohr, *EPSL*, 13, 19—22.
3. Cristophe-Michel-Lévy et al., *Suppl.* 3, 892.

ВЮСТИТ FeO (предположительно)

По данным рентгеноструктурных исследований включений в оливинах из микробрекчии 14 321 один или два кристалла содержат, возможно, следы минерала со структурой, подобной вюститу [1]. Никаких дополнительных данных не приводится.

Литература

1. Gay et al., *Suppl.* 3, 359.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЕ ОКИСЛЫ

Частицы ZnO. Исследовались несколько красноватых кристаллитов из брекчии 12 013,10, по-видимому, тесно соприкасающихся

с частицами металлической латуни. Кристаллиты состоят преимущественно из агрегата беспорядочно расположенных и очень мелких частиц ZnO [1].

Литература

1. Gay et al., *EPSL* 9, 124.

Неизвестный синеватый минерал. В брекчии 14 315,9 между зернами троилита и ильменита обнаружена очень тонкая (слишком тонкая для рентгеноспектрального микронзондового анализа) корка или реакционная каемка неизвестного синеватого минерала [1]. Возможно, что эта же фаза была описана как неидентифицированная анизотропная фаза с более низкой отражательной способностью и более темного лилового оттенка в округлом пятне (диаметром около 12 мкм) в камасите из норита 62 295. Это пятно состоит из шрейберзита и описываемой неизвестной фазы [2].

Литература

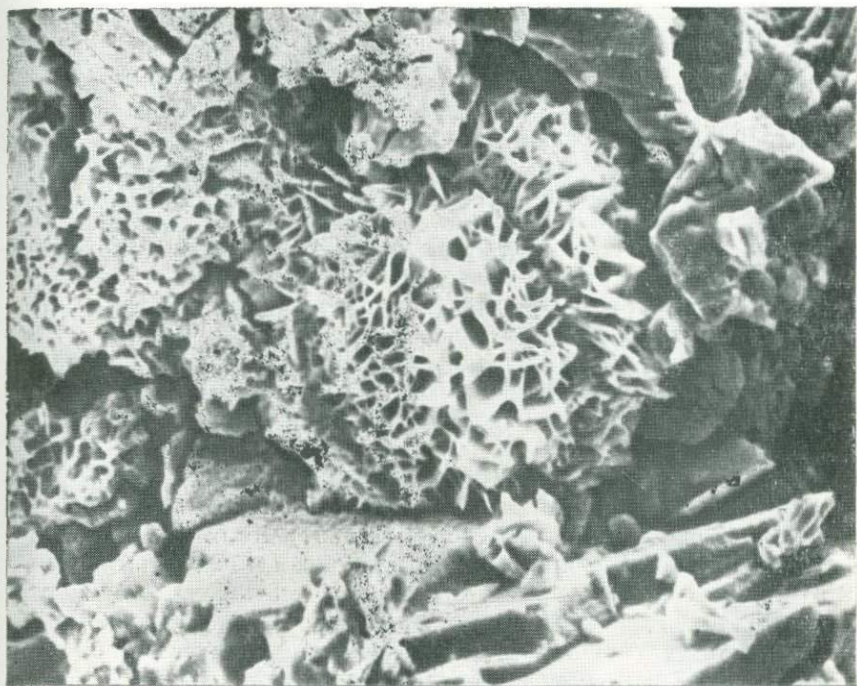
1. Ramdohr, *EPSL* 15, 114.
2. Agrell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 16.

Окислы трехвалентного железа: гётит, гематит и магнетит

Гидратированные окислы железа встречаются в основном в виде красноватых пятен вокруг трещиноватых металлических зерен и между ними; однако факт их присутствия в ряде лунных пород (особенно в группе пород «Аполлона-16», обозначаемой как «ржавые породы» [1]) представляет интерес, поскольку в них содержится вода и трехвалентное железо. Как Fe^{3+} , так и вода встречаются на Луне чрезвычайно редко. Общее количество этих окислов (относительно объема пород) незначительно, но эти фазы могут быть показателями лунных или внелунных событий и процессов. Фаза $FeO(OH)$ может быть гётитом α - $FeO(OH)$, акаганеитом β - $FeO(OH)$ или лепидокрокитом λ - $FeO(OH)$ (фиг. 3-8). Возможно даже, что все эти три полиморфные модификации существуют как фазы лунного происхождения, но до сих пор это еще не было подтверждено. Для всех фаз $FeO(OH)$ обычно использовалось название гётит или «гётитоподобные»; эти названия и будут сохранены в последующем рассмотрении.

Можно сделать ряд предположений о происхождении гётита. Кратко они сводятся к следующему.

1. Небольшое количество воды, которое требуется для образования гётита, могло быть захвачено во время конденсации и агре-



~3 МКМ

Фиг. 3-8. Фотография железных «розонок», полученная на сканирующем электронном микроскопе; возможно, что это кристаллы ленидокрокита.
Снимок НАСА, S-73-17705.

гации облака, образовавшегося в результате удара. Тело, с которым произошло столкновение, могло быть кометой или углеродистым хондритом. Несмотря на частое присутствие метеоритных компонентов в лунном грунте и микробрекциях, гётит в микробрекциях встречается редко; кроме того, в исследуемом образце на нескольких квадратных сантиметрах обнаружен неравномерно расположенный гётит. Эти два обстоятельства противоречат выдвинутой гипотезе о происхождении гётита.

2. Если источник воды был эндогенный, то вода могла содержаться в первоначальной породе, из которой образовался импактный игнимбрит. Замерзшая и прерватившаяся в стеклообразную составляющую, вода могла реагировать с железом во время последующего охлаждения или отжига породы после удара. Возможно также, что небольшое количество летучих в импактном игнимбрите могло быть перераспределено или сконцентрировано так, как это

произошло в потоках игнимбрита на Земле. В лунных аналогах могли быть сходные процессы перекристаллизации и переноса паров.

3. Могли происходить фумарольные или пневматолитовые процессы. Признаки выделения газа ясно видны в пористых лунных базальтах. Если интрузия базальта внедрялась в импактные игнимбриты, то на вмещающие породы могли воздействовать как термическая перекристаллизация, так и перенос паров газами, выделяющимися из магмы; в этом случае металлическое железо выступило бы в роли «уловителя» воды [2].

После того как гётит образовался и остался заключенным внутри пород, он сохранил устойчивость при температурных условиях лунной поверхности [2]. В покрытом стеклянной коркой базальте 64 455, который, по-видимому, плавился во время удара, гётит встречается только в кристаллической части образца. Это позволяет предположить, что преобразование зерен металла в гётит происходило в лунных условиях, возможно, до того, как образовалось стеклянное покрытие [3]. Если гётит находился настолько близко к поверхности, что соприкасался с лунной атмосферой, он должен был постепенно разлагаться на гематит и водяные пары [2]. В лунных образцах были отмечены как гематит, так и магнетит [4], но их идентификация осталась предположительной.

Есть и еще одно возможное объяснение присутствия гётита.

После того как лунные образцы были доставлены на Землю, содержащийся в породах лавренсит абсорбировал воду из земной атмосферы и вызвал окисление содержащегося в породах железа до его окиси [5]. Присутствие на Луне лавренсита $FeCl_2$ предполагалось неоднократно (например, Эль Гореси [6], Кристоф-Мишель-Леви [7], Тейлор [4]). Фактически присутствие на Луне фазы $FeCl_2$ установлено не было, однако присутствие такой фазы можно предположить, исходя из следующих обстоятельств.

1. В одной из пустот в высокометаморфизованных брекчиях «Аполлона-14» на возможность присутствия хлорида металла указывает повышенное содержание хлора в EDX-спектре¹ железной массы [8].

2. Отмечено существование двупреломляющего желто-бурого минерала, имеющего своеобразную сетчатую структуру. В состав этого материала входило железо и, возможно, хлор, однако этот минерал разложился под действием электронного луча [9].

Возможно также, что с гётитом генетически связаны две неидентифицированные фазы, содержащие цинк и хлор и различные по химическому составу. Вместе с этими фазами обнаружена также неизвестная Pb-обогащенная фаза [6].

¹ EDX — рентгеноспектральная приставка к сканирующему электронному микроскопу.

Литература

1. Taylor et al., *Suppl.* 4, 830.
2. Agrell et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 8.
3. Grieve, Plant, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 312, 318.
4. Taylor et al., *EOS* 54, 356.
5. Lunar Samples Analysis Planning Team, *Sci.* 181, 620.
6. El Goresy et al., *EPSL* 18, 414, 416.
7. Cristophe-Michel-Lévy et al., *Bull. Soc. Mineral.* 96, 364.
8. McKay et al., *Suppl.* 3, 739, 748.
9. Frondel et al., *Suppl.* 1, 469.

ГЕТИТ α -FeO(OH)

Использованные названия

Акагениит; Taylor et al., *Suppl.* 4, 831.
Лепидокрокит; Carter, Padovani, *Suppl.* 4, 326.
Лимонит; *Lunar Sample Information Catalog, Apollo* 16, 269.
Fe-Cl-Ni-гидроокисел; Bell, Mao, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 50.

Условия нахождения и формы выделения. Предположительно сообщалось, что гётит был обнаружен в пробе мелкозернистого материала 10 084,96 [1]. В микробрекчиях 14 301,9 и 14 301,19 гётит обнаружен в виде ржавых ореолов (шириной 2—3 мкм), расположенных вокруг камасита или замещающих камасит [2]. В образцах брекчий 66 095,87 и 66 095,78 гётит встречается в двух различных ассоциациях: в одном случае с металлическим FeNi, в другом — с троилитом и сфалеритом. В первом случае размер реакционных каемок гётита вокруг металлических капель изменяется в широких пределах от нескольких микрон до долей микрона. Трещины, расходящиеся от металлических капель, выполнены субмикроскопическими прожилками гётита, которые глубоко проникают в силикатную основную массу. Каемки ржавчины обнаружены вокруг всех металлических капель в подвергавшейся ударному воздействию, но не оплавленной силикатной основной массе. В то же время на металлических шариках в испытанных ударное воздействие оплавленных прожилках силикатного стекла таких гётитовых каемок не обнаруживается. В ассоциациях гётита с троилитом и сфалеритом присутствуют также две фазы, обогащенные цинком и хлором, а также Pb-обогащенная фаза [3] (см. ниже). В испытанной ударное воздействие брекчии 61 016 содержится также много зерен камасита, покрытых ржавыми оболочками «гётитового» состава (фиг. 3-9). Некоторые из покрытых оболочкой зерен полностью находятся внутри маскелинита. Полагают, что ржавчина не могла быть привнесена в породу после того



Фиг. 3-9. Красная «гётитовая» кайма (на фото светло-серое), обрамляющая зерно камасита (белое). Полированный шлиф в отраженном свете.
 × 1500. *Bull. Soc. Min.* 96, 364.

ударного воздействия, в результате которого произошло превращение плагиоклаза в маскелинит [4]. Гётитоподобные минералы были отмечены в пробах грунта 66 081,5 и 69 941,13 [5]. В образце 69 941 эта фаза имеет вид хорошо развитых полых коробчоподобных сдвойникованных кристаллов, расположенных обычно на границе между силикатными минералами (особенно оливин) и металлическим железом. Было высказано предположение, что в этом случае гидратированный окисел железа представляет собой лепидокрокит λ -FeO(OH), образовавшийся в результате гидратации лавренсита. По-видимому, гидратированный материал более поздний, чем железные частицы, содержащиеся в этих образцах, поскольку возникшие при ударе микрократеры, обнаруженные на поверхности некоторых металлических зерен, на гидратированном материале не наблюдаются [6]. В другом образце (66 095,80) большая часть свободных металлических фаз, а также часть троилита находятся в различных стадиях окисления; они окружены каемками минерала, который, по-видимому, не что иное, как гётит [7]. В результате недавних исследований этого минерала (методами рентгеновской дифракции и спектров кристаллических полей) установлено, что это, возможно, акагенит β -FeO(OH) [8].

Оптические свойства. Под микроскопом гётит представляет собой серую отражающую фазу с красноватыми внутренними рефлексами [2]. Материал, который предположительно принят за лепидокрокит, по описаниям имеет цвет от темного рубиново-красного до оранжево-красного и покрытую трещинами поверхность, как обезвоженный гель [6], в других случаях он может быть кристаллическим рубиново-красным и прозрачным [9]. В брекчии 66 095 ржавые пятна при исследовании под бинокулярной лупой оказались бурыми, красно-бурыми, красными, желто-бурыми и оранжевыми пленками и пятнами. Одно пятно, расположенное в центре микрократера на стеклянном шарике, было определено как лимонит [10]. Это название является синонимом скрытокристаллического гётита с адсорбированной водой [11].

Химический состав. Количественные электронные микронзондовые анализы ряда гётитовых участков брекчии 66 095, помимо содержания основной массы железа, позволили определить в различных количествах никель, хлор, кальций, серу и фосфор (табл. 3-6,

Таблица 3-6. Анализы гётита и лепидокрокита (?)

	1 14 304,19	2 66 095,78	3 66 095,80	4 68 841	5 FeO(OH)
SiO ₂	0,37	—	0,22	—	—
Fe ₂ O ₃	80,20	81,8 **	82,1	81,0	89,9
NiO	4,84	1,64	5,42	4,0	—
CaO	< 0,1	0,5	0,69	Следы	—
P ₂ O ₅	0,30	0,37	—	—	—
SO ₃	2,76	0,33	—	1,0	—
Cl	0,65	4,18	2,81	1,5	—
OH	} —	—	} 7,98	—	10,1
SO ₄					
Сумма	91,41	88,82 *	100,00 *	87,5 *	100,00

Примечания.

1. Agrell et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 9. Из микробрекчии. * В том числе 1,43% Na₂O, 0,86% K₂O и менее 0,1% TiO₂, MnO и MgO. Предполагаемое содержание H₂O около 8%. Гётит.
2. El Goresy et al., *Suppl. 4, 743*. Из брекчии. ** Железо содержится в виде FeO. Присутствие H₂O (около 10%) принято на основании низкого значения суммы. Гётит.
3. Taylor et al., *Suppl. 4, 836*. Из брекчии. * В том числе 0,42% MgO, 0,36% CoO и OH, SO₄, вычисленные по разности. Акагецит (?).
4. Carter, Padovani, *Suppl. 4, 325*. Из пробы мелкозернистого материала. * Значение для Fe₂O₃ приблизительное; значения для NiO, SO₃ и Cl — средние для ряда анализов; принято считать, что разность между суммой и 100% объясняется присутствием H₂O и (или) других летучих. Лепидокрокит (?).
5. Гётит (теоретический).

колонка 2). Содержание NiO изменяется в пределах от 1,64 до 5,9%. Содержание хлора также довольно высоко (до 5,25%). Непостоянство состава и суммы, возможно, указывает на то, что исследуемый материал представляет собой субмикроскопическую смесь гётита и других компонентов, природа которых неизвестна. Хлор может присутствовать как примесь в структуре гётита или же в виде незначительного количества лавренсита в ассоциации с FeO(OH). Кроме того, в структуре гётита может быть сера в виде сульфата, а не сульфида [3]. Гётитоподобный минерал из пробы грунта 66 081 содержал всего 57,7% Fe и быстро изменял свои свойства под действием электронного луча [5]. Анализ предполагаемого лепидокрокита из пробы мелкозернистого материала 69 941 получен только приблизительный (табл. 3-6, колонка 4) отчасти из-за изменения свойств материала под действием электронного луча. Скорость увеличения содержания железа, которая при токе луча 0,2 мка составляла 5% в минуту, предполагает присутствие летучих и воды. Вода на Луне может появиться в результате происходящих в лунном грунте реакций восстановления железосодержащих минералов до металлического железа под действием метеоритного углерода и захваченных компонентов солнечного ветра [6]. Акагенит из брекчии 66 095,80 содержит компонент, который несколько отличается от FeO(OH) (табл. 3-6, колонка 3) [7].

Как было сказано, содержание хлора в гётите непостоянно (от 0,81 до 5,25%) [3, 7]; рентгеноспектральными микрондовыми анализами сильно окисленного металлического FeNi в брекчии 67 455 обнаружена тесная ассоциация хлора с металлическими зёрнами и окружающими трещинами. Эти наблюдения служат сильными доводами в пользу предположения о существовании лавренсита FeCl₂, фазы, которая быстро расплывается и окисляется в присутствии влаги. Окисление лавренсита во влажном воздухе сопровождается образованием гидроокиси железа и сильно окисляющего раствора. Процесс окисления протекает чрезвычайно быстро, полированная поверхность метеорита, содержащего лавренсит, начинает изменяться после нескольких секунд пребывания в земной атмосфере [7]. Лавренсит мог образоваться на Луне, но в образце 66 095 ассоциация с шрейберзитом, камаситом и тэнитом свидетельствует скорее о его метеоритном происхождении. В этом случае наиболее убедительным объяснением считается предположение, согласно которому гидратация произошла на Земле или на борту космического корабля во время возвращения на Землю [12]. Однако в брекчии 61 076 обнаружено зерно камасита с окисленной оболочкой, полностью заключенное внутри маскелинита; этот факт служит указанием на то, что некоторые окислительные процессы могли происходить на Луне [4].

Литература

1. Jedwab et al., *Sci.* 167, 618.
2. Agrell et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 7—9.
3. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 742—744.
4. Christophe-Michel-Lévy et al., *Bull. Soc. Mineral.* 96, 363—364.
5. Taylor, Carter, *Suppl.* 4, 302, 304.
6. Carter, Padovani, *Suppl.* 4, 325—326.
7. Taylor et al., *Suppl.* 4, 830—831, 836.
8. Taylor et al., *J. Geol.* 2, 430—432.
9. Padovani, Carter, *EOS* 54, 356.
10. *Lunar Sample Information Catalog, Apollo* 16, 269.
11. Palache et al., *Dana VII*, 1, 685.
12. Taylor, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 715.

ГЕМАТИТ Fe₂O₃ (предположительно)

Условия нахождения и формы выделения. Сообщение о том, что гематит обнаружен в пробе мелкозернистого материала 10 084,96, было опубликовано без данных, которые бы подтверждали идентификацию гематита [1]. Фаза, которая также предположительно принятая за гематит, была обнаружена и в пробе мелкозернистого материала 15 301, 116; эта фаза имеет вид чешуйчатых кристаллов [2]. При детальном исследовании проб грунта, доставленных «Аполлоном-16» и «Аполлоном-17», наблюдались крошечные гладкие шарики (некоторые < 1 мкм), округлые фрагменты неправильной формы, гранулы и отдельные микрокристаллы или хрупкие друзы микрокристаллов. Некоторые гранулы соединились с окисляющимися металлическими частицами. Отдельные шарики ассоциируются с рутилом и находятся внутри или на поверхности силикатов. Был обнаружен стекловидный фрагмент с многочисленными кристаллами как на его поверхности, так и внутри; это дает основание предположить, что образование окиси железа происходило до контакта кристаллов с земной атмосферой. Нельзя, однако, исключить возможность образования гематита вследствие глубоко проникающего процесса окисления лавренсита [3].

Оптические свойства. В проходящем свете окраска гематита изменяется от светлой до рубиново-красной (почти непрозрачной), буровато-красной, оранжевой и желтой. В отраженном свете цвет гематита изменяется от рубиново-красного до оранжево-красного. Шарики его большей частью рубиново-красные, гранулы оранжево-красные или желтые. Предполагается, что желтые гранулы представляют собой продукты окисления частиц железа, которые narосли на них и затем отделились [3].

Химический состав. Все описанные выше частицы состоят в основном из железа и содержат только следы кремния и кальция и очень редко никеля [3]. Такой состав в сочетании с их внешним видом дает возможность предположить, что это частицы гематита. Но доказательство того, что это гематит, может быть получено при рентгенографических исследованиях.

Литература

1. Jedwab et al., *Sci.* 167, 618.
2. Jedwab, *Apollo 15 Lunar Samples*, 109.
3. Jedwab, *Suppl.* 4, 868.

МАГНЕТИТ Fe_3O_4 или $\text{Fe}^2 \text{Fe}_2^+\text{O}_4$ (предположительно)

Условия нахождения и формы выделения. В пробе мелкозернистого материала 10 084,96 маленькие шарики диаметром от 1 до 2 мкм предположительно были идентифицированы как магнетит. Их концентрация в общей массе порошка и концентратов менее 1×10^{-6} [1]. Согласно опубликованным данным [2], магнетит установлен в порфириновых базальтах 12 018/49 и 12 063/41. Некоторые зерна гематита в брекчии 66 095,89 частично превращены в магнетит [3].

Оптические свойства. Шарики, обнаруженные в пробе мелкозернистого материала 10 084,96, непрозрачны, имеют серо-стальной блеск и сетчатую поверхность [1].

Химический состав. Анализы мессбауэровских спектров для ряда проб мелкозернистого материала, доставленного «Аполлоном-11», дали несколько пиков, которые связывают с присутствием шпинели, содержащей магнитное железо (т. е. магнетита). Эти пики заслуживают специального обсуждения, поскольку существование магнетита в лунных образцах все еще находится под вопросом, и не исключена возможность того, что эти пики появились вследствие процессов окисления при исследовании образцов на Земле. Таким образом, данные о существовании магнетита только статистические; их нельзя считать доказательством. Если этот минерал и присутствует в лунных образцах, то он находится в них в такой форме, которую выделить из образца очень трудно, и, кроме того, в форме, не типичной для магнетита из углеродистых метеоритов [4].

Литература

1. Jedwab et al., *Sci.* 167, 619.
2. Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 51.
3. El Goresy et al., *Lun. Sci.* IV, 222—223.
4. Gay et al., *Suppl.* 1, 493.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЕ ФАЗЫ X_1 И X_2 И РЬ-СОДЕРЖАЩАЯ ФАЗА

Условия нахождения и формы выделения. В брекчии 66 095 вместе с зерном троилита, замещаемого по границам сфалеритом и окруженного гётитом, присутствуют также две фазы, обогащенные хлором и цинком, а также фаза, обогащенная свинцом. Первые две фазы были обозначены через X_1 и X_2 соответственно. Сфалерит и гётит могли образоваться в результате реакции между этими фазами и троилитом.

Оптические свойства. Неизвестно, прозрачны ли фазы X_1 и X_2 или нет. Обе фазы темно-серые и (в отраженном свете) одинаковы по цвету и отражательной способности, которая чуть выше отражательной способности фаялита. Поскольку отражательная способность невысока, эти минералы вряд ли представляют собой сульфиды.

Химический состав. Обе фазы, X_1 и X_2 , медленно разрушаются под действием электронного луча микронзонда, поэтому можно произвести только «полуколичественный» анализ. В фазе X_1 содержатся Fe, Ti, Zn, Ni, Cl и S. Она может представлять собой хлорсодержащий сульфат железа, титана, цинка и никеля. Согласно оценкам, Zn = 8,5%, Cl = 2,4%. В фазе X_2 основные компоненты Fe, P, S, Cl, Zn, Ni и второстепенные — K, Ca и Si. Присутствие кремния объясняется влиянием соседних силикатов. Эта фаза, возможно, является смесью хлорсодержащего сульфата и фосфата железа, никеля, калия и кальция.

Третья фаза найдена в субмикроскопическом количестве и ее присутствие было установлено только по результатам электронного микронзондового анализа. В ней от 0,3 до 0,4% свинца и природа ее неизвестна.

Литература

1. El Goresy et al., *EPSL* 18, 414—416.
2. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 745.

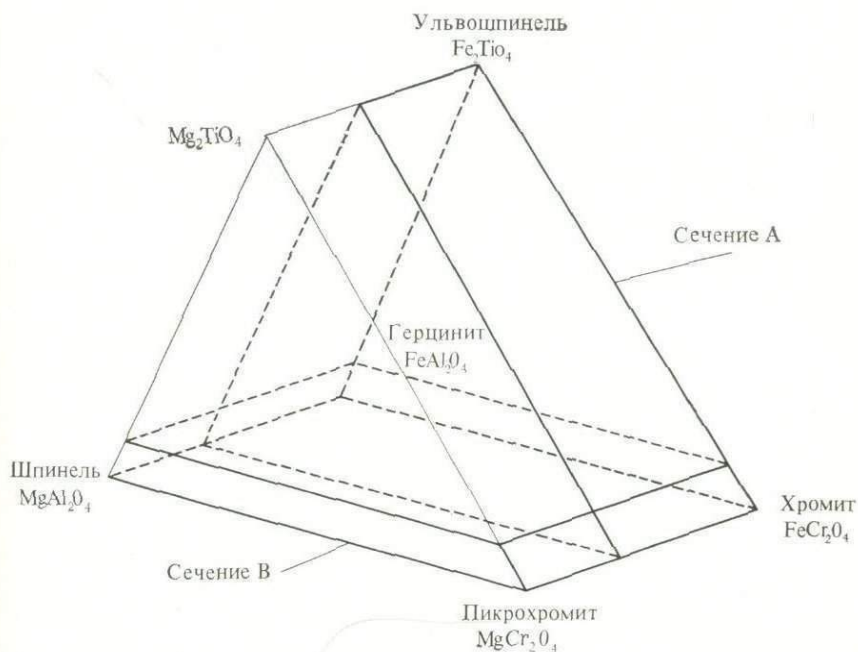
Сложные окислы: группа шпинели

Подробное изучение лунных шпинелей выявило ряд сложностей в их составе, чем можно объяснить множество излишних синонимов и описательных фраз. Графическое отображение компонентов, входящих в состав шпинелей, а также четкая номенклатура помогут уменьшить создавшуюся путаницу.

На диаграмме (фиг. 4-1), представляющей модифицированную призму шпинели по Хаггерти, показаны основные компоненты лунных шпинелей — хромит FeCr_2O_4 , ульвошпинель Fe_2TiO_4 , герцинит FeAl_2O_4 и шпинель MgAl_2O_4 (последний компонент можно назвать «собственно шпинелью»). Пикрохромит MgCr_2O_4 и теоретически существующий минерал Mg_2TiO_4 входят в состав лунных шпинелей в меньших количествах. Два сечения призмы на фиг. 4-1 — это две основные группы, на которые могут быть разделены лунные шпинели, т. е. выделяются серия хромита — ульвошпинели — герцинита (сечение *A*) и серия шпинели — герцинита (сечение *B*) [1]. Некоторые из принадлежащих к первой серии минералов были описаны под различными названиями: хромовая ульвошпинель, титановый хромит и алюминиевый хромит. Минералы второй серии, обогащенные до некоторой степени Cr_2O_3 , были названы хромовыми плеонастами. Дополнительные названия, указывающие на отклонения в составе, даны на фиг. 4-2. Фиг. 4-3 — обобщенная группировка по составу для шпинелей из лунного материала, доставленного разными экспедициями.

Ульвошпинель имеет обращенную структуру, т. е. двухвалентные ионы размещены и в позициях *A* и в позициях *B*. Герцинит, хромит, пикрохромит и шпинель имеют нормальную структуру, т. е. двухвалентные ионы находятся в позициях *A*, а трехвалентные — в позициях *B* [1]. Следовательно, серию хромит — ульвошпинель — герцинит можно рассматривать как нормально-обращенную, а серию шпинель — герцинит как нормальную [2].

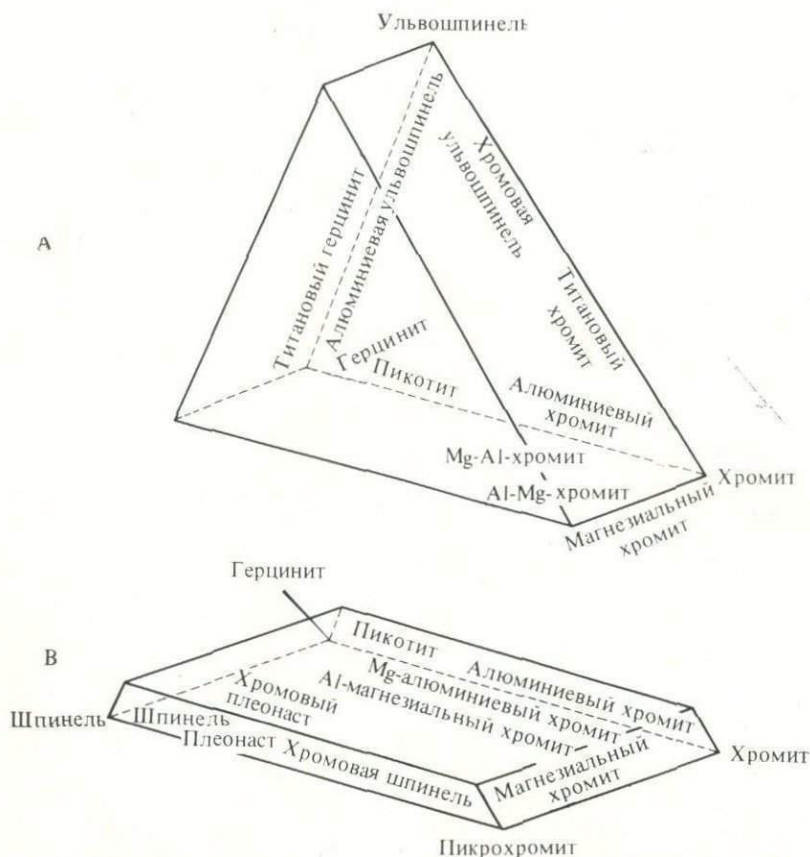
Обогащенные хромитовым компонентом члены, принадлежащие к нормально-обращенной серии, кристаллизуются раньше вместе с оливином; минералы, обогащенные ульвошпинелью, кристалли-



Фиг. 4-1. Призма шпинели, дающая представление об основных компонентах лунных шпинелей.

Диаграмма представляет собой модификацию призмы шпинели по С. Хаггерти, *EPSL* 13, 329.

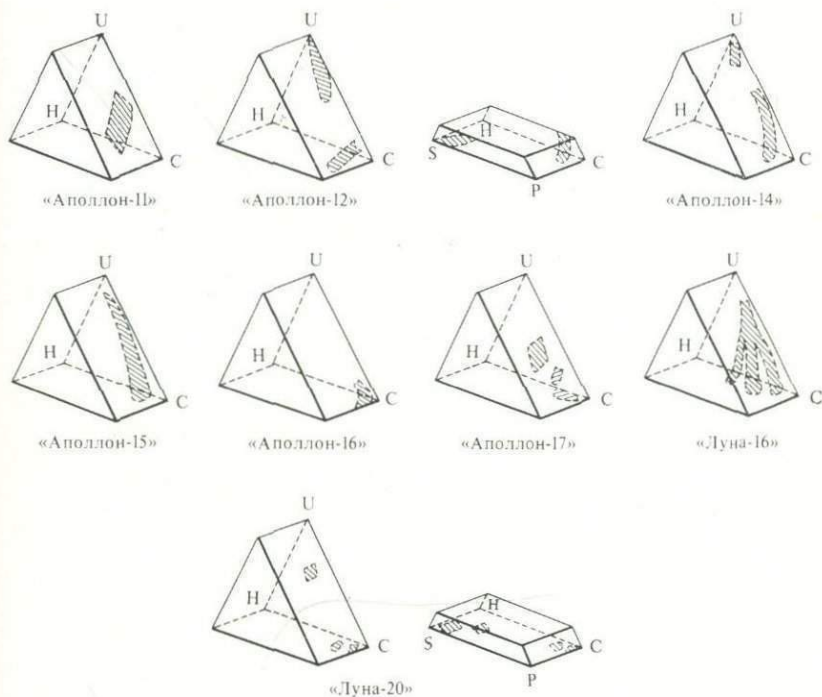
зуются позже — либо вместе с пироксеном, либо после него [3]. Минералы нормально-обращенной серии, типичные для морских базальтов, были обнаружены во всех точках прилунения. Шпинели «Аполлона-11» представлены только промежуточными членами серии, тогда как в шпинелях «Аполлона-12» наблюдаются разрывы в серии — так называемый «разрыв смесиности «Аполлона-12». В образцах «Аполлона-14» наблюдается еще более широкий разрыв, смещенный по отношению к разрыву «Аполлона-12» в направлении Fe_2TiO_4 , причем компоненты, состав которых сравним с составом шпинелей «Аполлона-11», заполняют разрыв, наблюдаемый в серии шпинелей «Аполлона-12». Базальты «Аполлона-15» содержат ряд шпинелей, в составе которых присутствуют минералы из разных частей нормально-обращенной серии, но в них шпинелей промежуточного состава мало [2]. Разрыв по составу между хромитом и ульвошпинелью, по-видимому, наиболее широкий, и составы этих минералов ближе всего к крайним членам серии [4]. Диапазон изменения состава шпинелей «Аполлона-15» и особенно степень растворимости компонентов, относительная обогащенность



Фиг. 4-2. Номенклатура шпинелей.

А — лунные разновидности серии хромит — ульвошпинель — герцинит; В — лунные разновидности серии шпинель — герцинит.

магнием и алюминием и тренды кристаллизации практически совпадают с аналогичными характеристиками шпинелей из базальтов с места прилунения «Аполлона-12» [5]. Среди непрозрачных минералов, составляющих примерно 2,5% объема некоторых морских базальтов «Аполлона-15» (15 074,1; 15 474,1; 15 514,3; 15 534,1 и 2; 15 564,7 и 15 604,3, 4 и 5), суммарное содержание ульвошпинели и хромита выше, чем содержание ильменита [6]. Шпинели «Аполлона-16» большей частью представлены хромитами, алюминиевыми хромитами или титановыми хромитами. Последние встречаются как в виде первичных титановых хромитов, так и в виде титановых хромитов, образовавшихся в результате интенсив-



Фиг. 4-3. Обобщенные композиционные тенденции шпинелей по данным различных лунных экспедиций.

Построено с использованием диаграмм С. Хаггерти и других исследователей.

ного субсолидусного восстановления и перехода в новое равновесное состояние [7]. Хромиты и хромовые ульвошпинели в небольшом количестве встречаются практически во всех базальтах [8] и пробах грунта [9] «Аполлона-17». Общая тенденция фракционирования, наблюдаемая для шпинелей «Луны-16», от алюминиевого хромита к хромовой ульвошпинели, в общем совпадает с тенденцией фракционирования для шпинелей образцов экспедиций «Аполлон», за исключением того факта, что у шпинелей «Луны-16» степень замещения ионов в этой серии и в Mg-обогащенных алюминиевых хромитах изменяется в более широких пределах [1]. В образцах «Луны-20» были идентифицированы хромит, титановый хромит и хромовая ульвошпинель [10].

В нормальной серии шпинель — герцинит замещение алюминия ионами хрома приводит к расширению состава двойной системы $MgAl_2O_4 - FeAl_2O_4$ в результате включения в нее $FeCr_2O_4 - MgCr_2O_4$. В небольших количествах присутствуют также марганец и титан. Минералы этой серии, особенно плеонасты и хромовые

плеонасты, были идентифицированы в типичных неморских материалах. В одном из образцов «Аполлона-11» обнаружено зерно собственно шпинели. Отдельные редкие зерна шпинели были выявлены в образцах «Луны-16», а также «Луны-20», в которых содержание шпинели весьма велико. В образцах «Луны-20» было обнаружено некоторое количество шпинелевых и хромовых плеонастов; эти фазы очень часто встречаются в образцах «Аполлона-14» и до сих пор не были обнаружены в образцах «Аполлона-12». Малое количество плеонастов во всех лунных образцах, кроме образцов «Аполлона-14», позволяет предположить, что экспедиция «Аполлон-14» исследовала особый с точки зрения строения Луны район.

Литература

1. Haggerty, *EPSL* **13**, 329—330, 339.
2. Haggerty, *Suppl.* **3**, 306—307.
3. Busche et al., *Am. Mineral.* **57**, 1729.
4. Dowty et al., *Suppl.* **4**, 437.
5. Haggerty, *Meteorit.* **7**, 356.
6. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 597.
7. El Goresy et al., *Suppl.* **4**, 734, 736, 749.
8. Apollo 17, LSPET, *Sci.* **182**, 661.
9. Taylor et al., *EOS* **54**, 616.
10. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 859—862.
11. Roedder, Weiblen, *EPSL* **15**, 398.

Нормально-обращенная серия:

хромит FeCr_2O_4 — ульвошпинель Fe_2TiO_4 — герцинит FeAl_2O_4

Использованные названия хромита]

- Al-хромит; Simpson, Bowie, *Suppl.* **2**, 207.
 Al-Mg-хромит; Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 1025.
 Al-Ti-хромит; Haggerty, *Suppl.* **3**, 311.
 Al-титановый хромит; Haggerty, *EPSL* **13**, 329.
 Аллюминиевый хромит; Cameron, *Suppl.* **2**, 194.
 Аллюминиево-магниевый хромит; Haggerty, *EPSL* **13**, 330.
 Аллюминиево-титановый хромит; Haggerty, *EPSL* **13**, 330.
 Глиноземистый хромит; James, Jackson, *J. Geophys. Res.* **75**, 5802.
 Глиноземистая хромитобогащенная шпинель; Busche et al., *Am. Mineral.* **57**, 1740.
 Титансодержащая шпинель, обогащенная глиноземом; Haggerty, *EPSL* **13**, 344.
 Хром-шпинель (отчасти); Boyd et al., *Lun. Sci. Conf. '71, Abstr.*, 149.

- Хромовая шпинель; Boyd et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.*, 149.
 Хромитобогащенная шпинель; Skinner, Winchell, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.* 626.
 Cr-обогащенная шпинель; Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1025.
 Cr-шпинель; Haggerty et al., *Suppl.* 1, 524.
 Cr-Ti-Fe-окисел; Brown et al., *Suppl.* 2, 590.
 Cr-Ti-шпинель; Kushiro et al., *Suppl.* 2, 487.
 Fe-Ti-Cr-шпинель (отчасти); Brown et al., *Suppl.* 2, 591.
 Магниево-алюминиевый хромит; Haggerty, *EPSL* 13, 330.
 Магниевый хромит; Haggerty, *EPSL* 13, 330.
 Mg-алюминиевый хромит; Haggerty, *Suppl.* 3, 311.
 Минерал С (по Рамдору); Ramdohr, El Goresy; *Sci.* 167, 617.
 Фаза В (по Дугласу); Douglas et al., *Sci.* 167, 595.
 Фаза С (по Брауну); Brown et al., *Suppl.* 1, 196.
 Фаза Рамдора (1); Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
 Ti-Al-Cr-шпинель; Jakeš et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 384.
 Ti-хромит; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 229.
 Ti-обедненная Cr-шпинель; von Engelhardt et al., *Lun. Sci.* III, *Rev. Abstr.*, 233.
 Ti-обогащенный хромит; Haggerty et al., *Suppl.* 1, 526.
 Титановый хромит; Agrell et al., *Suppl.* 1, 83.
 Титансодержащая хром-шпинель; Brown et al., *Suppl.* 1, 195.
 Титансодержащий хромит; Wood et al., *Suppl.* 1, 970.
 Титаново-алюминиевый хромит; El Goresy, Ramdohr, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 204.
 Титановый хромит; Taylor et al., *Suppl.* 2, 856.
 Титанохромовая шпинель; Brown et al., *Suppl.* 1, 205.
 Титанохромит; Cameron, *Sci.* 167, 623.

Использованные названия ульвошпинели

- Al-содержащая хромовая ульвошпинель; Ramdohr and El Goresy, *Sci.* 167, 615.
 Алюминиевая ульвошпинель; Haggerty, *EPSL* 13, 334.
 Хром-титановая шпинель; McKay et al., *Suppl.* 1, 686.
 Хром-титано-шпинель; Agrell et al., *Suppl.* 1, 85.
 Хром-ульвошпинель; Taylor et al., *Suppl.* 2, 858.
 Хромовая ульвошпинель; El Goresy et al., *Suppl.* 3, 340.
 Хромит-ульвошпинель; Steele et al., *EPSL* 13, 327.
 Хромсодержащая ульвошпинель; El Goresy et al., *Suppl.* 3, 339.
 Cr-Al ульвошпинель; Haggerty, *Suppl.* 3, 320.
 Cr-обогащенная ульвошпинель; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 225.
 Cr-обогащенный титаномагнетит; Haggerty et al., *Suppl.* 1, 526.
 Cr-ульвошпинель; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 229.
 Fe-Ti-Cr-окисел; Taylor et al., *Suppl.* 2, 856.

Fe-Ti-Cr шпинель (отчасти); Brown et al., *Suppl.* 2, 591.

Ti-обогащенная шпинель; Reid et al., *EPSL* 10, 352.

Титаномагнетит; Haggerty, Meyer, *Carnegie Inst. Yearb.*, '69, 231.

Ульвит; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 228.

Условие нахождения и формы выделения. Хромит встречается во всех видах пород, кроме шпинелевых троктелитов [1]. Зерна хромита от идиоморфных до гилидоморфных были отмечены как включения в кристаллах троилита [2], оливина и пироксена [3]. В мелкозернистых базальтах хромитовые ядра и их оболочки из ульвошпинели по своему составу относятся к разным частям серии, но в порфиритах с очень мелкозернистой или стекловидной основной массой содержатся только обогащенные хромом шпинели с очень тонкими оболочками, более богатые титаном [4]. В микробрекчии 10 061-28 [5] был обнаружен четко зональный хромит, с небольшим количеством титана и отличающийся по составу от хромовой ульвошпинели. В оливиновых микрогаббро «Аполлона-15» хромит и ульвошпинель встречаются в виде отдельных зерен, не покрытых оболочкой [6]. Хромит, не покрытый каймой ульвошпинели, встречается внутри ранних фенокристов силикатов [7]. Включения хромита в оливине и пироксене — это наиболее ранние продукты кристаллизации в породах «Аполлона-12» [8]; но в образцах «Луны-20» хромит присутствует как в виде первичного продукта кристаллизации, так и в виде вторичного минерала, образовавшегося из ильменита в результате распада твердого раствора. Весьма возможно, что широкое распространение двухминеральной ассоциации рутила и хромита в ильмените является следствием разложения твердого раствора $FeTiO_3 - MgTiO_3$, обогащенного хромом. В одном из образцов «Луны-20» хромит выделился при распаде твердого раствора из ильменита и тесно ассоциировался с ориентированными тонкими пластинками рутила. Хромит присутствует в двух морфологических разновидностях: в виде клиновидных пластин, пронизывающих кристалл ильменита, и в виде неправильных заливообразных включений. Контакты между зернами хромита и ильменита четко выражены вследствие различных оптических свойств и состава [9].

Алюминиевый хромит, титановый хромит и хромовая ульвошпинель встречаются в трех главных типах образцов «Аполлона-11»: в оливине и обломках пород, встречающихся в пробах рыхлого мелкозернистого материала, взятых с поверхности, в микробрекчиях и базальтовых породах. Зерна этих минералов обычно ксеноморфные, максимальный их размер от 100 до 200 мкм. Кристаллы часто покрыты коркой ильменита, но в тех случаях, когда они включены в оливин или пироксен [10], таких корок нет. Алюминиевый хромит встречается в виде фенокристов отчетливо идиоморфных кристаллов или небольших скоплений кристаллов



25 мкм

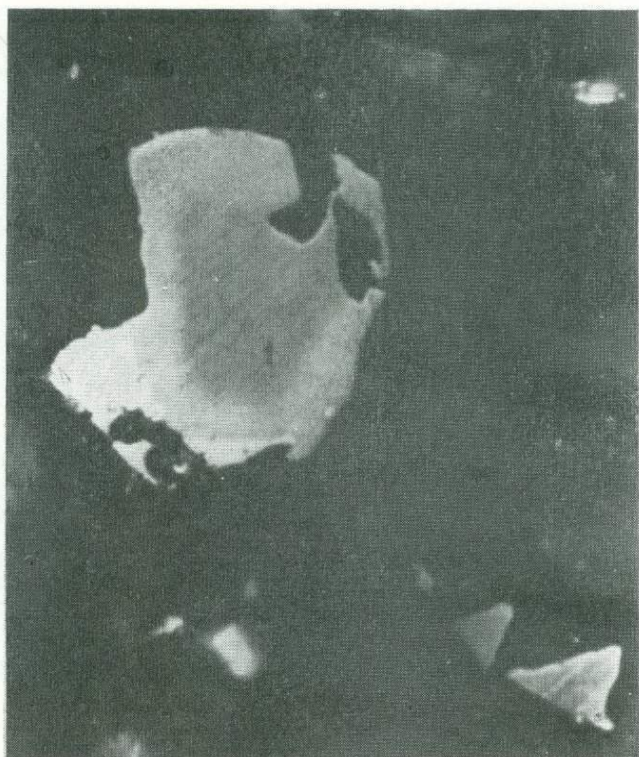
Фиг. 4-4. Друза кристаллов алюминиевого хромита, покрытых хромовой ульвошпинелью. *Suppl.* 2, 195.

(фиг. 4-4) [11] в виде идиоморфных ядер, окаймленных ульвошпинелью (фиг. 4-5); в виде хорошо образованных, хотя и несколько округленных октаэдров (до 75 мкм в поперечнике), включенных в оливин и в редких случаях окаймленных ульвошпинелью [12], а также в основной массе породы вместе с плагиоклазом и иголецкими кристаллами пироксена [11]. В материале «Луны-20» два зерна магниево-алюминиевого хромита определены как продукты первичной кристаллизации. Одно из них обнаружено в шлифе



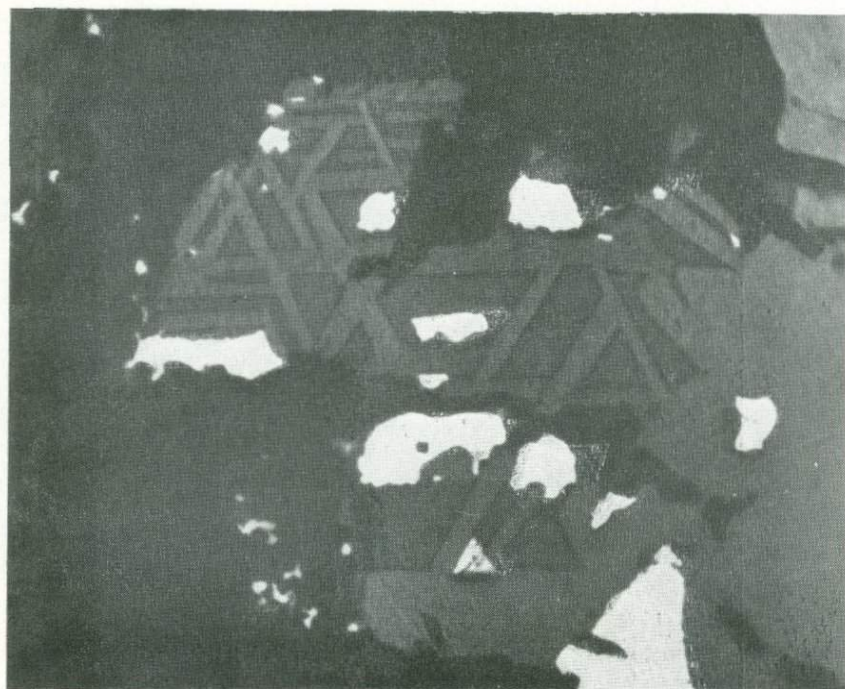
Фиг. 4-5. Идиоморфное зерно шпинели (в центре) имеет ядро из алюминиевого хромита, покрытое каемкой хромовой ульвошпинели. Белый масштабный штрих = 30 мкм. *Suppl.* 2, 209.

512-2 образца 22 003,1, другое — в частице стекловидной брекчии 517-7 из того же образца. Оба зерна ксеноморфные с диаметром около 25 мкм [9]. Титановый хромит образует редкие буроватые зерна (фиг. 4-6), которые иногда находятся внутри ильменита [13] или же ассоциируются с магниевым ильменитом, пироксеном, оливином и плагиоклазом [14]. Зерна, включенные в оливин, имеют тонкие каемки ильменита, или же они встречаются в виде небольших, частично резорбированных ядер в фенокристах ильменита. Наблюдая эти взаимоотношения, можно предположить, что шпинель вступала в реакцию с кристаллизующейся жидкостью, в результате чего образовался ильменит [15]. Несколько зерен содержат редкие рутиловые и ильменитовые пластинки (фиг. 4-7) [16]. Анализ структур некоторых пород «Аполлона-12» наводит на мысль, что кристаллизация начиналась с титанового хромита [17]. Впервые этот минерал был обнаружен в брекчиях и обозначен как минерал С. Было отмечено, что эта разновидность титанового хромита сходна с титаномagnetитом [18]. В брекчированном анортозите 67 075,45 были обнаружены два вида титановых хромитов. Одна из них представляет собой рано кристаллизовавшуюся шпинель от голубого до серого цвета, встречающуюся в виде частично разрушенных зерен в основной массе плагиоклаза



Фиг. 4-6. Зональный титановый хромит.
В масляной иммерсии. $\times 1335$. *Suppl.* 1, 232.

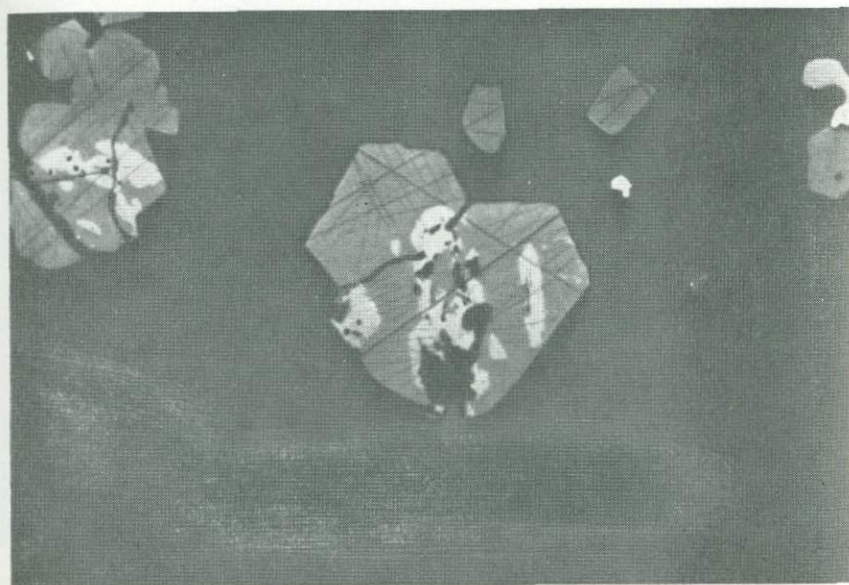
или же в виде включений в оливине. Этот материал является первичным титановым хромитом, не ассоциирующимся с ильменитом или металлическими зернами. Другая разновидность титанового хромита — голубая шпинель, встречающаяся в виде включений в пироксене, — образовалась в результате интенсивного процесса субсолидусного восстановления ранее кристаллизовавшейся ульвошпинели и перехода ее в новое равновесное состояние с образованием хромита, ильменита и металла [19]. В неморском базальте 14 053 это интенсивное восстановление хромово-алюминиевой ульвошпинели сопровождается разложением богатого фаялитовым компонентом оливина на железо и кристобалит [20]. В базальтах 75 081 и 74 241 титановый хромит не ассоциируется с хромовой ульвошпинелью, но присутствует внутри ильменита в виде пластин шириной до 40 мкм, образовавшихся в результате распада твердого раствора [21]. Зерна хромовой ульвошпинели обычно



~400 мкм

Фиг. 4-7. Аллюминиево-титановый хромит (темно-серое) с образовавшимися в результате восстановления пластинами ильменита, ориентированными вдоль плоскостей $\{111\}$ шпинели, и с железом (белое).
Suppl. 3, 309.

идиоморфные размером от 100 до 200 мкм, они часто покрыты коркой ильменита (фиг. 4-8) [5]. Некоторые зерна были обнаружены в виде включений в калиевом полевом шпате (например, в брекчии 12 013) [22]. Хромовая ульвошпинель также образует каемки вокруг хромита, что может быть результатом реакции между хромитом и жидкостью [23]. Первичные хромовые ульвошпинели в образцах «Аполлона-17» обнаруживают при сравнении с аналогичными минералами из пород «Аполлона-11» некоторые признаки субсолидусного восстановления до титанового хромита, ильменита и железа [24]. Эти небольшие (<15 мк) зерна встречаются в образцах «Аполлона-17» [21]. В пробе оранжевого стекловидного грунта 74 220 отмечено несколько случаев образования отдельных полых кристаллов хромовой ульвошпинели диаметром до 5 мкм [25].

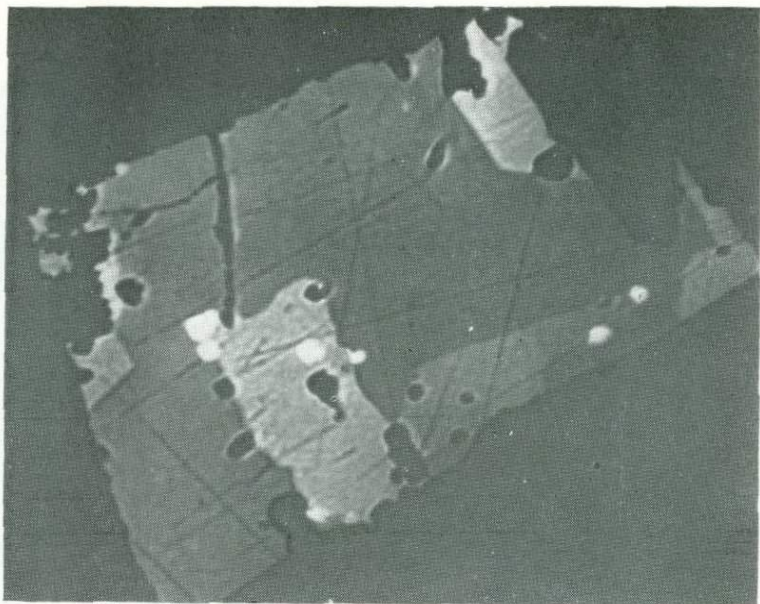


~ 200 мкм

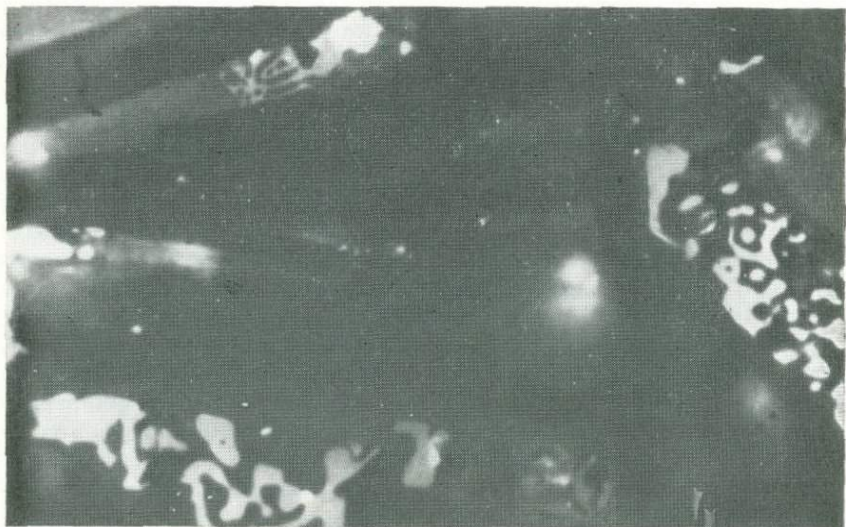
Фиг. 4-8. Хромово-алюминиевая ульвошпинель (серое) с внутренними и внешними включениями ильменита (светло-серое).

Suppl. 3, 309.

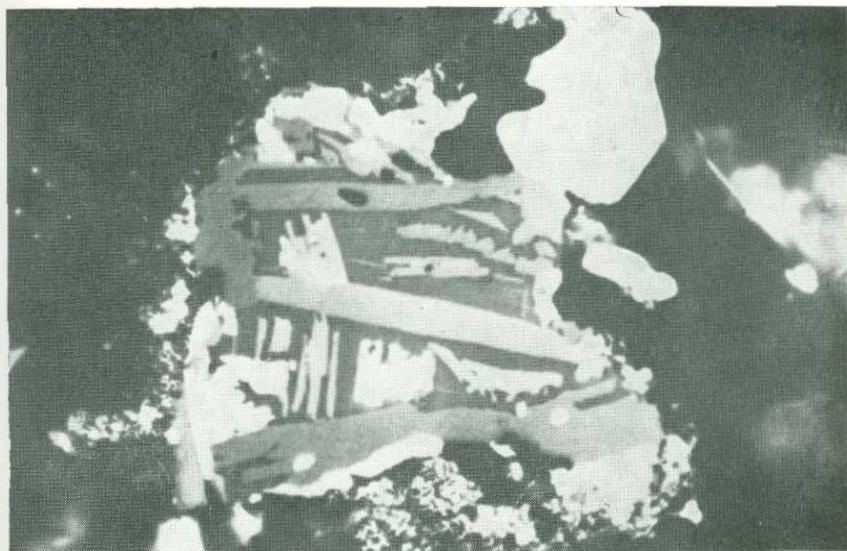
Ульвошпинель — редкий аксессуарный минерал, появляющийся чаще всего в грубозернистых породах. Минерал редок в неморских и более обычен в морских базальтах. Он встречается в виде крошечных зерен (от ксеноморфных до гипидиоморфных) в пироксене или же, что более часто, в виде сростков с ильменитом (фиг. 4-9). Ульвошпинель отмечена также в поздних интерстициальных симплектитовых включениях (фиг. 4-10) [13]. В мелкозернистом базальте 10 020-40 встречаются мелкие, от 5 до 10 мкм, кристаллы ульвошпинели крестообразной формы, вытянутые параллельно [100], с остроконечными кристаллитами, развивающимися на концах перекладин креста вдоль {111}. Эти особенности весьма типичны для шпинелей [5]. Морфология ульвошпинели и ее расположение в интерстициях между полевым шпатом и пироксеном позволяют предполагать, что этот минерал кристаллизовался одним из последних [5]. В базальтах «Аполлона-17» ульвошпинель обычно имеет признаки субсолидусного восстановления до ильменита и металлического железа (фиг. 4-11 и 4-12) [27]. При поли-



Фиг. 4-9. Ульвошинель (темно-серое) в сростании с разнообразно ориентированным ильменитом (более светло-серое).
В масляной иммерсии. $\times 1700$. *Suppl.* 1, 230.



Фиг. 4-10. Поздние симплектитовые включения ульвошинели.
 $\times 1350$. *Suppl.* 1, 209.



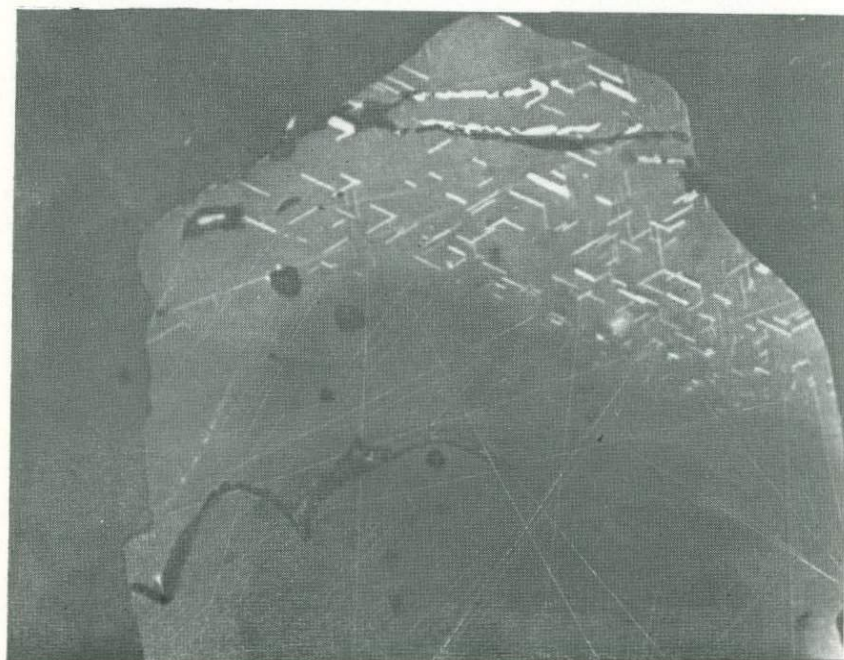
~200 мкм


Фиг. 4-11. Из грубозернистого базальта 70 035; зерно хромовой ульвошпинели (серое), на котором виден процесс восстановления до ильменита (светло-серое) и железа (белое). EOS 54, 593.1

ровке твердость ульвошпинели меньше твердости ильменита [26]; это свойство помогает определять ульвошпинель в шлифах.

Оптические свойства. Хромитовые ядра светлого жемчужно-серого цвета; они окаймлены розовато-серовато-коричневой хромовой и алюминиевой ульвошпинелью [28]. Хромиты бывают также голубые или серые [8]; они изотропны и зональны по отношению к плоскостям, которые, по-видимому, являются гранями октаэдра [5]. В обломке базальта из пробы грунта 14 258 тонкие пластинки серого изотропного хромита были включены в отдельные кристаллы пироксены [29].

Алюминиевый хромит темно-серый, изотропный и обычно обросший коркой изотропной более светлой и розовой хромовой ульвошпинели [30]. Цвет последней может изменяться от серого до серо-голубого; в некоторых случаях хромовая ульвошпинель в масляной иммерсии слабо анизотропна [11]. Алюминиевый хромит непрозрачен и обычно оптически однороден. Однако одно зерно с сильно выраженной зональностью имело твердое серое



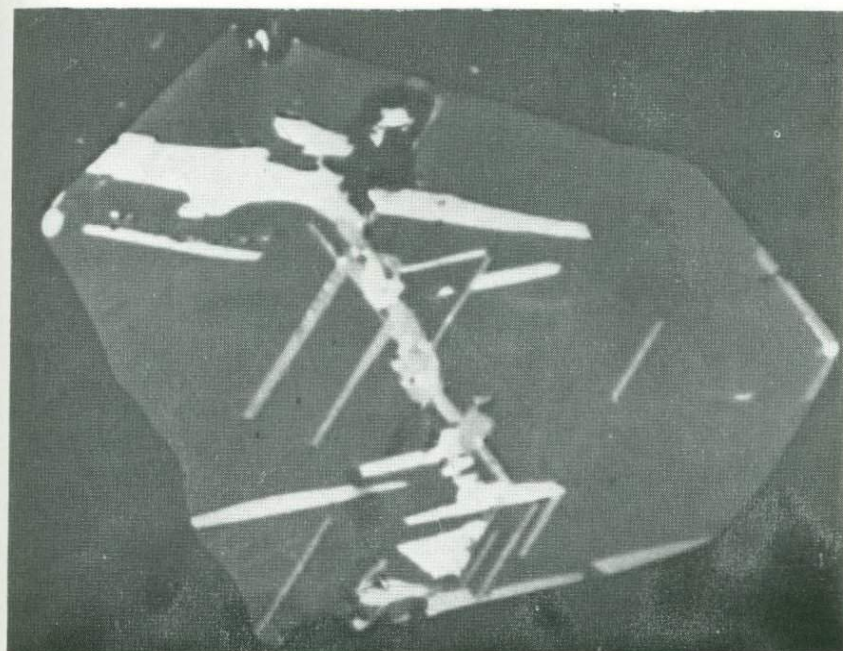

 ~20 мкм

Фиг. 4-12А. Распад ульвошпинели (но не темно-серого хромита) на ильменит и самородное железо (белое) вдоль плоскостей {111}.
Suppl. 3, 344.

ядро, покрытое более мягкой коричневой оболочкой хромовой ульвошпинели [10].

Алюминиево-титановый хромит обычно изотропен, серый (например, в базальте 14 053), однако некоторые его зерна лиловые [29].

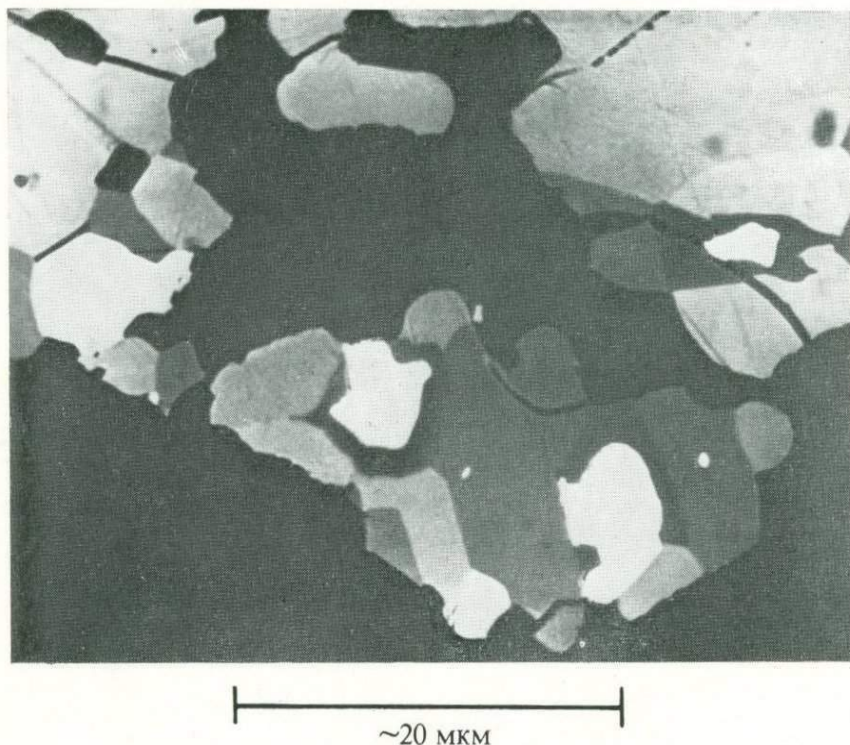
Титановые хромиты, близкие по составу к хромиту, изотропны, голубые или серые. При более высоком содержании титана они анизотропны, оливково-зеленые, коричневые или розовые [31]. Отражательная способность титановых хромитов, встречающихся в брекчиях, много ниже, чем титаномagnetита. В масляной иммерсии титановый хромит имеет рефлексы грязно-серого цвета [18]. Это, несомненно, минерал, который был назван фазой Рамдора (1); для него было дано точно такое же описание оптических свойств [32]. Этот минерал упоминался также под названием минерал С (Рамдор) [18]. Минерал кубический с гексагональными пластинами, образовавшимися при распаде твердого раствора.



~20 мкм

Фиг. 4-12В. Более поздняя стадия распада ульвошпинели (темно-серое). Помимо ильменита (светло-серое) и самородного железа (белое), вокруг пластинок ильменита обнаружены тонкие (< 1 мкм) везикулы хромита.
Suppl. 3, 344.

Хромовые ульвошпинели непрозрачны и обычно однородны по своим оптическим свойствам. Они бывают бурые, коричневые, розовые, оливково-зеленые, а также коричневые с лиловым оттенком. Некоторые из них слабо анизотропны [10]. Было высказано предположение, согласно которому анизотропные шпинели не истинно шпинели, а принадлежащие к новой группе неизометрических фаз, расположенных вдоль ребра $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeCr}_2\text{O}_4$ призмы, характеризующей состав шпинели [33]. Например, предполагалось, что «бурая шпинель», упоминавшаяся под названием Fe-Ti-Cr-окисел и отчетливо анизотропная в отраженном свете, не является настоящей кубической фазой. Однако эта фаза обычно ассоциируется с хромитом и ее состав точно соответствует формуле AB_2O_4 . Поэтому в настоящее время принято считать, что эта фаза представляет собой хромовую ульвошпинель [17].



Фиг. 4-12С. Полный распад ульвошпинели (ульвошпинели больше нет) на ильменит (светло-серое), самородное железо (белое) и хромит (темно-серое).
Suppl. 3, 344.

Ульвошпинель изотропна, буровато-серая на воздухе и бурокрасновато-серая в масляной иммерсии. Отражательная способность ульвошпинели очень близка к отражательной способности ильменита. Значения отражательной способности титанового хромита, алюминиевого хромита и ульвошпинели приведены в табл. 4-1.

Химический состав. Вообще содержание титана в лунных хромитах значительно выше, чем в аналогичных земных и метеоритных образцах [8]. Некоторые хромиты однородны, однако чаще они зональные, причем внутренняя зона обогащена хромом и магнием, а внешняя — титаном и железом (табл. 4-2, колонки 3 и 4) [4].

Алюминиево-магниевые хромиты по составу приближаются к алюминиево-титановым хромитам (табл. 4-2, колонки 8, 9 и 11). Алюминиево-титановый хромит, впервые выявленный в образцах,

Таблица 4-1. Отражательная способность некоторых шпинелей

Длина волны, нм	Титановый хромит *		Алюминиевый хромит **	Ульвошпинель *
	1	2		
450	14,0	14,8	—	15,1
470	13,8	14,8	—	14,7
500	13,6	14,8	—	14,6
520	13,4	14,8	—	14,8
546	13,6	15,0	14,2±0,3%	15,1
589	13,7	15,1	—	15,6
620	13,9	15,2	—	16,1
640	14,0	—	—	16,4

* Cameron, *Sci.* 167, 624.** Cameron, *Suppl.* 2, 196.

доставленных «Луной-16», ранее не был идентифицирован в лунных материалах или земных породах. Высокое значение отношения Al/Cr в этой шпинели либо отражает состав материнского раствора, либо является результатом высокотемпературной метаморфической перекристаллизации в среде, обогащенной алюминием. Эти шпинели относятся к хромовым ульвошпинелям (табл. 4-2, колонки 14 и 15) [34].

По результатам анализа анизотропных шпинелей, расположенных вдоль ребра хромит — ульвошпинель призмы, характеризующей состав шпинели, установлены в значительном количестве Al_2O_3 и MgO . Это необычное сочетание компонентов не встречалось ранее ни в одной из известных минеральных фаз [35]. Комиссия ММА¹ по названиям минералов присвоила этой разности название титановый хромит [10] вместо предлагавшегося названия *титанохромит* [14]. Во многих анализах титановых хромитов обнаружен избыток TiO_2 и недостаток других катионов при условии расчета структурной формулы, исходящего из предположения, что все ионы титана четырехвалентны. Это обстоятельство заставляет предположить, что часть ионов титана трехвалентна. Один из анализов титанового хромита (табл. 4-2, колонка 13) был пересчитан с учетом такого распределения ионов титана между Ti^{4+} и Ti^{3+} , что на 32 иона кислорода в сумме приходилось 24 катиона. Полученная формула имеет вид: $(Mg_{8-x}Ti_x^{3+})(Cr_{16-x}Ti_x^{4+}, Al)O_{32}$ [36]. Эта фаза, содержащая около 20% TiO_2 , упоминалась под названием хромовой ульвошпинели; при 22% Cr_2O_3 отношение Cr/Ti равно 1 : 1 (табл. 4-2, колонка 12) [10].

¹ ММА — Международная минералогическая ассоциация. — Прим. ред.

Таблица 4-2. Анализы серии хромит — ульвошпинель

	1	2	3		4	5	6	7	8	9	10	
	15 085,14	«Луна-20» 22 002,3	12 020,8		внутрен- ная зона	внешняя зона	«Луна-16»	«Луна-20» 22 001,16	«Луна-16»	14 002, ТЕ-1-8	12 021	15 475/125
SiO ₂	—	—	—	—	—	0,29	—	0,34	—	0,36	—	—
Cr ₂ O ₃	53,30	51,6	50,0	45,4	43,54	47,83	48,85	52,3	41,61	36,09	—	—
TiO ₂	2,46	4,5	3,60	5,02	5,25	1,85	0,95	0,9	7,90	11,68	—	—
Al ₂ O ₃	10,84	7,3	11,9	11,9	12,16	14,92	17,05	15,4	12,17	7,23	—	—
FeO	26,38	30,6	28,3	34,4	36,97	28,45	24,01	22,5	35,98	44,08	—	—
MgO	6,15	4,6	5,80	2,11	1,76	5,18	7,48	9,1	1,26	0,70	—	—
MnO	0,41	—	0,26	0,29	0,42	0,44	0,53	0,25	—	0,49	—	—
CaO	—	—	—	—	0,16	—	0,20	—	0,15	—	—	—
Сумма	99,54	99,44 *	99,86	99,12	100,55	99,46 *	99,41	100,45	99,52 *	100,27	—	—
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	—	—
	61 156,31	«Луна-20» 532-6	10 085-4-14		12 051/59 № 19А	12 064,6			12 051	10 044	14 161/20	—
			гозовый	коричне- вый	оливково- зеленый	—	—	—				
SiO ₂	0,91	0,54	0,40	—	0,19	0,33	0,17	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	31,12	22,43	21,98	17,3	9,34	3,64	1,50	0,03	0,22	0,18	—	—
TiO ₂	22,38	20,68	23,58 *	23,7	28,0	31,1	32,2	32,8	33,8	37,01	—	—
Al ₂ O ₃	8,63	9,79	6,25	5,2	2,64	2,66	2,32	2,48	1,8	0,02	—	—
FeO	27,06	39,80	42,30	53,2	58,6	61,8	62,9	62,2	62,1	61,69	—	—
MgO	8,94	5,12	5,75	0,46	0,21	0,17	0,13	0,21	0,14	0,75	—	—
MnO	0,52	0,33	0,34	0,24	0,27	0,16	0,29	0,25	0,50	0,40	—	—
CaO	—	0,29	0,01	0,39	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,47	—	—	—	—
Сумма	99,91 *	98,98	100,61	100,97 *	99,25	99,86	99,51	99,66 *	98,56	100,06	—	—

Примечания.

1. Brown et al., *Suppl.* 3, 145. Из базальта. Хромит.
 2. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 765. Из мелкозернистого материала. * В том числе 0,84% V_2O_3 . Хромит.
 3. Kushiro et al., *Suppl.* 2, 483. Из порфиритового базальта. Хромит.
 4. Kushiro et al., *Suppl.* 2, 483. Из порфиритового базальта. Аллюминиевый хромит.
 5. Haggerty, *EPSL*, 13, 334. Из мелкозернистого материала. Аллюминиевый хромит.
 6. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1015. Из мелкозернистого материала. * В том числе 0,79% V_2O_3 . Аллюминиевый хромит.
 7. Haggerty, *EPSL*, 13, 334. Из мелкозернистого материала. Магниево-аллюминиевый хромит.
 8. Steele, Smith, *Nature* 240, 5. Из мелкозернистого материала. Аллюминиево-магниеый хромит.
 9. Weill et al., *Suppl.* 2, 446. Из порфиритового базальта. * В том числе 0,09% K_2O . Титаново-аллюминиевый хромит.
 10. Brown et al., *Suppl.* 3, 145. Из базальта. Титановый хромит.
 11. Albee et al., *Suppl.* 4, 578. Из подвергшейся отжигу брекчии. * В том числе 0,33% V_2O_3 и 0,02% ZrO_2 . Аллюминиево-титановый хромит.
 12. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859. Из кристаллической частицы. Титановый хромит.
 13. Agrell et al., *Suppl.* 1, 111. Из мелкозернистого материала. Среднее по анализам в трех точках одного зерна. * С перераспределением титана между Ti^{3+} и Ti^{4+} так, что на 32 иона кислорода в сумме приходится 24 катиона, $TiO_2 = 19,69\%$, $Ti_2O_3 = 3,51\%$, сумма 100,23%. Титановый хромит.
 14. Keit et al., *Suppl.* 2, 329. Из офитового базальта. * В том числе 0,48% V_2O_3 . Хромовая ульвошпинель.
 15. Haggerty, Meyer, *EPSL* 9, 380. Из микрогаббро. Хромовая ульвошпинель.
 16. Haggerty, Meyer, *EPSL* 9, 380. Из микрогаббро. Al-содержащая хромовая ульвошпинель.
 17. Haggerty, Meyer, *EPSL* 9, 380. Из микрогаббро. Аллюминиевая ульвошпинель.
 18. Busche et al., *Am. Mineral* 57, 1733. Из мелкозернистого базальта. * В том числе 0,22% V_2O_3 . Аллюминиевая ульвошпинель.
 19. Smith et al., *Suppl.* 1, 904. Из микрогаббро. Ульвошпинель.
 20. Brown et al., *Suppl.* 3, 145. Из мелкозернистого материала. Ульвошпинель.
-

По составу хромовых ульвошпинелей их рассматривали либо как обогащенные хромом титаномagnetиты (например, при 22—23% Cr_2O_3), либо как обогащенные титаном хромиты [5]). Термин *титаномagnetит*, однако, использовался только в целях сравнения с земными и метеоритными аналогами лунных титановых хромитов или хромовых ульвошпинелей [33]. Хромовая ульвошпинель, ассоциирующая с бадделейтом, содержит от $< 0,02$ до $0,25\%$ ZrO_2 , что может указывать на замещение части ионов Ti^{4+} ионами Zr^{4+} [37].

Состав ульвошпинелей близок к идеальной формуле; алюминий, хром, марганец и магний присутствуют в незначительных количествах (табл. 4-2, колонки 19 и 20) [38]. Обнаруженные в породах сбора «Аполлона-12» анизотропные оливково-зеленые, коричневые и розовые шпинели, содержащие от 60 до 90% Fe_2TiO_4 —

Таблица 4-3. Рентгенографические данные для некоторых шпинелей

	1	2 «Луна-20»	3	4
Номер образца	10 085,14	(22 002,2,1)	14 319,11 b	14 319,11 a
a_0	$8,415 \pm 0,005 \text{ \AA}$	$8,18 \text{ \AA}$	$8,15 \text{ \AA}$ (прибл.)	$8,143 \pm 0,01 \text{ \AA}$
Пространственная группа	$Fd\bar{3}m$			
Порошковая грамма	hkl	I	$d, \text{ \AA}$	
			измеренное	рассчитанное
	022	1	2,974	2,975
	113	10	2,536	2,537
	004	2	2,102	2,104
	024	05	1,719	1,718
	115 } 333 }	3	1,621	1,620
	044	4	1,488	1,488
	355 } 137 }	1	1,095	1,095

Примечания.

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 86. Из мелкозернистого материала. Титановый хромит.
2. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 788. Отобранный вручную кристалл из мелкозернистого материала. Хром-шпинель.
3. Roedder, Weiblen *EPSL* 15, 385. Из брекчии. Плеонаст, обогащенный хромом и обедненный магнием.
4. Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 385. Из брекчии. Плеонаст, обогащенный магнием и обедненный хромом.

самые обогащенные Fe_2TiO_4 из всех природных минералов (табл. 4-2, колонки 15—20) [8]. Во всех образцах, доставленных «Аполлоном-17», в ульвошпинелях содержится лишь в очень небольшом количестве циркон (обычно менее 0,1%) [39]. В результате специального исследования концентрации урана в лунных материалах в ульвошпинели из порфиритового базальта 12 021 содержание UO_2 определено от 1030 до 407 ± 55 мг/т. Большая неопределенность получилась из-за сильного изменения содержания урана в пределах одного кристалла [40].

Несмотря на «разрыв смесимости», анализы шпинелей «Аполлона-12» по составу охватывают почти весь диапазон от алюминиевых хромитов, не содержащих титан, до ульвошпинелей, не содержащих хром, причем, судя по анализам, заданному увеличению атомного процента титана соответствует вдвое большее уменьшение атомного процента $\text{Cr} + \text{Al}$. Это обстоятельство — веский довод в пользу существования простой и полной смесимости ульвошпинели и хромита [4].

Рентгенографические данные. Рентгенографическими исследованиями титанового хромита, находящегося внутри оливина, обнаруженного в пробе мелкозернистого материала 10 085,14, определены параметры элементарной ячейки, промежуточные между параметрами ульвошпинели и хромита (табл. 4-3, колонка 1) [10].

Литература

1. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 764.
2. Goldstein et al., *Suppl.* 1, 502.
3. Sellers et al., *Suppl.* 2, 672.
4. Reid, *EPSL* 10, 351—352.
5. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 524—527.
6. Dowty et al., *Suppl.* 4, 437.
7. Housely et al., *Lun. Sci. Conf.* 1971, *Abstr.*, 189.
8. Haggerty, Meyer, *EPSL* 9, 380, 382.
9. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 861.
10. Agrell et al., *Suppl.* 1, 83—85, 111.
11. Cameron, *Suppl.* 2, 194—197.
12. Champness et al., *Suppl.* 2, 366—367.
13. Brown et al., *Suppl.* 1, 205.
14. Cameron, *Sci.* 167, 624.
15. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5799.
16. Douglas et al., *Sci.* 167, 595.
17. Taylor et al., *Suppl.* 2, 856, 858.
18. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
19. El Goresy et al., *Suppl.* 4, 734.
20. Haggerty, *Nature* 234, 117.
21. Taylor et al., *EOS* 54, 616.
22. Drake et al., *EPSL* 9, 113.
23. Brett et al., *Suppl.* 2, 310.
24. Haggerty, *EOS* 54, 593.

25. Carter et al., *EOS* 54, 583.
26. Cameron, *Suppl.* 1, 229, 231, 240.
27. Apollo 17, LSPET, *Sci.* 182, 661.
28. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 37.
29. Haggerty, *Suppl.* 3, 312, 316, 318.
30. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 208.
31. Haggerty, Meyer, *EOS* 51, 583.
32. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
33. Haggerty, Meyer, *Carnegie Inst. Yearb.* 1969, 231—232.
34. Haggerty, *EPSL* 13, 330, 334—335.
35. Simpson, Bowie, *Suppl.* 1, 888.
36. Frondel C., Private communication.
37. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 338—339.
38. Keil et al., *Suppl.* 1, 586.
39. Taylor, Williams, *Lun. Sci. V. Abstr.*, 785.
40. Theil et al., *EPSL* 16, 38.

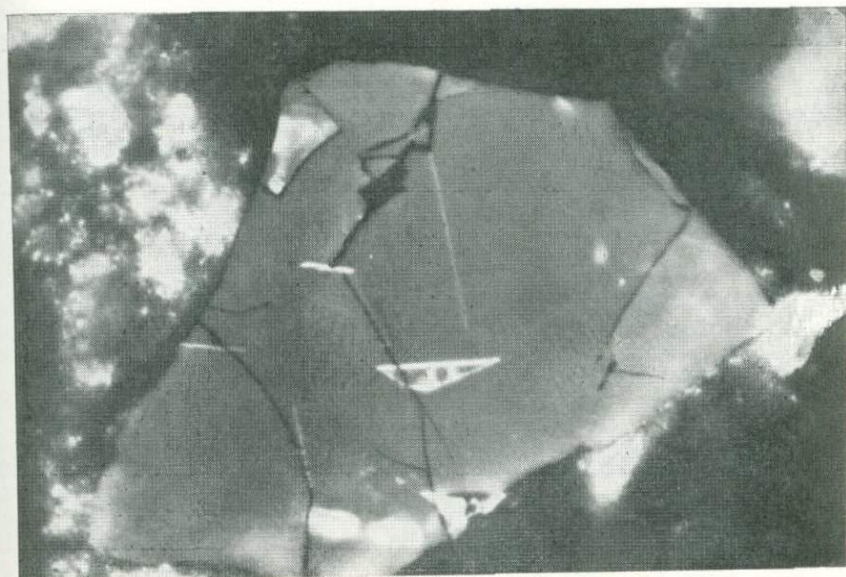
Нормальная серия: герцинит FeAl_2O_4 — шпинель MgAl_2O_4

Использованные названия герцинита

- Глиноземистый пикотит; Drever, Johnston, *Nature*, 235, 30.
- Хромовая герцинитовая шпинель; Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 376.
- Хромовый плеонаст; Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 271.
- Хромсодержащий плеонаст; Christophe-Michel-Lévy, *Suppl.* 3, 887.
- Хром-плеонаст; Haggerty, *Suppl.* 3, 307.
- Cr-плеонаст; Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859.
- Герцинитовый плеонаст; Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 394.
- Герцинитовая шпинель; Walter et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 685.
- Магниева шпинель; Christophe-Michel-Lévy, Lévy, *Suppl.* 3, 887.
- Оранжевая шпинель; Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1025.
- Пикотит; Agrell et al., *Suppl.* 1, 98.
- Плеонаст; Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 271.
- Шпинель типа плеонаста; Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 376.
- Красновато-пурпурная шпинель; Roedder, Weiblen, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 578.
- Шпинель-плеонаст; Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 860.
- Al-Cr-Mg-Fe-шпинель, не содержащая Ti; von Engelhardt et al., *Suppl.* 3, 758.
- Титановый герцинит; Haggerty, *EPSL* 13, 329.
- Титановый пикотит; Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 394.

Использованные названия шпинели

- Глиноземистая шпинель; Haggerty, *EPSL* 13, 336.
- Хром-шпинель (отчасти); Anderson, *J. Geol.* 81, 219.



——————
100 мкм

Фиг. 4-13. В частице брекчия 515-23, доставленной «Луной-20», белые пластины ильменита ориентированы параллельно плоскостям {111} зерна шпинель-плеонаста. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 858.

Шпинель с высоким содержанием Mg; Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1015.

Магниева шпинель (отчасти); Reid et al.; *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1022.

Красная шпинель; Steele, Smith, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.* 636.

Условия нахождения и формы выделения. Пикотит, разновидность шпинели из серии герцинит — алюминиевый хромит [1], был впервые определен в мелкозернистом базальте 10 045. Он присутствовал в виде крошечных октаэдров внутри оливина [2]. Позже пикотит был обнаружен в пробе грунта, доставленной «Луной-20» [3].

Редкая герцинитовая шпинель (содержащая 75% FeAl_2O_3) из полевошпатового перидотита 12 036,9 была обнаружена в составе первичного расплавленного включения в пироксене, обогащенного Al_2O_3 . Возможно, что это явилось одной из причин обогащения данной разновидности шпинели глиноземом [4].

В брекчиях сбора «Аполлона-14» шпинели, занимающие промежуточное положение между плеонастом и пикотитом, чаще встре-

Таблица 4-4. Анализы герцининовой шпинели

	1	2	3	4	5	6
	«Луна-20» 22 001,16	14 053	14 055,7	12 036,9	14 319,11b	«Луна-20» 515-23
SiO ₂	—	—	0,75	—	0,44	0,10
Cr ₂ O ₃	25,27	18,80	5,51	4,6	8,69	10,06
TiO ₂	0,26	4,28	0,53	1,18	1,18	1,10
Al ₂ O ₃	45,26	38,23	57,80	55,0	53,0	54,43
FeO	12,27	24,94	22,50	33,4	22,4	15,93
MgO	17,38	11,32	11,00	5,6	12,6	17,31
MnO	0,17	0,08	—	0,16	0,18	0,13
CaO	—	—	0,31	0,46	0,19	0,02
Сумма	100,61	99,87 *	98,40	100,46 *	98,68	99,08

Примечания.

1. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1015. Из пробы грунта. Пикотит.
2. El Goresy et al., *EPSL* 13, 125. Из среднезернистого базальта. * В том числе 0,22%
3. Drever, Johnston, *Nature* 235, 30. Из микробрекчи. Глиноземистый пикотит.
4. Busche et al., *Am. Mineral.* 57, 1733. Из полевошпатового перидотита. * В том
5. Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 382. Среднее по трем анализам из брекчи. Плеонаст.
6. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859. Из частицы, обогащенной стеклом
7. Haggerty, *Suppl.* 3, 311. Из микробрекчи. Хромовый плеонаст. (Обедненный тита
8. Haggerty, *Suppl.* 3, 311. Из микробрекчи. Хромовый плеонаст. (Обедненный тита
9. Roedder, Weiblen, *EPSL* 15, 379. Среднее по трем анализам из образца брекчи.
10. Anderson, *J. Geol.* 81, 221. Из обломка перидотита. Хромшпинель.
11. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 783. Выбранный вручную кристалл
12. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859. Из фрагмента брекчи. Шпинель.
13. Keil et al., *Suppl.* 1, 564. Из микробрекчи. Шпинель.

чаются в виде мономинеральных обломков, и только несколько фрагментов включены в плагиоклаз, испытывавший ударное воздействие. Зерна длиной до 0,2 мм имеют неправильную форму, в некоторых случаях с отдельными ровными поверхностями, но идиоморфные кристаллы никогда не встречаются [5].

В образцах, доставленных «Луной-20», большая часть шпинелей в обломках шпинелевого троктолита по составу примерно соответствует твердым растворам шпинели и герцинита [6]. Эти различия образуют кристаллы от идиоморфных до гипидиоморфных [3]. Хром-шпинели (т. е. шпинель-плеонасты) из перидотита 15 445,10 образуют сростания с зернами пироксена, оливина, плагиоклаза и рутила (?), что составляет около 15% всего объема породы [7]. В базальтах «Аполлона-17» пластинки хромобогащенной шпинелевой фазы встречаются в виде включений, параллельных базальной плоскости ильменита [8]. В пробе 515-23, достав-

7	8	9	10	11	12	13
14 066		14 319, 11а	15 445, 10	«Луна-20» 22 002, 2, 1	«Луна-20» 532-3	10 019-22
внутренняя зона	внешняя зона					
0,17	0,13	0,47	—	—	0,27	—
12,56	18,82	1,58	14,0	6,38	1,38	2,16
0,19	0,56	0,52	0,03	0,24	0,01	—
53,44	46,34	61,7	57,3	62,1	67,13	68,0
17,82	21,22	18,2	9,3	10,6	5,91	3,33
15,57	12,39	15,7	20,4	20,3	24,73	25,9
0,15	0,27	0,04	—	0,10	0,01	—
0,06	0,07	0,10	—	—	0,02	—
99,96	99,80	98,31	101,03	99,72	99,46	99,39

V_2O_5 . Титановый пикотит.

числе 0,06% V_2O_5 . Герцинит, обогащенный хромом и обедненный магнием. брекчии. Шпинель-плеонаст. ном хромовый плеонаст.) ном хромовый плеонаст.) Плеонаст, обогащенный магнием и обедненный хромом.

из пробы грунта. Хромшпинель.

ленной «Луной-20», обнаружены сильно трещиноватые выделения шпинель-плеонаста, которые содержат пластинки рутила, кристаллографически ориентированные вдоль плоскостей {111} (фиг. 4-13) [9]. В брекчиях 14 319 и 14 303, в микробрекчии 14 321 и в пробе грунта 14 162 хромовые плеонасты встречаются главным образом в виде обломков монокристаллов, длина некоторых из них достигает 0,2 мм [5]. Хромовый плеонаст, который часто встречается в виде отдельных зерен (многие > 10 мкм), был отмечен в шлифе брекчии 14 063-20 и в обломках породы, доставленных «Аполлоном-14». Этот минерал упоминался под названием магниевой шпинели [10]. Почти чистая шпинель, которая редко встречается в образцах «Аполлона-11», была обнаружена в каменном обломке микробрекчии 10 019-22 (табл. 4-4, колонка 13) вместе с плагиоклазом, плагиоклазовым стеклом, оливином и пироксеном, причем все эти минералы испытали сильное ударное воздей-

ствие [11]. В шлифе обломка брекчии 76 315,11 некоторые полосы раздробленных минералов содержат несколько разновидностей шпинелей [8]. Шпинели с широкими радиальными анортитовыми реакционными каемками (с пластинками армоколита или без них) встречаются как в обломках, так и в основной массе брекчии 76 055,10 [12]. В пробах, доставленных «Луной-20», содержится шпинель, которая в основном состоит из $MgAl_2O_4$, но все же это твердый раствор, несколько смещенный в сторону герцинита. Рассматриваемая разновидность шпинели представлена правильными идиоморфными кристаллами, которые являются продуктом ранней кристаллизации [9]. Эти кристаллы были обнаружены только в ассоциации с породами, обогащенными глиноземом [13]. В шпинелевом троктолите 62 295 по всему образцу содержание шпинели, близкой к $MgAl_2O_4$, довольно велико, однако больше всего этой шпинели в вариолитовых сростках. Зерна идиоморфные, длиной около 0,04 мм [14]. Эта шпинель встречается также в виде мелких октаэдров, включенных в плагиоклаз, и, что реже, в оливиновых фенокристаллах, находящихся в сростании с полевым шпатом. Более крупные кристаллы обнаружены между пластинами полевого шпата [15]. В том же образце встречается несколько более обогащенная хромом шпинель в виде округлых ксенокристаллов с хорошо развитыми, очень мелкозернистыми реакционными каемками [14].

В грубозернистом ильменитовом базальте 70 035 была идентифицирована фаза, промежуточная между хромовым плеонастом и алюминиево-магниево-хромитом [16].

Оптические свойства. Пикотит из мелкозернистого оливинового базальта 10 045 имеет кофейно-коричневый цвет [2]. Два зерна из образцов «Луны-20», состоящие в основном из пикотита, имеют оранжевый цвет; они отличаются от розовых или красных плеонастов как по цвету, так и по составу [3]. Глиноземистый пикотит в грунте и брекчиях, доставленных «Аполлоном-14», красновато-лиловый [17].

Шпинель-плеонаст из шлифа 515-23 образца 22 003,1, доставленного «Луной-20», бордовый в проходящем свете и светло-бурый в отраженном. Это зерно, найденное в частице обогащенной стеклом брекчии, сильно трещиновато; в нем содержатся пластины ильменита, кристаллографически ориентированные вдоль плоскостей {111}. По своим оптическим и структурным свойствам это зерно можно сравнить с некоторыми из хромовых плеонастов, доставленных «Аполлоном-14». В том же образце в частице 505-2 полевошпатовой брекчии находится монокристалл хромового плеонаста со сходными оптическими свойствами. Этот кристалл имеет неправильную измененную каемку толщиной от < 1 до 15 мкм. Несмотря на заметное различие оптических свойств каем-

ки и центральной части кристалла, различия в их составе незначительны [9]. Хромовые плеонасты из брекчий 14 063, 14 321 и 14 318 и из проб мелкозернистого материала 14 003 и 14 163 от светлых до ярко-розовых, а зерна шпинели из брекчии 14 066 красные. Показатели преломления этих минералов изменяются от 1,75 до 1,84 [18]. Шпинели из брекчии «Аполлона-14», обычно розовые или красные, но они отличаются оттенками от бледно-розового с пурпурным оттенком до почти непрозрачного темного пурпурно-красного в проходящем свете. Их цвет очень отличается от цвета образцов шпинели, доставленных предшествующими лунными экспедициями, и, возможно, поэтому некоторые из этих шпинелей были предположительно идентифицированы группой по предварительному изучению образцов «Аполлона-14» как «гранат или шпинель» или же «рутил» [5]. Несмотря на то что красноватый оттенок этих шпинелей ставили в зависимость от присутствия хрома [19], корреляция между цветом и содержанием хрома при содержании Cr_2O_3 менее 5% слабая, а при содержании Cr_2O_3 более 5% еще слабее.

В шпинелевом троктолите 62 295 наиболее Cr-обогащенные шпинели (например, с 9—16% FeCr_2O_4) розовые, а собственно шпинели (92—97% MgAl_2O_4), присутствующие в виде зерен [14] или крошечных октаэдров [15], от светло-желтых до бесцветных. *Химический состав.* Оранжевая шпинель из пробы грунта, доставленной «Луной-20», по своему составу может считаться пикотитом (табл. 4-4, колонка 1). Пикотиты относятся к герцинитовым шпинелям. В небольших (от 10 до 40 мкм) зернах, включенных в кристаллы пироксена в полевошпатовом перидотите 12 036, содержится от 50 до 56% Al_2O_3 ; они приближаются к герциниту (табл. 4-4, колонка 4) [20].

К плеонастам относятся те из шпинелей, расположенных вдоль ребра MgAl_2O_4 — FeAl_2O_4 призмы, характеризующей состав шпинели, для которых отношение Mg/Fe лежит в интервале от 3 до 1. Вообще в лунных плеонастах наблюдается замещение ионов алюминия ионами хрома, поэтому более уместно их было бы назвать «хромовыми плеонастами» [21]. Они также называются шпинель-плеонастами (табл. 4-4, колонки 5 и 6). В брекчии 14 063 хромовые плеонасты с низким содержанием титана имеют состав промежуточный от 0,5 MgAl_2O_4 до FeAl_2O_4 , причем этот минерал встретился в материале, доставленном «Аполлоном-14», только однажды (табл. 4-4, колонки 7 и 8) [1].

Наиболее распространенная шпинелевая фаза в образцах «Луны-20» приближается к MgAl_2O_4 ; в этой фазе в небольших количествах присутствуют также хром и железо (табл. 4-4 колонка 19) [3]. Полагают, что красная собственно шпинель из образца 14 063, содержащая лишь незначительные компоненты хромита и герцинита, образовалась в процессе первичной кристаллизации магмы

с высоким содержанием алюминия и низким — железа [22]. В шпинели из обломка перидотита 15 445,10 (а также в ассоциирующихся с ней оливине, пироксене и армоколите) отношение Mg/Fe очень велико по сравнению с отношением Mg/Fe в морских базальтах, КРЕЕР-породах, почти во всех анортозитовых породах и фрагментах в составе лунных брекчий. По аналогии с земными породами этот факт может свидетельствовать о сравнительно ранней стадии дифференциации [7].

Рентгенографические данные. Выбранный вручную кристалл хромшпинели из пробы грунта 22 002,2,1, доставленной «Луной-20», был проанализирован химически (табл. 4-4, колонка 11) и рентгенографически (табл. 4-3, колонка 2). Так же были изучены и два плеонаста из брекчии 14 319: в одном из них оказалось мало магния и много хрома (табл. 4-4, колонка 5 и табл. 4-3, колонка 3), в другом — наоборот — много магния и мало хрома; он ударному воздействию не подвергался (табл. 4-4, колонка 9 и табл. 4-3, колонка 4).

Литература

1. Haggerty, *EPSL* 13, 329, 239.
2. Agrell et al., *Suppl.* 1, 98.
3. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1022, 1024—1025.
4. Busche et al., *Am. Mineral.* 57, 1739.
5. Roedder, Weiblen, *EPSL*, 15, 376—378.
6. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 764.
7. Anderson, *J. Geol.* 81, 219, 221.
8. Apollo 17, LSPET, *Sci.* 182, 661, 663.
9. Haggerty, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 859—860.
10. Christophe-Michel-Lévy et al., *Lun. Sci. Conf.* 1972, *Abstr.*, 126.
11. Mason et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 512.
12. Chao, *EOS* 54, 584.
13. Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 947—948.
14. Hodges, Kushiro, *Suppl.* 4, 1037.
15. Agrell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 15.
16. Weigand, *EOS* 54, 621.
17. Roedder, Weiblen, *Lun. Sci. Conf.* 1972, *Abstr.*, 578.
18. Christophe-Michel-Lévy, Lévy, *Suppl.* 3, 887—888.
19. Drever, Johnston, *Nature* 235, 31.
20. Busche et al., *Spec. Publ.* # 3, 50.
21. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 90, 92.
22. Steele, Smith, *Lun. Sci. Conf.* 1972, *Abstr.*, 636.

Зеленая шпинель (?)

В шлифе брекчии 14 321 в кристаллах ортопироксена были замечены мелкие капельки зеленой шпинели. По-видимому, они были включены в кристалл в процессе его роста. Никаких дополнительных данных для идентификации не приводится [1].

Литература

1. Gay, Brown, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 260.

Сложные окислы: цирконолит и армолколит

Цирконолит $(Ca, Fe)(Zr, Ce)(Ti, Nb)_2O_7$ (в основном)

Использованные названия

- «Дизаналит»; Ramdohr, *El Goresy Sci.* 167, 617.
Перовскит (отчасти); Wenk et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 797.
Фаза β ; Haines et al., *EPSL* 12, 145.
Фаза В; Lovering, Wark, *Suppl* 2, 154.
Фаза Y; Brown et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 97.
Р. з. э.-содержащий минерал с высоким содержанием циркона;
Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 48.
Красно-бурый минерал; Lovering et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*,
494.
U-содержащий циркелит; Prinz et al., *Meteorit.* 6, 302.
Циркелит; Busche et al., *EPSL* 14, 313.
Zr-Ti-Ca-обогащенная фаза; Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 151.
Zr-Ti фаза; Albee et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.* 57.
Zr-Ti-р. з. э. минерал; Roedder, Weiblen, *Geochim. Cosmochim.*
Acta 37, 1036.

Первоначально предполагалось, что обнаруженная на Луне фаза, обогащенная цирконом и титаном [1] (упоминавшаяся так же как фаза В [2]), представляет собой «дизаналит» — разновидность перовскита $CaTiO_3$ [1]. Однако лунный материал содержит много циркония, что несвойственно земному дизаналиту [3], и его состав не совпадает с формулой перовскита типа ABO_3 [1]. Вопрос о том, является ли обнаруженная на Луне фаза циркелитом или цирконолитом, тесно связан с проблемой, относящейся к этим земным минералам [4]. Трудности, встречающиеся с номенклатурой этих минералов, подробно рассмотрены в работе Буше и др. [5]. Возможно, что циркелит и цирконолит представляют собой одну и ту же фазу. Однако некоторые исследователи утверждают, что состав лунного материала соответствует формуле типа циркелита AB_2O_5 , тогда как с точки зрения других — более уместна

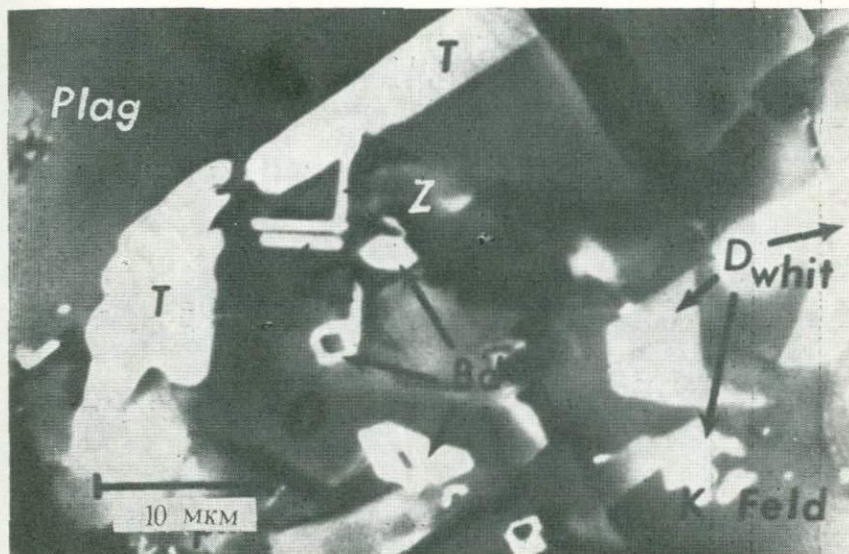
формула типа цирконолита AB_3O_7 [4]. Несомненно, что многие анализы лунного материала могут быть рассчитаны из формулы цирконолита, и в данном обсуждении этот материал называется цирконолитом¹.

Литература

1. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
2. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 154—155.
3. Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 48.
4. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.* 764.
5. Busche et al., *EPSL* 14, 313—315, 318—319.

Условия нахождения и формы выделения. Цирконолит встречается в виде очень мелких изометрических зерен, сросшихся с троилитом и граничащих с ильменитом, пироксеном и оливином [1]. Одно зерно из офитового базальта 12 036,9 имеет размеры всего 9×10 мкм. В двух каменных частицах из проб мелкозернистого материала 14 163,39 и 14 257,3 содержится относительно много цирконолита. Зерна цирконолита (из них самое большое длиной 15 мкм) окружены плагиоклазом и не соприкасаются с ильменитом и бадделейтом [2]. В других пробах цирконолит был обнаружен внутри агрегата бадделейта (фиг. 5-1) [3]. В основной массе метаморфизованной KREEP-обогащенной брекчии 65 015 цирконолит встречается в виде ксеноморфных зерен размером около 20 мкм, сосуществующих с бадделейтом [4]. Зерна его неправильной формы размером до 40 мкм в поперечнике были отмечены в грубозернистом базальте 10 040-20 [5]. В брекчии 12 013 крошечные зерна неправильной формы (самое крупное из них 5×10 мкм) встречаются чаще всего в виде пятен, но иногда также в виде игл. В легкой силикатной части этого образца таких зерен больше. Поскольку состав этих зерен несколько отличается от состава цирконолита (см. ниже «Химический состав»), они названы здесь «фазой β » [6]. Цирконолит — поздняя фаза, которая кристаллизовалась в интерстициях лунного базальта [5] из последних обогащенных ураном растворов.

¹ Только что закончен перевод статьи Пудовкиной и др. «Исследование бразильского циркелита» (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, М.). Этот перевод любезно прислан автору доктором М. Флейшером из Геологической службы США. Исследования проводились на том же материале циркелита из Бразилии, который был использован при первом описании минерала. Результаты исследования подтверждают идентичность двух фаз — циркелита и цирконолита, — описываемых формулой AB_3O_7 . В статье предлагается использовать для минерала название *циркелит*, поскольку оно было дано раньше, и упразднить название *цирконолит*.



Фиг. 5-1. В мезостазице базальта 10 047,30 пластинчатые кристаллы цирконолита (Z) присутствуют вместе с бадделитом (Bd), транквилиитом (Т), витлокитом (Whit) и калиевым полевым шпатом (К Feld).

D — фосфатные фазы, т. е. апатит и (или) витлокит. *Suppl.* 2, 156.

Литература

1. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
2. Busche et al., *EPSL* 14, 315—317.
3. Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 47.
4. El Goresy et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 222—223.
5. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 151, 154—155.
6. Haines et al., *EPSL* 12, 145—146.

Оптические свойства. В отраженном свете цирконолит серый [1] или с голубоватым оттенком, с алмазным блеском, аналогичным блеску сфалерита [2]. В отраженном свете некоторые образцы цирконолита имеют отражательную способность чуть ниже, чем у ильменита [1]. В то же время другие образцы цирконолита были описаны как сходные в отраженном свете с транквилиитом и бадделитом. Цирконолит либо изотропен, либо слабо анизотропен [3].

В проходящем свете цирконолит интенсивно красновато-бурый [3] с замечательно темно-красными внутренними рефлексамми [2]. В проходящем свете цирконолит из базальта 15 555 скорее темно-бурый, а не оранжево-красный, как транквилиит [4]. В обломке троктолита из фрагмента брекчии 516-1 из пробы грун-

Таблица 5-1. Анализы цирконолитов

	1 «Луна-20»-516-1		2 12 036,9		3 14 257,3		4 10 046,20		5 10 047,20	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
CaO	10,7	0,700	4,6	0,320	8,6	0,558	7,31	0,483	2,63	0,196
MgO	0,36	0,033	0,58	0,055	0,72	0,066	0,65	0,060	0,01	0,000
FeO	4,3	0,220	6,5	0,352	5,9	0,209	5,95	0,307	9,06	0,527
MnO	0,03	0,001	—	—	—	—	0,11	0,006	—	—
Y ₂ O ₃	2,6	0,084	7,3	0,254	4,0	0,128	3,06	0,100	7,80	0,289
La ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,09	0,002	0,19	0,005
Ce ₂ O ₃	0,48	0,011	2,11	0,051	0,33	0,007	0,76	0,017	1,64	0,042
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,07	0,002	0,55	0,014
Nd ₂ O ₃	0,56	0,011	3,3	0,078	0,63	0,015	0,79	0,018	3,08	0,077
Sm ₂ O ₃	0,22	0,004	—	—	—	—	0,36	0,008	1,74	0,042
**Eu ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	< 0,01	0,000	0,13	0,003
Gd ₂ O ₃	0,45	0,007	1,92	0,043	0,42	0,007	0,25	0,005	2,00	0,046
Tb ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,13	0,003	0,37	0,009
Dy ₂ O ₃	—	—	1,61	0,035	0,67	0,015	0,79	0,016	2,64	0,059
Ho ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	< 0,01	0,000	0,37	0,008
Er ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,72	0,014	1,43	0,031
Tm ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	< 0,01	0,000	0,01	0,000
Yb ₂ O ₃	0,43	0,007	—	—	—	—	0,67	0,013	0,54	0,012
Lu ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,21	0,004	0,33	0,007
ZrO ₂	45,4	1,348	10,7	1,289	40,2	1,190	37,21	1,119	33,60	1,140
HfO ₂	—	—	0,47	0,008	0,28	0,004	0,72	0,013	1,11	0,022
UO ₂	—	—	0,21	0,004	0,22	0,004	0,30	0,004	0,40	0,006
ThO ₂	0,83	0,011	0,46	0,008	0,44	0,007	1,19	0,017	0,35	0,006
PbO ₂	—	—	0,23	0,004	0,48	0,007	0,52	0,009	0,45	0,008

TiO ₂	28,3	1,297	26,9	1,316	34,6	1,580	32,61	1,512	25,48	1,333
** SiO ₂	1,9	0,117	1,08	0,070	0,27	0,015	1,74	0,108	—	—
** Nb ₂ O ₅	0,46	0,011	0,40	0,012	0,63	0,018	1,85	0,052	2,75	0,086
** Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,12	0,002	0,19	0,004
Al ₂ O ₃	1,6	0,114	1,14	0,086	1,34	0,095	1,07	0,078	0,48	0,040
Cr ₂ O ₃	0,59	0,029	0,44	0,023	0,52	0,026	0,56	0,027	0,07	0,004

Сумма 99,22 * 4,006 * 99,95 4,008 100,25 4,041 99,81 3,999 99,40 4,016

** Непохоже, чтобы в структуре присутствовало значительное количество Si; Eu, по-видимому, присутствует в двухвалентном состоянии; Nb и Ta, возможно, в четырехвалентном состоянии; а — весовой процент окисла; б — число катионов, рассчитанное для 7 ионов кислорода.

M _I ²⁺ A	0,995	}	0,727	}	0,923	}	0,856	}	0,723	}
B	0,045		0,273		0,077		0,144		0,277	
	1,000		1,000		1,000		1,000		1,000	
M _{II} ⁴⁺ C	0,921	}	0,812	}	0,905	}	0,942	}	0,663	}
B	0,079		0,188		0,095		0,058		0,367	
	1,000		1,000		1,000		1,000		1,000	
M _{III} ⁴⁺ D	1,568	}	1,507	}	1,734	}	1,779	}	1,467	}
Zr	0,438		0,501		0,307		0,220		0,540	
	2,006		2,008		2,041		1,999		2,016	

Сумма катионов 4,006 4,008 4,041 3,999 4,016

Продолжение табл. 5-1

	6 15 538,4		7 15 555/39		8 14 305,77		9 12 013	10 Земной цирконолит	
	a	b	a	b	a	b		a	b
CaO	3,55	0,259	3,2	0,171	6,15	0,437	2,9	12,61	0,869
MgO	0,03	0,003	0,1	0,006	1,15	0,115	—	0,14	0,012
FeO	7,44	0,423	11,4	0,477	4,23	0,234	13,8	2,30	0,124
MnO	0,08	0,005	0,3	0,012	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	10,53	0,381	10,4	0,276	7,70	0,270	8,9	2,28	0,008
La ₂ O ₃	0,29	0,007	0,6	0,012	0,08	0,002	0,2	0,19	0,004
Ce ₂ O ₃	1,63	0,041	1,9	0,036	0,84	0,020	1,6	1,57	0,039
Pr ₂ O ₃	0,43	0,011	0,7	0,012	0,32	0,008	—	0,28	0,008
Nd ₂ O ₃	2,13	0,052	3,3	0,060	1,04	0,024	0,9	1,52	0,035
Sm ₂ O ₃	1,08	0,025	1,7	0,030	0,55	0,012	—	0,49	0,012
** Eu ₂ O ₃	0,09	0,002	0,4	0,006	< 0,01	0,000	—	—	—
Gd ₂ O ₃	1,45	0,033	2,1	0,036	0,33	0,008	—	0,18	0,004
Tb ₂ O ₃	0,42	0,009	0,3	0,006	0,24	0,004	—	—	—
Dy ₂ O ₃	2,09	0,046	0,9	0,015	1,59	0,036	—	0,22	0,004
Ho ₂ O ₃	0,38	0,008	0,2	0,003	0,03	0,001	—	—	—
Er ₂ O ₃	1,48	0,032	—	—	1,01	0,020	—	0,39	0,008
Tm ₂ O ₃	0,11	0,002	—	—	0,20	0,004	—	—	—
Yb ₂ O ₃	1,24	0,026	—	—	1,03	0,020	—	—	—
Lu ₂ O ₃	0,44	0,009	—	—	0,36	0,008	—	0,04	0,001
ZrO ₂	32,78	1,087	30,8	0,751	30,06	0,968	17,2	35,54	1,050
HfO ₂	0,89	0,017	—	—	0,86	0,016	—	0,55	0,012
UO ₂	0,14	0,022	—	—	1,16	0,016	3,6	0,70	0,001
ThO ₂	0,60	0,009	—	—	2,34	0,036	3,5	1,70	0,023
PbO ₂	0,22	0,004	—	—	2,19	0,040	4,2	0,15	0,004
TiO ₂	27,48	1,406	27,1	1,018	29,62	1,472	22,1	31,57	1,525
** SiO ₂	0,25	0,017	—	—	0,26	0,016	2,0	—	—
** Nb ₂ O ₅	1,62	0,050	—	—	4,34	0,131	7,9	4,80	0,139
** Ta ₂ O ₅	0,16	0,003	—	—	0,40	0,008	—	0,75	0,012
Al ₂ O ₃	0,43	0,035	0,5	0,030	0,67	0,052	—	0,10	0,008
Cr ₂ O ₃	0,24	0,013	0,5	0,021	0,50	0,028	—	—	—
Сумма	99,70	4,017	96,4	4,165	99,25 *	4,006 *	91,0 *	96,85 *	4,037 *
M _I ²⁺ A	0,690	}		0,932	}	0,786	}	1,005	}
B	0,310		0,068	0,214		—0,005			
	1,000		1,000	1,000		1,000			
M _{II} ⁴⁺ C	0,626	}		0,380	}	0,777	}	0,877	}
B	0,374		0,620	0,223		0,123			
	1,000		1,000	1,000		1,000			
M _{III} ⁴⁺ D	1,524	}		1,495	}	1,707	}	1,824	}
Zr	0,493		0,670	0,299		0,213			
	2,017		2,165	2,006		2,037			
Сумма катионов	4,017		4,165		4,006		4,037		

Примечания.

1. Roedder, Weiblen, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1036. Из обломка троктолита в фрагменте брекчии из пробы грунта. * В том числе 0,01% K₂O; содержание катионов K⁺ на 7 ионов кислорода 0,001.
2. Busche et al., *EPSL* 14, 316. Из офитового базальта.
3. Busche et al., *EPSL* 14, 316. Из пробы грунта.
4. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 766. Из морского базальта.
5. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 766. Из морского базальта.
6. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 766. Из морского базальта.
7. Brown et al., *Suppl.* 3, 151. Из базальта. Фаза иттрия.
8. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 766. Из перекристаллизованной брекчии. * Анализ пересчитан, исходя из исправленного значения суммы.
9. Haines et al., *EPSL* 12, 148. Из брекчии. * В том числе 2,2% окислов других р. з. в. Сумма слишком мала, чтобы можно было произвести расчет. Фаза β.
10. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 766. Из массива Арбарастах, Алдан, СССР. * Анализ пересчитан на основании исправленного значения суммы; в том числе 2,78% Fe₂O₃, содержание катионов Fe³⁺ на 7 ионов кислорода 0,135.

та, доставленной «Луной-20», два кристалла цирконолита имеют не темный красновато-бурый цвет, а скорее желтовато-бурый. Предполагается, что различие в окраске объясняется чрезвычайно малой толщиной зерен в этом образце [5].

Литература

1. Busche et al., *EPSL* 14, 317.
2. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
3. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 154.
4. Brown et al., *Suppl.* 3, 149.
5. Roedder, Weiblen, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1042.

Химический состав. Лунный цирконолит имеет довольно постоянный состав. Он в основном состоит из циркона и титана; в меньших, но все же значительных количествах содержатся железо, кальций, иттрий и р. з. э. Эта фаза отличается от силиката — транквилитита, другого лунного минерала, содержащего Zr, Ti и Fe. В цирконолите по сравнению с транквилититом мало (или совсем нет) Si, меньше Fe и больше Zr и Ti.

По данным изучения синтетических фаз со структурой цирконолита и природных земных фаз с тем же химическим составом, было установлено, что все они имеют одну и ту же моноклинную структуру. Состав их описывается обобщенной формулой $M_I^{2+}M_{II}^{4+}M_{III}^{4+}O_7$, где

M_I^{2+} — Fe, Ca и другие второстепенные двухвалентные ионы,

M_{II}^{4+} — Zr^{4+} , в меньшей степени U^{4+} , Th^{4+} и Pb^{4+} ,

M_{III}^{4+} — Ti^{4+} , в меньшей степени Nb^{5+} , Ta^{5+} , Al^{3+} , Cr^{3+} .

Значительная часть присутствующих в цирконолите ионов Y^{3+} и р. з. э. $^{3+}$ распределена поровну между позициями M_I^{2+} и M_{II}^{4+} . (Расчеты для ряда анализов цирконолита приведены в табл. 5-1.) При повышении температуры образования цирконолита вместе с Ti^{4+} в позициях M_{III}^{4+} дополнительно могут размещаться ионы Zr^{4+} . Для синтетических цирконолитов, образовавшихся при 1300 °С, отношение Ti/Zr равно 2,75, а для образовавшихся при 1500 °С отношение Ti/Zr равно 1,31. В лунных цирконолитах отношение Ti/Zr изменяется от 1,07 до 1,52; отсюда, предположительно, температура их образования находится в интервале 1400—1500 °С.

Несмотря на то что большая часть обнаруженных на Луне фаз, имеющих состав, сходный с цирконолитом, может быть рассчитана на формулу типа AB_3O_7 [1], анализ фазы β на такую формулу рассчитан быть не может (табл. 5-1, колонка 9). Фаза β пока считается неизученной, поскольку сумма в анализе слишком мала для его пересчета и цифры получены с невысокой точностью.

Таблица 5-2. Рентгенографические данные для земного цирконолита из массива Арбарастах, Алдан, СССР

Параметры элементарной ячейки, Å

$$a_0 = 12,343$$

$$b_0 = 7,248$$

$$c_0 = 11,470$$

Порошкограмма <i>hkl</i>	<i>d</i> , Å		<i>I</i>	
	измеренное	рассчитанное	измеренное	рассчитанное *
221	2,928	2,931	VS	1818
40 $\bar{2}$	2,899	2,899	VS	875
004	2,818	2,821	W	1069
22 $\bar{3}$	2,513	2,514	M	555
223	2,297	2,296	W	277
60 $\bar{4}$ } 602 }	1,8025	1,8050	M	2
		1,8047		2
134 } 315 }	1,7798	1,7839	W	139
		1,7797		101
Еще не индексировано	1,7751		M	
225	1,7507	1,7519	M	651
44 $\bar{2}$	1,5345	1,5366	W	443
800		1,5178		88
24 $\bar{4}$ } 623 }	1,5148 **	1,5138	M	108
		1,5107		201
22 $\bar{7}$ } 406 }	1,4859	1,4883	W	309
		1,4839		133
442	1,4655	1,4657	W	329
80 $\bar{4}$	1,4505	1,4496	W	42
44 $\bar{6}$	1,2567	1,2569	W	190
84 $\bar{2}$	1,1728	1,1719	W	39
247	1,1522	1,1522	W	6
80 $\bar{8}$	1,1404	1,1403	W	28

SiK $_{\alpha}$ -излучение, $\lambda = 1,5418$.

Примечания.

* Рассчитанные значения интенсивностей получены на монокристалле синтетического цирконолита CaZr_{1,3}Ti_{1,7}O₇. Было замечено, что интенсивности заметно изменяются при изменении состава синтетических цирконолитов, поэтому и не предполагалось, что данные измерений будут близки к расчетным.

** Широкая линия; $d = 1,517$ до $1,512$ Å. Измерения проводились на образце, который в течение нескольких дней нагревали до 800°C в вакууме.
Литература. Данные (любезно предоставленные Дж. Ф. Ловрингом, Мельбурнский университет, Австралия) будут опубликованы в статье Рейда и др. «Характеристика цирконолита (в отличие от циркелита)», которая подготовлена к печати.

(Фаза β может быть, а может и не быть цирконолитом.) Главное значение фазы β в том, что она — основной носитель урана, тория и свинца. Необходимо указать, что земной цирконолит также характеризуется повышенным содержанием урана и тория [2]. Содержание урана в цирконолите из морских базальтов «Аполлона-14» порядка 170 г/т. В неморских базальтах «Аполлона-14» цирконолит содержит урана до 400 г/т [3]. Цирконолит из базальта 75 035 сильно обогащен иттрием, он содержит 12,8% Y_2O_3 [4].

Рентгенографические данные. Результаты рентгенографического исследования земного цирконолита приведены в табл. 5-2. В настоящее время продолжается рентгенографическое исследование [1] зерна цирконолита из морского базальта 10 047,68.

Литература

1. Wark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 764—766.
2. Haines et al., *EPSL* 12, 148—150.
3. Lovering et al., *Suppl.* 3, 289.
4. Meyer, Voctor, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 513—514.

Перовскит $CaTiO_3$ (предположительно)

Предполагается, что водяно-прозрачный изотропный минерал, обнаруженный вместе с троилитом в брекчии 14 315,9, представляет собой перовскит [1]. Никаких подтверждающих это предположение данных не приведено.

Литература

1. Ramdohr, *EPSL* 15, 114.

Неидентифицированные Zr-обогащенные фазы

ОБОГАЩЕННЫЙ ЦИРКОНИЕМ МИНЕРАЛ, СОДЕРЖАЩИЙ ТОРИЙ

Был проведен микронзондовый анализ многочисленных обогащенных цирконом кристаллов микронного размера из брекчии 10 056-46. Возможно, что в этом минерале концентрируется и торий [1]. Предполагается, что эта фаза представляет собой цирконолит, однако имеющихся данных недостаточно для однозначной идентификации.

Литература

1. Richardson et al., *Suppl.* 1, 765—766.

Zr- и Ti-обогащенный минерал. Было высказано предположение, что Zr- и Ti-обогащенный минерал из грубозернистого базальта 10 024,23, возможно, соответствует формуле $ZrTiO_4$ [1]. Данные, подтверждающие это предположение, не приведены.

Литература

1. Kushiro et al., *Sci.* **167**, 160.

Zr-фаза. В пробе мелкозернистого материала 10 084 Zr-фаза с размерами зерен, слишком малыми (0,5 мкм) для проведения анализа, равномерно распределялась в некоторых больших кристаллах пироксена или образовывала около ильменита скопления размером около 10 мкм в диаметре. Эти зерна с ураном до 400 г/т, возможно, являются цирконолитом [1].

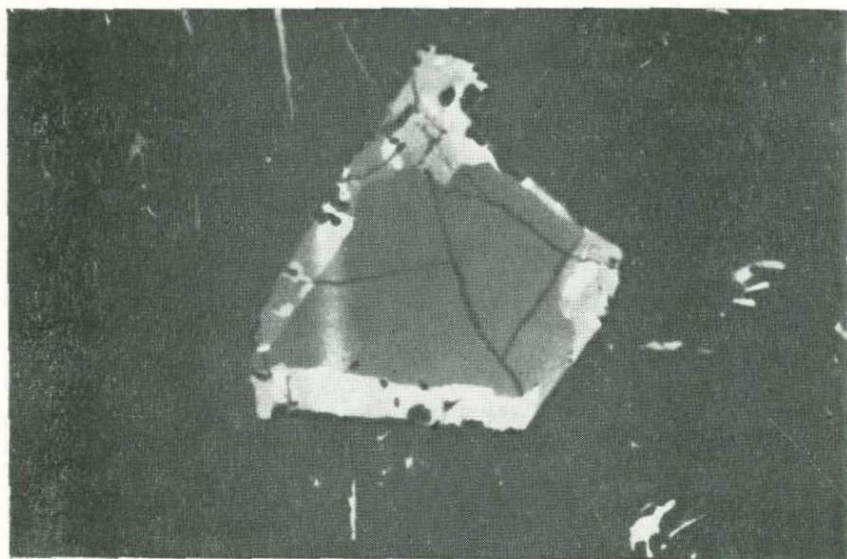
Литература

1. Thiel et al., *EPSL* **16**, 32, 34.

Армолколит

Использованные названия

- «Аносовит»; Ramdohr, El Goresy, *Sci.* **167**, 617.
 Cr-Zr армолколит; Steele, Smith, *Nature* **237**, 105.
 Cr-Zr-Ca армолколит; Haggerty, *Suppl.* **4**, 778.
 Cr-Zr-Ca-обогащенный армолколит; Haggerty, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 329.
 Cr-Zr-p. з. э. армолколит; Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174.
 Ферро-армолколит; Anderson et al., *Suppl.* **1**, 55—56.
 «Ферропсевдобрукит»; Keil et al., *Sci.* **167**, 597.
 Магниевый армолколит; Anderson et al., *Suppl.* **1**, 55.
 Магниевый ферропсевдобрукит; Cameron, *Suppl.* **1**, 221.
 Ортоармолколит; Haggerty, *Suppl.* **4**, 778.
 Пара-армолколит; Haggerty, *Suppl.* **4**, 778.
 Фаза X (по Брауну); Brown et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 95.
 Псевдо-армолколит; Christophe-Michel-Lévy et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 137.
 Ti-Fe-Zr-фаза; Steele, Smith, *Nature* **237**, 106.
 Циркониевый армолколит; Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 1025.
 Zr армолколит; Haggerty, *Suppl.* **4**, 778.



~10 МКМ

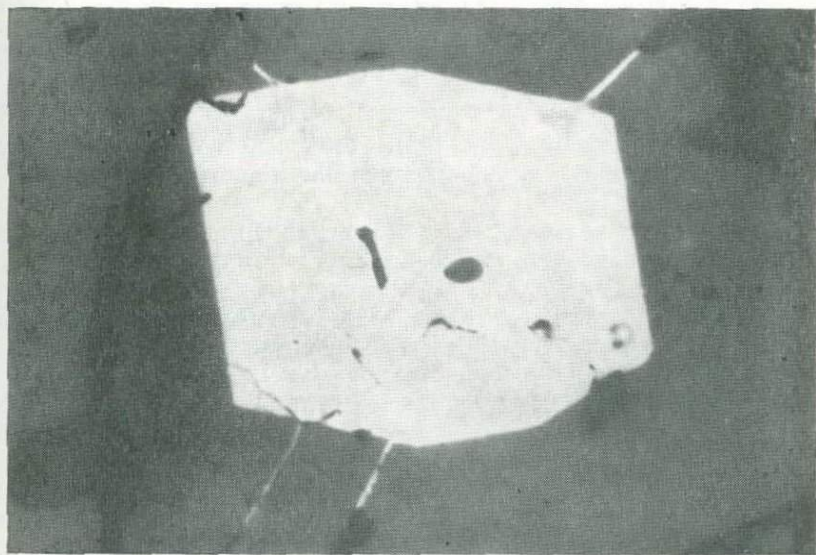
Фиг. 5-2. Армоколлитовое ядро (темно-серое), покрытое ильменитом.

Армоколлит, новый лунный минерал, родственный земным минералам из серии псевдобрукита, был одновременно обнаружен несколькими исследователями. Название минерала составлено из начальных букв имен трех астронавтов — Армстронга, Олдрина и Коллинза, собравших образцы во время экспедиции «Аполлона-11» и доставивших их на Землю.

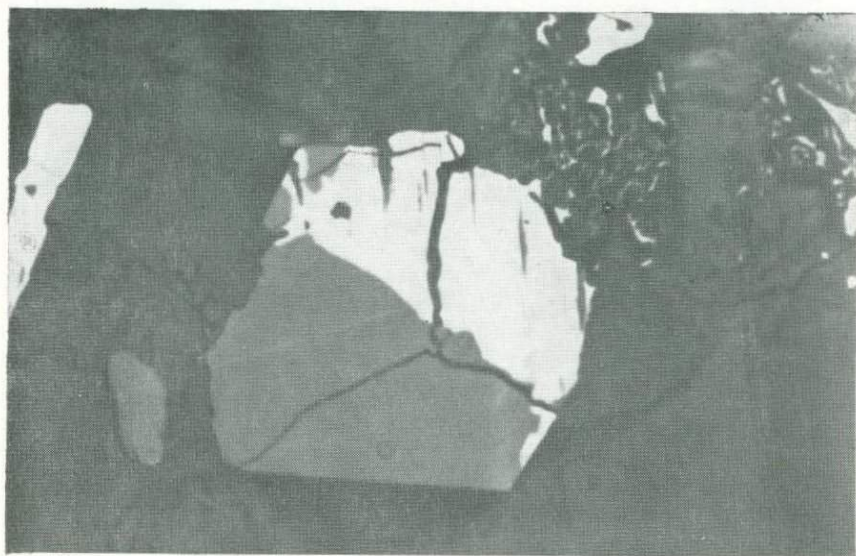
Условия нахождения и формы выделения. В образцах «Аполлона-11» армоколлит чаще всего встречается в мелкозернистых базальтах вместе с самородным железом [1]. То обстоятельство, что армоколлит обычно встречается в виде мелких зерен в центральной части ильменита (фиг. 5-2), наводит на мысль, что армоколлит был первичным минералом и кристаллизовался одним из первых [2]. Наиболее рано выделившиеся отдельные незамещенные кристаллы или зерна, обранные Mg-ильменитом в результате взаимодействия с жидкостью при высоких температурах, были названы орто-армоколлитом [3]. При охлаждении армоколлит быстро вступает в реакцию с ильменитом; сохранность армоколлита свидетельствует о том, что охлаждение пород происходило очень быстро [4]. Можно наблюдать все стадии замещения армоколлитового ядра



Фиг. 5-3. Армоколлит (темно-серые ядра), частично замещенный пльменитом (более светло-серое).
В масляной иммерсии. $\times 725$. *Suppl.* 1, 234.



Фиг. 5-4. Распад армоколлита на пльменит и рутил с сохранением первоначальной морфологии армоколлита.



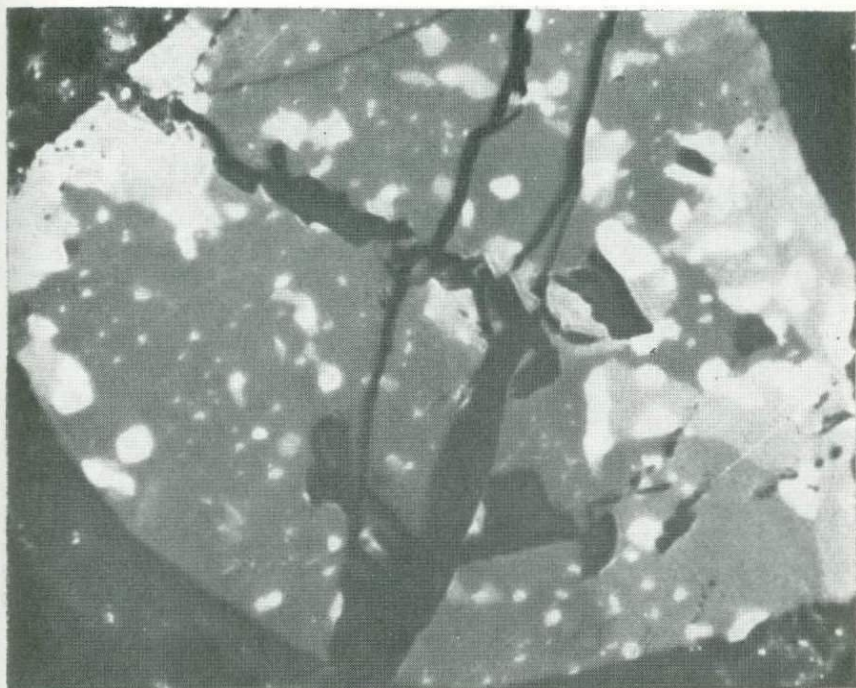
~500 МКМ

Фиг. 5-5. В базальте 70 035 гипидiomорфный кристалл возможного псевдоморфоза агрегата ильменита, рутила и хромита по ранее существовавшему минералу.

Половина кристалла состоит из параармолколита (серое), вторая половина — из ильменита (светло-серое) с пластинками и капельками рутила (белое) и ориентированными столбиками хромита (темно-серое). *Nature* 242, 125.

ильменитовой каемкой (фиг. 5-3). Конечный результат замещения — псевдоморфоза ильменита по армолколиту (фиг. 5-4, 5-5 и 5-6).

Другая разновидность, названная параармолколитом, также встречается в виде отдельных кристаллов или каемок на рано образовавшемся ильмените. Были высказаны предположения, что параармолколит — это новая полиморфная модификация $(\text{Fe, Mg})\text{Ti}_2\text{O}_5$ или что двухфазная ассоциация ильменит — армолколит образовалась в результате разложения существовавшего ранее минерала, промежуточного по составу между изоморфной серией армолколита и ильменита — гейкилита [3]. Возможно, однако, что термины *орто*- и *пара*- относятся просто к армолколитам, образовавшимся в два разных периода в парагенетической последовательности. Любые мельчайшие оптические и химические их различия рассматриваются как непрерывные; по-видимому, они являются следствием фракционной кристаллизации. По имеющимся данным существенных различий между этими двумя



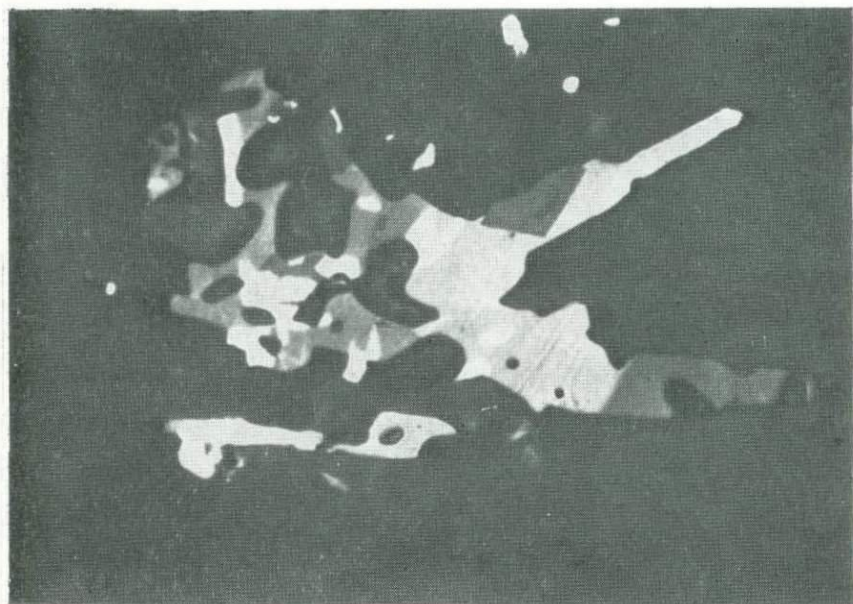
—~100 МКМ

Фиг. 5-6. Микробрекчия 14 321. Армолокрит первого типа частично разложился на рутил (белое) и магнетит (серое).

С агрегатом, образовавшимся при распаде, ассоциировались более крупные округлые кристаллы хромита (черное). *Suppl.* 4, 781.

«типами» пет. Кристаллизация, судя по всему, происходила быстро, и различия в составе определялись скорее локальными неоднородностями в исходном растворе, чем четко выраженным фракционированием [6]. Как орто-, так и параармоколиты встречаются главным образом в морских базальтах [3].

Другая разновидность армоколита, Zr-армолокрит, представляет собой непрозрачный окисел, преобладающий в двух частицах из пробы грунта 15 102,12; эта разновидность присутствует так же, как основной Zr-содержащий окисел в полевошпатовом базальте 61 156. Она часто встречается совместно с другой разновидностью — Cr-Zr-Ca-армоколитом (фиг. 5-7) [3]. Последний, впервые обнаруженный в образцах «Аполлона-14», предположительно был назван «псевдоармоколитом» [7], но Комиссия ММА по номенклатуре новых минералов это название не утвердила [8].



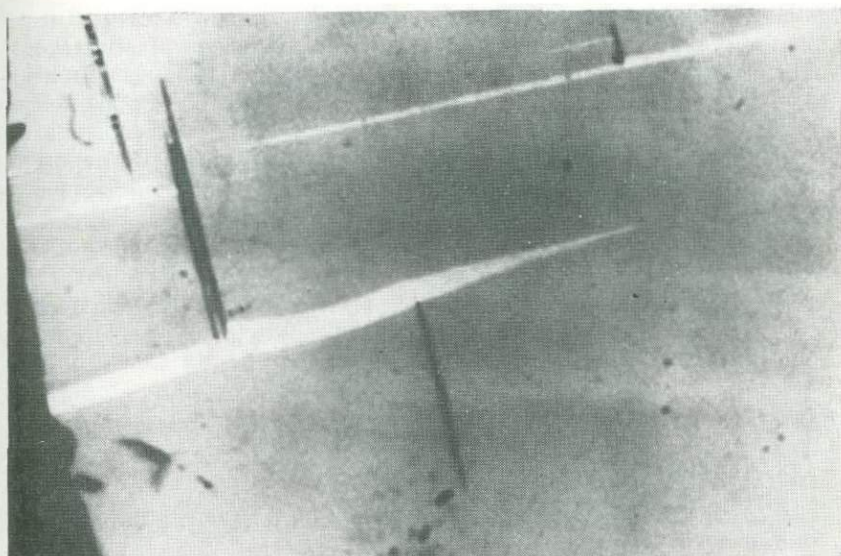
~100 мкм

Фиг. 5-7. Сложный, неправильной формы агрегат окислов, состоящий из Cr-Zr-Ca-армолколита второго типа (серое), магниевого ильменита (светло-серое), хромита (темно-серое), рутила (белое) и ярких крапинок металлического железа.

Suppl. 4, 786. ;

Этот минерал, обнаруженный в пробе мелкозернистого материала 14 003-47, был включен в очень сильно пузыристый, шлакоподобный материал. В шлифе зерно Cr-Zr-Ca-армолколита имело около 30 мкм в поперечнике и было окружено ильменитом [7]. Как Zr-армолколит, так и Cr-Zr-Ca-армолколит встречаются в пеморских базальтах с высоким содержанием полевого шпата [3]. В раздробленных образцах дунита 72 415,11 и 72 415,12 редкие зерна Cr-Zr-Ca-армолколита встречаются совместно с металлическим железом, троилитом и витлокитом [9]. Эта ассоциация необычна, так как армолколит — ранний минерал, тогда как витлокит обычно образуется на поздней стадии.

Зерна армолколита часто встречаются в виде скоплений; они по большей части прямоугольные, с наибольшим размером в длину от 100 до 300 мкм; зерна почти всегда однородны, на них не видно следов распада твердого раствора, каких-либо изменений или зональности [4]. По краям таблитчатых и скелетных кристаллов наблюдались явления замещения магниевым ильменитом [10]. В не-



Фиг. 5-8. Пластинки армоколита толщиной 5 мкм в магниевом ильмените.
 × 1350. *Suppl. 1, 209.*]

скольких кристаллах магниевом ильменита из крупнозернистого базальта 10 045-35 содержатся голубоватые пластинки армоколита — продукт распада твердого раствора (фиг. 5-8) [11].

Явная стабильность армоколита в ассоциации с обогащенными магнием силикатами позволяет предположить, что это устойчивая окисная фаза лунной коры, если последняя состоит из обогащенных магнием мафических минералов. Возможно, что ранняя кристаллизация армоколита способствовала концентрации титана в лунной коре в период ранней лунной дифференциации [12].

Литература

1. Anderson et al., *Suppl. 1*, 56.
2. Haggerty et al., *Suppl. 1*, 521.
3. Haggerty, *Suppl. 4*, 778—795.
4. Chao et al., *Suppl. 1*, 292.
5. Cameron, *Suppl. 1*, 235.
6. Taylor, Williams, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 784.
7. Christophe-Michel-Lévy et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 138.
8. Steele, Smith, *Nature* 237, 106.
9. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.* 3.
10. Agrell et al., *Suppl. 1*, 112.
11. Brown et al., *Suppl. 1*, 205.
12. Steel et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 730.

Оптические свойства. Армоколлит непрозрачный, сине-серый в отраженном свете, с отчетливо выраженной анизотропией. Плеохроизм от бледно-серого до темного сине-серого [1]. Параармоколлит описан как коричневый в отраженном свете [2]. В пробе мелкозернистого материала 14 003-47 Cr-Zr-Ca-армоколлит серый с более слабым буроватым оттенком, чем у ильменита. Измеренная отражательная способность аналогична отражательной способности ильменита [3]. Cr-Zr-Ca-армоколлит из КРЕЕР-базальта 14 310 темно-бурый [4], а в пробе грунта, отобранного «Лунной-20», обнаружено два темно-зеленых зерна той же разновидности армоколлита [5]. Отражательная способность и микротвердость (т. е. твердость, выявляемая при полировке [6]) меньше, чем у ильменита [1].

Литература

1. Anderson et al., *Suppl.* 1, 56.
2. Haggerty, *Suppl.* 4, 778.
3. Christophe-Michel-Lévy et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 138.
4. Brown et al., *Supp.* 3, 149.
5. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1025.
6. Cameron, *Suppl.* 1, 235.

Химический состав. Армоколлит можно рассматривать как железистый аналог земного кеннедитита $Fe_2MgTi_3O_{10}$. Кеннедитит изоструктурен с псевдобрукитом, в нем содержится 28,77% Fe_2O_3 и 60,33% TiO_2 . Содержание MgO в кеннедитите примерно такое же (6,45%), как в армоколлите, но армоколлит отличается более высоким содержанием TiO_2 и отсутствием Fe_2O_3 [1]. В брекчии 10 059 была обнаружена ранняя темная сине-сероватая фаза, окруженная ильменитом и выделившаяся в виде пластинок, параллельных (0001) ильменита. Эта фаза была условно названа аносовитом [2]. Однако в земных условиях аносовит Ti_3O_5 встречается только в титансодержащих доменных шлаках и не относится к минералам. Формы выделения, цвет и химический состав так называемого лунного аносовита указывают на то, что это армоколлит.

По химическому составу в лунных образцах в настоящее время различают три типа армоколлита. К первому типу относятся вышеописанные орто- и параармоколлит. Эта группа включает средние члены серии твердых растворов $FeTi_2O_5 - MgTi_2O_5$ [3]. Почти во всех армоколлитах первого типа содержание FeO изменяется примерно от 11 до 18%, MgO — от 5 до 8%, ZrO_2 нет, а если он встречается, то лишь в виде следов, CaO изменяется от 0,00% до примерно 0,4%. С увеличением количества FeO (максимальное содержание FeO 23,5%; табл. 5-3, колонка 1) содержание MgO уменьшается; эта разновидность была названа ферроармоколлитом. В брекчии «Аполлона-15» (табл. 5-3, колонка 6) был обнару-

жен магнезиевый армолколлит (13,1% MgO [4]). Зональность встречается в армолколлитах редко, однако в микрогаббро 10 072-49 продолговатое включение армолколлита в ильмените, частично соприкасающееся с клинопироксеном, зонально, причем в центральной части содержится больше магния и хрома и меньше железа, чем у краев (табл. 5-3, колонки 3 и 4) [5].

Армолколлит второго типа — это уже упоминавшийся выше Cr-Zr-Ca-армолколлит. Он характеризуется высоким содержанием ZrO_2 (от 4 до 6,5%), Cr_2O_3 (до 11,6%) и $\sim 3-4\%$ CaO (табл. 5-3, колонки 9-13). Zr, Cr и Ca замещают Ti, Fe и Mg следующим образом [3]: Ca^{2+} замещает $(Fe, Mg)^{2+}$, Zr^{4+} замещает Ti^{4+} , $2Cr^{3+}$ замещает $(Fe, Mg)^{2+} + Ti^{4+}$.

Направивается предположение о попарно-перекрестном замещении в нескольких позициях, но действительный механизм замещения еще не выяснен.

Третий тип армолколлита — Zr-армолколлит. Он по своему составу занимает промежуточное место между первыми двумя. В Zr-армолколлите содержание CaO невелико (менее 1%), Cr_2O_3 также мало (около 1,5%), но ZrO_2 колеблется примерно от 2 до 4% (табл. 5-3, колонки 7 и 8). Почти во всех армолколлитах, к какому бы типу они не принадлежали, есть Nb_2O_5 , Y_2O_3 и (или) р. з. α_2O_3 ; количество этих компонентов изменяется от десятых долей процента до $\sim 1,5\%$ [3].

Армолколлит первого типа всегда встречается в ассоциации простых окислов (т. е. армолколлит — ильменит). Армолколлиты второго и третьего типов образуют отдельные зерна или тесное срастание со сложным минеральным комплексом, включающим ильменит, бадделейт, цирконолит, рутил, хромит, троилит и металлическое железо. В полевошпатовом базальте 61 156,5 сложная природа сростков окислов наводит на мысль о том, что они скорее всего представляют собой результат частичного или полного разложения либо Cr-Zr-Ca-армолколлита, либо ранее существовавшего неизвестного минерала или минерального комплекса. Присутствие в пробе грунта 15 102 дополнительной неидентифицированной фазы (обозначенной как фаза Z_1 , табл. 5-3, колонка 14) дает новую пищу для размышлений: фаза Z_1 может быть последним не изменившимся остатком ранее существовавшего минерального комплекса. Но возможно, что есть особый смысл в наблюдаемой закономерности изменения состава: от армолколлита первого типа через промежуточный Zr-армолколлит к Cr-Zr-Ca-армолколлиту и далее — через фазу Z_1 к цирконолиту. Если Cr-Zr-Ca-армолколлит по составу сходен с цирконолитом, то потребуются пересмотреть правомерность применения названия «армолколлит» для описания промежуточных минералов этой серии [3]. Необходимы дальнейшие исследования, в первую очередь рентгеноструктурные.

Таблица 5-3. Анализы армолколита и фазы Z_1

	1	2	3		4	5	6
	10 045	«Луна-20» 22 003,2	10 072-49		10 065, 15-1а	15 445,10	
			кайма	ядро			
SiO ₂	0,16	0,47	0,08	0,09	0,20	—	
Al ₂ O ₃	3,05	0,70	1,53	1,62	2,14	—	
Cr ₂ O ₃	1,27	1,68	1,40	1,94	2,43	0,5	
TiO ₂	66,1	69,6	73,0	74,0	75,31	76,9	
FeO	23,5	20,2	19,5	16,2	12,75	9,6	
MgO	4,70	6,0	5,07	6,84	7,89	13,1	
MnO	0,34	—	0,13	0,11	0,11	—	
CaO	—	0,41	0,03	0,02	0,14	<0,1	
ZrO ₂	—	0,19	—	—	—	<0,1	
Сумма	99,12	99,33*	100,74	100,82	100,97	100,1*	

Примечания.

1. Brown et al., *Suppl.* 1, 202. Из мелкозернистого базальта. Ферроармолколит.
2. Brett et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 769. Из пробы грубозернистого грунта.
3. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619. Из мелкозернистого базальта. Зональный кри
4. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619. Из мелкозернистого базальта. Зональный кри
5. Agrell et al., *Suppl.* 1, 111. Из брекчии. Армолколит.
6. Anderson, *J. Geol.* 81, 221. Из брекчии. * В том числе до 0,01% Y₂O₃. Магниевый
7. Haggerty, *Suppl.* 4, 789. Из обломка с большим количеством плагиоклаза. * В том
8. Haggerty, *Suppl.* 4, 789. Из пробы грунта. * В том числе 0,58% Nb₂O₅ и 0,53%
9. Brown et al., *Suppl.* 4, 508. Из обогащенного плагиоклазом троктолита. * В том
10. Helz, Appleman, *Suppl.* 4, 654. Из аортозитового габбро. * Малая сумма объяснение ZrO₂ от 5 до 6%, то это — Cr-Zr-Ca-армолколит.
11. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 91. Из пробы грунта. * В том числе 0,37%
12. Ridley et al., *J. Geol.* 81, 623. Из брекчии. Cr-Zr-Ca-армолколит.
13. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1015. Из пробы мелкозернистого грунта.
14. Haggerty, *Apollo 15 Lunar Samples*, 91. Из пробы грунта. * В том числе 0,25%

Рентгенографические данные. При сравнении межплоскостных расстояний и параметров элементарной ячейки армолколита и кенедиита обнаружено сходство их структур (табл. 5-4). Теоретическое значение плотности армолколита 4,94. Это значение получено для синтетического армолколита Fe_{0,5}Mg_{0,5}Ti₂O₅; расчет проводится на основании объема элементарной ячейки [1].

7	8	9	10	11	12	13	14
61 156,5	15 102,12	60 335	68 415,137	15 102	15 445	«Луна-20» 22 001,16	15 102,12
0,23	0,23	0,2	—	0,23	—	0,27	0,24
0,94	0,97	1,2	1,89	1,49	1,6	1,48	0,15
1,49	1,49	3,8	3,41	10,31	11,3	7,67	0,29
71,84	68,16	71,1	70,18	66,52	64,2	65,42	42,26
14,08	17,33	11,9	13,9	9,33	8,5	10,66	22,02
8,80	6,78	1,7	0,97	2,31	2,1	1,98	4,33
0,08	0,02	0,3	0,23	0,13	—	0,10	0,30
0,33	0,35	3,1	4,31	3,40	4,0	3,40	0,32
2,76	3,92	4,8	Не после- довалось	6,01	6,4	6,55	30,17
100,75 *	100,36 *	99,6 *	94,89 *	100,10 *	98,1	97,53	100,33 *

* В том числе 0,08% Ce_2O_3 . Ферроармолколлит.
стали армолколита: ферроармолколлитовая наемка.
стали армолколита: армолколлитовое ядро.

армолколлит.

числе 0,20% Nb_2O_5 и до 0,01% Y_2O_3 . Zr-армолколлит.

Y_2O_3 . Zr-армолколлит.

числе 1,5% р. з. з. zO_3 (в основном Ce_2O_3). Cr-Zr-Ca-армолколлит.

няется тем, что не проанализировано содержание ZrO_2 . Если предположить, что содер-

Nb_2O_5 . Cr-Zr-Ca-армолколлит.

Cr-Zr-Ca-армолколлит.

Nb_2O_5 . Фаза Zr.

Литература

1. Anderson et al., *Suppl.* 1, 61.
2. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
3. Haggerty, *Suppl.* 4, 778, 795.
4. Anderson, *J. Geol.* 81, 219, 221.
5. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619—621.

Таблица 5-4. Рентгенографические данные для искусственного и лунного армолколита и земного кеннедита, полученные с использованием Fe-излучения и Mn-фильтра

Порошкограмма <i>hkl</i>	1		<i>I</i>	2		<i>I</i>	3		
	<i>d</i>			<i>d</i>			<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
	измеренное	рассчитанное		измеренное	рассчитанное				
020	5,019	5,024	40	—	—	—	—	—	
200	4,879	4,876	80	—	—	—	200	4,88	80
101,220	3,493	3,499	100	3,468	3,483	100	101,220	3,485	100
—	—	—	—	—	—	—	121	2,855	20
230	2,762	2,761	80	2,763	2,755	25	230	2,743	80
301	2,452	2,452	10	2,454	2,452	25	301	2,450	60
400	2,438	2,438	5	—	—	—	—	—	—
131	2,415	2,416	10	2,414	2,428	10	131	2,403	40
240	2,233	2,233	15	2,235	2,228	15	240	2,217	40
420	2,194	2,193	4	2,199	2,191	15	321	2,195	40
430	1,972	1,971	17	1,958	1,968	80	331	1,970	60
—	—	—	—	—	—	—	002	1,865	80
250	1,858	1,858	8	—	—	—	250	1,843	40
341	1,755	1,755	8	1,751	1,752	10	022	1,746	40
060	1,675	1,675	10	1,669	1,669	10	060	1,661	40
521	1,634	1,635	28	1,632	1,634	10	—	—	—
600	1,625	1,625	13	—	—	—	600	1,631	40

Параметры элементарной ячейки, Å

a_0	$9,752 \pm 0,003$	$9,743 \pm 0,03$	9,77
b_0	$10,048 \pm 0,003$	$10,024 \pm 0,02$	0,95
c_0	$3,736 \pm 0,004$	$3,738 \pm 0,03$	3,77

Примечания.

1. Anderson et al., *Suppl.* 1, 61. Искусственный армолколит.
2. Anderson et al., *Suppl.* 1, 61. Лунный армолколит.
3. Von Knorring, Cox, *Mineral. Mag.* 32. Земной кеннедит 680.

Карбонаты и фосфаты

Карбонаты: арагонит (предположительно) и кальцит (сомнительный)

АРАГОНИТ CaCO_3 (предположительно)

Условия нахождения и формы выделения. В контейнере, в котором находились кристаллы плагиоклаза и других минералов, был обнаружен продолговатый обломок [1]. Полагают, что этот обломок высвободился из пустотки среднезернистого базальта 10 058 [2]. Он мог быть занесен извне или же образоваться из углеродистого хондрита [1].

Оптические свойства. Обломок розового цвета [1].

Рентгенографические данные. Согласно рентгенографическому исследованию, этот обломок представляет собой агрегат неориентированных кристаллитов арагонита [1].

Литература

1. Gay et al., *Suppl.* 1, 484.
2. Agrell et al., *Suppl.* 1, 97.

КАЛЬЦИТ CaCO_3 (сомнительный)

Как сообщалось, кальцит встречен в пробах грунта, доставленных «Аполлоном-11». Никаких дополнительных данных не приводилось. Возможно, что это сообщение относилось к упомянутому выше арагониту.

Литература

1. Agrell, *Nature* 225, 325.

НЕИЗВЕСТНЫЙ КАРБОНАТ

В пробе грунта 66 081 обнаружен обломок, который может быть карбонатом, содержащим 57 % CaO. Известно, что в CaCO_3 содержится 56 % CaO [1].

Литература

1. Taylor, Carter, *Suppl.* 4, 302.

Фосфаты:

апатит, неидентифицированные апатитоподобные фазы, витлокит, неидентифицированные витлокитоподобные фазы, монацит и, предположительно, ферингтонит

Небольшие зерна минералов-фосфатов типичны для лунных пород; обычно они ассоциируются с находящейся в интерстициях фазой, обогащенной калием и пироксферроитом [1]. Обнаружены редкие аксессуарии — апатит и витлокит. Отмечено также несколько других фаз — фосфатов кальция; эти фазы, возможно, представляют собой апатит или витлокит. В грубозернистом базальте, доставленном «Аполлоном-11», было обнаружено одно зерно монацита [2]. По-видимому, магниевый ортофосфат из шпинелевого троктолита 65 785 представляет собой ферингтонит [3]. Присутствие фосфата — графтонита сомнительно.

В образце Luyu Rock I (10 085-LR № 1), доставленном «Аполлоном-11», витлокита больше, чем апатита, и оба эти минерала встречаются в виде продолговатых зерен размерами приблизительно $2 - 5 \times 5 - 20$ мкм [1]. В некоторых породах, таких, как КРЕЕР-обогащенная порода 65 015, апатита нет, хотя витлокита в них много; весьма вероятно, что апатит превратился в витлокит в процессе метаморфической перекристаллизации [4].

Если фосфатов в меланократовой части породы и мало, все же они встречаются по всей массе образца 12 013, представляющего собой смесь светлой и темной брекчии, которая, как полагают, когда-то была пропитана жидкой «гранитной» составляющей. В этой брекчии фосфаты представлены в виде сростков фазы с высоким содержанием кальция (хлорофторapatит) и фазы с его более низким содержанием (витлокит). Контакт между этими двумя минералами четкий и прямолинейный. Крупных зерен, по которым можно было бы определить, образует ли один из фосфатов внутреннюю зону, а другой — внешнюю, не встречено, однако на примере многих других зерен видно, что витлокит частично включает апатит. Такие взаимоотношения можно объяснить тем, что витлокит обрамляет зерна апатита [5]. В базальтовой породе 14 276 [13]

апатит встречается в мезостазице в виде характерных игл длиной от 0,05 до 0,07 мм; кроме того, исследованиями на электронно-сканирующем микроскопе установлено, что отдельные зерна апатита могут находиться внутри витлокита [6]. Как апатит, так и витлокит являются поздними образованиями, встречающимися вместе с кристаллизующимися на последних стадиях ильменитом и фаялитом.

Литература

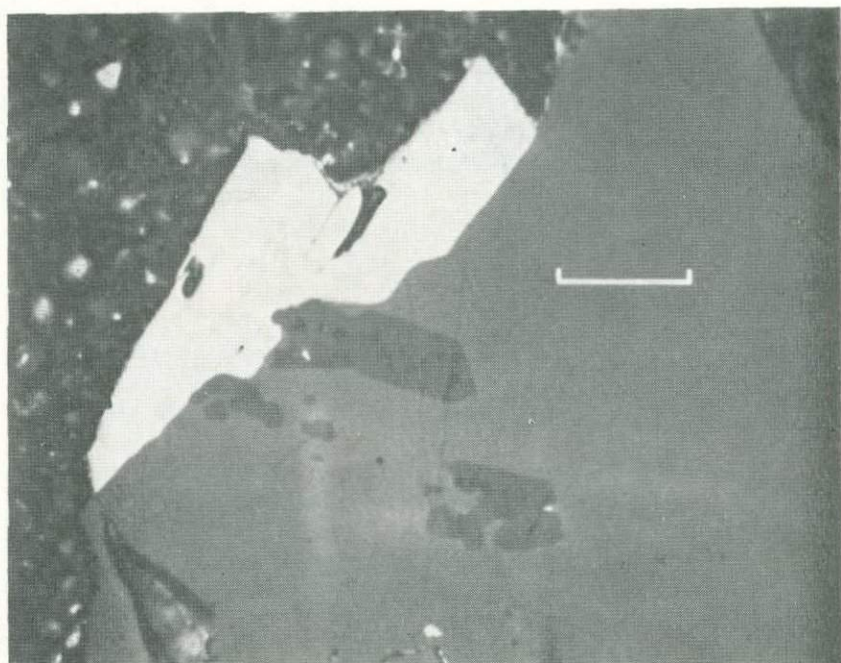
1. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 139—140.
2. Lovering et al., *EPSL* 21, 164—168.
3. Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174.
4. Albee et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 24—26.
5. Drake et al., *EPSL* 9, 106, 121.
6. Gancarz et al., *EPSL* 16, 321.

АПАТИТ $(\text{Ca}, \text{X})_5(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4)_3(\text{F}, \text{Cl})$

Использованные названия

- Хлорапатит; Keil et al., *Suppl.* 1, 565.
 Хлорофторапатит; Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 135.
 Хлорсодержащий фторапатит; Keil et al., *Suppl.* 2, 232.
 Фтор-хлорапатит; Fuchs, *Suppl.* 1, 477.
 Фторапатит; Fuchs, *Suppl.* 1, 475—477.
 Цериевый фторапатит; Bunch et al., *Meteorit.* 7, 246.
 Се-апатит; Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
 Минерал В (Рамдор); Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
 Фаза D (отчасти); Lovering, Ware, *Suppl.* 2, 156.
 Са-Fe-фосфат (отчасти); Jedwab, *Apollo 15 Lunar Samples*, 108.

Условия нахождения и формы выделения. Апатит встречается в виде продолговатых зерен [1], гексагональных призм [2] и небольших игл (150×10 мкм) [3]. В зернистых участках интерстиций мелкозернистого базальта 10 017 [4] и среднезернистого базальта 10 058 кристаллы апатита имеют размеры порядка всего нескольких микронов и встречаются вместе с бурьми иглами (предполагаемого) рутила [5]. Апатит также наблюдался в виде неправильных включений в мелких червеобразных пустотках в силикатах — пироксене, пироксферроите (фиг. 6-1), кристобалите, тридимите и плагиоклазе [6]. В грубозернистом базальте 10 047 вместе с кристобалитом и тридимитом присутствуют иглы апатита длиной до 1,5 мм [7]. Апатит обычно ассоциируется с пироксферроитом; в грубозернистом базальте 10 044 включения фторапатита в пироксферроите составляют около 5% всего объема минерала. В этом случае апа-



Фиг. 6-1. Идиоморфные и псевдоморфные кристаллы фторапатита (темно-серое в центре фотографии), включенные в зерно пироксферрита (светло-серая область). Белые зерна — ильменит. Пестрая темно-серая область — связка. Масштабная линейка = 25 мкм.

тит образует идиоморфные кристаллы размерами до 100×25 мкм [4]. Среди редких поздних минералов, входящих в состав микрогаббро 12 039 [8], встречается цериевый фторапатит.

Из всех минералов, обнаруженных в виде кристаллов, выполняющих пустоты в высокометаморфизованных или перекристаллизованных брекчиях сбора «Аполлона-14», кристаллы апатита имеют наиболее совершенную форму и концентрируются преимущественно в пустотах по сравнению с основной массой брекчий (фиг. 6-2). На кристаллах постоянно наблюдаются призмы первого $\{1010\}$ и второго $\{11\bar{2}0\}$ порядков; гексагональные дипирамиды $\{hh^k/_{21}\}$ первого, второго и третьего порядков и основные пинакоиды $\{0001\}$. Эти кристаллы, по-видимому, наиболее поздние и встречаются только на подложке из плагиоклаза или пироксена (фиг. 6-3) [9].

Оптические свойства. Апатит бесцветен, однако возможно, что несколько обнаруженных в грубозернистом базальте 10 044 лилова-



—~25 мкм—

Фиг. 6-2. Друза кристаллов апатита.

Фотография получена при помощи сканирующего электронного микроскопа; снимок НАСА, S-72-17292.

тых кристаллов, встреченных в виде включений в кристобалите, являются апатитом. Никаких дополнительных данных о химическом составе этих кристаллов не приведено [10]. Средний показатель преломления 1,644 [11].

Химический состав. Большая часть лунных апатитов представляет собой фторапатиты, хотя обычно в их составе присутствует также в некотором количестве хлор; во многих случаях содержание хлора в них достаточно велико, чтобы можно было называть эту разновидность хлорофторапатитом (табл. 6-1, колонки 6, 9 и 11) [1]. В медкозернистом базальте 10 045-29 в зерне апатита, содержащем 0,34% Cl, не был обнаружен фтор [7]; эта разновидность описана как хлорапатит [12]. Земные хлорсодержащие апатиты характерны для высокотемпературных месторождений, а апатиты из метеоритов представлены исключительно хлорапатитом. По-

Таблица 6-1. Анализы апатитов

	1	2	3	4	5	6
	10 085-1-11	10 044		10 044-30	IV 12 013,10	
SiO ₂	1,9	2,3	2,2	1,2	—	1,38
Al ₂ O ₃	< s *	—	—	< s	—	0,04
FeO	1,7	1,5	1,5	1,9	—	0,35
MgO	< s	—	—	< s	0,24	0,11
CaO	51,7	52,1	52,5	52,2	53,96	52,14
Na ₂ O	< s	—	—	< s	0,02	0,10
K ₂ O	< 0,1	—	—	< s	—	—
P ₂ O ₅	38,4	38,7	39,0	39,3	39,30	39,40
Cl	0,1	0,03	0,03	< 0,1	—	1,38
F	3,3	3,3	3,3	3,4	2,95	2,59
Y ₂ O ₃	1,9	1,2	—	1,3	2,38	0,81
Ce ₂ O ₃	—	0,77	—	—	—	0,66
CeO ₂	0,5	—	—	0,4	—	—
La ₂ O ₃	—	0,21	—	< s	—	0,28
Nd ₂ O ₃	~ 0,5	0,56	—	~ 0,4	—	—
Примерная сумма	99,4	101,67 *	98,53	100,1	98,85	99,24
F, Cl≡0	—	1,4	1,4	—	—	—
Сумма	—	100,27	97,13	—	—	—

* < s — ниже чувствительности сканирующего микрозонда.

Примечания.

1. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140. Из обломка грубозернистого базальта в грубой фракции.
2. Fuchs, *Suppl.* 1, 477. Из грубозернистого базальта. Среднее по анализам четырех зерен.
3. Fuchs, *Suppl.* 1, 477. Из грубозернистого базальта. Среднее по анализам трех зерен.
4. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140. Из грубозернистого базальта.
5. Sellers et al., *Suppl.* 2, 671. Из мелкозернистого материала сбора «Аполлона-12».
6. Lunatic Asylum, *EPSL* 9, 142. Из разнородной брекчии. Хлорфторапатит.
7. Keil et al., *Suppl.* 2, 232. Из обломка в рыхлом мелкозернистом материале. Среднее по анализам пяти зерен.
8. Griffin et al., *EPSL* 15, 55. Из KREEP-базальта. Среднее по анализам пяти зерен (танное).
9. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140. Из нестрого серого обломка базальта в пробе грунта. апатит.
10. Gancarz et al., *EPSL* 12, 9. Из обломка базальта в грубой фракции мелкозернистого базальта.
11. Brown et al., *Suppl.* 2, 595. Из пикритового базальта. Хлорфторапатит.
12. Griffin et al., *EPSL* 15, 55. Из Эггардена. Норвегия. * В том числе 0,04% Pr₂O₃.
13. Palache et al., *Dana VII*, 2, 883. Из Фарадей-Тауншипа, Онтарио. * В том числе

следние, однако, содержат несколько меньше кремния, чем апатиты, доставленные «Аполлоном-11», что может быть связано с различиями в содержании р. з. э. Земные фторапатиты из щелочных изверженных пород, пегматитов и пустот в железорудных образованиях всегда обогащены р. з. э., но в основных извержен-

7	8	9	10	11	12	13
12 039,3	14 310	14 085-LR № 1	14 001,7,3	12 040	земные апатиты	
—	1,22	0,93	0,40	0,21	0,20	—
0,49	—	0,14	< 0,01	—	—	0,24
—	0,70	0,59	0,01	—	0,05	0,14
0,05	0,10	0,23	< 0,01	0,15	0,04	—
52,80	51,3	52,45	53,95	54,18	53,1	55,16
0,20	< 0,01	0,14	< 0,01	—	< 0,01	—
0,05	—	0,15	—	—	—	—
39,60	39,8	40,0	40,56	42,17	41,4	41,30
0,30	0,29	1,14	0,04	1,94	1,60	0,09
2,50	3,35	3,13	3,96	2,70	0,29	3,67
—	0,57	0,13	0,20	0,35	0,27	—
2,60	0,51	—	< 0,01	0,15	0,24	—
—	—	0,05	—	—	—	—
0,90	0,31	0,09	< 0,01	—	0,01	—
1,40	0,52	0,20	< 0,01	—	0,14	—
101,39*	99,10*	99,49*	99,12	101,85	97,53*	102,14*
1,13	1,47			1,58	0,48	1,56
100,26	97,63			100,27	97,05	100,58

ции мелкозернистого материала.

зерен. * В том числе 0,14% Pr₂O₃, 0,20% Sm₂O₃ и 0,66% Gd₂O₃.

извлеченного двойной колонковой трубкой.

по анализам двух зерен. * В том числе 0,50% Pr₂O₃. Перивевый фторанатит.

* В том числе < 0,01% MnO, 0,09% Pr₂O₃, 0,14% Sm₂O₃ и 0,08% H₂O (только расчи-

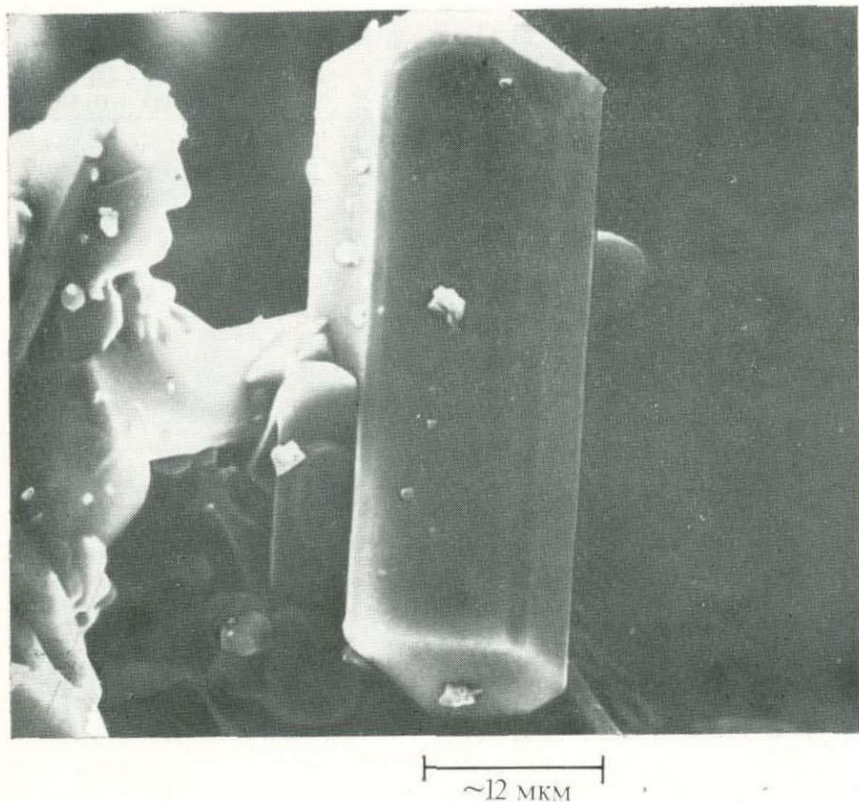
Среднее по анализам двух зерен. * В том числе 0,10% TiO₂ и 0,02% BaO. Хлорфтор-
стого материала.

0,04% Sm₂O₃, 0,08% Gd₂O₃ и 0,03% Dy₂O₃.

0,63% Fe₂O₃, 0,28% нерастворимого остатка, 0,56% CO₂, 0,01% H₂O и 0,12% MnO.

ных породах р. з. э. нет [1]. Кремния и железа в апатитах сбора «Аполлона-11» больше, чем в типичных земных апатитах.

Почти во всех лунных апатитах фтора и хлора достаточно много, а значит — гидроксила в них либо вообще нет, либо его очень мало [4]. Анализы апатита из проб мелкозернистого материала



Фиг. 6-3. Ограниченный с обоих концов кристаллы апатита в пустоте брекчии. Фотография получена при помощи сканирующего электронного микроскопа. Согласно анализу, в апатите 2% Cl. Снимок НАСА, S-73-30448.

10 085-LR № 1 и 10 085-1-11 и из грубозернистого базальта 10 044,30 (табл. 6-1, колонки 1, 4 и 9) пересчитаны по сумме общего заряда катионов, равной 25 (т. е. кислород + эквивалентное количество фтора и хлора = 12,5). Результат хорошо согласуется с формулой $(Ca, X)_5([P, Si]O_4)_3(F, Cl)$, при этом отпадает необходимость в гидроксиле для заполнения позиций F — Cl [1]. Содержание фтора от 3,3 до 3,4% в апатитах из образца 10 044 (табл. 6-1, колонки 2 и 3) близко к максимальному содержанию фтора (3,5%) в чистом фторапатите. Таким образом, количество гидроксила, если он вообще присутствует, ничтожно. Необходимо также указать, что содержание гидроксила не может быть определено при помощи микронзондового анализа, а точность определения фтора недостаточно высока, чтобы можно было утверждать, что его

в минерале меньше, чем в чистом фторапатите, и, следовательно, предположить присутствие гидроксила. Представляет интерес высокое содержание иттрия и р. з. э. (табл. 6-1, колонка 2), поскольку их общее распределение в этом образце лунного апатита сходно с распределениями в некоторых земных разновидностях апатита, обогащенных легкими р. з. э. Содержание кремнезема указывает на замещение групп PO_4 группами SiO_4 в структуре апатита как следствие замещения ионов Ca^{2+} ионами р. з. э.³⁺ и Y^{3+} . Компенсация валентностей осуществляется при этом вследствие замещения ионов P^{5+} ионами Si^{4+} в анионных группах. В идеальном случае число атомов Si должно быть равно суммарному числу атомов Y и р. з. э., однако атомов Si оказывается на 50% больше, чем требуется [11]. В другом анализе фторапатита из того же образца породы (табл. 6-1, колонка 3) отсутствие р. з. э. служит объяснением низкой суммы анализа. Причина последнего в анализе фторапатита из КРЕЕР-базальта 14 310 (табл. 6-1, колонка 8) неизвестна. В структурной формуле (приведенной к $\text{P} + \text{Si} = 2$) виден дефицит ионов в позициях А, что указывает либо на ошибку при определении позиций кальция, либо на неустановленный анализом элемент [13].

Во многих зернах апатита определен уран в количестве от 144 ± 22 до 270 ± 30 г/т [14]. Количество урана в других образцах апатита изменяется следующим образом (г/т): в брекчиях «Аполлона-14» — от 20 до 700, в морских базальтах «Аполлона-14» — от 100 до 600, в неморских базальтах «Аполлона-14» — от 20 до 200, в «гранитной» фракции брекчии 12 013 — до 1000 [15].

Рентгенографические данные. Порошкограмма апатита из образца 10 044 слабая, но в ней есть 12 из наиболее интенсивных линий фторапатита; этого достаточно, чтобы отличить его от хлорапатита и гидроксилapatита [11].

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЕ АПАТИТОПОДОБНЫЕ ФАЗЫ

Минерал В. Фаза, обогащенная церием и кальцием, названная минералом В [16], несомненно представляет собой Се-apatит, о котором сообщалось, что он встречается совместно с бадделейтом и дизаналитом. Этот апатит имеет показатель преломления и отражательную способность, близкие к пироксену [17]. Можно считать, что апатит из пробы мелкозернистого материала 12 070 (табл. 6-1, колонка 7) представляет собой Се-apatит [17], подобный тому, который был описан в микрогаббро 12 039 [8].

Фаза D. Для фосфата, названного фазой D, характерны выделения в виде идиоморфных кристаллов с примерно гексагональным

поперечным сечением, высоким рельефом и низким двойным лучепреломлением. В этой фазе много кальция и фосфора; по составу отчетливо выделяются две разновидности: с высоким и с низким содержанием р. з. э. В последней разновидности, обедненной иттрием и р. з. э., есть хлор, так что возможно, что она представляет собой апатит [18].

Ca-Fe-фосфат. В базальте 15 065 на свободно растущем кристалле ильменита была обнаружена фаза с высокой концентрацией фосфатов в виде гексагональных табличек, влияющих на расположение пластинок ильменита, округленных частично ограненных кристаллов, образующих вытянутые ряды, и в виде непрерывных слоев, образующих прослойку между ильменитом и поздним Са-силикатом.

Микрозондовые анализы указывают на то, что это Са-Fe-фосфат с ~ 5% железом и следами иттрия и церия. Эта фаза может быть апатитом или витлокидом. Другие находки фосфатов, обогащенных кальцием и бедных железом, но с иными морфологическими особенностями, по-видимому, отличаются от фосфатов образца 15 065 [19].

Литература

1. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 139—141.
2. Bailey et al., *Sci.* 167, 594.
3. Brown et al., *Suppl.* 1, 204.
4. French et al., *Suppl.* 1, 441.
5. Agrell et al., *Suppl.* 1, 97.
6. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5799.
7. Dence et al., *Suppl.* 1, 324.
8. Bunch et al., *Meteorit.* 7, 246, 249.
9. McKay et al., *Suppl.* 3, 739—741.
10. Bailey et al., *Suppl.* 1, 187.
11. Fuchs, *Suppl.* 1, 475—477.
12. Keil et al., *Suppl.* 1, 565, 587.
13. Griffin et al., *EPSL* 15, 55—56.
14. Haines et al., *EPSL* 12, 147.
15. Lovering et al., *Suppl.* 3, 284, 287.
16. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
17. Ramdohr, El Goresy, *Naturwiss.* 57, 102.
18. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 156—157.
19. Jedwab, *Apollo* 15, *Lunar Samples*, 108.

ВИТЛОКИТ $(Ca, X)_3(PO_4)_2$

Использованные названия

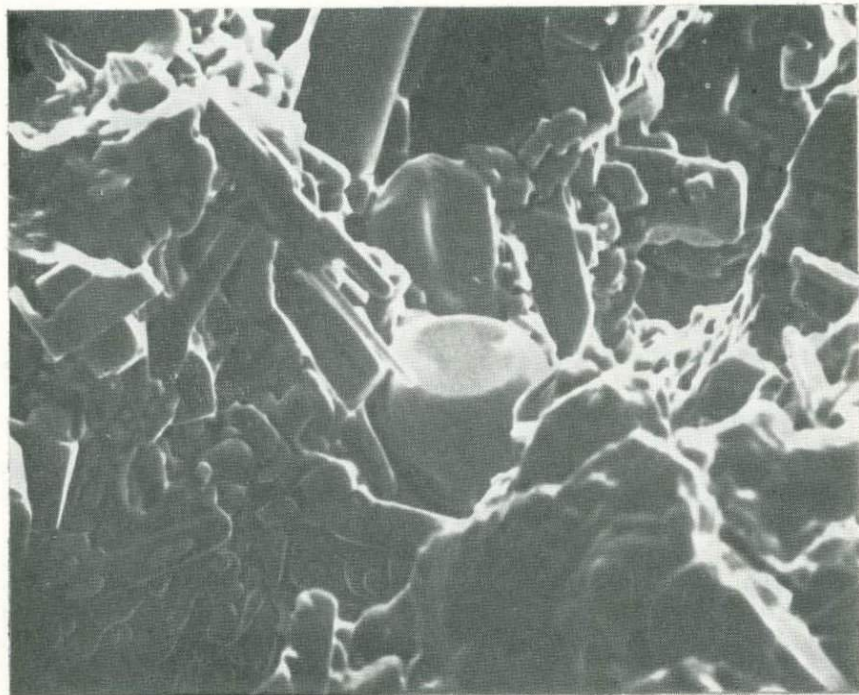
Ca-Fe-фосфат (отчасти); Jedwab, *Apollo 15 Lunar Samples*, 108.
 Ca, K фосфатная фаза; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 219.
 Цериево-железистый витлокид; Griffin et al., *EPSL* 15, 56.

- «Ферро» витлокит; Brown et al., *Suppl.* 3, 145.
 «Магнезио» витлокит; Brown et al., *Suppl.* 3, 145.
 Фаза D (отчасти); Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 156.
 Фосфатный минерал; El Goresy et al., *Suppl.* 2, 232.
 Редкоземельный кальциевый фосфат; Fuchs, *EPSL* 12, 172—173.
 Витлокит, обогащенный редкими землями; Papanastassiou et al.,
EPSL 8, 4.
 Sr-витлокит; Brown et al., *Suppl.* 3, 141.
 Иттриево-цериевый витлокит; Busche et al., *Spec. Publ.* ~~3~~ 3, 59.
 Иттриево-железистый витлокит; Mason, *Mineral. Rec.* 2, 278.
 Иттриево-магниевоый витлокит; Mason, *Mineral. Rec.* 2, 278.
 Иттриевый витлокит; Griffin et al., *Suppl.* 15, 56.
 Иттрийсодержащий кальциевый фосфат; Reid et al., *Suppl.* 1,
 753.
 Иттрийсодержащий витлокит; Kushiro et al., *Suppl.* 2, 487.

Условия нахождения и формы выделения. В лунных породах витлокита гораздо больше, чем апатита. Обычно витлокит встречается в мезостазице в виде игл длиной от 0,05 до 0,07 мм. В витлоките могут быть включены отдельные зерна апатита [1]. В пробах мелкозернистого материала 14 001,7,2 [2] были обнаружены кристаллы длиной до 0,2 мм. В брекчиях «Аполлона-14» витлокит встречается редко, но он является одним из минералов, постоянно находящихся в пустотах. Встречается в виде таблитчатых дисковидных кристаллов гексагонального очертания (фиг. 6-4). Предполагается, что его кристаллы имеют таблитчатый ромбоэдрический облик, однако найденные до сих пор кристаллы имеют несколько округленные грани, что затрудняет определение их индекса [5]. В Ва-KREEP-U-Th-обогащенной породе из образца 65 015 витлокит встречается в изобилии; он образует тонкие иглы длиной до 40 мкм, причем эти кристаллы находятся не только на участках породы с высоким содержанием калия. Отсутствие апатита в этом образце объясняют потерей хлора и фтора в процессе метаморфической перекристаллизации с преобразованием апатита в витлокит [4].

Химический состав. Химический состав витлокита, пересчитанный по сумме катионов, равной 16 (т. е. числа атомов кислорода 8), довольно хорошо соответствует формуле $(Ca, X)_3([P, Si]O_4)_2$. В некоторых анализах замещение ионов Ca^{2+} ионами Na^{1+} и ионов P^{5+} ионами Si^{4+} не достаточно, чтобы это могло компенсировать замещение ионов Ca^{2+} ионами р. з. э.³⁺. В этом сказывается неопределенность аналитических данных для установления позиции кальция [5].

Витлокиты могут быть разделены на две группы: обогащенные р. з. э. и обедненные р. з. э. Было отмечено, что в обломках по-



~25 МКМ

Фиг. 6-4. Укороченный дисковидный кристалл витлокита (в центре фотографии). Фотография получена на электронном сканирующем микроскопе. *Suppl.* 3, 744. Снимок НАСА, S-71-58457.

ритов, обнаруженных в грунте, доставленном «Аполлоном-14», содержание неодима в витлоките, обогащенном р. з. э., изменяется от 1,5 до 2,5%, тогда как содержание этого элемента в витлоките, обедненном р. з. э., $< 0,4\%$. Содержание р. з. э. в витлоките может достигать до 10% (табл. 6-2, колонки 2 и 3); концентрация р. з. э. в витлоките по отношению к концентрации р. з. э. в сосуществующих с витлокитом апатитах высока [7]. В норито-анортозитовых осколках типа А из проб грунта «Аполлона-12», витлокит, составляющий до 3% всего объема пород [8], содержит 10% окислов иттрия и р. з. э. [9]. Витлокит с высоким содержанием иттрия встречается только в лунных породах [7]. Несомненное присутствие р. з. э. было установлено только в ничтожных количествах в земных и метеоритных витлокитах [5]. Анализ витлокита из базальта 10 069,26 близок к анализу земного витлокита из Эдгардена (табл. 6-2, колонка 10 и 14 соответственно). Как витло-

кит из Эдегардена, так и лунный витлокит можно было бы рассчитать по предложенной формуле $\text{Ca}_3\text{MgH}(\text{PO}_4)_7$, но в лунном витлоките есть явный избыток (Ca, р. з. э.) и (Mg, Fe). Если земной витлокит представляет собой магниевый витлокит, то лунный витлокит можно рассматривать как иттриево-железистый, или, точнее, как цериево-железистый витлокит [7]. Так называемый «магнезио» витлокит (табл. 6-2, колонка 8), присутствующий в брекчиях и мелкозернистом материале, доставленных «Аполлоном-14», возможно, выделился из обогащенных магнием кристаллических пород норитового состава [10]. «Ферро» витлокит был обнаружен как в КРЕЕР-базальтах, так и в морских базальтах [10], а витлокит из пробы мелкозернистого материала 12 032 (табл. 6-2, колонка 1), содержащий 19,7% Y + р. з. э. и 4,8% FeO, был назван иттриево-железистым витлокитом [11]. В морском базальте 15 475/125 витлокит, в котором более 6% FeO (табл. 6-2, колонка 9), должен быть назван скорее Sr-витлокитом, чем ферро-витлокитом, поскольку в нем также 1,01% SrO. Это самая высокая концентрация стронция, отмеченная в лунных минералах [10].

Высказывалось предположение, что торий и уран, обнаруженные в лунных образцах, сконцентрированы в витлоките и апатите. Несмотря на то что существуют другие минералы, содержащие эти элементы в больших количествах, исследование треков указывает на присутствие урана и тория в зернах фосфатов из проб мелкозернистого материала 14 001,7,3, КРЕЕР-базальта 14 310 и базальта 14 053,17 [2]. Анализы витлокита дали следующие значения содержания урана (г/т): из брекчии 14 305,77 — от 40 до 166, из морского базальта 14 072 — около 50, из «гранитной» фракции образца 12 013 — менее 46 [12].

Рентгенографические данные. Порошкограммы всех известных земных и метеоритных витлокитов идентичны порошкограмме синтетического $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ [7]. Данные, полученные при исследовании витлокита из брекчии 12 013,10, позволяют предполагать, что он также соответствует формуле $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ (т. е. что он тригональный, $a = 10,4 \text{ \AA}$) с половинным псевдопериодом по оси с и что он имеет пространственную группу R3C [13]. После экспозиции в течение 30 часов (57-миллиметровая камера и Су-излучение) для витлокита из обломка в пробе грунта 14 163 была получена порошкограмма, в которой было всего 10 интенсивнейших линий витлокита. Интенсивность линий и межплоскостные расстояния порошкограммы в основном согласуются с метеоритным витлокитом и синтетическим $\beta\text{-Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. Этот витлокит был обнаружен в сростании с аморфным (или метамиктным) редкоземельным кальциевым фосфатом с таким же химическим составом (табл. 6-2, колонка 5), причем витлокита было меньше фосфата. Точно не выяснено, имеет ли структура аморфного материала сход-

Таблица 6-2. Анализы лунного и земного витлокита и графтонита

	1 12 032	2 12 013-10	3 14 310/20B	4 10 085-LR № 1	5 14 163
F	—	—	—	0,07	—
Cl	—	—	—	0,01	—
SiO ₂	3,9	0,20	0,39	0,31	—
TiO ₂	—	—	—	0,11	0,1
Al ₂ O ₃	—	—	—	0,10	—
FeO	4,8	1,38	3,35	0,90	0,95
MgO	0,63	2,45	1,88	3,38	3,2
MnO	—	—	—	Не анализи- ровано	0,1
K ₂ O	—	—	—	0,04	0,01
Na ₂ O	0,02	—	—	0,60	0,45
CaO	33,5	38,61	38,68	40,9	41,0
P ₂ O ₅	36,5	44,45	43,22	44,1	42,6
Y ₂ O ₃	—	3,31	3,01	2,98	1,85
Ce ₂ O ₃	—	3,24 *	2,86	2,45	3,25
La ₂ O ₃	—	1,09	1,02	0,92	0,75
Nd ₂ O ₃	—	2,15	2,05	2,16	3,0
Pr ₂ O ₃	—	0,76	0,74	—	—
Sm ₂ O ₃	—	1,00	1,02	—	—
Gd ₂ O ₃	—	1,11	0,84	—	0,45
Tb ₂ O ₃	—	0,08	0,20	—	—
Dy ₂ O ₃	—	0,38	—	—	—
Ho ₂ O ₃	—	0,20	—	—	—
Er ₂ O ₃	—	0,08	—	—	—
Сумма	99,05 *	100,49	99,26	99,08 *	97,75 *

* < s — ниже чувствительности сканирующего микрозонда.

Примечания.

1. Mason, *Mineral. Rec.* 2, 278. Из пробы мелкозернистого материала. * В том числе
2. Peckett, *Moon* 3, 405. Из разнородной брекчии. Церий определен как CeO₂.
3. Brown et al., *Suppl.* 3, 153. Из КРЕЕП-базальта. «Ферро» витлокит.
4. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140. Из обломка КРЕЕП-базальта в пробе грунта. * В том числе
5. Fuchs, *EPSL* 12, 172. Из обломка в пробе грунта. * В том числе 0,04% Sr₂O₃.
6. Brown et al., *Suppl.* 3, 153. Из пивритового базальта. * В том числе 0,20% Er₂O₃.
7. Keil et al., *Suppl.* 2, 232. Из грубозернистого базальта. Среднее по анализам
8. Brown et al., *Suppl.* 3, 153. Из КРЕЕП-базальта. «Магнезио» витлокит.
9. Brown et al., *Suppl.* 3, 153. Из морского базальта. * В том числе 1,01% SrO. Sr-
10. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140. Из мелкозернистого пористого базальта.
11. Griffin et al., *EPSL* 15, 55. Из Эдегардена, Норвегия. * В том числе 0,3% V₂O₃, содержание H₂O = 0,84%.
12. Palache et al., *Dana VII*, 2, 687. Из Бриссаго, Швейцария. * В том числе следы

КАРБОНАТЫ И ФОСФАТЫ

6	7	8	9	10	11		12
12 04 0-39	12 036/9	14 310/20A	15 475/125	10 069,26	земной витлокиг	земной графтонит	
—	0,05	—	—	< s *	0,29	—	
—	0,02	—	—	< s	< 0,01	—	
0,46	0,54	0,21	0,60	< s	< 0,01	—	
—	0,04	—	—	< s	—	—	
—	0,25	—	—	< s	—	2,60	
2,30	2,13	2,70	6,02	0,4	0,87	32,58	
3,32	3,8	3,63	0,28	3,4	3,20	0,53	
—	—	—	0,03	< s	< 0,01	15,65	
—	—	—	—	< 0,1	—	—	
—	0,33	—	—	2,4	0,22	—	
42,26	42,3	42,74	43,72	46,5	47,1	7,95	
44,27	42,5	45,46	45,82	45,3	46,7	40,81	
2,17	2,28	1,64	0,79	< 0,1	0,02	—	
1,38	1,69	1,56	0,20	< s	0,02	—	
—	0,50	0,47	0,87	< s	< 0,01	—	
1,37	—	1,25	0,30	< s	0,01	—	
0,44	0,30	0,39	0,20	—	< 0,01	—	
0,30	—	0,62	0,35	—	< 0,01	—	
0,60	0,50	—	—	—	< 0,01	—	
0,20	—	—	—	—	—	—	
0,51	0,37	—	—	—	< 0,01	—	
0,30	0,17	—	—	—	—	—	
—	—	0,07	—	—	—	—	
100,08 *	98,05 *	100,74	100,19 *	98,0	98,61 *	100,12 *	

19,7% R₂O₃, где R = Y + p. з. э. Иттриево железистый витлокиг.

числе 0,05% BaO, 0,06% Sr₂O₃ и ~ 0,04%.

деяти зерен. * В том числе 0,18% Er₂O₃ и 0,10% Lu₂O₃.

витлокиг.

в результате примерная сумма 98,73 и 0 ≡ F, Cl = 0,12%. Кроме того, рассчитанное H₂O.

ство со структурой витлокита [14]. Возможно, что первоначально лунный витлокиит находился в другом структурном состоянии [например, в виде α - $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$], более благоприятном для вхождения в него р. з. э., чем апатит или обычный витлокиит. При экспериментальном изучении систем $\alpha \rightarrow \beta$ переход осуществлялся очень медленно даже при 1180 °С, и возможно, что он происходит еще медленнее при избытке СаО (или р. з. э.) и более низкой температуре перехода. В экспериментальных системах от этого избытка СаО можно избавиться путем превращения его при реакции с водой в апатит, но избытка воды вряд ли можно ожидать в сухих лунных породах. Более того, в витлоките из КРЕЕР-базальта 14 310 обнаружен избыток (Са, р. з. э.) и (Mg, Fe) в формуле относительно числа ионов $\text{P} + \text{Si} = 7$, как и следовало ожидать из предполагаемого механизма реакции. Следовательно, возможно, что лунный витлокиит кристаллизовался (одновременно с апатитом) как высокотемпературная α -полиморфная модификация с избытком р. з. э., а теперь он существует в виде разупорядоченной, слабокристаллической β -полиморфной модификации. Это объясняет наличие слабых линий на порошкограмме, присутствие аморфной фазы с таким же химическим составом и заметную неустойчивость лунного витлокита под действием электронного луча микронда [7].

Возникал вопрос, является ли фосфатная фаза с высоким содержанием р. з. э. из образцов «Аполлона-11» витлокитом или графтонитом $(\text{Fe, Mn, Ca})_3(\text{PO}_4)_2$, поскольку оба эти минерала имеют химический состав, близкий к формуле $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2$ [5]. Однако по химическому составу земной графтонит (табл. 6-2, колонка 12) сильно отличается от лунного материала, а последующее рентгенографическое исследование подтвердило, что исследуемая фосфатная фаза представляет собой витлокиит.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЕ ВИТЛОКИТОПОДОБНЫЕ ФАЗЫ

У-содержащий Са-фосфат. У-содержащий Са-фосфат, встречающийся в остаточных продуктах кристаллизации и установленный неполным анализом, скорее всего представляет собой витлокиит [15].

Са, К-фосфатная фаза. Са, К-фосфатная фаза, которая всегда наблюдается в ассоциации с фаялитом и стеклом, отмечена в мелкозернистых порфириновых базальтах 12 018 и 12 036 [16]. Этот минерал встречается в виде удлинённых кристаллов (50—80 мкм). Состав его аналогичен витлокиту, фтор и хлор в нем не обнаружены, но есть ~3% K_2O . Содержания р. з. э. не определялись, и имеющихся

в настоящее время данных недостаточно, чтобы считать эту фазу новой разновидностью. Эта фаза упоминалась также под названием фосфатный минерал [17].

Отличающаяся по составу разновидность (фаза D, описанная в разделе «Апатит»), которая характеризуется относительно высоким содержанием иттрия и р. з. э. с меньшим количеством магния и урана (от ≤ 50 до ≤ 100 г/т), возможно, является витлокитом [18].

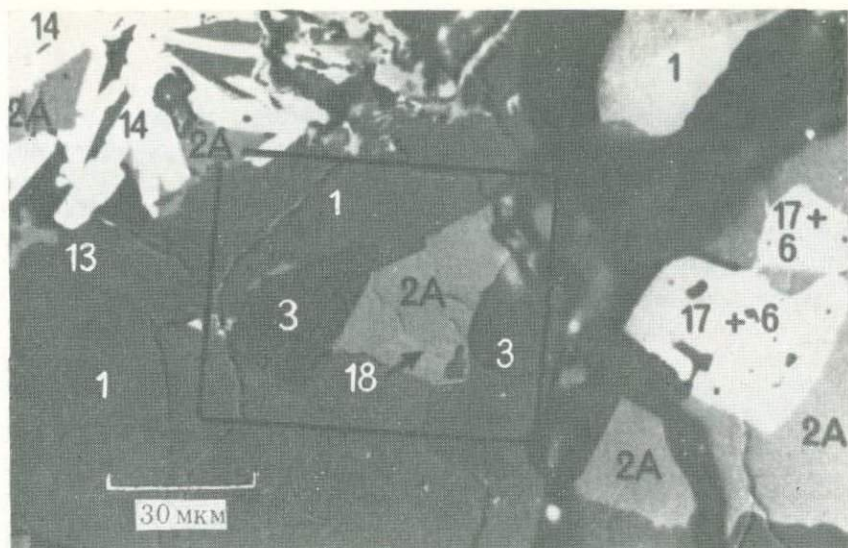
Литература

1. Gancarz et al., *EPSL* 16, 321.
2. Gancarz et al., *EPSL* 12, 9, 12, 14.
3. McKay et al., *Suppl.* 3, 741, 742.
4. Albee et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 24—26.
5. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 140—141.
6. Taylor et al., *Suppl.* 3, 997.
7. Griffin et al., *EPSL* 15, 55—57.
8. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 76.
9. Marvin et al., *Suppl.* 2, 684.
10. Brown et al., *Suppl.* 3, 145, 151—153.
11. Mason, *Mineral. Rec.* 2, 278.
12. Lovering et al., *Suppl.* 3, 284, 287.
13. Gay et al., *EPSL* 9, 124.
14. Fuchs, *EPSL* 12, 172—173.
15. Reid et al., *Suppl.* 1, 753.
16. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 232.
17. Ramdohr et al., *Lun. Sci. Conf.* 1971, *Abstr.*, 97.
18. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 156—157.

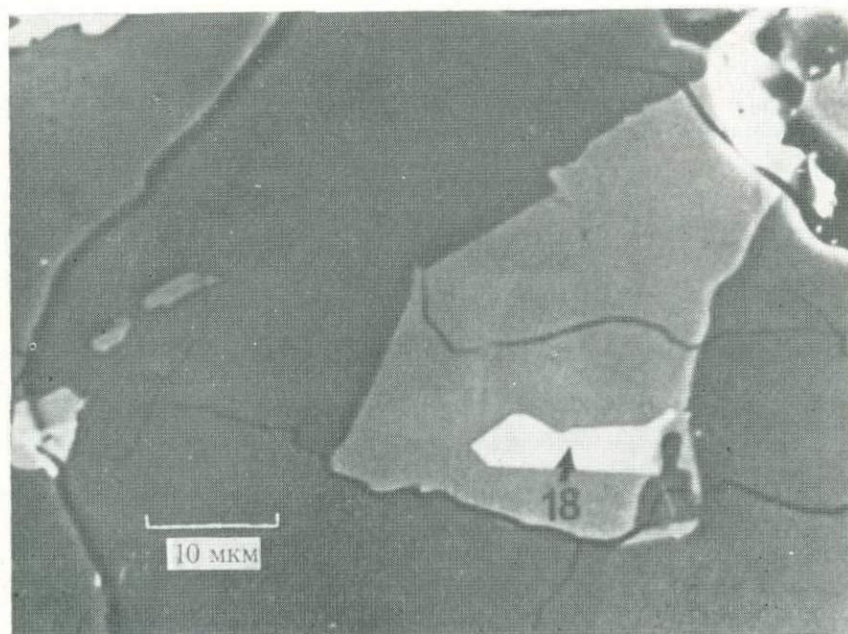
МОНАЦИТ (Ce, La, Y, Th)(PO₄)

Условия нахождения и формы выделения. Зерно монацита было обнаружено в виде включения в феррогеденбергите в мезостазисе грубозернистого базальта 10 047,68 (фиг. 6-5). В мезостазисе этого базальта отмечены наиболее крупные зерна позднего апатита, витлокита, транквилитиита и цирконолита, наблюдавшиеся в лунных породах.

Химический состав. Монацит обеднен торием и обнаруживает явную аномалию в содержании европия, которой нет в земных монацитах. Кристаллизация монацита из остаточных растворов, образующихся в процессе формирования лунных изверженных пород, могла привести к тому, что эти растворы все более обеднялись легкими р. з. э. по отношению к тяжелым р. з. э. Высокое значение суммы анализа, возможно, объясняется тем, что в него попали некоторые компоненты вмещающей феррогеденбергит ос-



Фиг. 6-5А. Монацит (18) в мезостази базальта 10 047, 68 в ассоциации с феррогеде-
 бергитом (2А), калиевым полевым шпатом (3), плагноклазом (1), троллитом (6), уль-
 вошпилью (17), фазой SiO₂ (13) и транквилититом (14).
 EPSL 21,165.



Фиг. 6-5В. Увеличенное изображение зерна феррогедебергита (2А на фиг. 6-5А) с вклю-
 чением монацита.
 EPSL 21,165.

новой породы (в %) [1]:

SiO ₂	=	1,30 ± 0,08
Al ₂ O ₃	=	0,11 ± 0,04
FeO	=	1,17 ± 0,04
MnO	=	0,19 ± 0,02
MgO	= <	0,02
CaO	=	0,60 ± 0,02
P ₂ O ₅	=	26,36 ± 0,23
PbO	=	0,05 ± 0,09
UO ₂	=	0,03 ± 0,03
ThO ₂	=	0,76 ± 0,10
Y ₂ O ₃	=	1,11 ± 0,23
Ce ₂ O ₃	=	30,08 ± 0,30
La ₂ O ₃	=	16,51 ± 0,15
Nd ₂ O ₃	=	14,91 ± 0,20
Pr ₂ O ₃	=	4,30 ± 0,15
Sm ₂ O ₃	=	4,09 ± 0,13
Eu ₂ O ₃	=	0,36 ± 0,04
Gd ₂ O ₃	=	1,55 ± 0,12
Tb ₂ O ₃	=	0,13 ± 0,03
Dy ₂ O ₃	=	0,33 ± 0,07
Er ₂ O ₃	=	0,18 ± 0,09

Сумма 104,12

Литература

1. Lovering et al., *EPSL* 21, 164—168.

ФЕРИНГТОНИТ (Mg, Fe)₃(PO₄)₂ (предположительно)

В шпинелевом троктолите 65 785 был обнаружен магний-ортофосфат вместе с другими аксессуориями (т. е. ильменитом, металлическим Ni-Fe, троилитом, витлокитом, циркониевым рутилом, хромитом, Cr-Zr-р. з. э.-армолколитом и калиевым полевым шпатом). Предполагалось, что эта фосфатная фаза является ферингтонитом, но никаких подтверждавших это предположение данных приведено не было [1].

Литература

1. Dowty et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 174.

Минералы SiO_2

Кристаллит, тридимит, кварц, неидентифицированные модификации и кварцевое стекло

Из трех лунных минералов кремнезема чаще всего встречается кристаллит. Следующим по распространенности является тридимит, в то время как кварца (почти повсеместного на Земле) столь мало, что первые сообщения о его находках подвергались сомнению. Все эти минералы относятся к редко встречающимся аксессуариям. Даже в тех случаях, когда содержание кристаллита наиболее велико, он составляет лишь около 5% объема пород. Тем не менее этого количества оказалось достаточным, чтобы в первых сообщениях о материалах, собранных «Аполлоном-11», подобные породы были названы кристаллитовыми базальтами. Для них характерна крупнозернистая, офитовая и пористая структура; кристаллит в этих породах тоже крупнозернистый [1].

В некоторых породах кристаллит встречается совместно с тридимитом (в одном случае он, по-видимому, частично замещает кристалл тридимита) [2]. В подобных породах эти два минерала можно различить с помощью катодной люминесценции, а также по оптическим свойствам [3]. Кварц был найден вместе с кристаллитом в тонкозернистых породах. Были обнаружены как высокотемпературные, так и низкотемпературные кристаллит и тридимит, хотя в большинстве случаев низкотемпературные фазы, по всей вероятности, образуют псевдоморфозы по высокотемпературным. Рентгенографическим методом был однозначно определен лишь низкотемпературный (или β) кварц [4].

Аналогов крупных и широко распространенных земных гранитных массивов на Луне не обнаружено. Образцы лунных пород, которые были названы гранитами или (более точно) риолитами и гранодиоритами, в действительности являются «гранитными» только по своему химическому составу [5]. Такие обломки содержатся в хорошо изученной «черно-белой породе» — брекчии 12 013. В «белых» участках этого образца наблюдались скелетные сроста-

ния удлиненных кристаллов кварца, в небольшом количестве плагиоклаз среднего состава, а также вытянутые и округлые зерна светло-коричневого пироксена. Выделения кварца единой оптической ориентировки образуют участки неправильной формы, заключенные в калиевом полево шпате; такая структура несколько напоминает микрографические прорастания, часто встречающиеся в земных породах. В промежуточных частях образца 12 013 (между «белыми» и «черными» компонентами) калиевый полевой шпат и кварц в значительном количестве, по-видимому, замещают более тонкозернистый пироксен, плагиоклаз и непрозрачные минералы черной основной массы. В типичных «черных» участках образца сферические полости заполнены взаимопрорастающими выделениями полевого шпата и кварца. Подобные структурные взаимоотношения свидетельствуют о том, что первичным источником «белой» составляющей была флюидная фаза с низкой вязкостью. Этот флюид, по-видимому, должен был быть «гранитного» состава, существенно обогащенным калием и обедненным кальцием, и близок к остаточным выделениям в интерстициях, присутствующих во многих кристаллических породах, доставленных «Аполлоном-11» и «Аполлоном-12» [6]. Минералы кремнезема обычно относятся к поздно кристаллизующимся фазам, входящим в состав мезостазиса пород. В отдельных случаях структурные взаимоотношения их с плагиоклазом и клинопироксеном свидетельствуют о несколько более ранней кристаллизации тридимита [7].

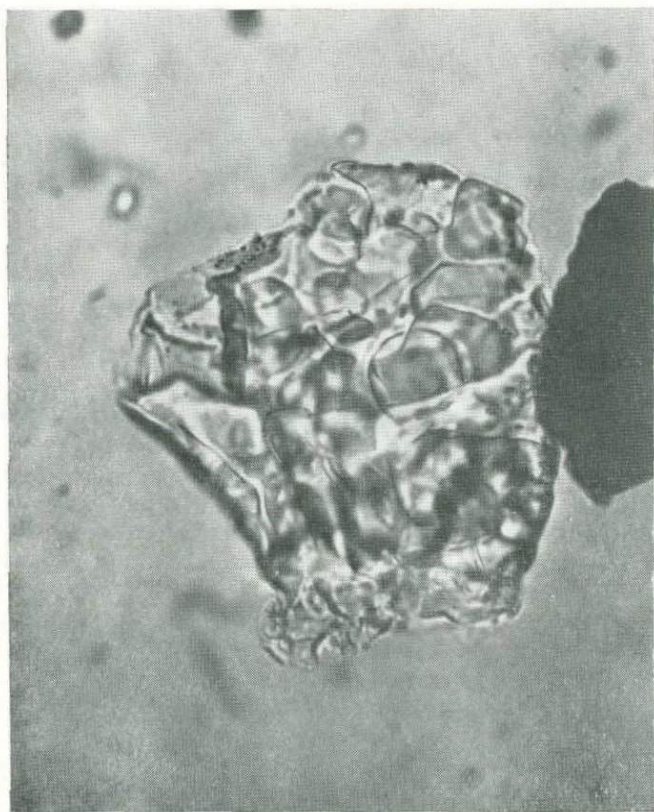
Помимо названных выше кристаллических фаз кремнезема, было обнаружено также кварцевое стекло [8].

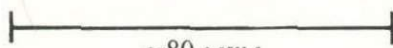
Литература

1. Schmitt et al., *Suppl.* 1, 6—7, 10, 31, 50.
2. Roedder, Wieblen, *Suppl.* 1, 813.
3. Weill et al., *Suppl.* 2, 425.
4. Bailey et al., *Suppl.* 1, 171.
5. Anderson et al., *Suppl.* 3, 820.
6. Lunatic Asylum, *EPSL* 9, 138.
7. Dollase et al., *Suppl.* 2, 141.
8. Frondel et al., *Suppl.* 1, 464.

КРИСТОБАЛИТ SiO_2

Условия нахождения и формы выделения. Размеры выделений кристобалита изменяются от 2 мм (в грубозернистых породах, где этот минерал наиболее распространен) до спорадически встречающихся зерен величиной всего 10—100 мкм [1]. В образцах «Аполлона-11» кристобалит представлен поздно кристаллизующимся компонентом агрегата, цементирующего главные минералы. В микрогаббро

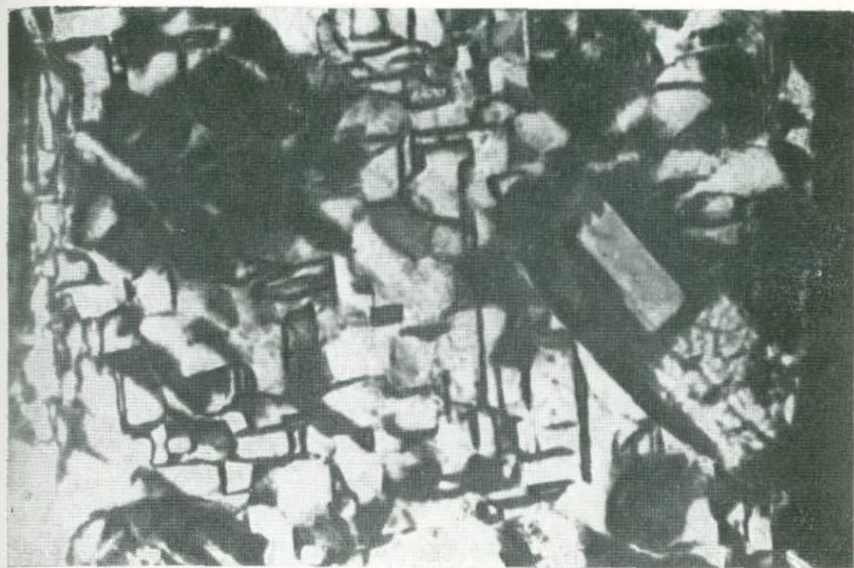




 ~80 мкм

Фиг. 7-1. Микрзернистое выделение высокотемпературного кристобалита, перешедшего в низкотемпературный.

(особенно в том, где мало оливина или без него) присутствуют идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы высокотемпературного кристобалита длиной до 0,2 мм [2]. В действительности эти монокристаллы не что иное, как псевдоморфозы низкотемпературного кристобалита по высокотемпературному кристобалиту (фиг. 7-1), и трещиноватый вид идиоморфных кристаллов (фиг. 7-2) — это результат полиморфного перехода [3]. Кристаллы представлены октаэдрами (фиг. 7-3), уплощенными по грани (111): двойники соприкасаются преимущественно по этой грани. Высокотемпературный кристобалит представляет собой, по-видимому, первичный компонент микроаббро, хотя он встречается также и в пустотах



~10 мкм


Фиг. 7-2. Инверсионные двойники низкотемпературного кристобалита. Николи скрещены.

Suppl. 1, 208.

[2] (в частности, находящихся в мезостазисе в образцах «Аполлона-14») [4]. Кристобалит найден также в более крупнозернистых участках остаточной кристаллизации, иногда в сростании с плагиоклазом более натриевого состава, чем большая часть плагиоклазов лунных пород [5]. В некоторых образцах «Аполлона-12» наблюдались скопления кристобалита на зернах ильменита и пироксена [6].

Кристобалит, весьма равномерно распределенный в крупнозернистом базальте 10 044, встречается в промежутках между зернами плагиоклаза и пироксена; обычно в нем нет включений других минералов [7]. В тонкозернистом базальте 10 017 и среднезернистом базальте 10 058 многочисленные гивидиоморфные кристаллы образованы мозаикой сдвойникованных анизотропных зерен низкотемпературного кристобалита [8]. В образце 10 017 полумиллиметровые зерна кристобалита расположены между выделениями плагиоклаза (реже внутри них); для этих зерен характерны трещины кливажа, двойниковые швы и границы, разделяющие энантиоморфные параллельные двойники. Двойникование, так же как и мозаичная структура, образовалось в процессе пре-

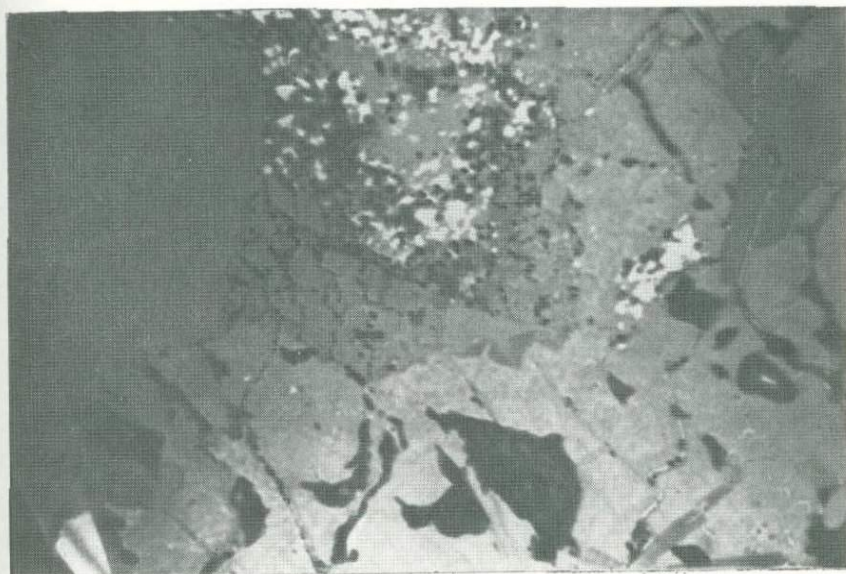



 ~75 мкм

Фиг. 7-3. Кристалл кристобалита.

вращения высокотемпературного кристобалита в низкотемпературный при 268 °С [9]. В кристобалите с типичной зернистой структурой, обнаруженном в крупнозернистом базальте 10 047, содержатся многочисленные включения аксессуарных минералов [10].

В тонкозернистых базальтах 10 025 и 10 045 кристобалит встречается вместе с кварцем, с которым он образует взаимные прорастания с мелкими частицами калиевого полевого шпата или стекловатого мезостазиса. В порфириновом базальте 12 021 и офитовом базальте 12 038 минералы кремнезема встречаются в виде сростаний кристобалита и тримита [11]. В образце 12 021 зерна кристоба-



100 мкм

Фиг. 7-4. Поздняя минеральная ассоциация в базальте 14 072.

Темно-серое мозаичное поле — кристобалит; светлые зерна — железо, окруженное тонкими прослойками тридимита (?); равномерное темно-серое поле — плагиоклаз. *Suppl.* 3, 138.

лита достигают 75 мкм в поперечнике. Они гипидиоморфны и свободны от включений; в них видны характерные мозаичные двойники и извилистые трещины. В порфировом базальте 12 022 кристобалит представлен изометричными идиоморфными зернами [12]. В образце 12 038,22 и порфировом базальте 12 053 кристобалит образует полумиллиметровые гипидиоморфные кристаллы, а также интерстициальные выделения; и те и другие имеют блочное строение с размером индивидов порядка 50 мкм [13]. В офитовом базальте 12 064 кристобалит слагает до 4,1% объема породы и встречается в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов с указанными выше двойниками — результатом полиморфного превращения [14].

Мозаичный кристобалит в кристаллическом обломке образца 14 072 вместе с самородным железом слагает губчатый каркас в железистых оливинах и пироксенах (фиг. 7-4) [15]. Содержание кристобалита достигает 4,5% объема многих пород «Аполлона-15», представляющих оливин-кристобалитовые базальты [16]. В морском базальте 15 457 один из интерстициальных кристаллов кри-

стобалита заключает более 12 кристалликов транквилиита размером менее 10 мкм [17]. Кристобалит вместе с риолитовым стеклом, содержащим фосфатные фазы, обнаружен в интерстициях между тонкими удлиненными лейстами плагиоклаза в анортозитовом габбро 68 415 [18].

Литература

1. Brown, *J. Geophys. Res.* 75, 6484.
2. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465.
3. Smith et al., *Suppl.* 1, 909.
4. *Apollo 14 preprint* 11.
5. Agrell et al., *Sci.* 167, 584.
6. Papanastassiou, Wasserburg, *EPSL* 8, 271.
7. Bailey et al., *Suppl.* 1, 185.
8. Brown et al., *Suppl.* 1, 204.
9. Nord et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 556.
10. Dence et al., *Suppl.* 1, 317, 324.
11. Sippel, *Suppl.* 2, 258—259.
12. Weill et al., *Suppl.* 2, 425.
13. Christie et al., *Suppl.* 2, 72.
14. Klein et al., *Suppl.* 2, 280.
15. Longhi et al., *Suppl.* 3, 137.
16. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 597—598.
17. Brown et al., *Suppl.* 3, 149.
18. Walker et al., in preprint for *Lun. Sci. IV, Abstr.*

Оптические свойства. Кристобалит бесцветен [1] и оптически прозрачен [2]. Угасание обычно пятнистое (вследствие мозаичности структуры), но отдельные зерна или участки микрозернистых агрегатов погасают одновременно в скрещенных николях, что свидетельствует о параллельной ориентировке двойниковых полос [1], образовавшихся при полиморфных превращениях.

Показатели преломления кристобалита колеблются от 1,486 до 1,490 [3]. Средний показатель преломления кристобалита в крупнозернистом базальте 10 044 равен $1,487 \pm 0,002$ [4], а в мелкообломочном лунном грунте «Аполлона-11» он составляет 1,486 при двупреломлении, равном 0,002 [1].

Изучение люминесценции под микроскопом показало, что спектры кристобалита и тридимита идентичны, хотя в первом случае интенсивность люминесценции значительно слабее. Цвет ее голубоватый. Кристобалит стабилен под люминесцентным микроскопом, но при интенсивном облучении в шлифах появляются красные центры люминесценции [5].

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465.
2. Dence et al., *Suppl.* 1, 324.
3. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 1, 813.
4. Bailey et al., *Suppl.* 1, 185.
5. Sippel, *Suppl.* 2, 258—259.

Таблица 7-1. Анализы лунных минералов кремнезема: кристобалита, тридимита и кварца

	1	2	3	4	5	6	7	8
	15 085	12 022,22	10 058	10 024-33	15 085	«Луна-20» В-А2	12 021	«Луна-16» 38/2
SiO ₂	99,13	98,44	98,0	96,9	99,05	98,86	98,25	97,99
Al ₂ O ₃	0,18	0,33	0,92	1,12	0,34	0,48	0,35	0,81
TiO ₂	0,38	0,41	0,27	0,35	0,28	0,16	0,92	—
FeO	0,09	0,69	0,05	0,17	< 0,02	0,30	0,26	0,54
CaO	< 0,02	0,13	0,16	0,29	0,02	0,30	0,32	0,23
MgO	< 0,03	0,06	—	—	< 0,03	—	0,02	0,02
Na ₂ O	0,05	0,01	0,15	0,25	0,05	—	0,07	—
K ₂ O	0,17	—	—	0,01	0,26	—	0,01	—
Сумма	100,00 *	100,07	99,55	99,09	100,00 *	100,10	100,20	99,59

Примечания.

1. Mason, *Am. Mineral.* 57, 1532. Кристобалит из крупнозернистого базальта. SiO₂ определен по разности. Присутствуют 0,02% MnO и < 0,03% P₂O₅, а также Ba и Sr, не определявшиеся при анализе.
2. Weill et al., *Suppl.* 2, 417. Кристобалит из порфинового базальта.
3. Brown et al., *Suppl.* 1, 203. Каемка кристобалита вокруг тридимита из среднезернистого базальта.
4. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 619. Кристобалит из сростков с плагиоклазом в среднезернистом базальте.
5. Mason, *Am. Mineral.* 57, 1532. Тридимит из крупнозернистого базальта. * SiO₂ определен по разности. Присутствует < 0,03% P₂O₅.
6. Kridelbaugh, Weill, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 918. Тридимит из обломка базальта.
7. Weill et al., *Suppl.* 2, 417. Тридимит из порфинового базальта.
8. Grieve et al., *EPSL* 13, 237. Кварц из обломка тонкозернистого базальта.

Химический состав. Для лунного кристобалита характерно наличие примесей; в нем содержатся в значительном количестве ионы Ti^{4+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Ca и Na, «начиняющих» его сравнительно рыхлую структуру (табл. 7-1, колонки 1—4) [1]. Анализы кристобалитов, выделенных в тяжелых жидкостях из некоторых базальтов «Аполлона-15», свидетельствуют о присутствии следов рубидия и стронция:

	Rb (10^{-8} мг)	Sr (10^{-8} мг)
Габбро 15 065	9,13	111,6
Габбро 15 076	5,081	82,3
Габбро 15 076	5,900	96,1
Порфиновый базальт 15 682	3,839	41,97

Литература

1. Ware, Lovering, *Sci.* 167, 518.
2. Papanastassiou et al., *EPSL* 17, 332.

Рентгенографические данные. Параметры элементарной ячейки кристобалита определялись методом порошковых рентгенограмм (табл. 7-2, колонки 1—5). Очень мелкие кристаллы кристобалита

Таблица 7-2. Параметры элементарной ячейки кристобалита и тримита, Å

№ образца	a	b	c	Пространственная группа
1. «Аполлон-11»	4,97	—	6,95	—
2. 10 047-44	4,970	—	6,931	—
3. 12 051,36	$4,9784 \pm 0,0004$	—	$6,9312 \pm 0,0009$	—
4. 12 038,72	$4,9793 \pm 0,0004$	—	$6,9372 \pm 0,0009$	—
5. 12 052,57	$4,9811 \pm 0,0009$	—	$6,936 \pm 0,0002$	—
6. 12 021,29	$8,660 \pm 0,0002$	$4,999 \pm 0,0002$	$8,205 \pm 0,003$	—
7. 12 021	$8,65 \pm 0,02$	$5,01 \pm 0,01$	$8,21 \pm 0,02$	C 222 ₁

Примечания.

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465. Из обломочного образца. Кристобалит.
2. Dence et al., *Suppl.* 1, 324. Из крупнозернистого базальта. Кристобалит.
3. Appleman et al., *Suppl.* 2, 130. Из офитового базальта. Кристобалит.
4. Appleman et al., *Suppl.* 2, 130. Из офитового базальта. Кристобалит.
5. Appleman et al., *Suppl.* 2, 130. Из порфиривого базальта. Кристобалит.
6. Appleman et al., *Suppl.* 2, 130. Из порфиривого базальта. Тримит.
7. Appleman et al., *Suppl.* 2, 129. Из порфиривого базальта. Монокристалл, исследованный рентгенографическим методом вращения, обладает ромбической субъединицей. Тримит.

из основной массы порфиривого базальта 12 052 по данным рентгенограмм имеют тетрагональную симметрию. Следовательно,

данная фаза представлена низкотемпературной структурной разновидностью [1].

На полученных под электронным микроскопом микрофотографиях кристобалита наблюдается тончайшая штриховка в пересекающихся направлениях, связанная с полисинтетическим двойникованием при переходе высокотемпературного кристобалита в низкотемпературный. В электронном пучке кристобалит приобретает пятнистый контраст и выглядит аморфным. На дифракционной картине в нескольких различных направлениях наблюдается ослабление интенсивности диффузных полос и дифракционных пятен, что обычно указывает на аморфизацию фазы. Однако эти полосы скорее всего связаны не с зарождением аморфной фазы или присутствием высокотемпературной модификации, а с тепловым диффузным рассеянием [1].

Поскольку кубическая (F_{d3m}) симметрия структуры высокотемпературного кристобалита сменяется тетрагональной ($P4_12_1$, $P4_32_1$) приблизительно при 268°C лишь с небольшими смещениями атомов, можно идентифицировать дифракционную картину как на основе кубической, так и тетрагональной решеток. Приведенные ниже тетрагональные индексы относятся к примитивной ячейке, в которой ось c унаследована от кубической, a и b выбраны под 45° к двум другим осям исходного куба. При исследовании лунного кристобалита с помощью трансмиссионного электронного микроскопа обнаружена сложная субструктура, характеризующаяся тремя особенностями:

1. Для дифракционной картины характерна значительная вытянутость многих рефлексов; вместо единого пятна возникают группы пятен с нерациональными индексами в участках, значительно удаленных от диктуемых уравнением Брэгга. Эта особенность связана с наличием тесно расположенных дефектов укладки слоев на плоскостях $\{111\}_{\text{куб.}} \equiv \{101\}_{\text{тетр.}}$; по-видимому, они возникают в процессе роста кристаллов и вызваны неправильностями в последовательности наложения слоев из шестичленных колец SiO_4 -тетраэдров на плоскостях $\{111\}_{\text{куб.}}$.

2. Наблюдаются двойниковые швы, параллельные $\{101\}_{\text{куб.}} = \{112\}_{\text{тетр.}}$, образовавшиеся в результате $\alpha \rightarrow \beta$ перехода, при котором исходная кубическая структура может приобрести одну из трех тетрагональных ориентаций, связанных между собой отражением в плоскости $\{101\}_{\text{куб.}}$. Границы расположены с большими интервалами (~ 10 мкм); они, по-видимому, и вызывают оптическую неоднородность кристаллов.

3. Присутствуют антифазовые границы, разделяющие домены размером около $0,5$ мкм. Между доменами, разделяемыми такой границей, нет различий в контрасте, что свидетельствует об отсутствии изменений в ориентировке дифрагирующих плоскостей. Наблюдаемая структура аналогична параллельным двойникам

кварца. Поскольку низкотемпературный кристобалит в отличие от высокотемпературного относится к энантиоморфной пространственной группе, наблюдающиеся образования, вероятно, представляют собой параллельные двойники (или энантиоморфные домены), которые образовались в процессе фазового превращения при охлаждении.

Кристобалит, подобно кварцу и некоторым другим каркасным силикатам, испытывает определенные изменения под действием пучка электронов, неизменно проявляющиеся (как уже отмечалось выше) в потере кристаллического строения. Эти изменения в кристобалите из офитового базальта 12 038 значительно слабее, чем в кристобалите из порфиривого базальта 12 053. Возможно, что указанное различие связано с примесями [2].

Литература

1. Champness et al., *Suppl.* 2, 373—374.
2. Christie et al., *Suppl.* 2, 72—73.

ТРИДИМИТ SiO_2

Условия нахождения и формы выделения. Тридимит встречается в виде тонких пластинок, таблитчатых по (0001) или уплощенных призматических кристаллов; обычно два индивида или более находятся в параллельном срастании с пироксеном или плагиоклазом (фиг. 7-5). В одном случае часть лейстовидного кристалла была, по-видимому, замещена кристобалитом [1]. В тонких пластинках наблюдаются редкие трещины, образовавшиеся в результате фазового перехода, но в большом количестве присутствуют расплавленные включения, часто образующие систему параллельных цепочек [2]. Идиоморфные зерна и обломки кристаллов найдены в обломочной фракции лунного грунта [3]. Снопобразные выделения, встреченные в виде ядер внутри кристобалита, были также отнесены к тридимиту. В мезостазисе среднезернистого базальта 10 050 призмы тридимита были диагностированы по их габитусу [4].

В крупнозернистом базальте 10 047 игольчатые выделения тридимита ассоциируются с апатитом и калиевым полевым шпатом. Секториального двойничкования не наблюдается, и, очевидно, тридимит не подвергался превращению в низкотемпературную форму [5]. Однако в микрогаббро «Аполлона-11» встречаются псевдоморфозы низкотемпературного тридимита по высокотемпературному, хотя и реже, чем в случае кристобалита. Тридимит, по-видимому, первичный минерал, который встречается преимущественно в пористых участках или вблизи них [3].



—~75 мкм—

Фиг. 7-5. Тридимит (неправильной формы зерно правей и выше лейсты плагноклаза, занимающей центральную часть снимка) с пироксеном (левая часть снимка) и оливном (правый край).

В тридимите, ассоциирующемся с диаплектическим плагноклазовым стеклом в базальтовом обломке из образца 12 057,14, наблюдалась пластинчатость, параллельная гексагональной призме. Возможно, что ее происхождение можно объяснить как следствие удара [6]. В порфиритовом базальте 12 021 тридимит представлен зернами длиной до 200 мкм, в которых обычно содержатся мелкие включения пироксена и ильменита [7]. В этом образце в противоположность интерстициальному кристобалиту тридимит в виде крупных скелетных или гишидоморфных выделений образует взаимные прорастания с плагноклазом или богатым кальцием кли-

нопироксенем. Типичные гипидиоморфные зерна имеют размеры $200 \times 500 \times 50$ мкм, в то время как скелетные выделения достигают в длину 1 мм. Судя по текстурным взаимоотношениям между тридимитом, плагиоклазом и зернами клинопироксена, кристаллизация этих минералов происходила одновременно: по всей вероятности, минералы образовались до образования розеток игольчатого клинопироксена и плагиоклаза [8]. В порфиритовом базальте 12 022 тридимит вместе с кристобалитом образует отдельные идиоморфные зерна [7]. В темной обломочной части брекчии 12 013 крупные (до 1 мм) фрагменты кристаллов тридимита почти везде окружены узкой каймой «гранитного» материала [9]. В крупнозернистых породах «Аполлона-12» длина некоторых уплощенных призм тридимита достигает 2 мм. В микрогаббро 12 064 тридимит слагает до 4% объема породы; он встречается в виде тонких, вытянутых и уплощенных кристаллов длиной до 1,5 мм, имеющих как гипидиоморфные, так и идиоморфные очертания [10]. Эти кристаллы окружены зернистым клинопироксенем и спорадически распределенными выделениями плагиоклаза. Их текстура, по-видимому, может свидетельствовать о том, что тридимит — это один из наиболее ранних минералов в общей последовательности кристаллизации силикатов [11].

Своеобразная структура крупнозернистого долерита 14 043, по всей вероятности, образовалась в результате разрушения фаялита в ходе субсолидусных восстановительных процессов. Поздний фаялит (Fe_{86-96}) превращен в губчатую массу чистого металлического железа, тридимита и кварцевого стекла [12].

В обломке пироксенового базальта $\#116$ из пробы, собранной с поверхности Луны экипажем «Аполлона-15», содержатся иголки тридимита длиной до 1 мм [13]. В габбро 15 116 тридимит представляет собой единственную фазу кремнезема, причем он представлен необычайно длинными (11 мм) уплощенными призмами, которые иногда собраны в параллельные группы [14].

Литература

1. Bailey et al., *Suppl.* 1, 185.
2. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 1, 813.
3. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465.
4. Brown et al., *Suppl.* 1, 204.
5. Dence et al., *Suppl.* 1, 324.
6. von Engelhardt et al., *Suppl.* 2, 835.
7. Weill et al., *Suppl.* 2, 425.
8. Dollase et al., *Suppl.* 2, 141—142.
9. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
10. Sippel, *Suppl.* 2, 247.
11. Klein et al., *Suppl.* 2, 283.
12. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 343.
13. Dowty et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 181.
14. Dowty et al., *Suppl.* 4, 439.

Оптические свойства. Низкие показатели преломления тридимита помогают отличить его от кристобалита. Для низкотемпературного тридимита из обломочного лунного грунта с «Аполлона-11» они равны: $n_p = 1,470 \pm 0,001$, $n_m \sim 1,472$, $n_g = 1,476 \pm 0,002$ (в некоторых зернах до 1,481).

Угол 2V (+) выше среднего [1] или большой [2]; острая биссектриса перпендикулярна наибольшей грани таблитчатых кристаллов. Угасание прямое, удлинение положительное [3]. Некоторые кристаллы характеризуются волнистым или пятнистым угасанием, захватывающим иногда участки удлиненной формы. Изредка наблюдаются три системы плохо различимых двойниковых пластинок, повернутых на 60° одна относительно другой. В крупных кристаллах тридимита в брекчии 12 013 есть участки с неодновременным угасанием; при этом наблюдается мозаичная текстура [4]. Катодная люминесценция тридимита ярко-голубая, сильная (сильнее, чем у кристобалита и приблизительно в 10 раз интенсивнее, чем у плагиоклаза) [5].

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465.
2. Bailey et al., *Suppl.* 1, 185.
3. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 1, 813.
4. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
5. Sippel, *Suppl.* 2, 258—259.

Химический состав. Несмотря на то что указывалось на отличие лунного тридимита от кристобалита содержанием K₂O и отсутствием Na₂O [1], все же большая часть анализов свидетельствует о том, что значительных различий между составами этих минералов нет (табл. 7-1, колонки 6 и 7) [1].

Фаза кремнезема (по-видимому, не стекло) из среднезернистого базальта 10 045-29, а также из обломочного материала и основной массы брекчий 10 019-22 и 10 067-8 содержит заметные количества Al, Ti, Fe, Mg, Na и K. Исходя из этих данных, указанную фазу относят к тридимиту, хотя это и не было доказано рентгенографическим анализом. По сравнению с земным и метеоритным тридимитом этот материал отличается более высоким содержанием TiO₂, в то время как другие примесные элементы нельзя считать необычными для тридимитов [3].

Литература

1. Brown et al., *Suppl.* 1, 204.
2. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 1, 813.
3. Keil et al., *Suppl.* 1, 583.

Рентгенографические данные. Рентгенографическая диагностика тридимита была выполнена порошковым [1] и монокристалльным [2] методами. По дебаеграмме он почти не отличается от известных политипов низкотемпературного тридимита. Пять наиболее сильных линий следующие:

$a, \text{Å}$	I
4,34	7
4,06	10
3,82	6
3,17	4
2,50	5

Параметры элементарной ячейки приведены в табл. 7-2, колонка 6.

Монокристалл тридимита из порфиритового базальта 12 021 обладает, по-видимому, ромбической субъячейкой, характеризующейся пространственной группой $C222$ (табл. 7-2, колонка 7). Его параметры близки к найденным для ромбической фазы при нагревании до 180°C метеоритного тридимита, который при этом обратимо переходит в ромбическую форму [2].

Зерна, взятые из шлифов 12 021, 135 и 12 021, 51, представляют собой тридимит с резко проявленной псевдогексагональной субъячейкой, параметры которой равны: $a=5,0 \text{ Å}$, $c=8,2 \text{ Å}$, и менее четко выраженной моноклинной ячейкой с параметрами: $a=18,52 \text{ Å}$, $b=4,98 \text{ Å}$, $c=23,79 \text{ Å}$, пространственная группа Cs или $C2/c$.

При очень продолжительной экспозиции (излучение меди) на рентгенограмме вращения тридимита 12 021 проявилось несколько слабых неиндицируемых диффузных рефлексов и штрихов; их присутствие и расположение напоминают сверхструктурную дифракционную картину, наблюдавшуюся для земных тридимитов. Рентгенографическое сходство указанного образца с синтетическим тридимитом (кристаллизующимся при $\sim 1400^\circ\text{C}$) согласуется с представлениями о кристаллизации лунного тридимита в области его физико-химической стабильности в отличие от большинства земных тридимитов — метастабильных и выполняющих пустоты [3].

Кристаллы тридимита из габбро 15 076,55 имеют следующие параметры субъячейки (определенные методом Вайссенберга):

Гексагональная установка	Ромбическая установка
$a=4,98\pm 0,02 \text{ Å}$	$4,98\pm 0,02 \text{ Å}$
$b=$ —	$8,64\pm 0,02 \text{ Å}$
$c=8,27\pm 0,02 \text{ Å}$	$8,27 \text{ Å}$

По этим параметрам данная фаза соответствует земному высокотемпературному тридимиту [4]. Монокристаллы тридимита 15 076 дают сверхструктурные отражения, характерные для низкотемпературной формы; в них наблюдается субмикроскопическое двойникование низкотемпературных кристаллов. Все достаточно детально исследованные кристаллы дают дифракционные картины с диффузными полосами, характерными для одномерной разупорядоченности. Диффузным рассеянием не обладают только отражения от плоскости (001). Монокристаллы тридимита являются удачными объектами для изучения дифракционными методами радиационных повреждений, так как диффузные полосы четкие и их легко отличить от диффузных сателлитов [5].

Установлено, что на Луне происходят периодические ежедневные фазовые превращения низкотемпературного кристобалита в высокотемпературный. Никаких признаков возникновения дополнительной разупорядоченности, сопутствующей этим периодическим фазовым переходам, не обнаружено [5].

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 465.
2. Appleman et al., *Suppl.* 2, 129—130.
3. Dollase et al., *Suppl.* 2, 141—142.
4. Jagodzinski, Korekawa, *Suppl.* 4, 947.
5. Jagodzinski, *Lun. Sci. IV, Abstr.* 411.

КВАРЦ SiO_2

Условия нахождения и формы выделения. Кварц, как правило отсутствующий в крупнозернистых породах, более широко, хотя и спорадически, распространен в пробах лунных грунтов «Аполлона-11» и «Аполлона-12» [1]. После сепарации в тяжелой жидкости с плотностью 2,6 в образце обломочного грунта было обнаружено несколько зерен, по всей вероятности представляющих собой кварц [2]. Редкие зерна кварца были найдены в лунном грунте «Аполлона-14» вместе с тридимитом, красной шпинелью и калиевым полевым шпатом [3].

В брекчии 12 013 кварц встречается в различных формах: в обломке $\#06A1$, состоящем в основном из калиевого полевого шпата, содержатся в небольшом количестве кварц, андезиновый плагиоклаз (An_{50-55}), ильменит и другие минералы. Как в светлой, так и в темной части образца 12 013 все кристаллы плагиоклаза, калиевого полевого шпата, ильменита и кварца инкрустированы сахаровидными кварцевыми оболочками [4]. Отдельные зерна кварца образовались на поздних стадиях кристаллизации остаточного

расплава. Мелкие округлые зерна кварца размером до 200 мкм окружены каймой избыточного кремнезема. За пределами этой каймы в калиевом полевоом шпате много игольчатых кристаллов кремнезема. Судя по текстурным взаимоотношениям, более крупные кристаллы кварца резорбировались недонасыщенной кремнеземом «гранитной» жидкостью и впоследствии на их месте снова кристаллизовались фазы кремнезема [5]. Наличие кварца вместо тридимита в светлых прожилках образца 12 013 указывает на глубинную кристаллизацию, хотя можно также предполагать, что кварц образовался в результате девитрификации при ударном метаморфизме [6].

Поздний кварц может представлять собой либо преобразованный тридимит, либо равновесную низкотемпературную фазу [7].

Литература

1. Sippel, *Suppl.* 2, 249, 257.
2. Frondel et al., *Suppl.* 1, 469.
3. McKay et al., *Suppl.* 3, 986.
4. Gay et al., *EPSL* 9, 124.
5. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
6. Charles et al., *Suppl.* 2, 658.
7. Brown, *J. Geophys. Res.* 75, 6489.

Оптические свойства. Лунный кварц бесцветный [1], одноосный положительный и (в брекчии 12 013) обладает двупреломлением 0,006 [2]. Акцессорный кварц из брекчии 14 306 (возможно, с включениями некоторого количества кристобалита и тридимита) был определен по своему рельефу, отражательной способности и одноосной положительной коноскопической фигуре [3]. Кварц в образце можно не заметить, если бы не его характерная розовая и голубоватая катодная люминесценция. Для кварца очень характерно изменение цвета люминесценции при повороте николя. Если поворачивать анализатор микроскопа, цвет отчетливо изменяется от красного до синего [4]. В обломке из образца G 38/2 «Луны-16» участки почти чистого кремнезема диаметром до 20 мкм обладают красно-синей люминесценцией, свидетельствующей о принадлежности данной фазы к кварцу. Каемка другой фазы кремнезема, окружающая зерна кварца в пробе 12 013, была обнаружена благодаря контрасту катодной люминесценции [2].

В прозрачном шлифе микробрекчии 10 060-20 наблюдались три крупных (0,1 — 0,3 мм) монокристалльных зерна с низким преломлением и слабым двупреломлением. Каждое из зерен состояло из большого числа мелких доменов со значительно изменяющимся двупреломлением; поэтому зерна выглядят гестрыми и не угасают в каком-либо одном положении. Указанные зерна не

обладают спайностью, двуосные, положительные с непостоянным углом 2V (приблизительно 25 — 35°). При большом увеличении в них наблюдается до шести систем множественной пластинчатости, характерных для кварца или плагиоклаза, подвергнутого ударному воздействию. Эти зерна представляют собой либо кварц, либо плагиоклаз, претерпевший ударное сжатие, при котором оптическая индикатриса значительно искажилась, либо (что менее вероятно) этот минерал — измененный в результате удара клинопироксен. Кварц после ударного воздействия может стать двуосным положительным с углом 2V до 28° [6]. Выделения кремнезема в другом шлифе из той же брекчии (10 060-30) также обладают множественной пластинчатостью, похожей на обычно наблюдаемую в земном кварце (при повороте универсального столика проявляются четыре или пять систем пластинчатости) [7]. При другом независимом исследовании выделений кремнезема из образца 10 060 было также отмечено наличие ударной пластинчатости [8].

Литература

1. Bailey et al., *Suppl.* 1, 171.
2. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
3. Anderson et al., *Suppl.* 3, 821.
4. Sippel, *Suppl.* 2, 249, 259.
5. Grieve et al., *EPSL* 13, 241.
6. Sclar, *Suppl.* 1, 857.
7. Short, *Suppl.* 1, 867.
8. Dence et al., *Suppl.* 1, 327.

Химический состав. Анализ кварца из фрагмента G38/2 «Луны-16» (табл. 7-1, колонка 8) показал, что в материале содержатся примеси, скорее всего тридимита и кристобалита [1]. В кварцевых ядрах из брекчии 12 013 находится более 99% SiO₂, в то время как в игольчатых кристаллах SiO₂ — лишь 95%. Эти кристаллы могут представлять неизвестную модификацию SiO₂. Однако они могут оказаться и кварцем, поскольку указанное низкое количество SiO₂ может быть связано с трудностью выделения тонких иголок в чистом виде из пробы [2].

Литература

1. Grieve et al., *EPSL* 13, 237.
2. Drake et al., *EPSL* 9, 122.

Рентгенографические данные. Монокристалл из обломочного лунного грунта «Аполлона-11» был диагностирован как β-кварц не

только оптически, но и рентгенографическими методами [1]. Кварцевые зерна, находящиеся в смеси с агрегатами кристобалита в тонкозернистом базальте 10 072, были надежно идентифицированы по рентгенограммам. После трехдневного механического обогащения эти зерна дали дебаграмму кварца с ничтожной примесью кристобалита [2].

Литература

1. Bailey et al., *Suppl.* 1, 171.
2. Fuchs, *Suppl.* 1, 478.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННАЯ МОДИФИКАЦИЯ SiO_2

Игольчатые кристаллы, найденные в ассоциации с щелочным полевым шпатом в брекчии 12 013, могут представлять собой одну из неизвестных ранее модификаций SiO_2 , если только они не являются кварцем (см. выше в разделе «Кварц») [1].

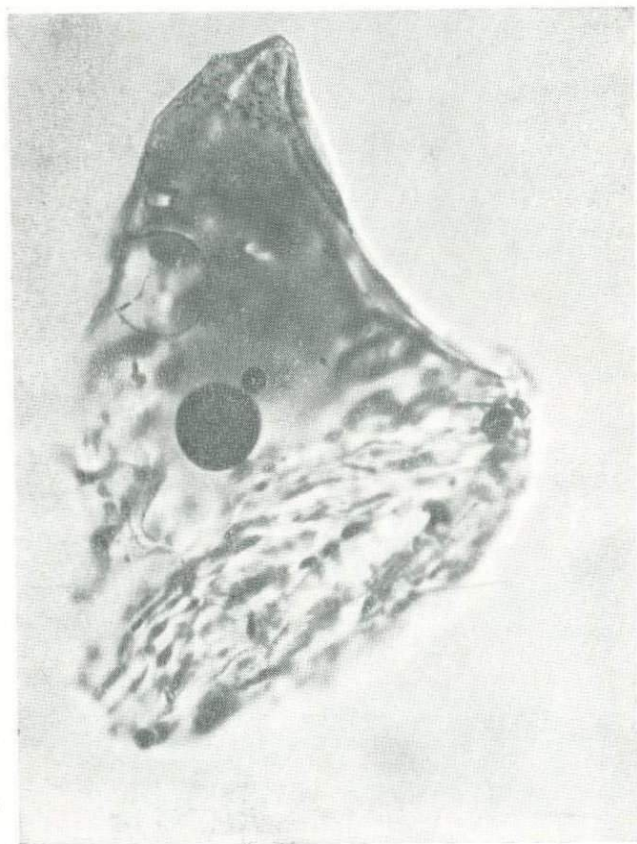
Гексагональный дипирамидальный кристалл из тонкообломочных фракций лунного грунта с «Аполлона-16» размером менее 1 мкм, содержащий только SiO_2 , наблюдался в булавообразном стекловатом образовании, содержащем обильные выделения синего рутила различного размера. Эта своеобразная модификация SiO_2 не была диагностирована [2].

Литература

1. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
2. Jedwab, *Suppl.* 4, 864.

КВАРЦЕВОЕ СТЕКЛО

Кварцевое стекло наблюдалось в тонкообломочных фракциях лунного грунта «Аполлона-11» (фиг. 7-6). Небольшое количество кварцевого стекла было найдено в тонкообломочном образце 12 003. Стекло извлекалось в тяжелой жидкости с плотностью 2,40. Оно бесцветное или светло-коричневое с показателем преломления, несколько колеблющимся около 1,462 [2]. Для синтетического кварцевого стекла плотность составляет 2,203, а показатель преломления — около 1,462 (в белом свете). Показатель преломления повышается с увеличением содержания наиболее



— ~ 50 мкм

Фиг. 7-6. Прорастание бесцветного кварцевого стекла с коричневым стеклом, обладающим более высоким показателем преломления. В центре виден пузырек.

распространенных примесей — Al, Fe, Mg, Ca и щелочей [3]. Таким образом, лунное кварцевое стекло, очевидно, по составу близко к чистому SiO_2 .

Литература

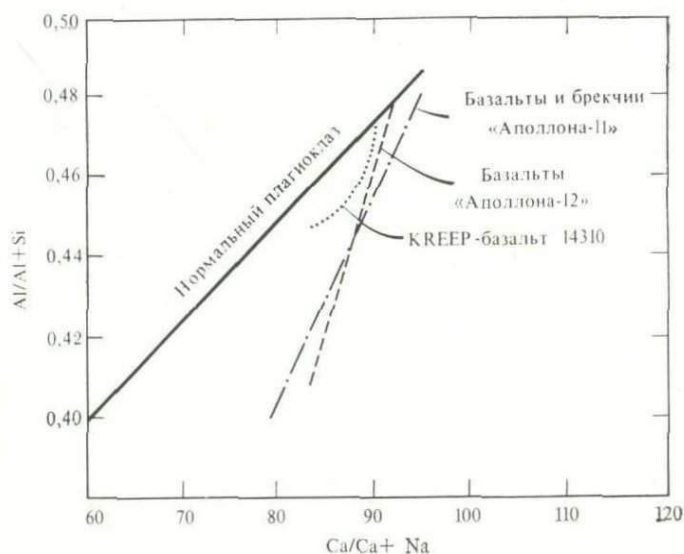
1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 464.
2. Frondel et al., *Suppl.* 2, 724.
3. *Dana VII* 3, Part 1, 320.

Силикаты: полевые шпаты

Плагиоклазы

Лунные плагиоклазы незначительно отличаются от соответствующих им по составу земных минералов [1], однако в породах Луны преобладают сильно обогащенные кальцием представители этого ряда. Богатые аортитовой составляющей плагиоклазы играют на Луне важную роль [2] не только благодаря своему широкому распространению, но и вследствие той значительной информации о генезисе лунных пород, которую они дают исследователям. По составу большая часть лунных плагиоклазов охватывает интервал от кальциевого битовнита до натриевого аортита, но с помощью микроанализатора были зафиксированы представители ряда плагиоклазов от почти чистого аортита до лабрадорита [3], в некоторых случаях до андезина [4], а возможно, и до альбита [5].

Оптические свойства лунных плагиоклазов (измеренные на универсальном столике углы) свидетельствуют об их медленном охлаждении, в то время как сооставление структурных особенностей (выявленных с помощью трансмиссионного электронного микроскопа и рентгенограмм вращения) с соответствующими данными для земных плагиоклазов указывает на быструю закалку лунных пород [6]. Многие из лунных плагиоклазов имеют аномальный состав. Так, например, они несколько отличаются от нормальных земных плагиоклазов избыточным содержанием SiO_2 и дефицитом алюминия. По-видимому, основным фактором, вызывающим эти аномалии, является состав жидкой фазы, из которой кристаллизуются плагиоклазы; отклонения наиболее значительны при кристаллизации плагиоклазов из расплавов, содержащих наименьшее количество нормативного полевого шпата (фиг. 8-1) [7]. Если рассчитывать содержание аортита не по отношению Ca/Na , а по соотношению Al и Si , то окажется, что лунные плагиоклазы наиболее близко соответствуют нормальным вулканическим плагиоклазам (см. ниже в разделе, посвященном химическому составу) [6].



Фиг. 8-1. Отклонения составов лунных плагиоклазов (как подвергнутых нагреванию, так и ненагретых) от состава нормальных земных плагиоклазов.

Диаграмма построена по данным Storey et al., *Lun. Sci. V. Abstr.*, 754.

Положение плагиоклаза в последовательно образующихся парагенезисах определяется активностью его компонентов в расплаве, и появление плагиоклаза фиксируется по скачкообразному изменению состава пироксенов в ходе их кристаллизации [8]. Изучение плагиоклаза показало, что морские базальты изливались в виде жидкости и кристаллизовались вблизи лунной поверхности или на ней [9].

В плагиоклазах наблюдались следы деформационных и ударных эффектов, возникших в результате как крупных, так и мелких ударов. Отмечалось также присутствие в большом количестве маскелинита, имеющего в основном такой же состав, что и кристаллический плагиоклаз в той же породе [10].

Калиевый полевой шпат — второстепенная и поздняя фаза в мезостазисе; в нем часто содержится в заметном количестве барий. Некоторыми исследователями он был назван санидином [11], но это название следует употреблять лишь тогда, когда имеются данные о принадлежности фазы именно к санидину, а не к ортоклазу (обычно используется более общий термин — калиевый полевой шпат, или просто К-шпат). Калиевый полевой шпат и кремнезем, по-видимому, представляют собой главные составные части «риолитовых» компонентов некоторых лунных пород [12]. Так называемая «гранитная проблема» Луны возникла при исследовании

довании особенностей мезостазиса некоторых базальтов, в котором частицы калиевого риолитового стекла ассоциируются с КРЕЕР-минералами. Это — барийсодержащий К-шпат (в состав которого входит также г/т Rb), витлокит, транквилитиит и цирконолит. Обломки риолита и транквилитиитсодержащего гранофира часто встречаются в брекчиях, доставленных «Аполлоном-14». Это означает, что «гранит» мог образовываться (более 4 миллионов лет назад) при фракционировании КРЕЕР-базальта, вызванном частичным локальным плавлением полевошпатовой коры; но он мог образовываться в небольших объемах при фракционной кристаллизации базальта мантии. В любом случае о присутствии гранитного компонента можно судить по содержанию рубидия и бария в калиевом полевошпате из обломочного грунта, а также по содержанию иттрия, циркония и ниобия в циркониевых минералах [13]. Как в КРЕЕР-базальте, так и порфирировом базальте содержатся поздние Ва-К-фазы, приблизительно соответствующие по составу щелочным полевым шпатам; их присутствие наводит на мысль, что подобные фазы могут представлять собой заключенные в базальте реликты более крупных масс гранитов, распространенных в каких-либо необследованных участках лунной поверхности [14].

Некоторые богатые калием фазы, близкие по составу к калиевому полевошпату, изотропны; они спорадически встречаются среди интерстициальных частиц в пироксене. Возможно, что эти фазы представляют собой не изотропизированные в результате удара полевые шпаты, а интерстициальное остаточное стекло [10].

Литература

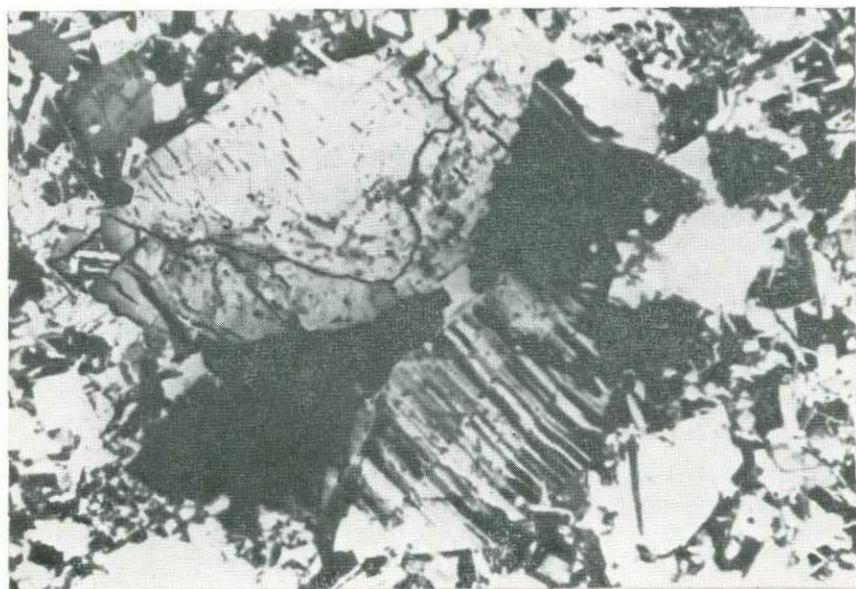
1. Stewart et al., *Suppl.* 1, 929.
2. Jagodzinski, Korekawa, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 409.
3. Gay et al., *Suppl.* 2, 382.
4. Drake et al., *EPSL* 9, 118.
5. Bown, Gay, *EPSL* 11, 23—26.
6. Wenk et al., *Suppl.* 3, 573—578.
7. Storey, O'Hara, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 752.
8. Bence, Papike, *Suppl.* 3, 467.
9. Crawford, *Suppl.* 1, 715.
10. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138.
11. Kim et al., *Suppl.* 2, 749.
12. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 107.
13. Brown et al., *Suppl.* 3, 154—156.
14. Trzcinski, Kulick, *Suppl.* 3, 600.

РЯД АЛЬБИТ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — АНОРТИТ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
И МАСКЕЛИНИТ (плагноклазовое стекло) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Использованные названия

- Андезин; Mason et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.*, 257.
 Битовнит; Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 618.
 Кальциевый битовнит; Stewart et al., *Suppl.* 1, 927.
 Кальциевый лабрадорит; Gay et al., *EPSL*, 9, 125.
 Богатый Са полевои шпат; Gancarz et al., *EPSL*, 12, 12.
 Диалектическое стекло; Quaide, Bunch, *Suppl.* 1, 721.
 Диалектическое плагноклазовое стекло; Quaide, Bunch, *Suppl.* 1, 721.
 Тетаморфозы полевошпатового стекла; Short, *Suppl.* 1, 865.
 Изотропное «плагноклазовое стекло»; Albee et al., *Sci.* 167, 464.
 Лабрадорит; Jagodzinski, Korekawa, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 409.
 Маскелинит; Dence et al., *Suppl.* 1, 327.
 Натриевый анортит; Keil et al., *Suppl.* 1, 577.
 Натриевый битовнит; Stewart et al., *Suppl.* 1, 927—928.
 Тетаморфное стекло; Chao et al., *Suppl.* 1, 295.

Условия нахождения и формы выделения. Плагноклаз из лунных пород светлее, чем аналогичные земные минералы, и более свободный от включений и продуктов изменения [1]. Зерна плагноклазов меняются в широких пределах по размерам ($< 0,05$ — > 3 мм) и форме (таблитчатые, уплощенно-призматические, пластинчатые или изометричные) (фиг. 8-2) [2]. Некоторые кристаллы растут в виде полых трубок квадратного сечения (вплоть до воронкообразных структур) (фиг. 8-3), заполненных девитрифицированным стеклом и другими фазами [3]. Так, например, в кристаллах плагноклаза из обломков КРЕЕР-базальта «Луны-20» находятся пустые или заполненные стеклом ядра [4]. Идиоморфные кристаллы анортита из обломочного грунта, а также из полостей в микрогаббро (фиг. 8-4) уплощены по (010); они имеют ромбовидные очертания, определяемые развитием граней (001) и (101); внутренний острый угол равен $52^\circ 18'$. В плоскости (010) угол погасания X по отношению к ребру, образованному гранями (010) и (101), составляет около 5° [2]. В крупнозернистом базальте 10 062-35 плагноклаз обнаружен в виде переплетенной или радиальной сети уплощенно-призматических кристаллов длиной до 0,2 мм [5]. В осколке анортозитового базальта 14 276,13 идиоморфные уплощенные призмы плагноклаза, переплетаясь, образовали каркас, интерстиции которого заполнены ксеноморфными выделениями широксена. В отдельных участках лейсты плагноклаза представлены радиально-лучистыми или тонкозернистыми агрегатами, которые могут быть



~600 мкм

Фиг. 8-2. Мегакристалл плагиоклаза в полевошпатовом базальте.

автолитами [6]. В тонкозернистом базальте 10 020 тончайшие кристаллики плагиоклаза вместе с ильменитом проникают внутрь поровых пустот. В крупнозернистом базальте 10 047 эти кристаллики сцементированы другими поздними минералами. В образце 10 020, так же как и в тонкозернистом базальте 10 017, кристаллы плагиоклаза длиной до 1 мм в виде гипидиоморфных выделений или пойкилитовых вростков окружены мелкими зернами клинопироксена или, что встречается реже, ильменита. В образце 10 047 размеры зерен плагиоклаза изменяются в широких пределах: идиоморфные кристаллы величиной около 0,1 мм заключены в клинопироксене, более крупные (в тех же пределах) уплощенные кристаллы образуют звездчатые, радиально-лучистые или взаимопроникающие сростки [1]. Два кристалла кальциевого битовнита из габбро 15 076,55, расположенные в полостях, обладают хорошо развитыми гранями и не сдвойникованы, что свидетельствует об их росте во время газовой фазы. На поверхности граней наблюдаются своеобразные курганообразные наросты, столбчатые образования, иглы и нитевидные кристаллы (фиг. 8-5) [7]. В мелкозернистом материале «Аполлона-14» плаги-



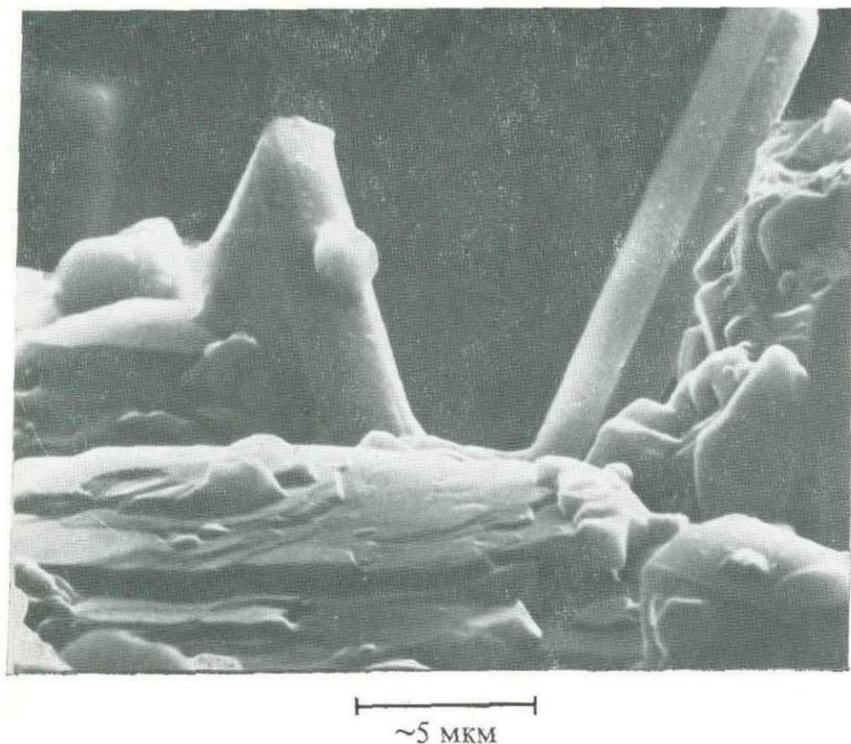
200 мкм

Фиг. 8-3. Блочное зерно плагиоклаза (в центре) с включением An_{64} (затемненное ядро) и светлой каймой An_{93} .

Из норит-анортозитового обломка в перекристаллизованной брекчии 60 335. *Suppl.* 4, 1019.

оклаз, меняющийся по составу от натриевого битовнита до предельно кальциевого анортита, образует большее количество мономинеральных частиц, чем во всех других лунных образцах [8].

Кристаллы плагиоклаза двойникованы чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам [9], хотя наблюдались также периклиновые и бавенские двойники [10]. Во многих двойниках с вичинальной плоскостью срастания угол между гранями (010) составляет около $4,5^\circ$. Плагиоклаз в крупнозернистом базальте 10 058 образует двойники по периклиновому закону с углом $\sigma = 6^\circ$. В этой же породе внутри пироксферрита был обнаружен банатский двойник плагиоклаза [11]. В KREEP-базальте 14 310 бесцветные, лишённые включений кристаллы плагиоклаза достигают в длину 2 мм, но чаще всего размеры их находятся в пределах 0,3 — 0,5 мм. Зональности, как правило, нет, за исключе-



Фиг. 8-4. Таблитчатый кристалл плагиоклаза (днее центра снимка) и призматический кристалл пироксена (справа).
Снимок НАСА, S-73-30 446.

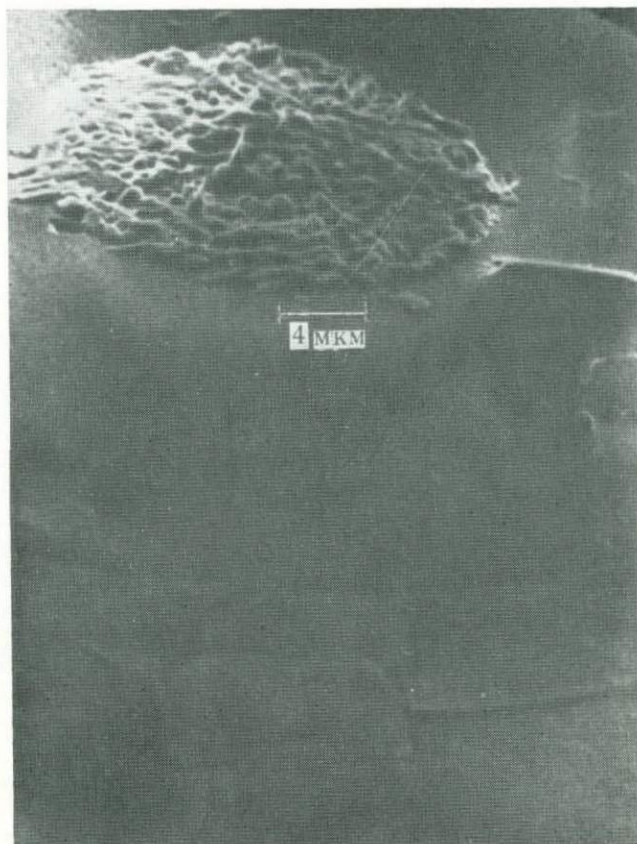
нием одного весьма крупного кристалла. Плагиоклаз, образующий небольшие скопления игольчатых кристаллов, по составу не отличается от крупных полисинтетически сдвойникованных выделений. Законы двойникования: альбитовый, карлсбадский или (чаще) альбит-карлсбадский, периклиновый (реже), бавенский- r (только в одном случае) (фиг. 8-6). Часто встречаются крестообразные сростки [12]. В порфиритовом базальте 68 416, 77 плагиоклаз образует лейсты размером от $0,6 \times 0,2$ мм до $0,2 \times 0,04$ мм, сдвойникованные по альбитовому, периклиновому или карлсбадскому законам. Присутствует также несколько больших кристаллов (мегакристов) величиной $2,0 \times 0,3$ мм [13]. В полимиктной брекчии 60 016,95 выделения исключительно богатого кальцием аортита размером в 3 мм с железом и магнием, типичными для неморских лунных пород, полисинтетически сдвойникованы и со следующими включениями:

1. Иголки длиной от 1 до 2 мкм, вытянутые параллельно альбитовой двойниковой плоскости расположенные или в двойниковом шве, или внутри тонких двойниковых пластинок.

2. Червеобразные ростки кремнезема, сосредоточенные, по видимому, в периклиновой двойниковой плоскости.

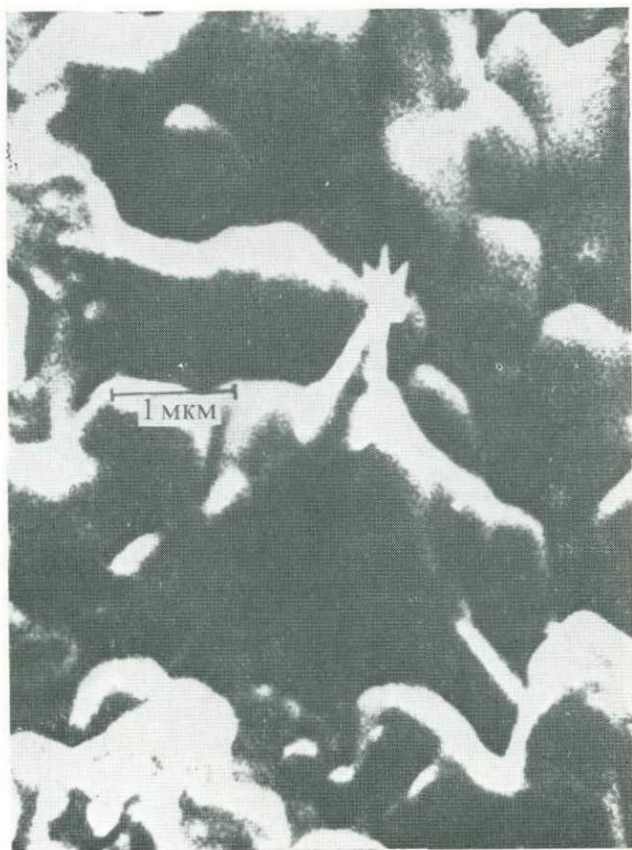
3. Небольшие двупреломляющие кристаллы, возможно представляющие собой кварц, ассоциирующие с изометричными зернами пироксена и концентрирующиеся вдоль зон трещиноватости [14].

Значительную информацию о процессе роста кристаллов плагиоклаза дают структурные взаимоотношения и различные типы зональности. Плагиоклаз в порфириновом базальте 12 063 первоначально, когда порода была закристаллизована на 60—75%, образовывал полые кристаллы. При дальнейшем их росте, направленном как наружу, так и внутрь исходной «раковины», возникла, помимо обычной, также и секториальная зональность (фиг. 8-7) [15]. В офитовом базальте 12 021, 148 крупнозернистый, отчетливо зональный полевой шпат встречен в виде лейст размером 1,2—2 мм; они преимущественно полые внутри и вытянуты вдоль кристаллографической оси a . В процессе роста граней (010), (001) и, возможно, (0 k l) лейсты приобретают секториальную зональность. Зона зарождения имеет идиоморфные очертания и характеризуется наиболее натриевым составом по сравнению с остальными частями кристалла. Зональность в направлении от зоны зарождения является периодической, т. е. плагиоклаз растет как внутрь, так и наружу, причем состав изменяется в обоих направлениях на более кальциевый (вплоть до An_{95-96}). В самой внешней части зерна происходит обратный процесс обогащения натрием, а в некоторых местах развивается еще и новая кальциевая зона (фиг. 8-8). В одних случаях ядра заполнены плагиоклазом, в других — пироксеном, ильменитом и тримитом. Описанная картина роста отличается от наблюдавшейся в образцах базальтов 10 024, 15 555 и 70 035. В этих образцах кристаллы, первоначально образовавшиеся в виде пластинчатых лейст, параллельных (010), по мере поступления дополнительного материала росли по периферии [16]. Плагиоклаз в КРЕЕР-базальте 14 310 имеет габитус двух различных типов: 25% плагиоклаза образуют гипидиоморфные кристаллы, а остальная часть слагает мелкие полисинтетически двойникованные лейсты. По текстурным взаимоотношениям можно видеть, что крупные фенокристы относятся к более ранней генерации плагиоклаза, чем лейсты, и наблюдающийся двухстадийный рост может быть связан с несмешиваемостью исходных жидких фаз [15]. Четкое различие между генерациями плагиоклаза из образца 14 310, 145 свидетельствует о более медленной кристаллизации этой породы по сравнению с базальтами «Аполлона-11» и «Аполлона-12» [17]. В шпинелевом



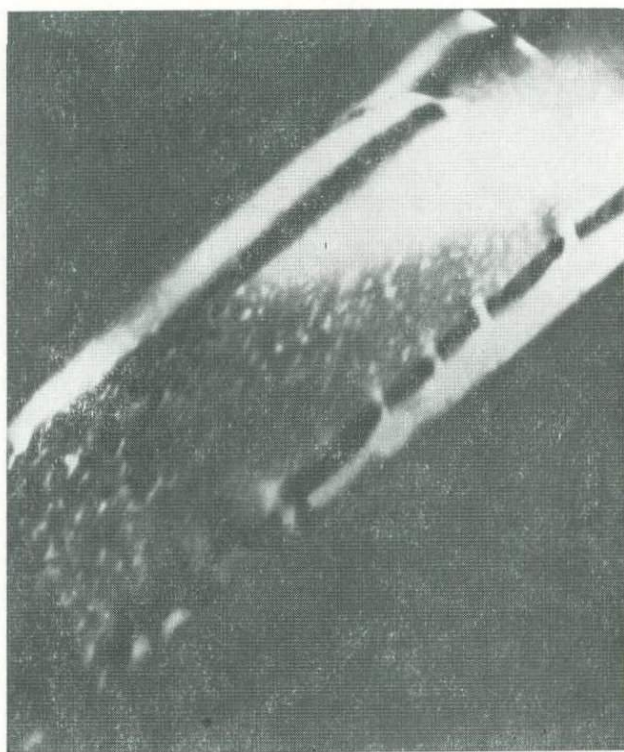
Фиг. 8-5А. Курганообразные наросты на кристалле плагиоклаза.
Lun. Sci. V, Abstr., 426.

микротроктолите 62 295 генетические соотношения между оливином и плагиоклазом (An_{91-96}) позволяют считать, что кристаллизация происходила очень быстро. Заключенные в стекле ветвистые агрегаты полых лейст плагиоклаза (размером от 0,2 до 0,6 мм) расходятся в направлении от оливиновых ядер. Полые лейсты плагиоклаза образуют взаимопрорастания с полыми кристаллами оливина, и переплетения собранных в пучки выделений этих минералов слагают участки размером от 20 до 100 мкм. В пойкилобластовой норитовой брекчии 60 315 плагиоклазовые каемки как по структурным признакам, так и по составу являются равновесными по отношению к цементирующей массе. В порфириновом базальте 68 415 плагиоклаз слагает до 73% объема



Фиг. 8-5В. Конический выступ нароста на кристалле плагиоклаза.
Lun. Sci. V, Abstr., 426.

породы [18]. Большая часть его (An_{97-71}) представлена лейстами с хорошо развитыми гранями, тонко с двойникованными, с хорошо выраженной зональностью в краевых частях [19]. Блочные идиоморфные кристаллы с двойникованием по альбитовому закону разбиты на толстотабличные лейсты длиной до 1 мм, ассоциирующие с оливином и Mg-пижонитом и подразделенные в свою очередь на еще меньшие тонкие лейсты длиной от 50 до 100 мкм, находящиеся в ассоциации с железистым авгитом и стекловатой остаточной массой [18]. Многие из более крупных зерен обладают зональностью в краевых частях с постепенной сменой оптических свойств, отражающей, по-видимому, изменения химического состава [6]. Наиболее натриевым составом характеризу-



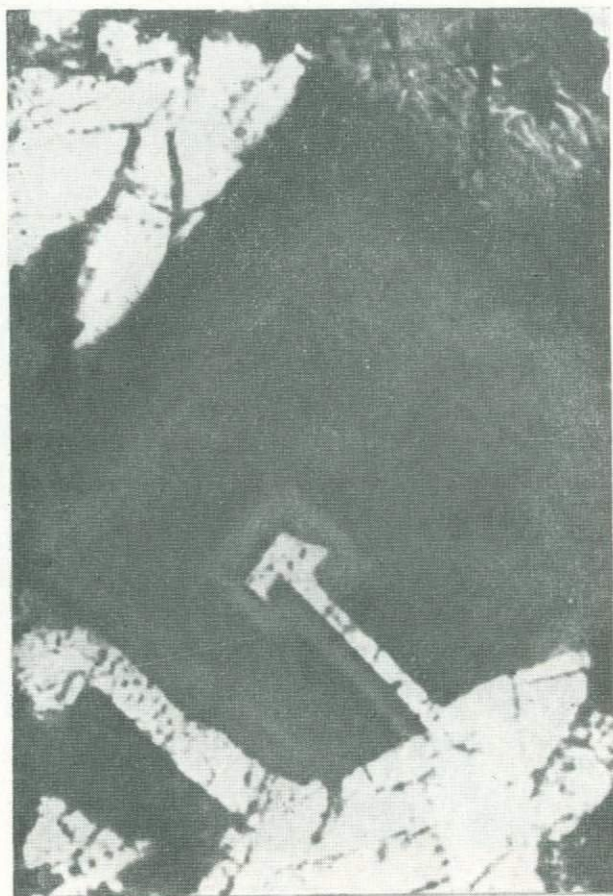
┌──────────┐
1 МКМ

Фиг. 8-6. Пластика бавенского-г двойника плагиоклаза с контрастно выделяющимися *b*-антифазными доменными границами.

Suppl. 3, 577.

ются каемки на средних по размеру и крупных лейстах, расположенных поодиночке в основной массе (фиг.8-9). Есть также несколько зерен неправильной формы размером от 0,5 до нескольких миллиметров, приблизительно такого же состава. Эти зерна, обычно почти изометричные и без кристаллической огранки, разбитые криволинейными трещинами, обладают волнистым погасанием и слабо развитым двойникованием. В плагиоклазе присутствуют богатые фосфором многофазные глобулы шрейберзита и металлического железа [19].

Плагиоклаз, подвергшийся не слишком сильному ударному воздействию, характеризуется мелкопластинчатым механическим двойникованием, а в отдельных участках — деформацией или



250 мкм

Фиг. 8-7. Зональный «плащ» кристалл плагиоклаза в базальте 12 063. Зональность распространяется наружу по направлению к кайме и внутрь к центру от промежуточной зоны (более светлая часть) с наибольшим содержанием анортитового компонента. *Suppl.* 3, 592.

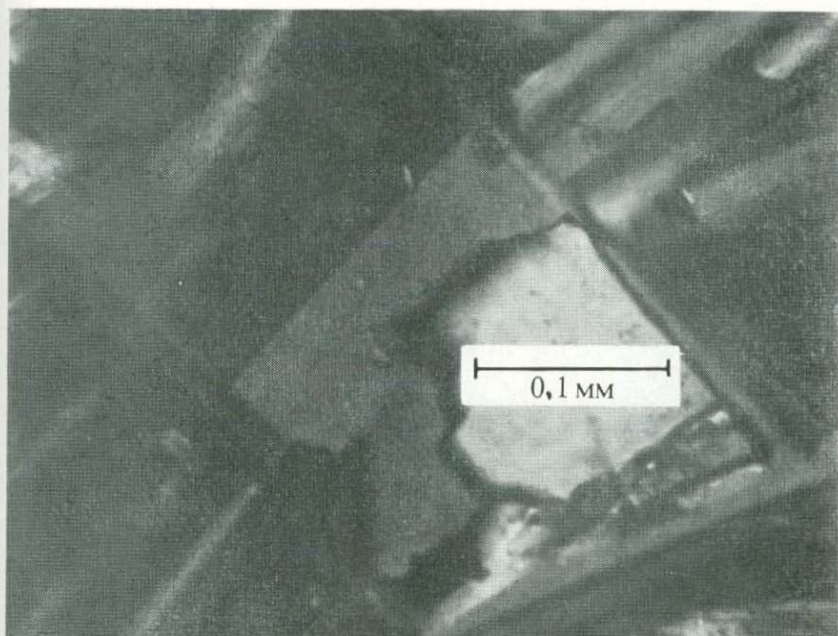
ударной пластинчатостью (обуславливающей мозаичность структуры) (фиг. 8-10). Сильное ударное воздействие проявляется в частичном или полном преобразовании плагиоклаза в тетраморфное стекло с редко расположенными микротрещинами. В частично двупреломляющих участках зерен проявлена ударная пластинчатость. Очень сильное ударное воздействие вызывает образование



100 МКМ

Фиг. 8-8. Полюй плагиоклаз из пикритового базальта 12 002 с обратной и секториальной зональностью и ядром, заполненным основной массой клинопироксена и ильменита. *Suppl.* 4, 997.

химически гомогенного плагиоклазового стекла с флюидальной текстурой (фиг. 8-11). Хотя признаки ударного метаморфизма и деформаций более характерны для лунных брекчий и пород с высоким содержанием полевых шпатов, чем для морских базальтов, все же следы ударного воздействия наблюдаются также и в некоторых плагиоклазах из образцов «Аполлона-11» (фиг. 8-12) [20]. При наблюдении с помощью трансмиссионного электронного микроскопа наиболее характерной чертой внутренней структуры плагиоклаза из крупнозернистого базальта 10 029-1 оказались микро-



Фиг. 8-9. Редкая неправильная зональность в изометричном зерне плагиоклаза из KREEP-базальта 14 310,4. Большая часть зерна имеет состав An_{93} ; светлый угол зерна — An_{79} .

Suppl. 3, 392.

двойники, обычно собранные в группы или пучки. Они, возможно, соответствуют тонким двойникам, наблюдавшимся при оптическом исследовании. Часто видны дислокации на двойниковых швах, а также и внутри самих двойниковых пластинок, что свидетельствует о возможности их образования в результате деформаций. Наличие микродеформационных двойников согласуется с присутствием в тех же зернах сдвиговых дислокаций. Все эти особенности свидетельствуют, что лунная порода 10 029-1 на одном из этапов своей истории подвергалась пластической деформации [21]. В брекчиях «Аполлона-14» связь двойникования с деформацией устанавливается по их совместному проявлению и взаимной корреляции по интенсивности в тех или иных участках со сдвигами, мозаичностью и зонами развития маскелинита [22]. В анортозите 15 415 анортит деформирован значительно сильнее, чем плагиоклаз из базальтов «Аполлона-11» и «Аполлона-12», и в нем нет офсетного двойникования (фиг. 8-13) [17]. В герекристаллизованной полимиктной брекчии 22 006 крупные обломки плагио-



Фиг. 8-10 1. Механические двойники в плагиоклазе, параллельные (010).
Suppl. 1, 297.

клаза диаметром 250 мкм характеризуются волнистым погасанием и изломанными двойниковыми полосами, свидетельствующими о перезке ударном воздействии; зональность состава в этом плагиоклазе проявлена слабо. От ядра к периферии натриевый анортит постепенно сменяется кальциевым битовнитом. Эти обломки находятся в основной массе, также состоящей из плагиоклаза, состав которого меняется в тех же пределах, однако каждое отдельное зерно в этом случае, как правило, химически однородно. Состав плагиоклаза из троктолитовой перекристаллизованной полимиктной брекчии 22 007 соответствует натриевому анортиту; но идиоморфной форме мелких кристаллов плагиоклаза основной массы можно говорить о том, что они образовались в результате перекристаллизации и не являются обломками материнских пород [23]. Подвергнутые ударному воздействию и частично или полностью оплавленные зерна и агрегаты плагиоклаза из пойкилитового базальта 62 235 можно рассматривать как ксенокристаллы. Наиболее ранняя фаза, встречающаяся вместе с Fe-Ni-глобулями и хромистым плеонастом, состоит из ядер почти чистого анортита (от 0,1 и $> 0,3$ мм), окруженных реакционной

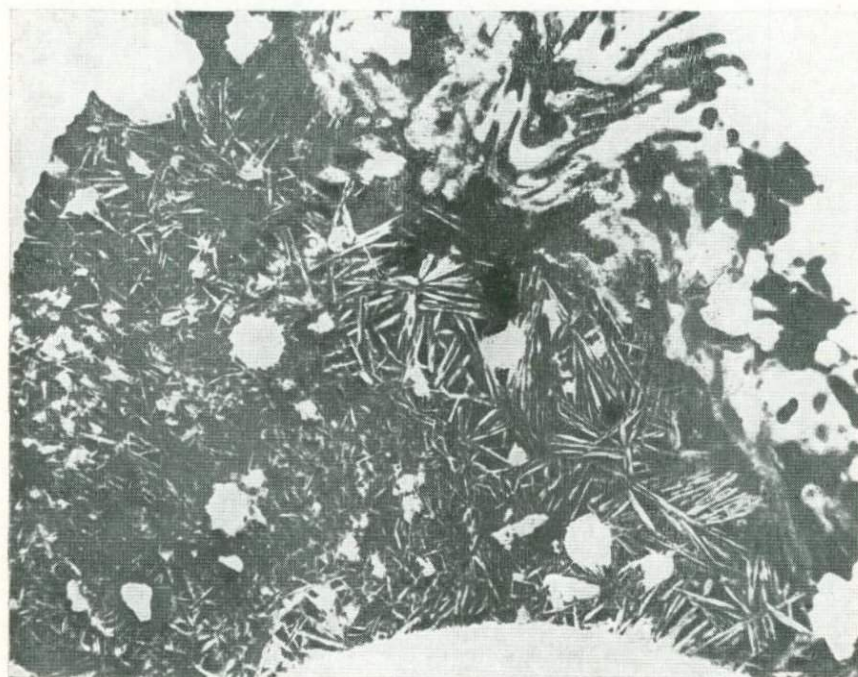


—~0,2 мкм

Фиг. 8-10В. Хорошо развитая мозаичная структура в кристалле плагиоклаза, подвергнутом ударному воздействию.

Suppl. 3, 497.

каймой битовнита, в то время как каемки более поздних фаз на Fe-Ni-глобулях сложены бронзитом, а на шпинели — более кислым плагиоклазом [24]. В анортзитовом катаклазите 60 215/13 обломки однородного по составу очень богатого калием анортита составляют около 97% породы. Размеры зерен колеблются от $< 0,001$ до 6 мм и более. Нередко наблюдается двойникование и волнистое погасание; во многих зернах имеются признаки ударного воздействия. Наличие диаплектического стекла, в некоторых



~1 мм

Фиг. 8-11. Волокнистые кристаллы плагиоклаза, образовавшиеся в результате девитрификации стекла (обратите внимание на структуру течения в окаймляющем стекле). Метаморфизованная брекчия 15418. Снимок НАСА, S-71-52202.

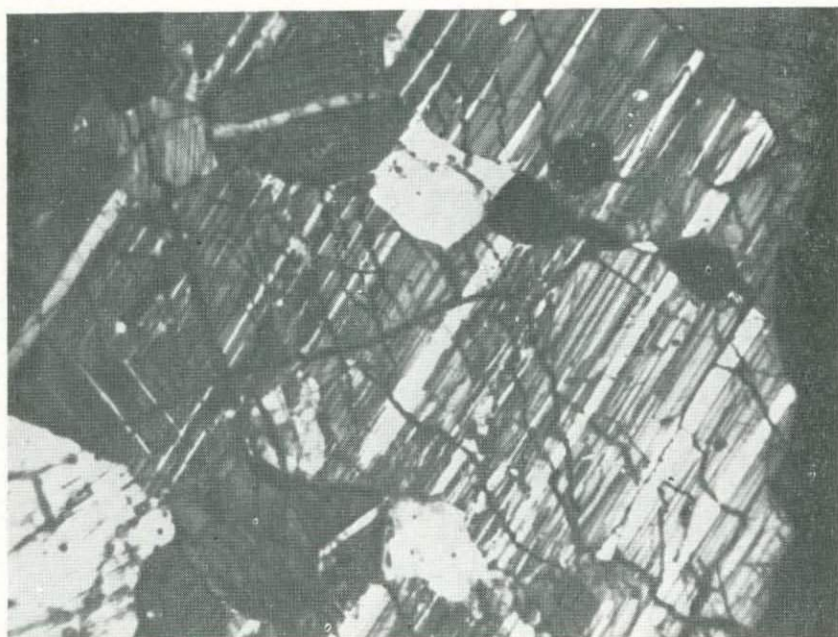
случаях рекристаллизованного, придает зернам роговикоподобный облик [25] (хотя здесь термин «диаплектическое стекло» употреблен как синоним маскелинита, он применяется также к аморфному состоянию любой фазы, сохраняющей морфологию предшествующего кристаллического вещества, в частности спайность, двойниковое строение, границы зерен [26]). Размеры зерен не зависят от ударного воздействия. Некоторые из них раздроблены до субмикронной величины, тогда они входят в состав тонкозернистой обломочной основной массы, а большая часть полевого шпата перекристаллизована [27]. Главным компонентом (82%) анортозитовой брекчии 60 015,126 является плагиоклаз, обычно раздробленный, трещиноватый и превращенный в порошок с изогнутыми и смещенными двойниковыми пластинками. Криптокристаллическая структура стекловатой основной массы могла образоваться в результате плавления плагиоклаза, частично вновь девитрифицированного. Образец анортозитовой



Фиг. 8-12. Зоны прогрессивного ударного метаморфизма в базальтовой породе, покрытой пористым стеклом.

Из частицы М61 обломочного лунного грунта 10 085-25. *Suppl. 1, 381.*

брекчии 61 016,217 на две трети состоит из однородного маскелинита, а в оставшейся трети содержание его составляет 38%. (Здесь «маскелинитом» назван очень сильно изотропизированный в результате ударного воздействия плагиоклаз, и это общепринятый смысл данного термина. Указывалось, однако, что его применение следует ограничить лишь диаплектическим стеклом лабрадоритового состава [26]. Более того, в качестве синонима маскелинита иногда употребляется термин «тетаморфное стекло», хотя его можно применять к «любой стекловатой фазе, образовавшейся в результате превращения минерала-хозяина в твердом состоянии при ударном воздействии» [26].) В центральных частях зерен маскелинита сохраняются реликты полевого шпата, что свидетельствует об ослаблении действия удара от периферии к центру зерна. Часть маскелинита в основной массе этой брекчии раскристаллизована [28]. Маскелинит в брекчии 10 060 также наблюдался в поликристаллических обломках, в одном случае вместе с зернами фазы кремнезема, представляющей собой, по-видимому, кварц. Два зерна этого минерала (диагностированного с помощью микроанализатора) отделены одно от другого выделением



Фиг. 8-13. Оптическое двойникование сильно деформированного плагиоклаза в анортозите 15 415.

СНИМОК НАСА, S-71-52629.

полностью изотропного маскелинита, по составу близкого к An_{95} [1].

Почти чистый альбит (An_3) в виде монокристалла был отобран вручную из образца 22 002,2,7 *d* лунного грунта. Он был диагностирован рентгенографическим методом, однако происхождение этого кристалла не выяснено, так как образец, возможно, был загрязнен. В то же время низкое качество этого кристалла (в частности, диффузность и размытость рентгеновских рефлексов) указывает на то, что он подвергался воздействию удара [4].

Литература

1. Dence et al., *Suppl.* 1, 317—318, 320, 327.
2. Frondel et al., *Suppl.* 1, 461—462.
3. Anderson et al., *Sci.* 167, 588.
4. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 779, 789.
5. Carter, MacGregor, *Suppl.* 1, 248.
6. Gancarz et al., *EPSL* 16, 320—321.
7. Korekawa, Jagodzinski, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 426.
8. Quaide, Wrigley, *Suppl.* 3, 772.

9. Agrell et al., *Sci.* 167, 585.
10. Bailey et al., *Suppl.* 1, 184.
11. Agrell et al., *Suppl.* 1, 108—109.
12. Wenk et al., *Suppl.* 3, 569—570.
13. Juan et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 421.
14. Johan, Christophe, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 385.
15. Trzcienski, Kulick, *Suppl.* 3, 595—596, 600.
16. Crawford, *Suppl.* 4, 705—707, 712.
17. Lally et al., *Suppl.* 3, 401—402.
18. Walker et al., *Suppl.* 4, 1014, 1016, 1020.
19. Helz, Appleman, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 352—353.
20. Chao et al., *Suppl.* 1, 296.
21. Radcliffe et al., *Suppl.* 1, 745.
22. Avé Lallement, Carter, *Suppl.* 3, 896.
23. Podosek et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 888—891.
24. Crawford, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 142.
25. Meyer, McCallister, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 525.
26. von Engelhardt et al., *Suppl.* 1, 370.
27. Meyer, McCallister, *Suppl.* 4, 661.
28. Juan et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 394.

Оптические свойства. Плаггиоклаз обычно прозрачный, бесцветный или белый; лишь изредка он окрашен в бледно-коричневый цвет [1]. Изотропизированный плаггиоклаз (маскелинит), как правило, также бесцветен. Крупные прозрачные зерна были встречены в мелкозернистом материале лунного грунта 61 281,8, 67 701,26 и 67 712,16 [2]. Химическим анализом установлено, что бледно-зеленая стекловатая частица в микроанортозитовом обломке из образца лунного грунта 10 085 состоит из маскелинита (табл. 8-1, колонка 14) [3].

По-видимому, есть близкое соответствие между оптическими свойствами и химическим составом плаггиоклазов. Так, например, стекло, получившееся при плавлении плаггиоклаза состава An_{88} , имеет $n = 1,564 \pm 0,001$, а в случае плаггиоклаза состава An_{74} $n = 1,550 \pm 0,001$ [4]. В крупнозернистом базальте 10 062-35 у плаггиоклаза состава An_{70-95} $n = 1,563 - 1,567 \pm 0,002$, а у плаггиоклаза из образца лунного грунта 10 085-16 (An_{65-94}) $n = 1,536 - 1,550 \pm 0,002$ [5]. Кальциевый битовнит из реголита 12 032,44 (приблизительно An_{89}) имеет следующие показатели преломления в разрезе, параллельном (010): $n'_p = 1,576 \pm 0,001$, $n'_g = 1,583 \pm 0,001$ [6]. Анортит из анортозита 15 445,22 в среднем характеризуется следующими оптическими константами: $n_p = 1,574 \pm 0,001$, $n_m = 1,581 \pm 0,001$, $n_g = 1,585 \pm 0,001$, $2V (-)$ большой, дисперсия слабая, $r > v$.

В лунных битовнитах соотношение между оптической ориентировкой (по измерениям угла I на универсальном столике¹ и

¹ Угол I связывает взаимное положение трех главных направлений колебаний N_p , N_m и N_g оптической индикатрисы с прямоугольной системой кристаллографических координат, где $X = \perp [001]$ в (010), $Y = \perp (010)$, $Z = [001]$; [8].

Таблица 8-1. Анализы плагиноклазов

	1	2	3	4	5	6	7	8
	«Аполлон-12»	«Луна-20» 22 001,16	15 415,220	10 85-4-10а	«Луна-20» 22 003,1,3а	«Луна-20» 926-3	14 310	
							ядро	оболочка
SiO ₂	47,91	42,88	43,36	44,21	44,90	44,1	45,40	45,77
Al ₂ O ₃	33,43	36,08	36,04	35,68	35,60	36,2	34,93	34,35
TiO ₂	—	—	0,04	0,02	0,01	—	0,03	0,05
FeO	0,75	0,08	0,08	0,14	0,06	—	0,14	0,30
MgO	0,22	—	0,07	0,10	0,16	0,09	0,24	0,14
CaO	17,15	20,38	19,34	19,28	19,40	18,9	18,82	18,45
Na ₂ O	—	0,19	0,32	0,46	0,54	0,64	0,85	1,01
K ₂ O	—	0,01	0,05	0,07	0,07	0,03	0,14	0,20
Сумма	99,46	99,62	99,30	99,96	100,76 *	99,96	100,55	100,27
	9 12 032,44	10 12 038,63	11 66,081,5	12 68 415,37	13 «Луна-20» 808-35	14 «Луна-20» 22 002,2,7d	15 10 085-410а	16 10 065
SiO ₂	46,8	48,3	49,4	50,45	52,5	68,0	44,90	48,9
Al ₂ O ₃	33,2	31,7	31,4	31,18	28,4	19,8	34,78	32,2
TiO ₂	—	—	—	—	0,13	—	0,02	—
FeO	0,34	1,14	0,33	0,66	0,68	—	0,21	0,46
MgO	—	0,33	—	—	0,11	0,03	0,05	0,30
CaO	17,7	16,7	15,8	14,50	12,9	0,58	18,92	17,2
Na ₂ O	1,44	1,87	2,12	2,69	3,30	11,4	0,60	1,49
K ₂ O	0,01	0,16	0,23	0,19	0,74	0,13	0,08	0,10
Сумма	99,52 *	100,20	99,28	99,37	98,76	99,94	99,56	100,65

Примечания.

1. Sellers et al., *Suppl.* 2, 670. Из обломка габбро. Анортит (An₁₀₀).
 2. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1014. Из тонкозернистого лунного грунта. Анортит (An₉₈).
 3. Stewart et al., *Lun. Sci. Rev. Abstr.*, 727. Из анортозита. Анортит (An_{96,5}).
 4. Agrell et al., *Suppl.* 1, 109. Из микроанортозитового обломка в образце лунного грунта. Среднее из трех анализов. [Анортит (An_{95,5}).
 5. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 783. Из анортозитового обломка в образце лунного грунта. * Содержится также 0,02% MnO. Анортит (An₉₅).
 6. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 340. Из анортозитового обломка в образце лунного грунта. Анортит (An₉₄).
 7. Longhi et al., *Suppl.* 3, 136. Из КРЕЕР-базальта. Крупный зональный кристалл натриевого анортита (An₉₂).
 8. Longhi et al., *Suppl.* 3, 136. Из КРЕЕР-базальта. Крупный зональный кристалл натриевого анортита (An₉₁).
 9. Wenk, Nord, *Suppl.* 2, 137. Из обломочного лунного грунта. Среднее из 77 определений в точках по всей площади образца. * Содержится также 0,02% SrO. Кальциевый битовнит (An_{88,8}).
 10. Keil et al., *Suppl.* 2, 324. Из крупнозернистого базальта. Битовнит (An_{82,4}).
 11. Taylor, Carter, *Suppl.* 4, 294. Из лунного грунта. Битовнит (An_{79,3}).
 12. Helz, Appleman, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 353. Из порфирированного базальта. Богатые натрием лейсты плагиоклаза. Натриевый битовнит (An_{~72}).
 13. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 340. Из обломка базальта (возможно, морского) в образце лунного грунта. Лабрадор (An_{65,3}).
 14. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 783. Кристалл, отобранный вручную из анортозитового обломка в образце лунного грунта. Альбит (An₃).
 15. Agrell et al., *Suppl.* 1, 109. Из обломка микроанортозита в образце обломочного грунта. Маскелинит (An_{94,1}).
 16. Quaide, Bunch, *Suppl.* 1, 721. Из микробрекчии. Маскелинит (An_{85,9}).
-

химическим составом согласуется с данными для земных плагиоклазов. В то же время большая часть известных аортитов (An_{90-92}) из весьма древних лунных базальтов по оптической ориентировке отличается от аортитов из молодых вулканических пород Земли. Следует, однако, воздержаться от каких-либо окончательных выводов до тех пор, пока не будут получены данные о взаимосвязи оптических свойств и состава для лунных аортитов (An_{93-100}), а также для аортитов метаморфических и глубинных пород Земли [8].

Среди фаз, изученных под люминесцентным микроскопом в порфирировых базальтах 12 018, 12 021 и 12 065, а также в офитовом базальте 12 039, был также и плагиоклаз. Область изменений состава плагиоклаза из этих пород та же, что и в изверженных породах, доставленных станцией «Аполлон-11». Наиболее богатые кальцием участки обладают желтоватой люминесценцией, переходящей в более блеклые тона в относительно обедненных кальцием зонах или каемках. В плагиоклазе из крупнозернистых пород для участков с блеклой люминесценцией характерен отчетливый красноватый оттенок [9]. При синтезе богатых кальцием кристаллов плагиоклаза с заданными примесями было установлено, что активаторами, вызывающими люминесценцию в плагиоклазе из мелкозернистого габбро 10 050,32, являются [10]:

голубая	460 нм	Ti ⁴⁺	300 г/т (сильная)
зеленая	550 нм	Fe ²⁺	5000 г/т (средняя)
желтая	570 нм	Mn ²⁺	300 г/т (средняя)

Литература

1. Meyer, McCallister, *Suppl.* 4, 662.
2. Housely et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 381.
3. Agrell et al., *Suppl.* 1, 109.
4. Bailey et al., *Suppl.* 1, 184—185.
5. Carter, MacGregor, *Suppl.* 1, 248, 250.
6. Wenk, Nord, *Suppl.* 2, 139.
7. Stewart et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 726—727.
8. Wenk et al., *Suppl.* 3, 581—588.
9. Sippel, *Suppl.* 2, 249—251.
10. Mariano et al., *GSA, 1973, Abstr.*, 726.

Химический состав. Лунные плагиоклазы в противоположность нормальным земным плагиоклазам характеризуются избытком кремния и дефицитом алюминия. Эта особенность не может быть связана с наличием включений, поскольку сканирующим электронным микроскопом посторонних фаз обнаружено не было. Если судить о содержании аортитового компонента по отношению Al/Si, а не Ca/Na, то лунные плагиоклазы наиболее близки к нормальным вулканическим. Разница между $An = 4 [Al: (Al + Si)] -$

—1 и $An = Ca:(Ca + Na + K)$ обусловлена замещениями, которые, по-видимому, были встречены до сих пор исключительно в лунных полевых шпатах. Дефицит $Al + Si$ (до 0,06 на формульную единицу) компенсируется вхождением железа, магния и в небольшом количестве натрия или кальция в тетраэдрические позиции структуры. В соответствии с этим повышается отношение Ca/Na для выравнивания электростатического баланса. Увеличение отношения Ca/Na может вызываться также замещениями с образованием вакансий $Ca + \square \rightarrow 2Na$ (этот тип замещений пока еще не подтвержден структурным анализом). Улетучивание щелочей из плагиоклаза если и происходит, то лишь в небольших масштабах. Все эти необычные типы изоморфных замещений — суть отражение специфических для Луны условий кристаллизации плагиоклаза; наиболее важными факторами являются, по-видимому, кристаллизация при высоких температурах, быстрое охлаждение, а также своеобразный состав магмы [1]. Проведенные эксперименты показали, что аномалии состава лунных плагиоклазов не вызываются селективным улетучиванием щелочей в вакууме и не всегда коррелируются со скоростью охлаждения, фиксируемой по структуре пород. Эти аномалии не могут быть также признаком нарушения равновесия, так как они сохраняются неизменными в лунных образцах, которых доводили нагреванием до равновесного состояния и быстро закачивали [2].

Избыток SiO_2 и дефицит Al_2O_3 при данном содержании CaO особенно характерен для плагиоклаза из морских базальтов. В базальте 12 021 степень аномальности увеличивается к периферии всех проанализированных зерен плагиоклаза. Наибольшие отклонения от идеального состава отмечены в полах и секториально-зональных выделениях плагиоклаза из проб «Аполлона-12». Менее значительные отклонения наблюдались в зональном плагиоклазе из базальтов 15 555 и 70 035, а наименьшие — в полном зерне натриевого плагиоклаза из базальта 10 024 [3].

Неперекристаллизованный плагиоклаз состава An_{98} встречен в образцах анортозитов [4]. Плагиоклаз существенно натриевого состава — An_{30} (лабрадор) — найден в порфировых базальтах 12 052 и 12 053 [5]; в светлых прожилках в брекчии 12 013 преобладает еще более натриевый лабрадор (An_{50-55}) [6]. В обломках пород «Аполлона-12», содержащих главным образом калиевый полевой шпат, присутствует также в незначительном количестве плагиоклаз, по составу соответствующий андезину [7]. В образце лунного грунта «Луны-20», возможно, есть альбит. Таким образом, хотя общий состав лунных плагиоклазов и меняется в широких пределах, различные типы лунных пород характеризуются ограниченными колебаниями состава плагиоклазов.

Битовнит преобладает над анортитом в морских базальтах, а в крупнозернистых базальтах «Аполлона-11» битовниты бога-

че кальцием, чем в мелкозернистых породах [8]. Плаггиоклаз в породах «Аполлона-12» представлен преимущественно кальциевым битовнитом, и область изменений его состава еще уже, чем в образцах «Аполлона-11» [9]. В пробах «Аполлона-14» интервал колебаний состава плаггиоклазов более узок в базальтах (An_{84-94}), чем в брекчиях (An_{76-93}) [10]. Плаггиоклаз из крупнозернистого габбро 14 053,6 сравнительно однороден (An_{91}), за исключением периферической части, состав которой зонально изменяется до натриевого битовнита; обычно эта периферическая кайма находится на контакте с калиевым полевым шпатом, кристобалитом и стеклом. В обломке анортозитовой породы из брекчии 14 321,22 плаггиоклаз зонально изменяет свой состав от $An_{90,8}$ в ядре до $An_{82,4}$ в периферической части. В KREEP-базальте 14 310 плаггиоклаз часто находится в контакте с калиевым полевым шпатом [11]. В более крупных кристаллах наблюдается асимметричная зональность, заключающаяся в изменении состава от An_{96} до An_{90-88} в краевой части, в то время как содержание MgO возрастает от одного края кристалла к другому, а не от центра к периферии. Ядра крупных кристаллов по составу сходны с плаггиоклазом «материнской породы» — анортозитом 15 415 (An_{96-97}). Как по данным оптического исследования, так и по результатам рентгеноспектрального микроанализа в образце 14 310 нет полых или секториально-зональных выделений плаггиоклаза [12]. В обломке анортозита из пробы лунного грунта «Луны-20» богатый кальцием плаггиоклаз является главным пороодообразующим минералом (табл. 8-1, колонка 6), в то время как обломки морских базальтов по содержанию и структуре плаггиоклаза сходны с базальтами, доставленными станцией «Луна-16»; составы этих плаггиоклазов лежат в интервале от лабрадора (табл. 8-1, колонка 13) до кальциевого битовнита [13]. Включения плаггиоклаза в пироксеновых пойкилобластиках из пойкилитового базальта 60 315,63 имеют состав An_{93-89} . Эти кристаллы сильно обогащены натрием в своих краевых частях и характеризуются низкими и переменными содержаниями железа и магния (0,0 — 0,18% FeO; 0,12 — 0,19% MgO). Реликтовые и интерстициальные зерна плаггиоклаза в этих породах имеют более изменчивый состав, и в них содержатся более кальциевые ядра (An_{97}) с содержанием MgO от 0,07 до 0,08%; железа в них не обнаружено. Плаггиоклазовые включения в пироксене из пористой пойкилобластической брекчии 77 135,18 представлены идиоморфными лейстами An_{91-89} , а реликтовые зерна плаггиоклаза относительно богаче кальцием (An_{96-94}) [14].

Элементов-примесей в плаггиоклазе мало, но они специфичны для каждого типа пород, в состав которых входят плаггиоклазы. Из переходных элементов наиболее важную роль в лунных плаггиоклазах играет железо; количество FeO колеблется от 0,03

до 1,2% [15]. Одной из самых своеобразных черт плагиоклаза из образцов, доставленных станцией «Луна-20», является относительно низкое содержание железа [16]. В 95% плагиоклазов обнаружено менее 0,3% FeO [17], а в некоторых случаях его вообще нет (табл. 8-1, колонки 6 и 14). В нескольких кристаллах плагиоклаза с незакономерным распределением железа по зонам имеются ориентированные включения игольчатых кристаллов железа. Кристаллографический контроль расположения этих кристаллов в теле минерала-хозяина (плагиоклаза) свидетельствует, по-видимому, о распаде твердого раствора, хотя нельзя также отвергать и возможность одновременного эпитактического роста обеих фаз. В кристаллах железа есть только один примесный элемент — никель — в количестве от 1 до 2%. Если эти кристаллы железа образовались в результате распада твердого раствора, то этот процесс должен был протекать после кристаллизации основного минерала — плагиоклаза [18]. В плагиоклазе из анортозита 14 258,28 (1419-7) всего 0,05% FeO [19]. С другой стороны, в плагиоклазе из порфирового базальта 12 050 примесь FeO составляет от 1,1 до 1,6%, а в битовнитах из крупнозернистого базальта 12 038 FeO еще больше — до 1,92% [20]. Средний анализ плагиоклаза из этой породы приведен в табл. 8-1, колонка 10. Сообщалось, что в плагиоклазе из образцов «Луны-20» содержание FeO колеблется в пределах от 0,18 до 1,8% [21]. Полагают, что железо в состав полевого шпата входит изоморфно, поскольку в том участке образца, где проводился микроанализ, посторонних включений не было [22]. Возможно, что часть железа находится в тетраэдрической координации [9]. Незакономерные колебания содержания железа в пределах отдельных кристаллов объяснить пока не удалось, но можно предположить, что часть обнаруженного железа не закисная. По данным исследования ЭПР в кристаллах плагиоклаза из анортозита 15 415 с общим содержанием FeO от 0,08 до 0,10% более 1% суммарного количества железа находится в виде Fe³⁺. Оно замещает Al³⁺ по крайней мере в двух неэквивалентных позициях [23]. Мессбауэровское изучение плагиоклаза также показало значительный вклад в спектр Fe³⁺, причем отношение Fe³⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺) находится в интервале приблизительно от 0,02 до 0,1. Fe³⁺ может присутствовать в форме неизвестных ранее комплексов [15]. Распределение элементов-примесей в плагиоклазе отчасти определяется изменением состава расплава в ходе кристаллизации. По-видимому, существует также и некоторый кристаллохимический контроль распределения тех или иных элементов в пределах зерен плагиоклаза. Так, например, в секторе (001) зерен с хорошо выраженной секториальной зональностью меньше всех примесных элементов, чем в секторе (010). Этих элементов в обогащенных натрием частях кристаллов значительно больше, причем для магния эта законо-

мерность проявляется сильнее всего, а для титана она выражена наиболее слабо [3].

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Морские базальты характеризуются высоким содержанием железа ($\text{FeO} > 0,5\%$) в богатых кальцием плагиоклазах.

Таблица 8-2. Содержание элементов-примесей в некоторых лунных плагиоклазах, г/т

	1 10 084,75	2 14 063	3 14 321, 184-55	4 «Апполон-15»	5 61 222,3	6 65 015
Ru	< 12—39±15					
Os	1—5,6					
F	17—60					
Br	≥ 0,06—0,25					
U	0,16 (прибл.)					
Sc	4,0					
Sm	6,8					
Eu	1,06					
La	2,56					
Ce	5,0					
Tb	0,22					
Dy	1,52					
Yb	0,86					
Lu	0,113					
Hf	0,6					
Rb	2,01					
Sr	22,62					
	0,078—0,686					
	0,136					
	2,050—6,54					
	244,6—340,8					
	17,22					
	169,6—185,8					

Примечания.

1. Reed et al., *EPSL* 11, 356. Из образца лунного грунта.
2. Helmke, Haskin, *Lun. Sci. III. Rev. Abstr.*, 367—368. Кристалл, отобранный из брекчии.
3. Mark et al., *Lun. Sci. IV. Abstr.*, 501. Из базальтовой частицы в брекчии.
4. Panastassiou et al., *EPSL* 17, 332. Из разных образцов базальтов и габбро.
5. Mark et al., *Lun. Sci. IV. Abstr.*, 501. Из базальтовой частицы в брекчии.
6. Panastassiou et al., *EPSL* 17, 56. Из полимиктной породы, богатой КРЕЕР-компонентом.

2. КРЕЕР-базальты, в которых состав плагиоклазов колеблется в широких пределах и мало железа ($\text{FeO} < 0,7\%$), в целом отличаются более натриевым составом плагиоклазов ($\sim \text{An}_{87} - \text{An}_{75}$).

3. Для богатых полевым шпатом изверженных пород характерно низкое содержание ($\text{FeO} < 0,4\%$) и наличие богатых кальцием плагиоклазов (An_{95} или более) [24].

Количество элементов-примесей в некоторых лунных плагиоклазах приведено в табл. 8-2.

Литература

1. Wenk, Wilde, *Contrib. Mineral. Petrol.* 41, 98—100.
2. Storey, O'Hara, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 752.
3. Crawford, *Suppl.* 4, 709, 713—714.
4. Wood et al., *Suppl.* 1, 966.
5. Gay et al., *Suppl.* 2, 382.
6. Drake et al., *EPSL*, 9, 118.
7. Mason et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.*, 257.
8. Stewart et al., *Suppl.* 1, 927.
9. Appleman et al., *Suppl.* 2, 120—121, 124—125.
10. Czank et al., *Suppl.* 3, 603.
11. Kushiro et al., *Suppl.* 3, 121.
12. Trzcienski, Kulick, *Suppl.* 3, 596—597.
13. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 339.
14. Bence et al., *Suppl.* 4, 602, 607.
15. Schürmann, Hafner, *Suppl.* 3, 615, 619.
16. Adams et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 734.
17. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1015.
18. Bell, Mao, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 757—758.
19. Powell, Weiblen, *Suppl.* 3, 847.
20. Keil et al., *Suppl.* 2, 323—324.
21. Jakeš et al., *EPSL* 13, 261.
22. Agrell et al., *Suppl.* 1, 109.
23. Hafner, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 326—327.
24. Steele, Smith, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1076—1077.

Рентгенографические данные. Благодаря совершенству кристаллов лунных плагиоклазов и отсутствию в них химических изменений мы получаем исключительно ценную информацию о процессах упорядочения, применимую к земным полевым шпатам. Хотя истинная природа упорядочения алюминия и кремния ни в одном из лунных плагиоклазов неизвестна, достаточно простой оценки, чтобы понять, что плагиоклазы, доставленные станциями «Аполлон-11» и «Аполлон-12», не столь сильно разупорядочены, как некоторые нагретые земные образцы почти эквивалентного состава; в то же время они и не столь сильно упорядочены, как плагиоклазы близкого состава земных интрузивных пород [1].

Некоторые лунные битовниты дают «некогерентную» двухфазную дифракционную картину, и мы можем рассматривать их, как субмикроскопические прорастания фаз с различным содержанием Al [2]. В отдельных плагиоклазах из брекчии 12 013,10 монокристалльными рентгенографическими методами установлены антипертитовые вроски. Состав минерала-хозяина лежит в интервале лабрадор — битовнит, а фаза вросток, по видимому, представляет собой одну из разновидностей калиевого полевого шпата. Природа этих вросток еще окончательно не установлена [3], и в первых сообщениях предполагалось, что они представлены альбитом [4].

Таблица 8-3. Рентгенографические данные для некоторых лунных плагиоклазов

Рентгено- графические данные, Å	1 15 415,22	2 «Луна-20» 22 003,1,3а	3 «Луна-20» 926-3	4 14 310	5 12 032,44	6 «Луна-20» 22 002,2,7d
<i>a</i>	8,179 [1]	8,19	8,14±0,05	8,18	8,16±0,01	8,16
<i>b</i>	12,879 [1]	12,86	12,9±0,2	12,87	12,89±0,01	12,88
<i>c</i>	14,179 [1]	14,21	14,12±0,1	14,19	14,18±0,01	7,17
Простран- ственная группа	$P\bar{1}$	$P\bar{1}$	$P\bar{1}$	$P\bar{1}$	$I\bar{1}$	$C\bar{1}$

Примечания.

1. Stewart et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 726—727. Из анортозита. Анортит $An_{96,5}$ (табл. 8-1, колонка 3).
2. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 788. Из анортозитового обломка в лунном грунте. Анортит An_{95} (табл. 8-1, колонка 5).
3. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 339. Из анортозитового обломка в лунном грунте. Анортит An_{94} (табл. 8-1, колонка 6).
4. Wenk et al., *Suppl.* 3, 575. Из KREEP-базальта. Анортит $An_{93,4}$.
5. Wenk, Nord, *Suppl.* 2, 139. Из пробы мелкозернистого лунного грунта. Кальцевый битовинит $An_{88,8}$ (табл. 8-1, колонка 9).
6. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 788. Кристалл, отобранный вручную из анортозитового обломка из проб лунного грунта. Альбит An_3 (табл. 8-1, колонка 14).

Исследование плагиоклаза из KREEP-базальта 14 310 с помощью трансмиссионного электронного микроскопа выявило наличие изолированных субмикроскопических двойниковых пластинок толщиной около 1 мкм, встречающихся обычно одиночными параллельными парами и тройками. Некоторые пластинки еще тоньше — 0,2 мкм. Закон двойнирования альбитовый и бавенский-*r* (табл. 8-3, колонка 4). Электронно-микроскопические снимки в темном поле показали присутствие как крупных, так и мелких *b*-антифазных доменов; структура распада кристаллов проявляется в расщеплении вдоль *b*-рефлексов дифракционной картины. Размытость *c*-рефлексов на рентгенограммах и невозможность различить *c*-домены на снимках под электронным микроскопом этого анортита (An_{94}) свидетельствуют о сравнительно быстром охлаждении породы 14 310 по сравнению с глубинными образованиями [5]. На основании многочисленных исследований антифазных доменов в лунных (а также и в некоторых земных) плагиоклазах могут быть сделаны некоторые выводы. По-видимому, существует узкая область составов (An_{95}), в которой при относительно высоких температурах в одном и том же кристалле могут быть образованы как *c*- так и *b*-домены. С увеличением содержания натрия *b*-домены приобретают все более ясно выражен-

ную кристаллографическую ориентировку, и иногда их трудно становится отличить от структур распада твердых растворов. Это свидетельствует о возможной роли *b*-доменов в качестве ядер зарождения процесса распада. В настоящее время можно прийти лишь к качественному выводу, согласно которому относительно быстрое снижение температуры, достигшей свыше 1000°C, как правило, характерно для базальтовых пород, аномальности же остывают медленнее, а в брекчиях аномальности часто подвергались закалке, что проявляется в образовании доменов. Аналогичные данные получены и при изучении структур в прозрачных шлифах [6].

Общий интервал изменений параметров элементарных ячеек лунных плагиоклазов весьма ограничен и демонстрирует отчетливую зависимость параметров от содержания кальция [1]. Параметры элементарных ячеек некоторых лунных плагиоклазов приведены в табл. 8-3.

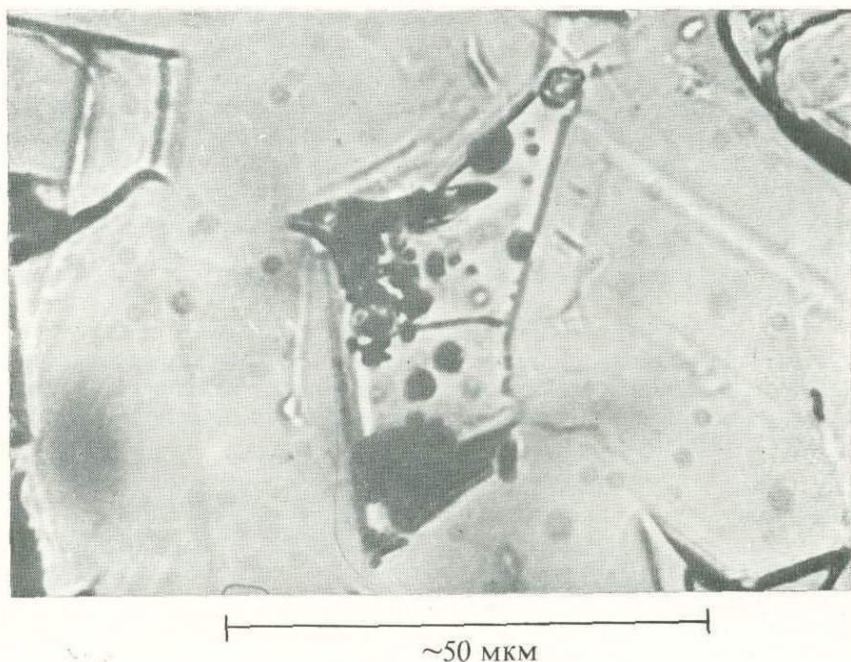
Литература

1. Appleman et al., *Suppl.* 2, 125, 131.
2. Jagodzinski, Korekawa, *Suppl.* 3, 555.
3. Bown, Gay, *EPSL* 11, 23, 26.
4. Bancroft et al., *Lun. Sci. Conf.* 1971, *Abstr.*, 256.
5. Wenk et al., *Suppl.* 3, 569, 575—576.
6. Wenk et al., *Suppl.* 4, 920—921.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ $KAlSi_3O_8$

Использованные названия

- Щелочной полевой шпат; Agrell et al., *Suppl.* 1, 125.
 Ва-содержащий щелочной полевой шпат; Weill et al., *Suppl.* 2, 414.
 Богатая Ва и К фаза; Anderson, Smith, *Suppl.* 2, 437.
 Баристый К-полевой шпат; Keil et al., *Suppl.* 2, 325.
 Баристый санидин; Brown et al., *Suppl.* 3, 154.
 Бариевый щелочной полевой шпат; Weill et al., *Suppl.* 2, 417.
 Барийсодержащий санидин; Peckett, *Moon* 3, 406.
 Богатый Ва К-полевой шпат; Lovering et al., *Suppl.* 3, 288.
 Ва-санидин; Brown et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 95.
 Цельзиан-ортоклазовый полевой шпат; Trzcinski, Kulick, *Suppl.* 3, 591.
 Гиалофан; Christophe-Michele-Lévy et al., *Suppl.* 3, 889.
 К, Ва-полевой шпат; Meyer et al., *Suppl.* 2, 396.
 Богатая барием полевошпатовая фаза; Anderson, Smith, *Suppl.* 2, 431.



Фиг. 8-14. Выделение калиевого стекла длиной 0,05 мм (в центре снимка), содержащее включения Fe-пигонита (крупные темные зерна) и непрозрачные глобулы. *Suppl.* 4, 652.

К-полевой шпат; Keil et al., *Suppl.* 1, 579.

K_2O -BaO полевой шпат; Gancarz et al., *EPSL* 12, 5.

Богатый K_2O -BaO полевой шпат; Gancarz et al., *EPSL* 12, 4.

«Богатая K фаза»; Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138.

Ортоклаз; Weill et al., *Suppl.* 2, 413.

Калиевый полевой шпат; Drake et al., *EPSL* 9, 113.

Калиево-бариевый полевой шпат; Dence et al., *Suppl.* 1, 322.

Калиевый полевой шпат, Anderson, Smith, *Suppl.* 2, 433.

Санидин; Pickart, Alperin, *Suppl.* 2, 2081.

Условия нахождения и формы выделения. Некоторые из калиевых полевых шпатов могут быть фазами, образовавшимися в результате распада твердого раствора в лунном плаггиоклазе. Так, например, натриевый плаггиоклаз, в котором K_2O больше, чем в более распространенном кальциевом плаггиоклазе KREEP-базальта «Аполлона-14», содержится фаза, возможно, представляющая собой калиевый полевой шпат, образованный в результате распада твердого раствора. Чаще всего в таких породах калие-

Таблица 8-4. Анализы калиевых полевых шпатов

	1 10 046-48-2	2 14 162,41	3 10 045-29	4 14 305,77	5 14 206, 53-20A	6 14 310	7 14 276,13	8 12 039,3	9 12 063,15	10 10 085-LR-1	11
SiO ₂	64,63	65,1	64,6	62,5	62,5	60,79	61,44	57,2	54,45	61,0	59,6
Al ₂ O ₃	18,15	18,7	19,9	19,5	18,4	19,24	19,45	20,1	21,35	20,5	20,7
TiO ₂	—	0,38	—	0,30	—	—	—	—	—	—	0,27
FeO	0,10	0,14	0,6	0,23	—	0,24	0,02	0,35	1,00	—	0,30
MgO	0,02	—	—	0,02	—	0,01	0,02	—	—	—	0,04
CaO	0,33	0,6	0,72	<0,1	0,8	0,58	0,61	0,55	0,55	2,07	1,36
Na ₂ O	2,22	1,0	0,33	0,79	0,5	0,83	1,73	0,81	0,13	1,24	0,89
K ₂ O	12,55	12,7	13,1	15,2	13,7	13,56	12,02	11,1	8,83	10,9	9,42
BaO	—	—	—	1,0	2,6	3,84	4,35	9,3	12,15	2,73	6,25
Сумма	98,00	98,62	99,25	99,60*	98,5	99,09	99,64	99,41	98,46	98,44	98,90*

Примечания.

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 125. Из брекчии. Калиевый полевой шпат.
2. Powell, Weiblen, *Suppl.* 3, 846. Из норитового обломка в пробе лунного грунта. Калиевый полевой шпат.
3. Keil et al., *Suppl.* 1, 579. Из тонкозернистого оливнинового базальта. Калиевый полевой шпат.
4. Lovering et al., *Suppl.* 3, 289. Из брекчии. * Среднее из двух анализов, которыми обнаружено также 0,06% P₂O₅ и < 0,05MnO. Калиевый полевой шпат.
5. Anderson et al., *Suppl.* 3, 823. Из «гранитного» обломка в брекчии. Баристый К-полевой шпат.
6. Trzcienski, Kulick, *Suppl.* 3, 597. Из KREEP-базальта. Баристый К-полевой шпат.
7. Gancarz et al., *EPSL* 16, 313. Из габброидного анортозита. Баристый К-полевой шпат.
8. Keil et al., *Suppl.* 2, 325. Из крупнозернистого базальта. Баристый К-полевой шпат.
9. Trzcienski, Kulick, *Suppl.* 3, 594. Из базальта. Баристый К-полевой шпат (названный в оригинале цельзиан-ортоклазом, Sp₂₇).
10. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138. Из «пестро-серого» базальта в пробе лунного грунта. (Бедная барием фаза). Отропизированный ударным воздействием баристый К-полевой шпат или интерстициальное остаточное стекло?
11. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138. Из «пестро-серого» базальта в пробе лунного грунта. (Богатая барием фаза). * Анализом обнаружено также 0,04% Cr₂O₃ и 0,03% MnO. Отропизированный ударным воздействием баристый К-полевой шпат или интерстициальное остаточное стекло?

вый полевой шпат встречается в интерстициях между выделениями плагиоклаза и ортопироксена [1].

В калиевом полевоом шпате, называемом в разных случаях ортоклазом [2] или санидином [3], часто встречается в некотором количестве BaO. В изверженных породах калий и баристый калиевый полевые шпаты встречаются в интерстициях часто в ассоциации с остаточным стеклом, обогащенным SiO₂ и K₂O (фиг. 8-14) [2]. В брекчии 10 046-48-2 единственный угловатый обломок состоит из переплетенных между собой лейст калиевого полевого шпата; интерстиции между этими лейстами заполнены минералом кремнезема (вероятно, тридимитом) (табл. 8-4, колонка 1) [4]. В некоторых брекчиях из проб «Аполлона-14» в так называемых риолитовых обломках есть ядра кварца и калиевого полевого шпата [5], а обломок размером 1 мм [2], встреченный среди стекловатой основной массы в брекчии 12 057,22, сложен взаимопроросшими калиевым полевым шпатом и кварцем [6]. Это именно тот тип прорастаний, который дал основание применять обсуждавшийся ранее термин «гранитный компонент». В порфириновом базальте 12 021 обогащенные кремнеземом участки содержат в интерстициальной массе редкие идиоморфные кристаллы баристого K-полевого шпата диаметром до 50 мкм [2], а бариевый санидин отмечался при описании KREEP-базальта 14 310, а также базальта 14 073 [7]. В брекчии 14 066 баристый K-полевой шпат встречается в виде изометричных кристаллов длиной около 350 мкм [3].

Литература

1. Meyer et al., *Suppl.* 2, 405.
2. Weill et al., *Suppl.* 2, 413, 425.
3. Pickart, Alperin, *Suppl.* 2, 2081.
4. Agrell et al., *Suppl.* 1, 125.
5. Anderson et al., *Suppl.* 3, 823.
6. Sclar, Bauer, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 688.
7. Brown et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 95.
8. Christophe-Michel-Lévy et al., *Suppl.* 3, 889.

Оптические свойства. Данных оптического исследования калиевых полевых шпатов имеется мало. В «пестро-сером» базальте, доставленном станцией «Аполлон-12», отмечалась фаза с низким двупреломлением, которая представляет собой скорее богатое калием стекло, чем полевой шпат [1].

Сходная фаза (названная просто «богатой калием фазой») из образца LR-1 может быть полевым шпатом, но она преимущественно изотропна [2]. Кристалл баристого K-полевого шпата из KREEP-базальта 14 310 имеет $2V < 20^\circ$, и поэтому он был назван санидином [3]. При исследовании лунных фаз под люминесцентным микроскопом отмечалась синяя люминесценция крошеч-

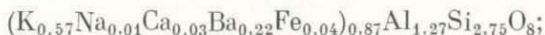
ных частиц калиевого полевого шпата в некоторых порфировых базальтах, доставленных станцией «Аполлон-12» [4].

Литература

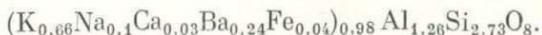
1. Anderson, Smith, *Suppl.* 2, 435.
2. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138.
3. Brown et al., *Suppl.* 3, 153.
4. Sippel, *Suppl.* 2, 250.

Химический состав. Калий — весьма малораспространенный элемент лунных пород. Калий в небольшом количестве входит в состав некоторых плагиоклазов, однако большая его часть концентрируется в остаточном расплаве.

В некоторых анализах барий не значится (в частности, табл. 8-4, колонки 1—3), но тем не менее BaO — обычная составная часть калиевых полевых шпатов, хотя количество его может быть различным. Калиевый полевой шпат из KREEP-базальта 14 310, отличающийся некоторой зональностью состава (от $\text{An}_{5,7}\text{Ab}_{12,8}\text{Or}_{81,5}$ до $\text{An}_{3,1}\text{Ab}_{6,4}\text{Or}_{90,5}$), также имеет в своем составе BaO от 3 до 6% [1]. Содержание BaO изменяется обратно пропорционально содержанию K_2O [2], что свидетельствует о существовании в некотором пределе твердого раствора между ортоклазом KAlSi_3O_8 и целъзианом $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Отмечалось, что кремнезем часто находится в избытке по отношению к стехиометрическому составу (K, Ba)-полевого шпата и, возможно, этот минерал образует взаимные прорастания со свободным кремнеземом [2]. BaO в количестве $> 12\%$ был зафиксирован в баристом K-полевоом шпате из базальта 12 063,15 (табл. 8-4, колонка 9). Этот анализ пересчитывается на формулу:

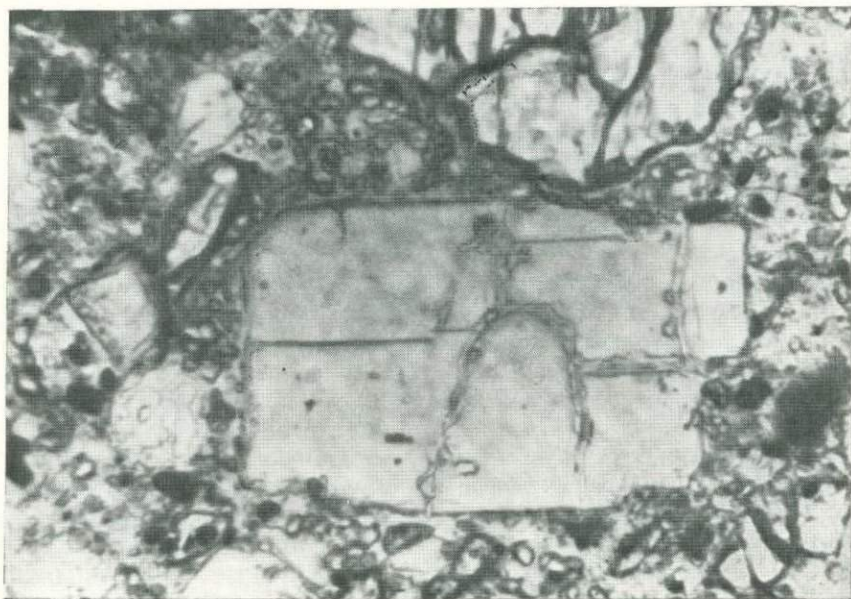


данный минерал был назван целъзиан-ортоклазом (Cn_{27})¹. Если считать, что низкая сумма анализа связана с частичным улетучиванием 1,50% K_2O , то можно предположить и иную формулу, рассчитанную на основании содержания K_2O , равного 10,3%:



Эта формула может быть представлена как Cn_{24} [3]. Прежде чем говорить о новой минеральной фазе, необходимо провести тщательное рентгенографическое исследование и решить, существует ли структурное различие между этим полевым шпатом с высоким содержанием бария и другими лунными баристыми K-полевыми шпатами. Идиоморфный кристалл баристого K-полевого шпата из шпинельсодержащей брекчии 14 066 был назван

¹ Это название некорректно, поскольку ортоклаз и целъзиан — структурно различные фазы.



50 мкм

Фиг. 8-15. Кристалл гидрофана.
Suppl. 3, 891.

гидрофаном (фиг. 8-15). Формула его была дана в виде $K_{0,765}Na_{0,082}Ca_{0,027}Ba_{0,126}Al_{1,153}Si_{2,84}O_8$ [4], что приблизительно соответствует 7,5% BaO. Гидрофан (с 6,29% BaO) был найден также в образце лунного грунта 15 532,11 [5].

Имеются значительные различия в составе «богатых калием фаз» из образца LR-1 (табл. 8-4, колонки 10 и 11). Судя по анализам, составы этих фаз как с высоким, так и с низким содержанием бария приближаются к стехиометрическому составу полевых шпатов. Тем не менее указывалось, что эти фазы могут представлять собой интерстициальное остаточное стекло, а не изотропизированный ударным воздействием полевой шпат [6].

Литература

1. Kushiro et al., *Suppl.* 3, 121.
2. Meyer et al., *Suppl.* 2, 405.
3. Trzcienski, Kulick, *Suppl.* 3, 591, 594.
4. Christophe-Michel-Lévy et al., *Suppl.* 3, 889.
5. Weiblen, Roedder, *Suppl.* 1, 138.
6. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138.

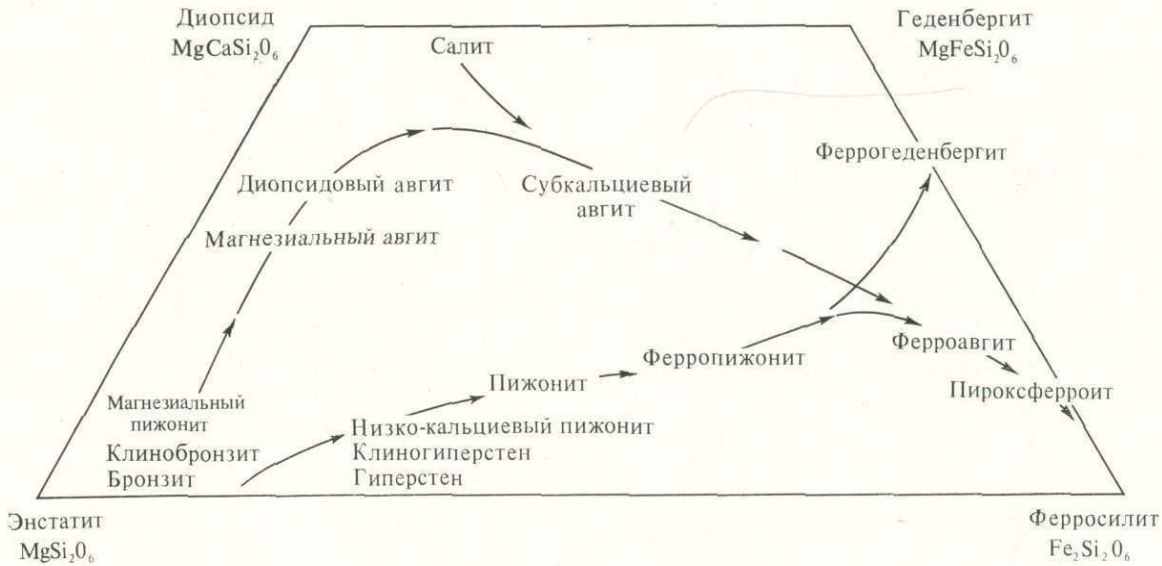
Силикаты: пироксены и пироксферроит

В лунных кристаллических породах и почти во всех брекчиях пироксены являются наиболее широко распространенной группой минералов [1]. Большею частью это клинопироксены, но иногда встречаются и ортопироксены, причем преимущественно магнезиальные разновидности. По составу лунные пироксены соответствуют ряду: диопсид $MgCaSi_2O_6$ — геденбергит $MgFeSi_2O_6$ — ферросилит $Fe_2Si_2O_6$ — энстатит $Mg_2Si_2O_6$. Химические составы пироксенов и их номенклатура показаны на четырехкомпонентной диаграмме (фиг. 9-1). Несмотря на отсутствие разновидности, по составу близкой к волластониту $CaSiO_3$, он представляет собой существенный компонент авгитов — было отмечено до 46 мол. % $CaSiO_3$ [2].

Установлена зависимость химического состава лунных пироксенов от среднего валового состава вмещающих пород, места и времени их выделения в ходе развития процесса минералообразования и от колебаний окислительного потенциала [3]. Состав пироксеновых зерен постепенно меняется по зонам, а при быстрой кристаллизации происходил распад твердого раствора пижонита в авгите (и авгита в пижоните). Часто наблюдается четкая секториальная зональность.

В породах, доставленных «Аполлоном-11», преобладает авгит, иногда с пониженным содержанием кальция [4]; как в тонкозернистых, так и в крупнозернистых изверженных породах минералы группы авгит — пижонит слагают почти 50 % их объема [5].

Изменчивость химического состава лунных пижонитов, структуры распада, эпитактические сростания пижонита с авгитом и ортопироксеном, доменная структура, колебания степени упорядочения катионов и относительно широкое их распространение — все это сыграло значительную роль при реконструкции истории кристаллизации морских базальтов. Так, например, согласно одной из гипотез, пироксеновый витрсфир 15 597 достиг лунной поверхности в основном в недифференцированном состоянии; вероятно, он отделился от основного магматического тела и под-



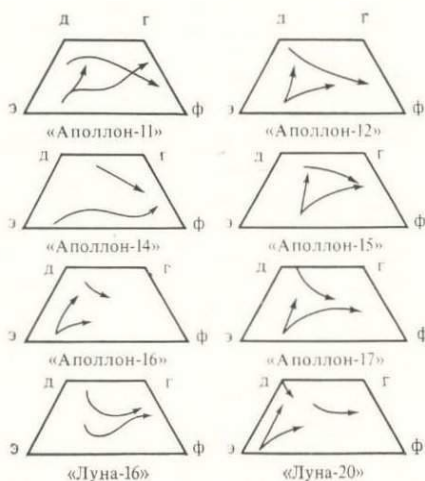
Фиг. 9-1. Четырехкомпонентная диаграмма с номенклатурой лунных пироксенов, показывающая общие тренды их составов.

вергся быстрому остыванию в лунном реголите или на его поверхности. В этой породе пижонит и авгит зародились в неустойчивой метастабильной форме, впоследствии они окончательно затвердели, что обусловило образование зональности, сопровождаемой обрастанием пижонита авгитом. Кристаллографические особенности пижонитов, по-видимому, отражают один из переломных моментов процесса их остывания на Луне [6].

Пироксены из КРЕЕР-базальта 14 310 можно подразделить на три главные группы: бронзитовые ортопироксены, двойникованные магнезиальные пижониты и несдвойникованные железистые пижониты. По кристаллографическим признакам, таким, как нарастание сдвойникованного магнезиального пижонита на бронзит по общей плоскости (100), они отличаются от морских пироксенов, и, по-видимому, эти признаки можно будет использовать для характеристики лунных пород и процессов их кристаллизации. По характеру распада и особенностям химического состава пироксенов можно заключить, что их кристаллизация в этом случае происходила значительно быстрее, чем в интрузивных породах, но она была не столь метастабильной, как во многих морских породах [7]. Надежно установлена тесная связь КРЕЕР-стекла с ортопироксенами. В коренных базальтах из образцов «Аполлона-11» и «Аполлона-12» ортопироксены отмечены не были; вероятно, они являются индикаторами необычного КРЕЕР-компонента в лунном грунте [8]. По распределению катионов и кристаллической структуре ортопироксены из образцов «Аполлона-14» схожи с земными пироксенами вулканического происхождения [7].

Составы отдельных кристаллов пироксена и плагиоклаза из коричневатых стекловатых микробрекчий «Аполлона-15» (почти на 90% состоящих из рыхлого материала) свидетельствуют о том, что продукты имбрийской вулканической деятельности, залегающие под реголитом, состоят из раздробленного КРЕЕР-базальта, перекристаллизованных норитов и анортозитов [9].

По химическому составу нового минерала из группы пироксенов, структурно идентичного земному пироксмангиту (но в нем очень мало марганца), был назван пироксферроитом [10]. На более поздней стадии кристаллизации прекратилось образование пироксенов и появился пироксферроит [11]. Предполагают, что эта метастабильная триклинная фаза образовалась (вместо более устойчивого соединения) вследствие зарождения ее на уже существовавшем пироксеновом субстрате. В этих условиях состав моноклинной модификации был относительно менее стабильным, чем состав триклинной [12]. На поздних стадиях кристаллизации мезостазиса, когда пироксферроит был еще неустойчивым, появился пироксен, близкий к геденбергиту (феррогеденбергит) [11].



Фиг. 9-2. Общие тренды составов пироксенов, доставленных различными станциями.

На диаграммах (фиг. 9-2) показаны две основные тенденции изменений составов пироксенов из целого ряда типов лунных пород.

1. Высокомагнезиальные клинопироксены и ортопироксены, встречающиеся в анортозитах, норитах и пойкилобластических брекчиях.

2. Более железистые клинопироксены из морских базальтов, оливиновых и полевошпатовых микрогаббро и полевошпатовых перидотитов.

Литература

1. Dence et al., *Suppl.* 1, 319.
2. Hargraves, Hollister, *Sci.* 175, 430.
3. Papike, Bence, *Suppl.* 3, 461.
4. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5802.
5. Schmitt et al., *Suppl.* 1, 29, 31.
6. Brown, Wechsler, *Suppl.* 4, 887—888, 894.
7. Takeda, Ridley, *Suppl.* 3, 425, 429.
8. Meyer et al., *Suppl.* 2, 404.
9. Cameron et al., *EPSL* 19, 20.
10. Chao et al., *Suppl.* 1, 78.
11. Agrell et al., *Suppl.* 1, 101.
12. Hollister, Hargraves, *Suppl.* 1, 549.

Клинопироксены: группа диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — геденбергит $\text{MgFeSi}_2\text{O}_6$ — ферросилит $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Использованные названия

АВГИТ $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$.

Бедный Al ферроавгит; Boyd, Smith, *J. Petrol.* **12**, 456.

Богатый Al авгит; Boyd, Smith, *J. Petrol.* **12**, 442.

Кальциевый авгит; Stewart et al., *Lun. Sci. III. Rev. Abstr.* 727.

Кальциевый клинопироксен; Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 945.

Кальциевый пироксен (отчасти); Dence et al., *Suppl.* **2**, 285.

Диопсидовый авгит; Hargraves, Hollister, *Sci.* **175**, 430.

Fe-авгит; Dowty et al., *Suppl.* **3**, 484.

Бедный Fe авгит; Weigand, Hollister. *Suppl.* **3**, 476.

Богатый Fe авгит; Boyd, Smith, *J. Petrol.* **12**, 441.

Богатый Fe субкальциевый авгит; Carter et al., *Suppl.* **2**, 780.

Ферроавгит; Frondel et al., *Suppl.* **1**, 445.

Mg-авгит; Dowty et al., *Suppl.* **3**, 484.

Богатый Mg авгит; Boyd, Smith, *J. Petrol.* **12**, 441.

Субкальциевый авгит; Frondel et al., *Suppl.* **1**, 445.

Субкальциевый клинопироксен; Smith et al., *Suppl.* **1**, 920.

Субкальциевый ферроавгит; Kushiro, Nakamura, *Suppl.* **1**, 609.

Богатый Ti авгит; Agrell et al., *Suppl.* **1**, 102.

Титанаавгит; Keil et al., *Sci.* **167**, 597.

ДИОПСИД $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

Fe-содержащий диопсид; Walter et al., *Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.*, 685.

Магнезиальный диопсид; Essene et al., *Suppl.* **1**, 393.

Салит; D. Walker, Department of Geological Sciences, Harvard University, personal communication.

Субкальциевый диопсид; Essene et al., *Suppl.* **1**, 391.

ФЕРРОСИЛИТ $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Богатый Fe пироксен; Albee et al., *EPSL* **13**, 357.

ГЕДЕНБЕРГИТ $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$

Феррогеденбергит; Essene et al., *Suppl.* **1**, 391.

Геденбергитовый клинопироксен; Kushiro et al., *Suppl.* **3**, 118.

Низко-кальциевый ферропироксен; Brown et al., *Suppl.* **3**, 142.

ПИЖОНИТ $m(\text{MgFeSi}_2\text{O}_6) + n(\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$

Кальциевый пижонит; Carter et al., *Suppl.* 2, 780.

Ферропижонит; James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5795.

Железистый пижонит; Weill et al., *Suppl.* 2, 416.

Низко-кальциевый пижонит; Gay et al., *Suppl.* 3, 352.

Магнезиальный пижонит; Takeda, Ridley; *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 652.

Mg-пижонит; Dowty et al., *Suppl.* 3, 484.

Богатый Mg пижонит; Takeda, Ridley, *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 653.

Субкальциевый ферропижонит; Brown et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 87.

КЛИНОБРОНЗИТ $\text{MgFeSi}_2\text{O}_6$

Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 833.

КЛИНОЭНСТАТИТ $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Takeda, Ridley, *Suppl.* 3, 425.

КЛИНОГИПЕРСТЕН $\text{FeMgSi}_2\text{O}_6$

Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 834.

Условия нахождения и формы выделения. Клинопироксены встречаются как в виде изометричных зерен диаметром до нескольких сотен микрон, так и в виде более мелких удлиненных зерен в сложном сростании с плагиоклазом [1]. В тонкозернистых породах клинопироксены обычно ксеноморфны, но иногда встречаются и в виде идиоморфных призм. В крупнозернистых породах они гипидиоморфны до офитовых [2]. Несколько идиоморфных кристаллов пироксена, обнаруженных в мелко-обломочной рыхлой породе и пустотах микрогаббро «Аполлона-11», были короткопризматической формы с гранями (100), (010), реже (110) и с головкой кристаллов, образованной гранями (001) и (0kl) [3]. Внутри пустотки в одном из обломков брекчии «Аполлона-14» встречаются удлиненные призмы пироксена (фиг. 9-3) [3а]. В шлифах отмечались двойники по (100) как в идиоморфных кристаллах, так и в зернах [3]. В среднезернистом пикритовом базальте 12 002 лейстопоподобные вкрапленники пироксена длиной до 3 мм обла-



~25 мкм

Фиг. 9-3. Полученная с помощью сканирующего электронного микроскопа фотография призматических кристаллов бедного кальцием пироксена в мелкой каверне; из обломка брекчи в образце мелкообломочной рыхлой породы 14 161.

Диаметр пироксеновых иголочек < 2 мкм. Иголочки округлены с полусферическими окончаниями; у более крупных кристаллов развиты грани головки. *Suppl.* 3, 743. Снимок НАСА, S-71-58 419.

дают сложной зональностью и находятся в сростаниях с оливином. Клинопироксен, кроме того, образует стяжения фенокристаллов, расходящихся лучами от общего центра кристаллизации [4]. В образцах морских базальтов 15 604, 4 и 15 604,5 встречаются идиоморфные скелетные клинопироксены в основной массе, состоящей из темно-коричневого стекла. Наблюдались также пироксены в тонком сростании с плагиоклазом и темноцветными минералами [5]. В обломках пироксеновых базальтов из проб, собранных с поверхности станцией «Аполлон-15», полые пироксеновые вкрапленники с четко выраженной периодической зональностью встречаются в основной массе, состоящей из пироксена, плагиоклаза и пластинок ильменита (фиг. 9-4 и 9-5). В пироксеновом витрофире 15 597 зональные полые кристаллы пироксена



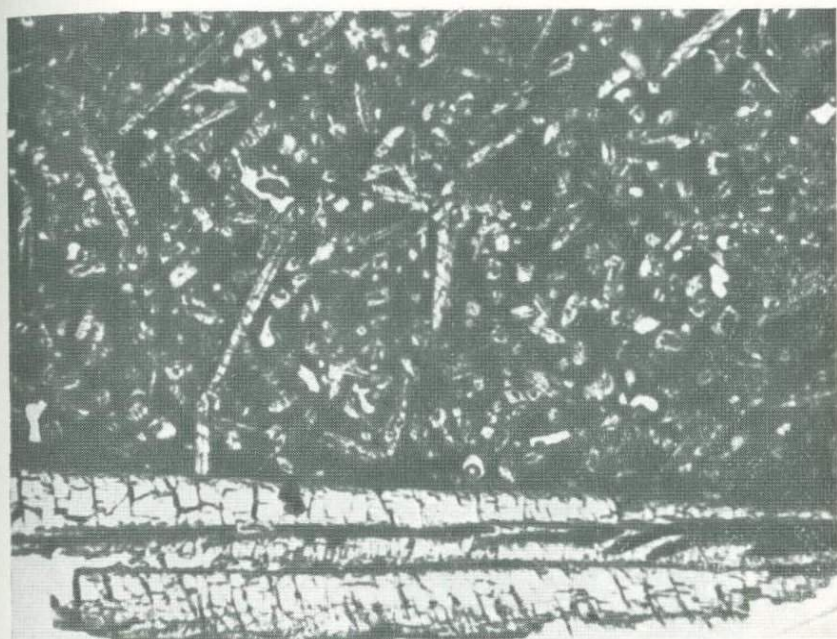
—~1 мм—

Фиг. 9-4. Удлиненные идиоморфные фенокристаллы клинопироксена в базальте 15 485,3 с зональным изменением состава от полых ядер (выполненных основной массой) через пиджонит к авгитовым каемкам.

Снимок НАСА, S-71-51 742.

находятся в стекловатой основной массе. В обломках другого типа пород (оливиновых базальтах) почти одинаковые по размеру пироксены основной массы представлены пойкилитовыми включениями в более крупных лейстах плагиоклаза [6]. В многочисленных обломках пойкилитовых пород из проб «Аполлона-16», в крупных кристаллах пироксена длиной до 3 мм (названных ойкокристаллами) содержатся в огромном количестве включения более мелких кристаллов (названных хадокристаллами) главным образом полевого шпата и некоторых мафических силикатов [7]. Наблюдались включения ильменита в пироксене (фиг. 9-6).

Непрерывная зональность (называемая также нормальной зональностью), подобная той, которая бывает в пироксенах из морских базальтов, возникает из-за обеднения расплава магния при росте преобладающего минерала в системе, которая по существу является закрытой [8]. Своеобразная зональность субкаль-



Фиг. 9-5. Зональные поля кристаллы пироксена в стекловатой основной массе пироксенового витрофира 15 597.
Снимок НАСА, S-71-52 209.

циевых клинопироксенов в микрогаббро связана с процессом фракционирования магмы [9]. В анортозитовом габбро 68 415 отдельные кристаллы клинопироксена слабо зональны с колебанием состава от зерна к зерну. Состав меняется от магнезиального пижонита, окаймляющего оливин, до ферроавгита, окруженного каемкой светлого стекла в угловатых интерстициях между тонкими лейстами плагиоклаза [10]. Более мелкие ($\sim 0,2$ мм) — от аллотриоморфных до неправильных — зерна пироксена, находящиеся в интерстициях плагиоклазного каркаса, преимущественно обогащены магнием, и в них не замечено широко развитого зонального строения с концентрацией в отдельных зернах железа [11]. В брекчии 67 955 пироксеновые пойкилобласты толщиной $> 0,05$ мм заметно однороднее, чем морские пироксены с прекрасно выраженной зональностью [12]. В брекчированном анортозитовом габбро 77 017 авгит и пижонит характеризуются зональностью, свидетельствующей, что рост каждого ойкокристалла происходил как химически изолированная система. Это согласуется и с их изолированным друг от друга положением:

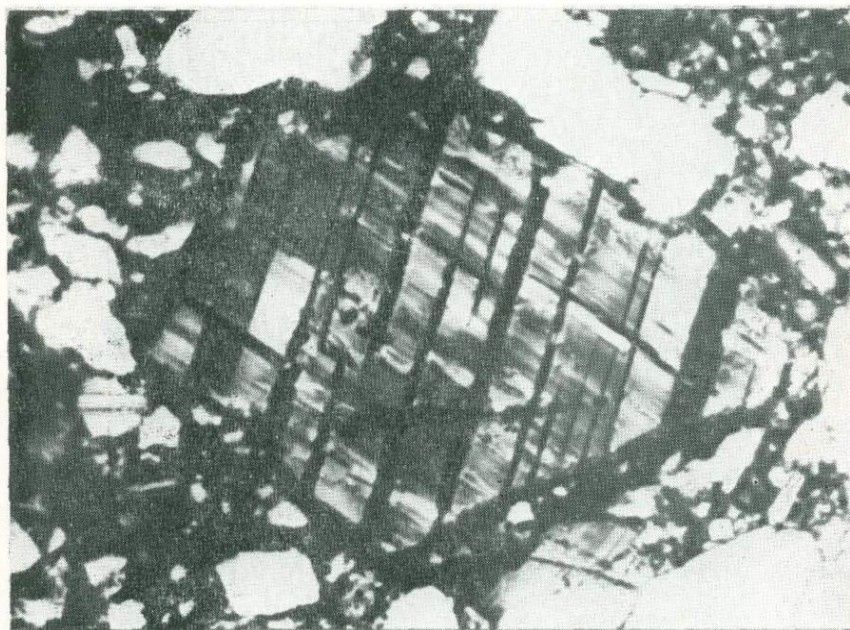



—~50 мкм—

Фиг. 9-6. Включения ильменита в зерне пироксена (центр фотографии).

ойкокристаллы пижонита и авгита нигде друг с другом не соприкасаются [13].

Зональность типа песочных часов или секториальная позволяет говорить о кристаллографическом контроле, накладываемом на магматический фактор кристаллизации (зоны разного состава развиваются по кристаллографически различным граням роста) [14]. Полагают, что секториальная зональность в таких пироксенах, как в среднезернистом базальте 10 058, обусловлена быстрым ростом, происходившим, возможно, в условиях переохлаждения, сопровождаемого консервацией поверхностей различного состава [8]. В зернах пироксена из крупнозернистого



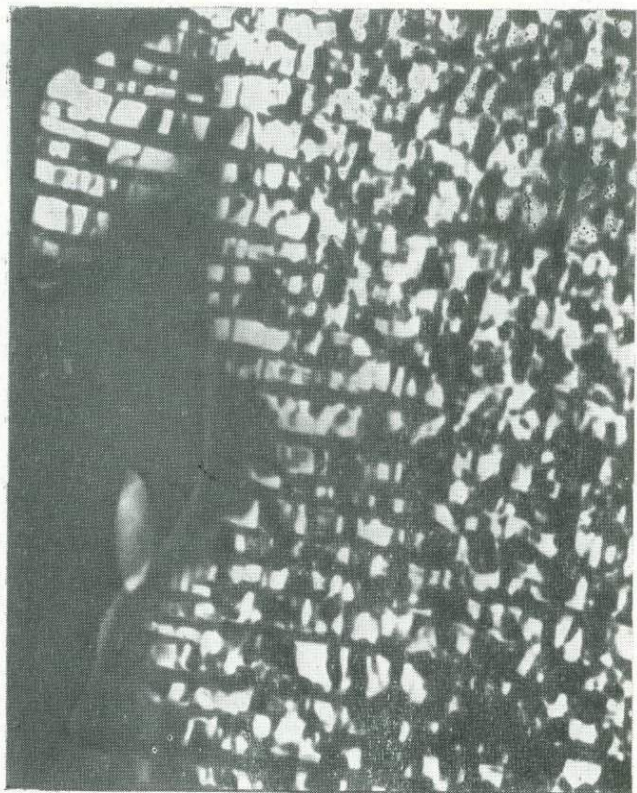


200 мкм

Фиг. 9-7. Кристалл пажонита с крупными авгитовыми пластинками распада, параллельными (001), и более тонкими авгитовыми пластинками, параллельными (100). *Suppl.* 4, 511.

базальта 10 044 обнаружена четко выраженная секториальная зональность [15]; по сравнению с пироксенами из земных пород они поразительно свободны от включений окислов и сульфидов [16].

Во многих клинопироксенах из микробрекций «Аполлона-11» есть многократно повторяющиеся узкие пластинки, параллельные (001) (фиг. 9-7). Встречается и полисинтетическое двойникование по (100), но редко. Возможно, что полисинтетические пластинчатые двойники могут быть результатом ударного воздействия [17]. Во многих клинопироксенах весьма тонкие чередующиеся пластинки (толщиной 60—100 Å) авгита и пажонита ориентированы главным образом по (001) и в меньшей степени по (100) [18]. По-видимому, эти пластинки расположены под прямым углом (фиг. 9-8), их границы чрезвычайно резки даже при самых больших увеличениях. Такая пластинчатая структура объясняется распадом пироксена в процессе остывания после кристаллизации [19]. В пироксенах базальта 12 052 наблюдались более тонкие



~0,4 мкм

Фиг. 9-8.4. Недеформированное зерно пироксита с выделившимся авгитом из полево-шпатового базальта 14 321,42.

Suppl. 3, 413.

структуры распада, чем в породах «Аполлона-11». Это указывает на бóльшую скорость остывания [20]. В среднезернистом пикритовом базальте 12 002, кроме нормальной и секториальной зональности, наблюдались два типа эпитаксических сростаний — авгитовая кайма по пирокситу (с резким изменением состава) и обрастание каймой с постепенной сменой состава от ферропироксита до ферроавгита [4].

Авгитовые пироксены кристаллизовались позже оливинов, но раньше плаггиоклазов или одновременно с ними [21]. В пойкилитовом диопсиде и в гиперстене из брекчии 67 955 содержатся включения оливина и плаггиоклаза [12]. В крупнозернистом



1 МКМ

Фиг. 9-8В. Темнопольная микрофотография, показывающая пластинки распада в пироксене из оливнивого диабаза 10 029-1.

Suppl. 1, 743.

базальте 10 047 субкальциевый диопсид образует ядра в зернах клинопироксена с простой зональностью [22]. В анортозите 15 415,18 диопсидовый авгит встречается либо в виде мелких треугольных выделений размером до 250 мкм [23], либо в виде тонких перегородок между более крупными зернами плагиоклаза, либо, наконец, в форме изометричных включений в плагиоклазе [24]. В тонкозернистом базальте 70 215,149 (а также в ряде других пород «Аполлона-17») был установлен клинопироксен ранней генерации, по составу близкий к салиту [25]. В мелкозернистом норитовом роговике 76 055,10 авгит (в ассоциации с армолколитом, никелиевым железом, троилитом и розовой шпинелью) являет-



0,5 мкм

Фиг. 9-8С. Дефекты микроструктуры и пластинки авгита в пикрохлорите из офитового базальта 12 038.
Suppl. 2, 75.

ется второстепенным минералом [26]. Магнезиальный авгит встречается во внутренних зонах порфировых вкрапленников в крупнозернистом базальте 12 021 [27]. Зерна эпитаксических авгитов, а также субкальциевых авгитов, обрастающих пикрохлоритовые ядра, типично гишидиоморфны; они образуют с плагиоклазом офитовую, субофитовую или зернистую структуры [28]. Субкальциевый авгит, преобладающий в крупнозернистых базальтах «Аполлона-11», был обнаружен также и в лунной породе 1 [29]. В образце «Луны-16» (638/2) подавляющая часть пикроксов представлена субкальциевым авгитом или ферроавгитом [30].

В тонкозернистой пробе рыхлого грунта «Луны-20» среди клинопироксенов преобладают кальциевые разновидности, причем пижонит встречается реже, чем ортопироксены [31]. В шлифах из базальтов «Аполлона-11» (10 017-20, 10 022-41, 10 024-23, 10 072-33 и 10 072-49) авгит (или субкальциевый ферроавгит) преобладает над пижонитом, причем оба клинопироксена тесно связаны между собой [32]. Титанавгит наблюдался в срastании с ильменитом [3], а разновидности клинопироксена с секториальной зональностью типа песочных часов, типичной для титанавгита, обнаружены в наиболее крупнозернистых базальтах «Аполлона-11». В этих базальтах содержится в большом количестве и субкальциевый авгит с зональными переходами к ферроавгиту [33]. В шлифе FQM-151 из образца «Луны-16» близкий к ферросилиту клинопироксен образует скопление (размером 70 мкм) зерен, возможно являющихся частью только одного кристалла и находящихся в ассоциации с частицами обогащенного калием мезостаза [34]. В среднезернистых офитовых базальтах «Аполлона-11» железистый клинопироксен — феррогеденбергит — представляет собой фазу, образующуюся на поздней стадии кристаллизации; для нее характерны срastания кремнезема с фаялитом. Эта фаза — продукт распада пироксферроита [35]. В небольшом количестве феррогеденбергит был обнаружен с андезином и кварцем в образцах пород «Аполлона-12», которые сложены в большей своей части калиевыми полевыми шпатами [36].

Пижонитов, за исключением нескольких случаев, среди клинопироксенов в образцах «Аполлона-11» нет. В порфирированных базальтах 12 021 и 12 052 первичный пижонит обычен и, как правило, он образует эпитаксические срastания с авгитом. Почти все клинопироксены из этих пород имеют полые ядра; расположенные ближе к центру пижониты окружены сложными каемками из авгита и высокожелезистого пижонита [37]. В ряде случаев эти пижониты характеризуются пульсационной зональностью [38]. Длина пижонитовых фенокристаллов, окаймленных зональными кальциевыми пироксенами, достигает нескольких сантиметров при диаметре от 3 до 4 мм. В породах «Аполлона-12» магнезиальный пижонит встречается в виде ядер в пижоните [27]. Кроме того, он был описан в обломках офитового базальта, анортозита и габброанортозита из пробы крупнозернистой рыхлой породы 14 257 [39]. В базальте 14 053 он образует крупные призмы длиной до 2 мм [40]. Необычное полисинтетическое двойникование наблюдалось в двух кристаллах пижонита из KREEP-базальта 14 310. Эти кристаллы имеют субофитовые отношения с плагиоклазом, а двойниковые оси и в том и в другом перпендикулярны [122]. В земных породах пироксены с такими двойниковыми осями редки. Возможно, что подобное двойникование является первичным, связанным с быстрым ростом [41]. В базальтовом витрофире

15 597 пижонитовые клинопироксены составляют около 60% объема породы и в виде игольчатых кристаллов встречаются совместно с очень небольшим количеством хромовой шпинели в темно-коричневом закаленном стекле. Многие кристаллы > 100 мкм, часто в них встречаются стекловатые ядра, окаймленные авгитом, эпитаксически нарастающего по (100) и (или) прорастающего его по (100). Около половины кристаллов sdвойникованы по (100). Как у sdвойникованных, так и у несдвойникованных кристаллов есть пижонитовые ядра [42]. Пижониты обычно зональны, ядра состоят из магнезиального пижонита, а каемки — из ферроавгита [43]. Пижонит часто встречается в авгите в виде округлых или вытянутых в произвольном направлении включений. Кроме того, обычны незакономерные срastания удлинённых выделений авгита и пижонита, а также срastания игольчатого субкальциевого авгита с плагноклазом. Подобные срastания служат признаком быстрого роста двух фаз, однако очень тонкие срastания пластинок авгита и пижонита (порядка 5 мкм или меньше) приписывают быстрому распаду метастабильного субкальциевого авгита [44]. Тонкое двойникование по (100), возможно, результат полиморфного превращения первичной ортопироксеновой фазы [40]. В анортозитовом габбро 68 415 пижонит, сильно обогащенный железом, встречается в виде изолированных зерен внутри частиц стекла гранитного состава. В этой породе содержатся также авгит и кальциевый пижонит (который преобладает), а в авгите с четко проявленной зональностью встречается пижонит, выделившийся в результате распада. Такой набор совместно сосуществующих пироксенов характерен скорее для изверженных, чем для метаморфических ассоциаций [45]. В весьма сложном зерне пижонита из образца К-4 «Луны-20» содержатся крупные пластинки распада авгита, параллельные (001) и (100), серия более тонких пластинок авгита второй генерации, параллельных (001), и нитевидные вrostки выделившейся при распаде хромовой шпинели, почти параллельные и перпендикулярные (001). Этот часто наблюдающийся в пижоните продукт распада на авгит и шпинель, сопровождаемый частичным фазовым превращением клинобронзита в бронзит, служит указанием на медленное остывание. Возможно, что этот пироксен является минералом первичной лунной коры [46]. Было высказано предположение, согласно которому лунные пижониты в течение достаточно продолжительного времени в крайне безводной обстановке испытывали обратное превращение в ортопироксен [47].

Клиногиперстен в виде пластинок распада встречается под микроскопом редко, однако его присутствие устанавливается при помощи рентгенографии или электронной микроскопии [48]. В результате исследования последовательности эпитаксических нарастаний пироксенов в порфировом базальте 12 065 была выяв-

лена ранняя фаза, которая, возможно, представляла собой клиногиперстен [49]. Пластинки в пижоните сложного строения из образца K-4 «Луны-20» на основании их состава были названы клиногиперстеном [50].

Литература

1. Weill et al., *Suppl.* 1, 939, 944.
2. Dence et al., *Suppl.* 1, 319.
3. Frondel et al., *Suppl.* 1, 454—455, 458—459.
- 3a. McKay et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 531.
4. Grove et al., *Suppl.* 4, 995—996, 998.
5. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 597—598.
6. Dowty et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 181.
7. Simonds et al., *Suppl.* 4, 614.
8. Hollister, Hargraves, *Suppl.* 1, 547—548.
9. Smith et al., *Suppl.* 1, 920.
10. Walker et al., *Suppl.* 4, 1014.
11. Gancarz et al., *Suppl.* 16, 315—316.
12. Hollister, *Suppl.* 4, 636.
13. Helz, Appleman, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 322.
14. Hollister et al., *Suppl.* 2, 533.
15. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 147.
16. Bailey et al., *Suppl.* 1, 179.
17. Sclar, *Suppl.* 1, 851.
18. Radcliffe et al., *Suppl.* 1, 731.
19. Fernandez-Moran et al., *Suppl.* 1, 411, 414.
20. Champness, Lorimer, *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, 171.
21. Mason et al., *Suppl.* 1, 656.
22. Essene et al., *Suppl.* 1, 391.
23. Hargraves, Hollister, *Sci.* 175, 430—432.
24. James, *Sci.* 175, 434.
25. Walker D., Department of Geological Sciences, Harvard University, personal communication.
26. Chao, *Suppl.* 4, 720.
27. Boyd, Smith, *J. Petrol.* 12, 439, 441—442.
28. Keil et al., *Suppl.* 1, 567—568.
29. Papanastassiou et al., *EPSL* 8, 4.
30. Grieve et al., *EPSL* 13, 237.
31. Meyer, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 520.
32. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 609.
33. Agrell et al., *Suppl.* 1, 100.
34. Albee et al., *EPSL* 13, 357.
35. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5799.
36. Mason et al., *Lun. Sci. Conf. '71, Abstr.*, 257.
37. Bence et al., *Suppl.* 2, 560—561.
38. Dence et al., *Suppl.* 2, 285.
39. Klein et al., *Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.*, 408.
40. Melson et al., *Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.*, 474.
41. Johnston, Gibb, *Mineral. Mag.* 39, 248—249.
42. Brown et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 91.
43. Brown, Wechsler, *Suppl.* 4, 887, 891—893.
44. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 609.
45. Helz, Appleman, *Suppl.* 4, 652.
46. Ghose, Wan, *Suppl.* 4, 901, 905.

47. Papike, Bence, *GSA, 1971, Abstr.*, 667.
 48. Mason et al., *Sci.* **167**, 657.
 49. Hollister et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.*, 249.
 50. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 831.

Оптические свойства. Клинопироксены окрашены в сложные цветовые узоры — в основном от весьма светло-розовых до темно-красновато-коричневатых [1] и даже густо фиолетовых, хотя наблюдались также бесцветные, желтые и в отдельных случаях зеленовато-желтые зерна. Плеохроизм, как правило, очень слабый.

В клинопироксенах из мелкозернистых пород «Аполлона-11» колебания $2V$ весьма значительны. У раннего диопсид-авгита $2V = 48^\circ$, он часто зонален, тогда $2V$ становится равным в пределах от 42 до 20° . Плоскость оптических осей параллельна (010) [2]. Клинопироксены из базальта 10 044 с Mg-авгитовыми ядрами и ферроавгитовыми каймами слабо плеохроируют от бледно-розового до бледно-розовато-коричневого. По двупреломлению они зональны так же, как и по цвету, а $2V$ изменяется от 37 до 49° [3]. Измерения на универсальном столике более крупного диопсидового авгита из анортозита 15 416,18 дали $2V = 50^\circ$ [4]. Скелетные призматические «тотемные столбы» из оливин-пироксенового витрофира 15 474,4 состоят из розовых и плеохроирующих выделений клинопироксенов [5]. Большая часть зерен авгита розовая или рыжевато-коричневая, цвет зерен темнеет по мере увеличения в них содержания титана. Титанавгит либо темно-фиолетовый и заметно плеохроирующий [6], либо темно-коричневый, образующий сростания с ильменитом [7], а авгит из пойкилитового базальта 10 017 — от почти бесцветного до бледно-коричневого с углом погасания $c : Ng$ от 37 до 38° [8]. Ферроавгит желтовато-коричневый [7], причем с увеличением количества ферросилита зерна становятся темнее. Когда ферросилит в составе клинопироксена достигает 81 мол. %, последний резко теряет прозрачность [9]. В образце FQM -151 «Луны-16» в клинопироксене мезостазиса находится много ферросилитового компонента, отчего он приобретает скорее коричневый, чем желтый цвет, характерный для близкого по составу пироксферроита [10]. У феррогенденбергита из офитового базальта 12 051 $2V$ — от 45 до 50° [11]. В морском базальте 74 275 встретился густо-красный пироксен (с некоторым количеством Ti^{3+} [12]).

Пижонит в ядрах выделений обычно желтовато-зеленый или почти бесцветный с пониженным двупреломлением; он часто бывает окруженным красно-коричневой каймой, слабо плеохроичен, с небольшим $2V$ ($14-16^\circ$) и иногда с наклоном плоскости оптических осей ($Np \parallel [010]$) [13]. Идиоморфные зерна пижонита ($0,4-0,3$ мм) из габброидного анортозита 68 416,77 бледно-желтые, с $2V = 21^\circ$ [44]. В тонкозернистом образце 22 004,17 «Луны-20» клинопироксен представлен в основном кальциевой

разностью, слегка окрашенной в коричневато-розовый цвет, реже встречается бесцветный пижонит [15].

В пироксенах наблюдаются различные типы оптической ориентировки отдельных участков зерен, волнистое погасание, резкие изменения погасания на границах, разделяющих однородные участки, и неправильное блоковое или пятнистое погасание. Предполагают, что подобные типы разориентировки могли бы появиться при быстром росте пироксенов из расплава, возможно, при закалке [16]. Кроме того, ясно видны «секториальное» погасание и отчетливая изломанность или изогнутость плоскостей спайности (110). Эти явления вызываются относительным поворотом кристаллических решеток двух или более блоковых, иногда подобных «слоистому пирогу», доменов внутри кристалла [1] (см. рентгенографические данные).

Литература

1. Ross et al., *Suppl.* 1, 839.
2. Agrell et al., *Suppl.* 1, 101.
3. Bailey et al., *Suppl.* 1, 179.
4. Hargraves, Hollister, *Sci.* 175, 430.
5. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 598.
6. Keil et al., *Suppl.* 1, 567—568.
7. Frondel et al., *Suppl.* 1, 567—568.
8. French et al., *Suppl.* 1, 436.
9. Ware, Lovering, *Sci.* 167, 518.
10. Albee et al., *EPSL* 13, 357.
11. Gay et al., *Suppl.* 2, 379.
12. Sung et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 758.
13. Christie et al., *Suppl.* 2, 70, 72.
14. Juan et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 421.
15. Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 945.
16. Carter et al., *Suppl.* 1, 271.

Химический состав. При нормальной химической зональности клинопироксены изменяют свой состав от более магнезиального и кальциевого до разновидностей, богатых железом. В наиболее магнезиальных диопсидах из крупнозернистого базальта 10 047 содержится до 6% Al_2O_3 . При слабом обогащении железом содержание Al_2O_3 падает до 2,3% [1]. В диопсидовом авгите из анортозита 15 415,18 было отмечено содержание до 46 мол. % $CaSiO_3$ (табл. 9-1, колонка 2) [2]. Диаграммы составов пироксенов в обломках пойкилитовых пород из проб, собранных с поверхности Луны станцией «Аполлон-16», соответствуют двум главным группам: высокомагнезиальному авгиту и высокомагнезиальному гиперстену и (или) пижониту с малым количеством алюминия. Крупные пироксеновые пойкилобласти лишь слегка зональны, с ядрами на 2—4 мол. % богаче энстатитовым компонентом, чем каемки [3]. Основную часть клинопироксенов из брекчии 67 955

Таблица 9-1. Химические анализы клинцоцироксиена и пироксферрита

	1 14 162,31 (1407-11)	2 15 415,18	3 14 166, 6E2	4 10 045-35	5 70 215 149	6 10 085-42	7 12 019	8 «Луна-16» G 38/2	9 12 065,8	10 14 053	11 12 021
SiO	47,3	53,42	53,9	48,00	42,74	49,35	47,35	49,48	46,0	46,0	47,0
Al ₂ O ₃	3,2	0,68	1,6	4,93	8,77	2,39	7,44	1,99	1,40	0,87	0,26
Cr ₂ O ₃	1,31	0,19	0,5	0,70	0,64	—	1,15	0,34	0,04	0,08	0,04
TiO ₂	3,2	0,36	0,9	5,91	6,57	1,94	2,48	1,54	1,43	0,96	0,37
FeO	5,6	9,70	2,4	8,49	9,28	13,46	14,87	22,52	34,8	39,0	41,7
MgO	24,7	13,83	17,4	13,27	10,71	12,82	10,82	12,63	2,23	1,90	3,8
MnO	0,18	0,24	0,06	0,09	0,19	0,28	0,41	0,47	0,46	0,65	0,76
CaO	14,8	22,14	23,9	19,88	20,58	17,82	15,89	11,41	13,5	9,87	5,4
Na ₂ O	0,4	0,03	0,14	—	0,12	—	—	—	—	0,03	<0,01
Сумма	100,69	100,59	100,80	101,27	99,60	98,06	100,39	99,38	99,86	99,36	99,33
	12	13	14	15	16	17	18	14 310,22		21	22
	10 058-23	10 058-23	15 076/12	10 022-4	«Луна-20» 22 003,2	«Луна-20» 22 002,2,5D	«Луна-20» K-4	внутренняя кайма		наружная кайма	10 085 15 555/39 12-34
SiO ₂	45,86	45,4	44,46	44,1	55,4	53,5	53,83	50,8	47,1	45,0	45,52
Al ₂ O ₃	0,74	0,49	1,00	1,43	1,03	0,99	0,49	1,35	0,95	1,47	2,62
Cr ₂ O ₃	0,10	0,03	0,08	0,06	0,37	0,43	0,35	0,39	0,08	—	—
TiO ₂	0,59	0,51	0,89	1,06	0,45	0,57	0,37	0,89	0,74	1,51	2,59
FeO	44,19	44,7	47,54	45,8	9,5	19,7	23,02	19,8	34,1	30,4	29,31
MgO	1,38	—	0,20	1,72	30,9	23,0	21,69	20,3	9,17	3,54	0,40
MnO	0,64	0,65	0,51	0,59	—	—	0,42	0,33	0,47	0,49	0,37
CaO	6,21	6,17	4,44	3,52	1,94	2,1	0,89	5,07	5,74	17,8	18,54
Na ₂ O	—	—	—	0,03	—	0,03	0,01	0,02	0,04	0,05	—
Сумма	99,71	97,95	99,32	98,31	99,59	100,32	101,07	98,95	98,39	100,29*	99,35

Примечания.

1. Powell, Weiblen, *Suppl.* 3, 844. Из базальтовой частицы в образце лунного грунта. Бедный Fe авгит (магнезиальный авгит).
 2. Hargraves, Hollister, *Sci* 175, 431. Из анортозита. Диопсидовый авгит.
 3. Steele, Smith, *Nature* 240, 5. Из образца рыхлой обломочной породы. Диопсид.
 4. Agrell et al., *Suppl.* 1, 102. Из базальта. Титанавгит.
 5. Welker A., Department of Geological Sciences, Harvard University. Personal communication. Из мелкозернистого базальта. Салит.
 6. Agrell et al., *Suppl.* 1, 102. Из обломка крупнозернистого базальта в образце рыхлой обломочной породы. Авгит.
 7. Brown et al. *Suppl.* 2, 590. Из базальта. Богатый алюминием авгит.
 8. Grieve et al., *EPSL* 13, 236. Из обломка базальта в образце лунного грунта. Субкальциевый авгит.
 9. Kushiro et al., *Suppl.* 2, 483. Из порфиrowого базальта. Субкальциевый ферроавгит.
 10. Kushiro et al., *Suppl.* 3, 118. Из крупнозернистого долерита. Ферроавгит.
 11. Smith, Finger, *Carnegie Inst. Yearb.* '70, 134. Из порфиrowого базальта. Магнезиальный пироксферроит.
 12. Agrell et al., *Suppl.* 1, 103. Из крупнозернистой диабазовой породы. Кальциевый пироксферроит.
 13. Brown et al., *Suppl.* 1, 203. Из крупнозернистой диабазовой породы. Свободный от Mg пироксферроит.
 14. Brown et al., *Suppl.* 3, 142. Из базальта. Субкальциевый пироксферроит (богатый Fe пироксферроит).
 15. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 611. Из мелкозернистого базальта. Ферросилит.
 16. Prinz et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 988. Из обломка шпинель-троктолита в образце лунного грунта. Магнезиальный пиконит.
 17. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 781. Из образца лунного грунта. Оторочка зонального кристалла.
 18. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 833. Из образца лунного грунта. Пиконит (клиногиперстен).
 19. Kushiro et al., *Suppl.* 3, 118. Из КРЕЕР-базальта. Внутренняя часть зональной клинопироксеновой оторочки, окаймляющей ортопироксеновое ядро. Пиконит.
 20. Kushiro et al., *Suppl.* 3. Наружная часть зональной клинопироксеновой оторочки, окаймляющей ортопироксеновое ядро. Ферропиконит.
 21. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5805. Из обломка мелкозернистого базальта в образце рыхлой породы.* Анализ содержит $K_2O = 0,03\%$. Феррогеденбергит.
 22. Brown et al., *Suppl.* 3, 142. Из базальта. Феррогеденбергит.
-

назвали диопсидом с целью подчеркнуть высокое содержание в них магния и кальция [4]. В авгитах из брекчии 14 303 больше магния, чем в наиболее магнезиальных авгитах, описанных из образцов «Аполлона-11» [5].

Несмотря на то что состав пироксенов в более крупнозернистых образцах изверженных пород «Аполлона-11» чаще соответствует авгиту, анализы в отдельных точках разбросаны почти по всей четырехкомпонентной диаграмме составов. Основная часть анализов центральных частей кристаллов попадает на диаграмме в ограниченный участок (авгит промежуточного состава, табл. 9-1, колонка 6), тогда как более железистые точки характеризуют края зерен. Зональность связана с увеличением железа и уменьшением Ca, Mg, Al и Ti [6]. Отмечалось, что в авгите много титана и алюминия — свидетельство о возможности присутствия компонента $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ [4]. Содержания TiO_2 и Al_2O_3 в разных изученных кристаллах авгита из крупнозернистого базальта 10 050 колеблются от $\sim 1,5\%$ в светло-красных зонах до $\sim 3\%$ в более темно-красных. В этом случае произошло одновременное замещение $\text{R}^{2+} + 2\text{Si}^{4+}$ на $\text{Ti}^{4+} + 2\text{Al}^{3+}$ [7]. Фенокристаллы розового авгита из оливин-пироксенового витрофира 15 474,4 необычно богаты TiO_2 (3,1%) и Al_2O_3 (6,8%) [8]. В очень немногих авгитах TiO_2 менее 1,5%, а хрома в них больше, чем в земных аналогах [9]. Пироксены, в которых $\text{TiO}_2 > 2\%$, названы титанавгитами (табл. 9-1, колонка 4) [10]. В одном из зерен титанавгита было 7% TiO_2 и 7,9% Al_2O_3 [11]. Указывалось также на содержание $\text{TiO}_2 = 9,3\%$. Некоторое количество трехвалентного титана было обнаружено в пироксенах из морских базальтов 70 017, 71 055 и 74 275. Данные, полученные при помощи электронного микроанализатора, спектров поглощения и мессбауэровской спектроскопии, подтверждают прежние данные о наличии следов Ti^{3+} в некоторых пироксенах «Аполлона-11» и «Аполлона-15» [12]. Даже в сильно зональных клинопироксенах «Аполлона-11» меньше колебаний в содержании элементов-примесей, чем в плагиоклазах [13], но в то же время пироксены, которые невозможно отличить по их основным компонентам — Ca, Mg и Fe, — хорошо различаются по относительным содержаниям Sr, Ti и Al [4]. Средний состав пироксенов из проб лунного грунта идентичен среднему составу пироксенов из изверженных пород [6]. В мелкозернистом базальте 10 022-41 наблюдается весьма значительное изменение состава пироксенов от авгита через субкальциевый ферроавгит в направлении к ферросилиту (табл. 9-1, колонки 6—10).

Большая часть богатых железом клинопироксенов близка по составу к ферросилиту (табл. 9, колонка 15) [14].

Пижонит обычно представлен магнезиальной разновидностью, и, как правило, в нем меньше примесей Al, Sr и Ti (за исключе-

нием Mn), чем в авгините [9]. Пижониты из брекчии 14 303 образуют совершенно обособленную группу [4], а диопсид-авгиты и пижониты среди клинопироксенов «Луны»-20» даже более магнезиальны, чем пироксены «Аполлона-14», с которыми они схожи по другим признакам [15]. В пироксенпорфировом базальте 15 116 наиболее четко проявлена последовательность кристаллизации от магнезиального пижонита к магнезиальному авгиту и далее — к еще более железистому пироксену. Анализы других типов пород беспорядочно распределяются по всей площади четырехкомпонентной диаграммы составов пироксенов [16]. В полевошпатовом базальте 68 415 узкий разрыв в составах между пижонитом и авгитом согласуется с относительно высокой температурой и, возможно, быстрым процессом кристаллизации [17]. В двойникованных пижонитах из пироксенового витрофира 15 597 ортопироксеновых ядер нет, хотя средний состав внутренних зон лежит именно в пределах составов лунных ортопироксенов [18]. В средне- и крупнозернистых базальтах 10 003, 10 047 и 10 050 «Аполлона-11» химически неоднородный субкальциевый авгит является, по-видимому, единственным первичным пироксеном, а пижонит выделился из него позже в процессе распада [7]. В то же время в мелкозернистом базальте 10 022-28 пижонит — продукт первичной кристаллизации из расплава. В этом образце он встречается в виде ядер, окруженных авгитом. Пижонит вполне однороден, тогда как авгит обладает сложной зональностью. Разрыв между составами пижонита и авгита достаточно велик [19]. В оливин-кристобалитовом базальте 15 555 строение пироксена необычно. Сросшиеся пижонит и авгит опоясывают единое ядро, сложенное субкальциевым ферропижонитом с соотношением катионов $\text{Ca}_{22}\text{Mg}_{22}\text{Fe}_{56}$ [20]. В перекристаллизованной полимиктовой брекчии 22 006 «Луны-20» пижонит распространен шире, чем авгит, однако оба они вполне однородны и имеют одинаковое отношение Fe/Mg. Эта однородность в сочетании с гранобластической структурой свидетельствует, что порода подвергалась метаморфизму, достаточно интенсивному для выравнивания содержания железа и магния в этих минералах, которые, вероятно, находятся в равновесии [21].

Пироксены в микрогаббро 12 064 зональны; состав их изменяется от пижонитового ядра через авгит к ферроавгиту, а в участке с феррогеденбергитом содержание кальция значительно увеличивается по направлению к геденбергиту. Геденбергит, обнаруженный в интерстициях между зернами тонкозернистого фаялита, имеет состав Wo_{42}En , Fs_{35} [22]. Почти все лунные клинопироксены, которые были названы геденбергитом, по составу являются феррогеденбергитом. Так называемый геденбергит из обломка мелкозернистого базальта в образце рыхлой обломочной породы 10 085,12-34—продукт распада пироксферроита, и

анализы показывают, что его состав соответствует феррогеденбергиту (табл. 9-1 колонка 21) [23]. Один из зональных пироксенов в базальте 15 555/39 изменяет свой состав до почти свободного от магния феррогеденбергита, а не до пироксферроита (табл. 9-1 колонка 22) [24].

В пироксене базальтового обломка в полимиктовой брекчии 14 321,184-55 содержалось $Rb = 0,290$ г/т, $K = 142,0$ г/т и $^{86}Sr = 1,50$ г/т [25].

Никаких доказательств присутствия в пироксенах Fe^{3+} или Cr^{2+} обнаружено не было ни с помощью спектров поглощения, ни мессбауэровской спектроскопией [26].

Литература

1. Essene et al., *Suppl.* 1, 393.
2. Hargraves, Hollister, *Sci.* 175, 430.
3. Simonds et al., *Suppl.* 4, 623—624.
4. Hollister, *Suppl.* 4, 633, 638.
5. Weigand, Hollister, *Suppl.* 3, 473.
6. Reid et al., *Suppl.* 1, 753, 757, 759.
7. Ross et al., *Suppl.* 1, 839, 848.
8. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 598.
9. Keil et al., *Suppl.* 1, 567—568, 572.
10. Keil et al., *Sci.* 167, 597.
11. Frondel et al., *Suppl.* 1, 454.
12. Sung et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 758—759.
13. Anderson et al., *Suppl.* 1, 159.
14. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 609.
15. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1018.
16. Dowty et al., *Suppl.* 4, 432.
17. Walker et al., *Suppl.* 4, 1014.
18. Brown, Wechsler, *Suppl.* 4, 893.
19. Weill et al., *Suppl.* 1, 944.
20. Brown et al., *Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.*, 87.
21. Podosek et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 888, 890.
22. Klein et al., *Suppl.* 2, 277.
23. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5805.
24. Brown et al., *Suppl.* 3, 142.
25. Mark et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 501.
26. Burns et al., *Suppl.* 4, 988.

Рентгенографические данные. Субмикроскопические пластинки распада твердого раствора, не наблюдаемые оптическими методами, были обнаружены при помощи рентгеновских исследований [1] и просвечивающей электронной микроскопии. В авгитах (например, из среднезернистого базальта 14 053) с пространственной группой $C2/c$ пижонит, выделившийся в результате распада, расположен на гранях (001), а в пижонитах с пространственной группой $P2_1/c$ авгит расположен на гранях (001) и (100) [2].

На рентгенограммах вращения видно, что напоминающие слоистый пирог домены в клинопироксенах повернуты один относительно другого вокруг общей оси b [3]. Эти домены, вероятно, образовались при переходе $C2/c \rightarrow P2_1/c$ в пижоните, а степень диффузности b -рефлексов служит мерой их размера¹. При условии постоянства химического состава быстрая закалка вызывает образование мелких доменов (диффузные b -рефлексы), а медленное остывание — более крупных (резкие b -рефлексы). Таким образом, размер доменов может служить характеристикой процесса остывания пород. Эти домены наблюдались непосредственно при помощи трансмиссионного электронного микроскопа. В пижоните из среднезернистого порфирового базальта 12 021 рефлексы b -типа резкие, а в мелкозернистом порфировом базальте 12 053 они диффузны. Эти наблюдения привели к выводу, что после кристаллизации, которая произошла при температуре $\sim 1200^\circ\text{C}$, порода 12 021 остывала медленно с довольно постоянной скоростью, сравнимой со скоростью остывания земных пород, а порода 12 053 после кристаллизации подверглась быстрой закалке при температуре $\sim 1200^\circ\text{C}$ [4].

Параметры элементарных ячеек некоторых лунных клинопироксенов приведены в табл. 9-2.

Литература

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 102.
2. Papike, Bence, *GSA '71, Abstr.*, 667.
3. Ross et al., *Suppl.* 1, 839.
4. Ghose et al., *Suppl.* 3, 516, 529.

Ортопироксены: группа $\text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$

Использованные названия

БРОНЗИТ (Mg, Fe) SiO_3

Алюминиевый бронзит; Ridley et al., *Suppl.* 3, 162.

Бронзитовый пироксен; Ridley et al., *GSA '71, Abstr.*, 682.

Богатый хромом бронзит; Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 831.

Высоко-алюминиевый ортопироксен; Brown et al., *Suppl.* 3, 142.

Низко-алюминиевый бронзит; Ridley et al., *Suppl.* 3, 162.

Низкий ортопироксен; Smith, *Geophys. Res. Lett.*, 1, 27.

Mg-бронзит; Weigand, Hollister, *Suppl.* 3, 473.

Богатый Mg бронзит; Weigand, Hollister, *Suppl.* 3, 471.

¹ b -рефлексы удовлетворяют условию $h + k = 2n + 1$.

Таблица 9-2. Рентгенографические данные по ряду лунных пироксенов и

Рентгено- графические данные, Å	1	2	3		4	5	6	7	8	9	
	14 053	15 597	12 052			15 597	«Луна-20», К-4				
			кайма		ядро						
a_0	9,77	9,74	9,726± 0,002		9,688± 0,003		9,70	9,66	9,69	9,77	9,47 (?)
b_0	8,96	8,89	8,909± 0,003		8,890± 0,003		8,89	8,90	8,90	8,90	8,90
c_0	5,26	5,27	5,268± 0,001		5,238± 0,002		5,24	5,20	5,25	5,25	5,25
Простран- ственная группа	$C2/c$	$C2/c$	$C2/c$		$P2_1/c$	$P2_1/c$	$P2_1/c$	$C2/c$	$C2/c$	$C2/c$	$C2/c$

Примечания.

1. Parike, Bence, *GSA '71, Abstr.*, 667. Из крупнозернистого базальта. Авгит.
2. Brown, Wechsler, *Suppl. 4*, 889. Из базальтового витрофира. Авгит.
3. Brett et al., *Suppl. 2*, 307. Из базальта. Авгит.
4. Brett et al., *Suppl. 2*, 307. Из базальта. Пивконит.
5. Brown, Wechsler, *Suppl. 4*, 889. Из базальтового витрофира. Несдвоенникованный
6. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta 37*, 832. Из образца лунного грунта. Кли
7. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta 37*, 832. Из образца лунного грунта. Авги
8. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta 37*, 832. Из образца лунного грунта. Авги
9. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta 37*, 832. Из образца лунного грунта. Авги
10. Takeda, Ridley, *Suppl. 13*, 424. Из КРЕЕР-базальта. Бронзит.
11. Smyth, *Geophys. Res. Let. 1*, 27. Низко-ортопироксен из кристаллической поро
Из троктолитового гранулита. Низко-ортопироксеновый бронзит.
12. Chose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta, 37*, 832. Из образца лунного грунта.
Богатый хромом бронзит.
13. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta, 37*, 832. Из образца лунного грунта.
пивконита.
14. Meyer et al., *Suppl. 2*, 404. Из стекловатой КРЕЕР-брекчии. Гиперстен.
15. Burnham, *Suppl. 2*, 49. Из микрогаббро. Среднее значение из пяти независимых
16. Smith, Finger, *Carnegie Inst. Yearb, '79*, 134. Из порфирированного базальта. Магне

ЭНСТАТИТ $MgSiO_3$

Алюминиевый энстатит; Anderson, *J. Geol.* 81, 219.

Низко-алюминиевый ортопироксен; Brown et al., *Suppl. 3*, 142.

Магнезиальный ортопироксен; Gay et al., *Suppl. 2*, 387.

Mg-ортопироксен; Ridley et al., *Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.*, 571.

Богатый Mg ортопироксен; Ridley et al., *GSA '71, Abstr.*, 683.

ГИПЕРСТЕН $(Fe, Mg)SiO_3$

Эвлит; Pickart, Alperin, *Suppl. 2*, 2082.

Протогиперстен; Gay et al., *Suppl. 3*, 355.

пироксферроиту

10	11	12	13	14	15	16
14 310,90	76 535	«Луна-20», К-1	«Луна-20», К-4	12 033,97-2В	10 047	12 021
18,301 (3)	18,27± 0,01	18,29	18,30	18,30	6,6213± 0,0005	6,619 (6)
8,869 (2)	8,83± 0,01	8,85	8,90	8,884	7,5506± 0,0009	7,55 (2)
5,215 (1)	5,20± 0,01	5,22	5,20	5,212	17,3806± 0,0016	17,35 (6)
P_{bca}	$P_{2,ca}$	P_{bca}	P_{bca}	P_{bca}	$\bar{P}1$	$\bar{P}1$

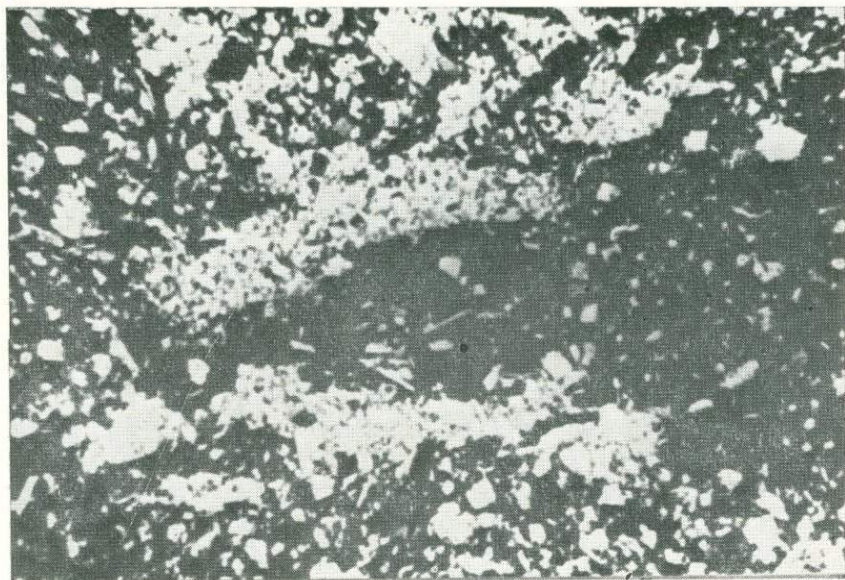
кристаллы пижонита.
ногиперстеновая по составу зона в сложном зерне пижонита.
товая зона (001).
товая зона 1 (100).
товая зона 2 (100).


ды: новая полиморфная модификация пироксена с пространственной группой $P_{2,ca}$.

Гиперстен, образовавшийся при полиморфном превращении и ориентированный по (100)

определений. Кальциевый пироксферроит.
зияльный пироксферроит.

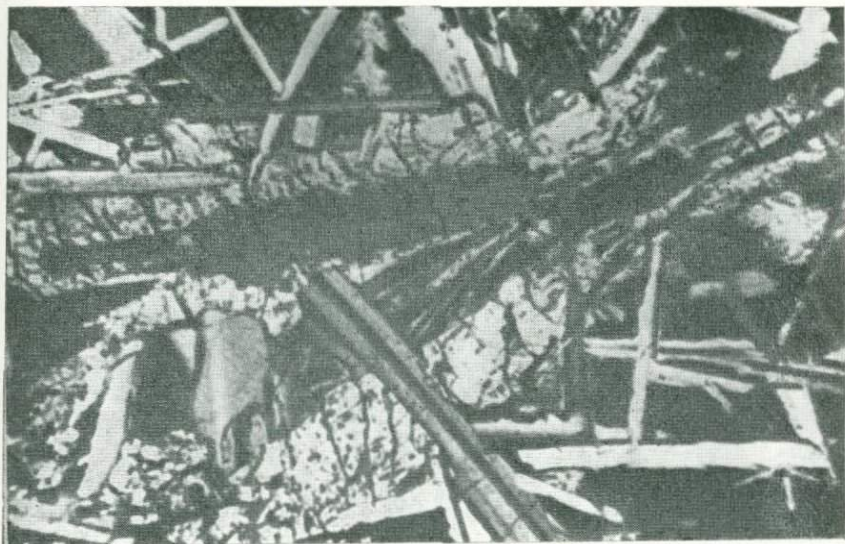
Условия нахождения и форма выделения. Редко встречающиеся на Луне ортопироксены не были обнаружены в образцах базальтов «Аполлона-11»; главным образом их находки приурочены, пожалуй, к микробрекчии и образцам реголита (в частности, к обломкам анортозитовых и норитовых пород) [4]. Кроме того, в нескольких случаях ортопироксены встречены в виде вростков распада в клинопироксене [2]. Мелкие зерна ортопироксена из «тускло-серых» базальтов «Аполлона-12» образуют пойкилитовые включения в зернах плагиоклаза [3]. Ортопироксены в образцах «Аполлона-14» обычно не деформированы, в них находятся пластинчатые вростки клинопироксена толщиной до 5 мкм [4]. Для КРЕЕР-базальта 14 310 характерно обрастание ортопироксенов клинопироксенами с общей плоскостью (100) [5]. В некоторых




 600 мкм

Фиг. 9-9. Пойкилобласт ортопироксена, окруженный авгитовой каймой, с включениями оливина, плагиоклаза и темноцветных минералов; из брекчии 60 315. *Suppl.* 4, 1019.

ортопироксенах из образцов, доставленных станцией «Луна-20», обнаружены тонкие пластинки выделившегося при распаде твердого раствора авгита с ориентацией двойников, параллельной (100) [6]. Обилие ортопироксенов в образцах «Луны-20» указывает, что породы с бронзитом (например, норит или габброидный анортозит) слагают значительную часть материков в этом районе [7]. В ортопироксенах (до 1 мм в диаметре) шлифа анортозитового габбро 15 459,38 имеется авгит в виде пластинок и востков неправильной формы размером до 10 мкм [8]. В перекристаллизованной полимиктовой брекчии 60 315 аллотриоморфные пойкилобласты до 2 мм в поперечнике состоят главным образом из слабо зонального ортопироксена с включениями зерен плагиоклаза размером от 2 до 30 мкм, оливина и редких вкраплений металлической фазы (фиг. 9-9) [9]. Согласно одной из теорий, пироксеновые пойкилобласты росли преимущественно в ходе перекристаллизации в твердом состоянии, в присутствии небольшого количества жидкости при интенсивном метаморфизме под действием ударов и под влиянием изолирующего покрова продуктов вулканической



┌──────────┐
200 мкм

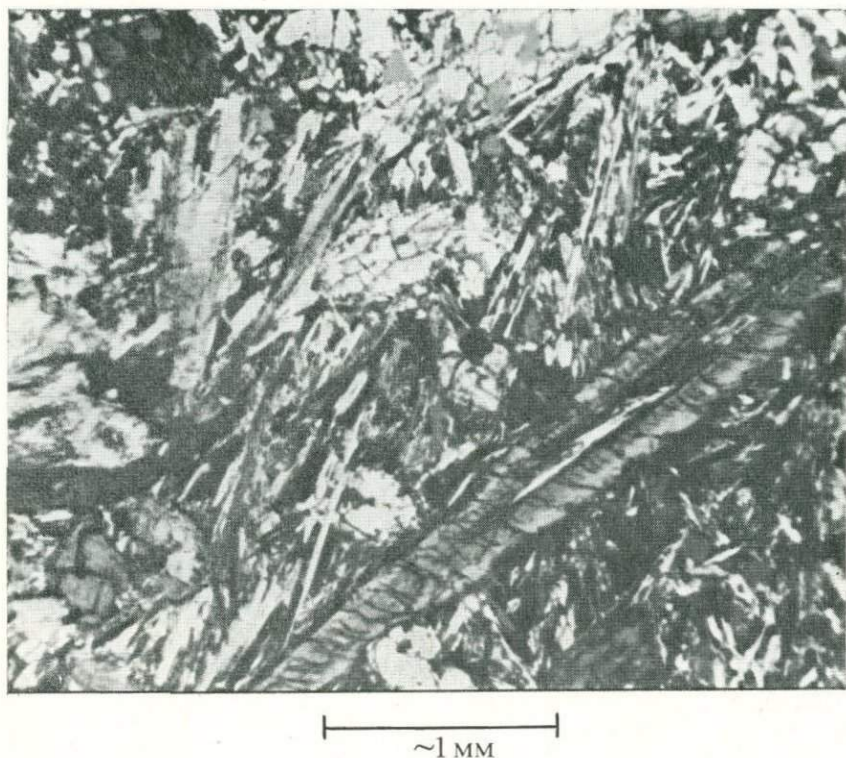
Фиг. 9-10. Крупное серое зерно — пижонит с бронзитовым ядром. Из КРЕЕР-базальта 14 310,30.

Suppl. 3, 135.

деятельности. В обломке из крупнообломочной рыхлой породы 68 503,16 присутствуют зональные пойкилообласты ортопироксена размером более 1 мм с оторочками магнезиального авгита [10]. В ортопироксеновых порфиробластах из микронорита 76 055,10 содержатся включения Ni-Fe и розовая Mg-шпинель [11].

Мелкие зерна энстатита обнаружены в мельчайших (<20 мкм) плагиоклазовых обломках из брекчий и рыхлых пород с размером частиц от 200 до 300 мкм [12]. Возможно, что в ряде пород «Аполлона-12» энстатитовый ортопироксен кристаллизовался первым. Края его зерен, по-видимому, резорбированы, и он образует включения в магнезиальном пижоните [13]. В перидотите 15 445,10 глиноземистый энстатит встречается в виде зерен, взаимно срастающихся с оливином, шпинелью, плагиоклазом и рутилом (?) [14].

Бронзит был обнаружен в образце рыхлой обломочной породы 12 070 и в частице анортзитового габбро из лунного грунта [15]. В пижоните из КРЕЕР-базальта 14 310 встречаются бронзитовые ядра (фиг. 9-10) [5]. В шлифе брекчии 14 315,55 хондра диаметром 1 мм состояла главным образом из идиоморфного или гипидиоморфного бронзита с второстепенными оливином и стеклом



Фиг. 9-11. Эпитаксиальное обрастание клинопироксеном гиперстенового ядра в порфирировом базальте 12 065 (крупный длинный кристалл в нижней правой части фотографии). Снимок НАСА, S-70-20963.

[16]. В норитовой составляющей образца лунного грунта, взятого станцией «Аполлона 17» в пункте 8, в незначительном количестве присутствуют довольно крупные (1—2 мм) монокристаллы ортопироксена состава En_{77-81} , не затронутого ударным метаморфизмом. Некоторые кристаллы срастаются с плагиоклазом. Иногда встречаются диопсидовые прожилки, образование которых не связано с процессом распада, так как диопсид слишком магнезиален, а прожилки имеют неправильную форму. Они образовались при внедрении флюида (жидкости или пара), возможно, с фракционной кристаллизацией [17].

Гиперстен образует в авгите пластинки распада [18], а также ядра в зернах клинопироксена, обнаруживающих эпитаксиальную зональность. В порфирировом базальте 12 065 гиперстен кристаллизовался первым (фиг. 9-11) [19]. Три зерна гиперстена,

которые подверглись сильному ударному воздействию, обнаружены совместно с маскелинитом в микробрекции 10 061-37; возможно, что они имеют метеоритное происхождение [18]. Необычный первичный гиперстен в обломке базальта морского типа, который был найден в породах «Луны-20», встречается в виде мельчайших ядер в пижонит-авгитовых кристаллах [7]. В анортозите 60 025 обнаружен гиперстен с относительно высоким содержанием железа, которое образует ядра в более крупных деформированных изометричных зернах с авгитовыми оторочками или в сдвойникованных авгитах. В зернах меньшего размера гиперстен встречается в виде тонких нитевидных вростков и прожилков длиной от 50 до 200 мкм в ядрах чистых, неповрежденных кристаллов и в гранулированной основной массе [20].

Литература

1. Agrell et al., *Sci.* 167, 584.
2. Sclar, *Sci.* 167, 676.
3. Anderson, Smith, *Suppl.* 2, 433.
4. LSPET, *Sci.* 173, 684.
5. Takeda, Ridley, *Suppl.* 3, 426.
6. Ghose, Wan, *Suppl.* 4, 901.
7. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 834—835.
8. Takeda, *Suppl.* 4, 876.
9. Bence et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 60.
10. Bence et al., *Suppl.* 4, 598.
11. Chao, *Suppl.* 4, 719, 721.
12. Dence et al., *Suppl.* 1, 324—325.
13. Gay et al., *Suppl.* 2, 387.
14. Anderson, *J. Geol.* 81, 219.
15. Brown et al., *Suppl.* 2, 589, 590, 596.
16. Juan et al., *Suppl.* 3, 692.
17. Steel et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 727, 730.
18. Keil et al., *Suppl.* 1, 567, 573.
19. Hollister et al., *Suppl.* 2, 529, 531.
20. Walker et al., *Suppl.* 4, 1018.

Оптические свойства. Энстатит из образца «Луны-20» (22 001,17-A16) бесцветен [1]. Энстатит-бронзиты из норитовых и габброидных обломков из образцов, доставленных станцией «Луна-20», оптически отрицательны [2]. У бронзита из габброидного анортозита $68\ 416,77\ 2V_x = 74^\circ$ [3]. В лунной породе 1 «Аполлона-11» почти все зерна гиперстена со следами сильного ударного воздействия имеют большой отрицательный угол $2V$ и прямое погасание [4]. В клинопироксенах из анортозитового габбро 15 473,3,2 хорошо видны гиперстеновые пластинки толщиной около 3 мкм, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Эти зерна кажутся темными и не совсем прозрачными из-за многочисленных включений микронного размера (возможно, это ильменит) [5].

Таблица 9-3. Химические анализы ортопироксенов

	1 «Луна-20» 22 001,17 A16	2 15 445,10	3 14 303-53B	4 76 535	5 «Луна-20» 928-1	6 14 161/20	7 14 310/20	8 «Луна-20» K-1	9 12 033,2B	10 10 061-3
SiO ₂	41,3	55,0	56,2	55,9	56,6	55,17	52,84	54,86	54,4	52,5
Al ₂ O ₃	0,09	5,1	0,68	1,5	1,49	1,25	3,21	0,90	0,4	0,65
Cr ₂ O ₃	0,17	0,41	0,52	0,6	0,44	0,57	0,60	0,62	0,3	—
TiO ₂	0,01	0,78	0,38	0,4	0,04	0,31	0,73	0,42	0,4	0,75
FeO	11,6	5,8	9,19	7,4	9,03	10,42	11,65	15,00	17,9	23,1
MgO	47,5	33,6	33,5	32,7	31,3	30,84	27,35	26,33	25,7	20,2
MnO	0,12	—	0,17	0,1	0,09	0,13	0,25	0,25	—	0,47
CaO	0,29	—	0,79	1,5	1,42	0,74	3,20	1,94	1,4	1,86
Na ₂ O	—	—	0,01	—	—	—	—	0,02	—	0,03
Сумма	101,08	100,69	101,44	100,1	100,41	99,43	99,83	100,34	100,5	99,59 *

Примечания.

1. Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1947. Из образца лунного грунта. Энстатит.
2. Anderson, *J. Geol.* 81, 221. Из обломка перидотита. Глиноземистый энстатит.
3. Weigand, Hollister, *Suppl.* 3, 476. Из брекчии. Среднее из девяти анализов. Mg-бронзит.
4. Smyth, *Geophys. Res. Lett.* 1, 22. Из троктолитового гранулита. Низко-ортопироксеновый бронзит.
5. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 337. Из обломка апортозита в образце лунного грунта. Бронзит.
6. Brown et al., *Suppl.* 3, 142. Из образца рыхлой обломочной породы. Бронзит.
7. Brown et al., *Suppl.* 3, 142. Из KREEP-баазальта. Глиноземистый бронзит.
8. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 833. Из образца лунного грунта. Гиперстен (богатый хромом бронзит).
9. Meyer, *Suppl.* 2, 398. Из обломка KREEP-стекла. Гиперстен.
10. Keil et al., *Suppl.* 1, 564. Из микробрекчии. * Анализ содержит K₂O = 0,03%. Гиперстен.

Литература

1. Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 945—946.
2. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 335.
3. Juan et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 421.
4. Albee, Chodos, *Suppl.* 1, 138.
5. Cameron et al., *EPSL* 19, 14.

Химический состав. Большая часть лунных ортопироксенов существенно магнезиальна. В КРЕЕР-компоненте образцов лунного грунта «Аполлона-11» и «Аполлона-12» их состав колеблется в пределах от Fs_{10} до Fs_{30} , а CaO — между 1 и 2% [1]. В КРЕЕР-базальте 14 310 вокруг ядер бронзитового ортопироксена образуются зоны, изменяющиеся по составу до ферропижонита с субкальциевым ферроавгитом, выделившимся при распаде [2]. Кроме того, в этом образце есть глиноземистые бронзиты, которые зонально изменяют свой состав до бронзитов с низким содержанием алюминия ($Al_2O_3 \sim 1\%$) [3]. В глиноземистом энстатите из обломка перидотита 15 445,10 Al_2O_3 больше, чем почти во всех других проанализированных лунных пироксенах, а в некоторых зонах было также отмечено до 1,61% TiO_2 (табл. 9-3, колонка 2) [4]. В брекчии 14 303 магнезиальные бронзиты составляют обособленную группу, в которой фактически изменений химического состава не происходило (табл. 9-3, колонка 3) [5]. В образце «Луны-16» монокристалл ортопироксена, заключенный внутри крупного кристалла плагиоклаза, имеет состав $Wo_{5,8}En_{71,6}Fs_{22,6}$ [6]. В КРЕЕР-базальтах 15 024,4, 15 264,4 и 15 404,3 и 5, а также в анортозитовом габбро 15 434,4 и 7 скелетные фенокристаллы ортопироксена обладают тенденцией к изменению состава от гиперстенных ядер до пижонита промежуточного состава $Wo_{10}En_{52}Fs_{38}$ [7]. Мелкие зерна ($< 0,13$ мм) ортопироксена из анортозитовой брекчии 60 215,13 более магнезиальны, чем ортопироксены из анортозита 15 415, но в то же время в них магния меньше, чем в ортопироксенах «Луны-20» [8]. Из проанализированных пироксенов со станции «Луна-20» 41% приходится на ортопироксены [9]. Они наиболее магнезиальны из всех описанных до сих пор лунных образцов [10], их состав колеблется между En_{88} и En_{68} (табл. 9-3, колонка 1) [11].

Литература

1. Meyer et al., *Suppl.* 2, 404, 405.
2. Ridley et al., *GSA*, '71, *Abstr.*, 682.
3. Ridley et al., *Suppl.* 3, 162.
4. Anderson, *J. Geol.* 81, 219.
5. Weigand, Hollister, *Suppl.* 3, 473.
6. Bence et al., *EPSL* 13, 304.
7. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 597—598.

8. Meyer, McCallister, *Suppl.* 4, 662—663.
9. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1018.
10. Meyer, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 946.
11. Meyer, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 520, 522.

Рентгенографические данные. Рентгенографические исследования подтвердили присутствие в лунных породах ряда ортопироксенов, которые по составу весьма близки к клиногиперстену и низко-кальциевому пижониту. Присутствие магнезиального ортопироксена в КРЕЕР-базальте 14 310 было также подтверждено рентгенограммами вращения монокристаллов пироксена, свободных от продуктов распада авгитов [1]. Рентгенографическое исследование ортопироксена с крупными пластинками авгита из брекчии 15 459 дало дополнительные доказательства того, что некоторые из пород, слагающих материк, остывали медленно [2]. Полагают, что это относится и к троктолитовому гранулиту, потому что в нем кристаллы бронзита характеризуются, по-видимому, пространственной группой $P2_1ca$, не отмечавшейся ранее для этого минерала. Эта пространственная группа — производная от группы $Pbca$; снижение симметрии происходит за счет смещения атомов при упорядочении в твердом состоянии, указывающем на чрезвычайно длительный процесс охлаждения [3]. Детальные кристаллографические и химические исследования выявили в пижоните лунного грунта «Луны-20» К-4 весьма сложную зональность. Помимо нитевидных вростков и пластинок богатой хромом шпинели, под микроскопом различимы пластинки авгита, выделившегося по граням (100) включающего их пижонита в результате распада. С помощью рентгенограмм вращения можно выделить пять главных фаз:

1. Клиногиперстен.
2. Пластинки авгита, параллельные (001) включающего их клиногиперстена.
3. Авгитовые пластинки, параллельные (100).
4. Гиперстеновые пластинки, параллельные (100).
5. Хромовая шпинель.

Данные рентгеновского анализа для фаз 1—4 приведены в табл. 9-2, колонки 6—9 и 13 [4].

Параметры элементарной ячейки для ряда ортопироксенов даны в табл. 9-2.

Литература

1. Ridley et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 570—571.
2. Takeda, *Suppl.* 4, 884.
3. Smith, *Geophys. Res. Lett.* 1, 27—29.
4. Ghose et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 834—835.

ПРОТОГИПЕРСТЕН

Ранний ортопироксен с соотношением $Wo_7En_{67}Fs_{26}$ — протогиперстен исчезает при реакции с жидкой фазой после появления пиконита [1]. Проявления его немногочисленны, он описан только из порфирирового базальта 12 020 и из офитового базальта 12 040 [2]. Однако, согласно одному из предположений, ядра пиконита в порфирировом базальте 12 065 первоначально были не протогиперстеновыми, а «высококлиннопироксеновыми» с симметрией $C2/c$ [3].

Литература

1. Biggar et al., *Lun. Sci. Conf.* '71, *Abstr.*, 214.
2. Biggar et al., *Suppl.* 2, 620.
3. Kushiro et al., *Suppl.* 2, 485.

ЭВЛИТ

Железистый пироксен $0,17 MgDiO_3$, $0,83 FeSiO_3$ из осколка породы 12 071,6, обнаруживающий способность к магнитному упорядочению, может быть ортопироксеном-эвлитом [1].

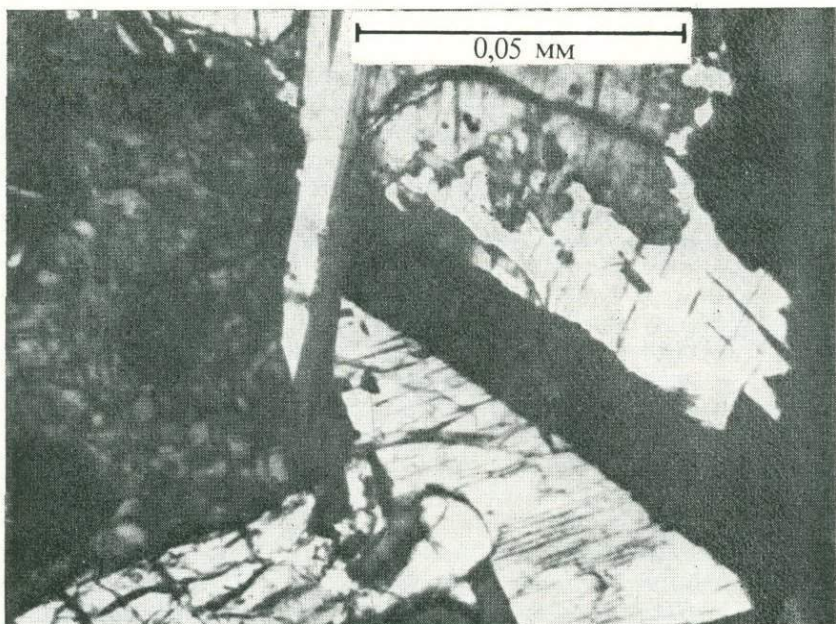
Литература

1. Pickart, Alperin, *Suppl.* 2, 2082.

Пироксферроит; по составу близок к $(Fe_{0,83}Ca_{0,13}Mg_{0,02}Mn_{0,02})SiO_3$

Использованные названия

- Ca-Fe пироксеноид; Frondel et al., *Sci.* 167, 681.
 Кальциевый пироксферроит; Chao, *Suppl.* 1, 67.
 Богатый Fe «пироксен»; Weill et al., *Sci.* 167, 635.
 Богатый Fe пироксмангит; Anderson et al., *Sci.* 167, 587.
 Богатый Fe пироксферроит; Boyd, and Smith, *J. Petrol.* 12, 442.
 Ферросилит III; Agrell et al., *Sci.* 167, 585.
 Богатый железом пироксферроит; Brown, *J. Geophys. Res.* 75, 64, 88.
 Железистый волластонит; Agrell et al., *Sci.* 167, 585.
 Низко-кальциевый ферропироксен; Brown et al., *Suppl.* 3, 142.
 Магнезиальный пироксферроит; Smith, *Finger. Carnegie Inst. Yearb.* '70, 133.



Фиг. 9-12. Пироксферроит (светлые зерна в центральной и нижней частях правой половины фотографии).

Другие минералы: ильменит (черное), плагиоклаз (длинные лейсты), клинопироксен (сероватое, в верхней и нижней частях фотографии) и кристобалит (темно-серое с мозаичной структурой). Из крупнозернистого базальта 10 047.

Suppl. 1, 68.

Лишенный Mg пироксферроит; Brown et al., *Suppl.* 1, 203.

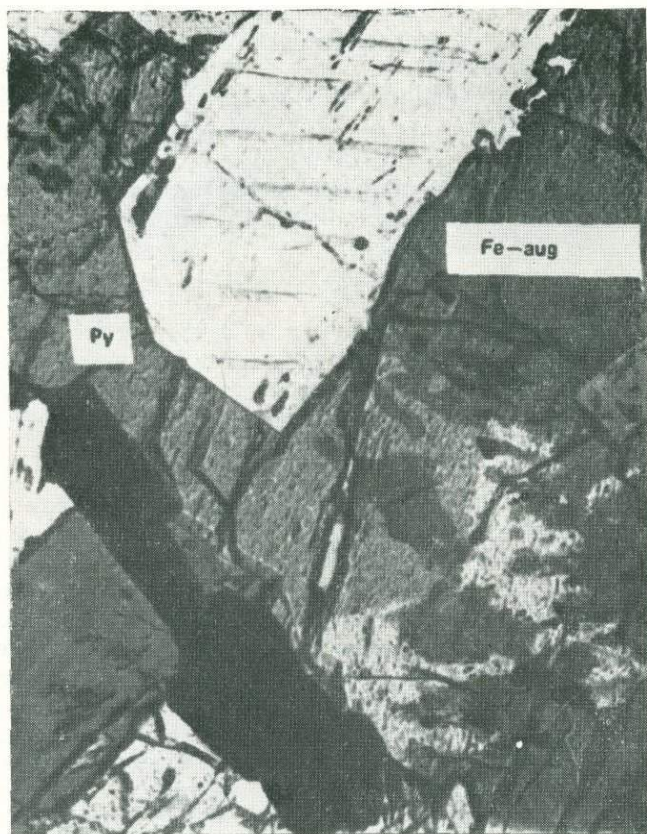
Богатый Mg пироксферроит; Boyd, Smith, *J. Petrol.* 12, 442.

Фаза А (Douglas); Douglas et al., *Sci.* 167, 595.

«Пироксмангит»; Keil et al., *Sci.* 167, 597.

«Субкальциевый пироксферроит»; Brown et al., *Lun. Sci.* III, *Rev. Abstr.*, 95.

Условия нахождения и формы выделения. Пироксферроит обнаружен в габбро и микрогаббро в виде ксеноморфных или, реже, идиоморфных зерен. По-видимому, это такой же поздний минерал, как тридимит и (или) кристобалит (фиг. 9-12) [1]. В порфировом базальте 12 021 пироксферроит образует необычайно крупные кристаллы (до 1 мм в диаметре), образующие срастания с субкальциевым авгитом, тридимитом и кальциевым плагиоклазом [2]. Мозаичная структура взаимно сросшихся зерен хорошо выражена в среднезернистом базальте 10 003-44. Кроме того, встречается



300 мкм

Фиг. 9-13. Пироксферроит (Py), отделенный от зонального ферроавгита (Fe-aug) неправильной, но резкой границей (в порфировом базальте 12 021,2).

Suppl. 2, 291.

пироксферроит, сросшийся с клинопироксеном или окаймленный им. В некоторых зернах кайма отделена четкой границей, ясно видимой под микроскопом по смене двупреломления (фиг. 9-13). В других зернах постепенные изменения происходят без скачка состава, и в этом случае наблюдаются постепенные изменения триклинности и двупреломления по мере перехода к более железистым периферическим частям [3]. Спайность в пироксферроите не столь четкая, как в земном пироксмангите. Наблюдается совершенная спайность по (010) и слабая по (001) [1]. В шлифе

видно характерное для пироксферроита расщепление по плоскостям спайности, что придает зернам волокнистый вид [3].

Оптические свойства. Точка, в которой начинают проявляться оптические свойства триклинного минерала, по-видимому, приблизительно соответствует углу $2V = 38^\circ$, при этом в разрезе, перпендикулярном [010], направление погасания образует с плоскостью спайности (010) угол около 1° , который увеличивается по направлению к краям зерен, где $C : Ng = 47^\circ$, а $2V = 31^\circ$. Дисперсия плоскости оптических осей мала, а плоскостей $NmNp$ и $NmNg$ значительна [3].

В шлифе минерал желтоватый или почти бесцветный, иногда слабо плеохроичный от желтого до желтовато-оранжевого. Показатели преломления находятся в следующих пределах [1]: $n_g = 1,756 - 1,768 \pm 0,003$; $n_m = 1,750 \pm 0,003 - 1,758$; $n_p = 1,748 \pm 0,003 - 1,756$.

Химический состав. По составу пироксферроит близок к ферросилиту, но отличается большим содержанием кальция. Приблизительный состав пироксферроита из микрогаббро 10 047: $(Fe_{0,83}Ca_{0,13}Mg_{0,02}Mn_{0,02})SiO_3$ [4]; главные элементы меняются лишь в узких пределах [1]. Состав, при котором наблюдался переход к оптическим свойствам триклинного минерала — $Ca_{27}Mg_{33}Fe_{40}$, что соответствует содержанию MgO , несколько меньшему 5,90% [3].

Пироксферроит в породах «Аполлона-11» представлен кальциевой разновидностью, состав которой ближе к $FeSiO_3$, чем составы всех естественных силикатов с периодичностью цепочек в семь кремниевых тетраэдров (Siebenerketten) (табл. 9-1, колонка 12) [4]. В мезостазисе крупнозернистого диабазы 10 058-23 пироксферроит зонально изменяет состав вплоть до разновидности, свободной от магния (табл. 9-1, колонка 13) [5]. В порфировом базальте 12 021 замещение железа на магний в пироксферроите начинается от состава $(Ca_{0,13}Mg_{0,03}Fe_{0,84})SiO_3$ и заканчивается составом $(Ca_{0,12}Mg_{0,13}Fe_{0,75})SiO_3$ [4]. Некоторые необычно крупные кристаллы в этом образце были названы магнезиальным пироксферроитом (табл. 9-1, колонка 11) [2]. Субкальциевый пироксферроит, окаймляющий зональные зерна клинопироксена в базальте 15 076/12, можно назвать железистым пироксферроитом (табл. 9-1, колонка 14) [6].

При анализах пироксферроита считалось, что титан находится в четырехвалентном состоянии, хотя есть предположение, что он может оказаться трехвалентным [1].

Рентгенографические данные. Пироксферроит — триклинный пироксеноид с пространственной группой $P\bar{1}$ и со структурой типа

Siebenerketten. Его удельный вес, вычисленный на основании числа формульных единиц в элементарной ячейке, равен 3,82, измеренный удельный вес — 3,76 [4]. Параметры элементарной ячейки и данные порошковых рентгенограмм приведены соответственно в табл. 9-2 и 9-4.

Таблица 9-4. Данные порошковых рентгенограмм пироксферрита (усредненные значения, Аполлон-11¹)

$d, \text{Å}$	I	hkl	$d, \text{Å}$	I	hkl
6,87	20	010	2,838	10	211
6,55	25	100	2,805	8	$\bar{2}11, 121$
5,56	5?	011?	2,674	60	$\bar{0}26$
4,93	5?	$\bar{1}12?$	2,621	30	$\bar{1}14$
4,68	40	110	2,579	35	$\bar{2}22$
4,20	15	$\bar{1}11$	2,509	5	$\bar{0}33$
3,76	8	$\bar{0}22$	2,490	20	$\bar{0}32$
3,68	6	$\bar{0}21, \bar{0}23$	2,446	15	214
3,53	8	013	2,409	10	$\bar{2}20$
3,44	15	020	2,377	8	$\bar{1}32$
3,38	5	$\bar{1}22$	2,311	8	$\bar{2}16$
3,32	40	$\bar{1}23$	2,284	8	$13\bar{3}, 030$
3,28	12	200, 201	2,234	8	$\bar{0}36$
3,19	5	113	2,217	8	$\bar{2}26, \bar{2}24$
3,14	15	202, $\bar{2}01$	2,186	25	024
3,09	45	021, $\bar{2}11, \bar{2}12$	2,156	40	206, $\bar{3}12$
3,01	25	120, $\bar{0}25$	и далее 35 ли- ний до 1,022	5	
2,973	20	$\bar{2}13$			
2,934	100	014, 210			

¹) Обобщенные данные пяти независимых исследований материала со станции «Аполлон-11». Излучение FeK и CrK.

Chao et al., *Suppl.* 1, 72-73.

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ВОЛЛАСТОНИТ И ФЕРРОСИЛИТ III

В результате электронографического исследования кристаллов из крупнозернистого базальта 10 044,48 было выявлено наличие примерно равных частей несмешивающихся фаз со схожими структурами, которые, возможно, представляют собой железистый волластонит и ферросилит III [7]. Ферросилит III — силикат с периодичностью цепочек в девять кремниевых тетраэдров (Neunerketten), тогда как пироксферроит характеризуется перио-

дом повторяемости силикатных цепочек в семь кремниевых тетраэдров (Siebenerketten) [8]. Однако, если это не будет опровергнуто дальнейшими рентгеновскими исследованиями этих кристаллов, обе фазы могут считаться пироксен проитом.

Литература

1. Chao et al., *Suppl.* 1, 65—78.
2. Smith, Finger, *Carnegie Inst. Yearb.* '70, 133—13
3. Agrell et al., *Suppl.* 1, 103—107.
4. Burnham, *Suppl.* 2, 47.
5. Brown et al., *Suppl.* 1, 203.
6. Brown et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 95,97
7. Agrell et al., *Sci.* 167, 585.
8. Burnham, *Sci.* 154, 513.

Силикаты: оливины

Группа форстерит — фаялит

Оливин в ассоциации с магнезиальным пироксеном чаще представляет собой одну из наиболее ранних фаз кристаллизации лунных базальтов [1]. Для большей части оливинов характерно высокое содержание форстеритовой составляющей [2]. Эти минералы начинали и прекращали кристаллизоваться на ранней стадии [3]. Возможно, что умеренно магнезиальные оливины из ряда обломков анортозитовых пород образовались на средних стадиях, а фаялит — это поздний оливин, кристаллизующийся из остаточного расплава. Следовательно, существуют ранние, средние и поздние оливины, хотя, как правило, совместно в одной и той же породе [4] они не встречаются.

Литература

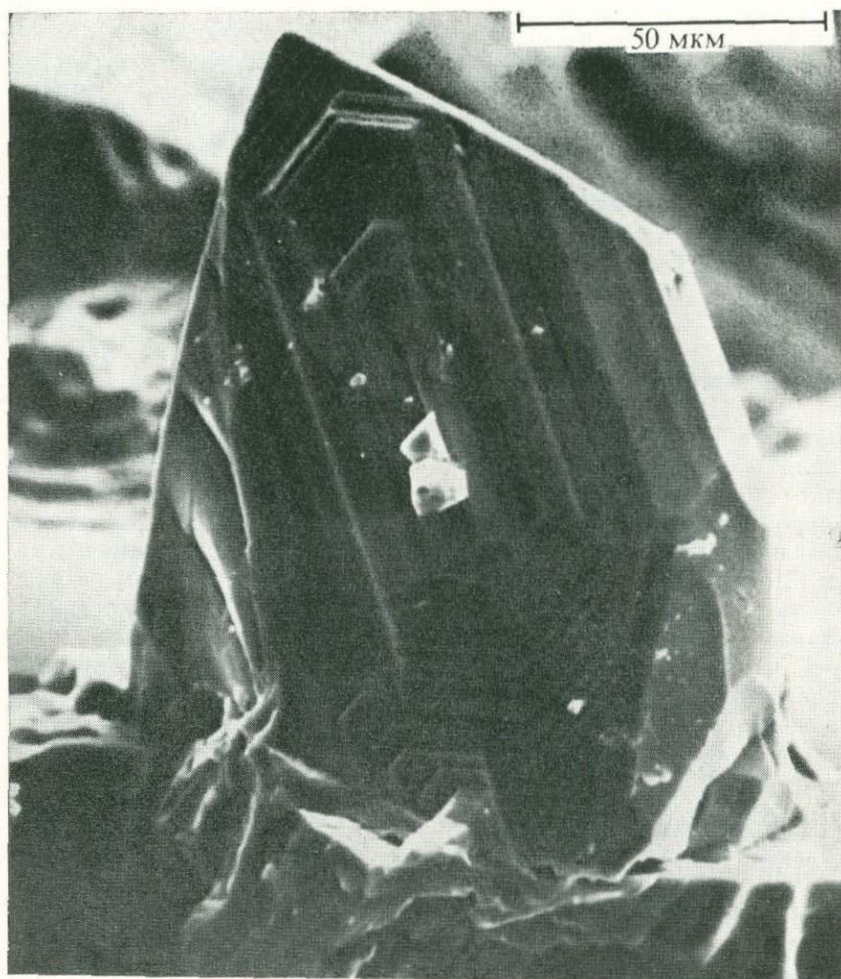
1. Jakeš, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 381.
2. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5799—5800.
3. Agrell et al., *Suppl.* 1, 98.
4. Smith et al., *Suppl.* 1, 948.

ФОРСТЕРИТ Mg_2SiO_4

Использованные названия

- Хризолит; Kim et al., *Suppl.* 2, 750.
Форстеритовый оливин; Brown et al., *Suppl.* 1, 203.
Бедный железом оливин; Adams et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 736.
Магнезиальный оливин; Brown et al., *Suppl.* 1, 202.

Условия нахождения и форма выделений. Форстеритовый оливин встречается в виде аллотриоморфных, гипидиоморфных, а иногда и в виде идиоморфных зерен (фиг. 10-1). Длина их обычно не пре-



Фиг. 10-1. Кристаллы оливины поздней генерации, выросший на пироксене. Из каверны базальта 15555,105.

вышает 0,5 мм [2], хотя отмечались выделения оливины длиной до 3 мм [3]. Иногда оливины встречаются в ассоциации с большими массами кристобалита, как, например, в тонкозернистом оливиновом базальте 10 045, что совершенно не характерно для земных пород. Подобные оливины иногда окружены авгитовыми каемками, причем изменение состава происходит постепенно, что указывает на медленно протекающую реакцию между оливином и расплавом [4]. В тонкозернистом оливиновом базальте 10 022-41

кристаллы оливина, одновременно контактирующие и с авгитом, и с пикропитом, имеют округленную форму. Возможно, что они вступали в реакцию с расплавом, образуя при этом пироксены [5]. Дендритовые микровкрапленники оливина, встречающиеся в стекловатых участках брекчии 10 061, могут представлять собой одну из составных частей закаленной пикритовой лавы [6]. В многочисленных образцах кристаллических пород, брекчий и лунного грунта, собранных станцией «Аполлон-11», наблюдалось широко развитое явление захвата больших расплавных включений почти всеми крупными и даже некоторыми мелкими кристаллами оливина в процессе их роста. Эти включения, ориентированные параллельно плоскости (100) оливина, почти все представлены ильменитом, хотя вполне возможно, что первоначально это был армоколлит [7]. Лишь в нескольких зернах оливина из образцов «Аполлона-11» наблюдается плоскостная или тонкопластинчатая отдельность, указывающая, как полагают, на ударное воздействие (фиг. 10-2) [8]. Оливиновые зерна в обломке диаплектического плагиоклазового стекла из породы, которую, по всей вероятности, можно считать габброидным анортозитом, имеют плоскостные текстуры деформации — например весьма тонкие пластинки, параллельные $\{100\}$, $\{011\}$, $\{001\}$ и $\{130\}$. Последние характерны для динамической деформации [9].

Гипидиоморфные и короткостолбчатые оливиновые вкрапленники (размером около 0,3 мм составляют до 9—16% объема порфировых базальтов 12 004, 12 008, 12 009 и 12 022 (фиг. 10-3). Зернистый базальт 12 035 почти на 35% состоит из идиоморфных и гипидиоморфных зерен оливина, заключенных в основной массе из аллотриоморфных зерен плагиоклаза [10]. Оливины обогащенных магнием магм быстро кристаллизуются с образованием скелетных форм. Пелые оливины или оливины с включениями основной массы также представляют собой типичные продукты быстрой кристаллизации (фиг. 10-4). Прекрасные образцы скелетных оливинов были обнаружены в базальте 12 009 [11]. Форма зональных оливиновых фенокристаллов в пикритовом базальте 12 002, достигающих 1,5 мм в диаметре, меняется от гипидиоморфных или скелетных до аллотриоморфных (фиг. 10-5) [12]. В насыщенной оливином основной массе необычной лунной брекчии 14 068 содержится своеобразный оливин, обладающий более относительно скелетной формой и пелыми ядрами, вблизи которых строение кристалла становится более блочным [13]. В субофитовом базальте 14 072 форстеритовый оливин встречается либо в виде крупных округленных фенокристаллов до 2,0 мм в поперечнике, либо в виде включений в крупных зернах пироксена, а также аллотриоморфных зерен основного каркаса. Кроме того, оливин промежуточного состава встречается в поздней ассоциации совместно с мозаичным кристобалитом и губчатой массой самородного





 ~0,1 мм

Фиг. 10-2. Пластинки распада, параллельные {110} в оливине.
Suppl. 3, 902.

железа [14]. Иногда в брекчии «Аполлона-14» содержатся хондры, по структуре и минеральному составу аналогичные обычным метеоритным хондрам (т. е. идиоморфный оливин и кристаллы пироксена находятся в прозрачном коричневом стекле; фиг. 10-6). В образце рыхлой обломочной породы 14 259,33 была отмечена полосчатая оливин-стекловатая хондра. В этом же образце есть также хондры, состоящие из насыщенных оливином ядер, окруженных зонами рекристаллизации или диффузными ореолами, сложенными пироксенами и рудными минералами. Полагают, что

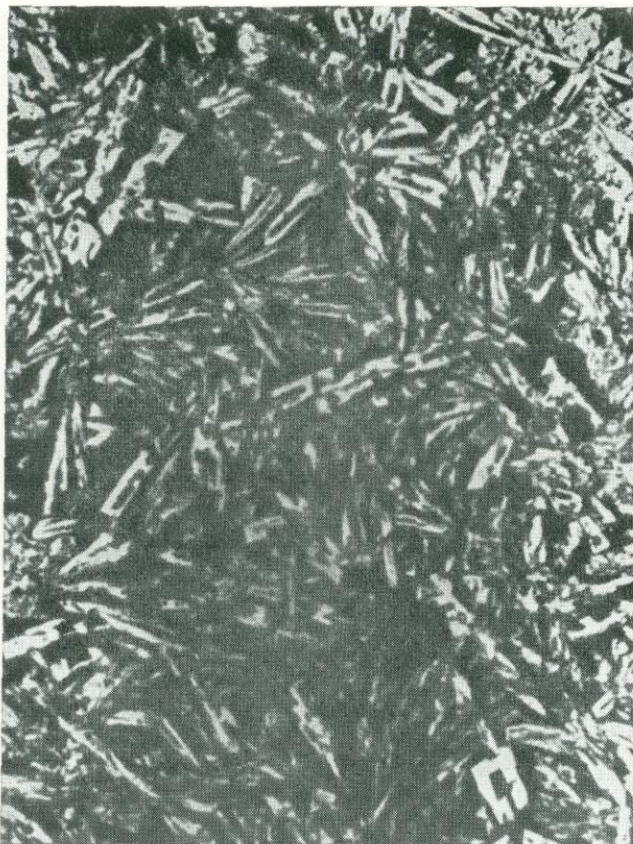


Фиг. 10-3. Фенокристаллы оливина (светло-серые) и плагиоклаза (удлинённо-серые) в порфировом оливиновом базальте 12 009.
Снимок НАСА, S-70-25427.

образование подобных хондр на Луне связано с сильными динамическими воздействиями [15].

В некоторых пробах, собранных с поверхности Луны станцией «Аполлон-15», были обнаружены обломки пироксенового базальта, в которых присутствуют скелетные фенокристаллы оливина. В обломки оливиновых базальтов включены зональные микрокрапленники оливина размером $\sim 0,5$ мм и несколько кристаллов меньшего размера в тонкозернистой основной массе, состоящей из пироксена, плагиоклаза и ильменита. Общие очертания фенокристаллов идиоморфные, но края их неровные, поэтому контур кристалла в целом становится бесформенным. В обломках оливинового микрогаббро зональность нечеткая [16]. В обломке лунного перидотита 15 445,10 взаимно сросшиеся оливин, шпинель, пироксен, плагиоклаз и рутил (?) образуют скопления неправильной формы. Зерна оливина, размеры которых не превышают 0,1 мм, совместно с пироксеном составляют 80% объема пород [17].

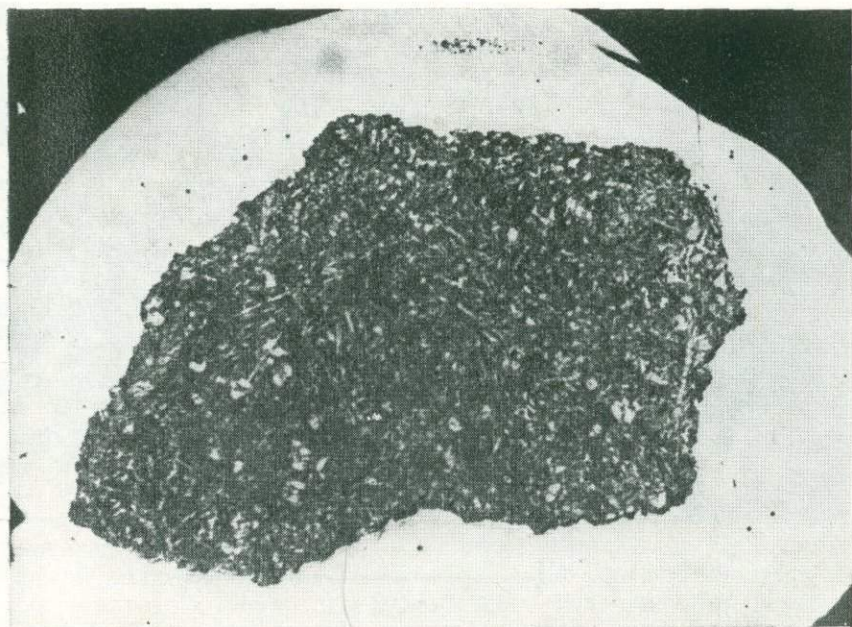
Кроме крупных (до 3 мм) зерен, реликты оливина рассеяны по ряду пойкилитовых пород «Аполлона-16» [3]. В брекчии 67 955



—~400 мкм

Фиг. 10-4. Полые ромбовидные кристаллы оливина, сросшиеся с полыми лейстами плагиоклаза в микротроктолите 62 295.

крупные зерна оливина образуют включения в пойкилитовом гиперстене и диопсиде. Полагают, что такая своеобразная структура — результат высокотемпературной кристаллизации в присутствии флюидной фазы, возможно, из силикатного расплава [18]. В шлифе из анортозитового габбро 68 415,8 оливин наблюдался повсеместно в виде мелких аллотриоморфных и неправильных зерен, расположенных в интерстициях между лейстами плагиоклаза, а также в виде ядер в пироксенах или зерен, окаймленных

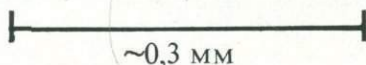


Фиг. 10-5. Округлые изометричные фенокристаллы оливина (белое) в пикритовом базальте 12 002,7.

Снимок НАСА, S-70-31576.

пироксеном; встречается и оливин, заключенный в плагиоклазовую оболочку без пироксеновой каймы. Подобные структуры свидетельствуют, что кристаллизация оливина предшествовала кристаллизации пироксена и что оливин вступал в реакцию с расплавом, в результате чего образовались пироксеновые оторочки, за исключением тех случаев, когда он был заключен в плагиоклазовую оболочку [19]. Оливин из ксенокластического базальта 60 335,75Е несколько более магнизиален и местами окаймлен ортопироксеном, который в свою очередь окружен пшизонитом [20]. В шпинелевом троктолите в оторочках оливиновых зерен находятся бесцветные октаэдры шпинели [21].

В крупнозернистом анортозитовом габбро 77 071 оливин встречается в виде идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов, окруженных монокристаллическими оболочками пироксена, и в виде относительно мелких включений в плагиоклазе [22]. В породе 76 055,10, которую считают расплавленной в результате удара [23], много ксенокристаллов оливина, но, как правило, без реакционных кайм; вместо этого, там, где ксенокристаллы заключены в ортопироксен, очертания у них округленные [24]. В образцах,



Фиг. 10-6. Лунная хондра из брекчии 14 313, состоящая из ортопироксена, оливина и стекла.

Идиоморфные кристаллы оливина (мелкие) и пироксена (крупные) находятся в основной массе светло-коричневого, прозрачного стекла. *Suppl.* 3, 675.

взятых станцией «Аполлон-17» с глубины, несколько обломков высокомагнезиального оливина размером 1 мм обладают катакластической структурой с мельчайшими ориентированными включениями продуктов распада твердого раствора. Подобные детали строения указывают на то, что порода подверглась метаморфизму [25]. В обломках сильно раздробленного дунита (от 72 415 до 72 418), который считают продуктом первичной лунной дифференциации, заключены крупные (до 10 мм) кристаллы оливина в зернистой основной массе. Основная масса также состоит преимущественно из оливина: она образована за счет дробления без перекристаллизации. Как в основной массе, так и в обломках, присутствуют включения плагиоклаза, хромшпинели, высоко- и низко-кальциевых пироксенов, а также самородного железа [26].

Литература

1. Frondel et al., *Suppl.* 1, 463.
2. Dence et al., *Suppl.* 1, 323.
3. Simonds et al., *Suppl.* 1, 614.
4. Brown et al., *Suppl.* 1, 203.

5. Kushiroy, Nakamura, *Suppl.* 1, 617.
6. Smith et al., *Suppl.* 1, 906.
7. Roedder, Weiblen, *Suppl.* 1, 804.
8. Sclar, *Suppl.* 1, 854.
9. von Engelhardt et al., *Suppl.* 1, 369—370.
10. Butler, *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 773—774.
11. Drever et al., *Suppl.* 3, 172.
12. Grove et al., *Suppl.* 4, 995.
13. Helz, *Suppl.* 3, 866.
14. Longhi et al., *Suppl.* 3, 135.
15. King et al., *Suppl.* 3, 674.
16. Dowty et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 181.
17. Anderson, *J. Geol.* 81, 219.
18. Hollister, *Suppl.* 4, 633.
19. Gancarz et al., *EPSL* 16, 316.
20. Walker et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 752.
21. Walker et al., *Lun. Sci. IV, preprint*.
22. Sclar, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 688.
23. *Lunar Sample Information Catalog, Apollo* 17, 295.
24. Chao, *Suppl.* 4, 721.
25. Steele et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 728.
26. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 3—5.

Оптические свойства. Цвет оливинов меняется от бесцветного (в габброидном анортозите 68 416,77) до лимонно-желтого [2] или желтовато-зеленого (у прозрачных неизмененных зерен из рыхлой обломочной породы, доставленной станцией «Аполлон-11») [3]. Ксенокристаллы из микробрекчии 77 215 бледно-зеленовато-желтые [4].

Показатели преломления некоторых оливинов следующие.

У оливина из рыхлых обломочных пород «Аполлона-11» [3]:
 $n_g = 1,750$, $n_m = 1,730$, $n_p = 1,710$, $2V \sim 100^\circ$.

Для оливина из обломков габброидных пород в другом образце рыхлой породы (10 085-16) n_m колеблется в пределах от 1,692 до $1,744 \pm 0,002$ для составов от Fo_{55} до Fo_{78} [5].

В офитовом оливиновом базальте 10 062-35 n_m оливина колеблется в пределах от 1,69 до $1,71 \pm 0,02$ для составов от Fo_{70} до Fo_{74} , а у оливинов из тонкозернистого базальта 10 045 $2V_x$ — в пределах от 81 до 83° , что указывает на слабую зональность состава от Fo_{68} до Fo_{74} [6].

Прозрачность обломков оливина из рыхлых пород и зерен из микробрекчии, сохраняющаяся даже в частицах размером около 1 мм, указывает, что для оливина характерна высокая степень совершенства кристаллического строения [7].

Во многих кристаллах оливина из брекчии «Аполлона-14», кроме трещин и нарушений, обнаружено и волнистое погасание. В некоторых кристаллах появляются полосы скручивания. В оливинах обычна мозаичная структура, причем они частично были подвергнуты перекристаллизации, что приводило к образованию новых недеформированных кристаллов, развитых вдоль

первоначальных границ зерен агрегата. Многие кристаллы перекристаллизованы полностью, при этом нельзя установить границы первоначального зерна [8]. Волнистое погасание и плоскости отдельности в крупных кристаллах оливина из обломков дунита 72 415—72 418 выявляют мозаику ромбовидных доменов, ограниченных поверхностями кливажа или полосами деформации [9]. В редко встречающихся оливинах, подвергнутых ударному воздействию (из крупнообломочной рыхлой породы 10 083-12-53), наблюдаются слабые изменения погасания и неотчетливая пластичность, которые, возможно, есть результат деформации [10]. Одно крупное однородное зерно оливина в обломке апортозита из микробрекчи 10 019-22, частично подвергшееся ударной деформации, имеет тонкую мозаичную структуру, возникшую, по-видимому, в результате удара умеренной силы [11].

Литература

1. Juan et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 421.
2. Kim et al., *Suppl.* 2, 750.
3. Frondel et al., *Suppl.* 1, 463.
4. Chao, Minkin, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 110.
5. Carter, MacGregor, *Suppl.* 1, 248, 250.
6. Agrell et al., *Suppl.* 1, 98.
7. Sclar, *Suppl.* 1, 853.
8. Avé Lallement, Carter, *Suppl.* 3, 901, 903.
9. Albee et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 3.
10. Chao et al., *Suppl.* 1, 300.
11. Keil et al., *Suppl.* 1, 581.

Химический состав. Почти все лунные оливины высокомагнезиальны, состав их обычно вполне однороден, а кальция и хрома в них больше, чем в земных оливинах. В незначительном количестве есть никель, а также немного марганца, титана и алюминия. Хром в них, возможно, двухвалентный [1]. В оливинах лунных материков хрома меньше, чем в оливинах морских базальтов, однако для отношения $Mg/(Mg + Fe)$ этого сказать нельзя. В морских базальтах наиболее высокое содержание хрома отмечается в оливине, состав которого лежит в пределах $Fe_{0.55} - Fe_{0.80}$ [2]. Несмотря на то что в отдельных зернах и между ними состав оливина из апортозитового габбро 68 415,8 меняется незначительно, в содержании второстепенных элементов выявляются некоторые колебания, например: $MnO = 0,23 - 0,33\%$, $Cr_2O_3 = 0,07 - 0,17\%$, $TiO_2 = 0,05 - 0,09\%$, $CaO = 0,02 - 0,29\%$. Но, по-видимому, корреляции между содержаниями этих второстепенных элементов и отношением Mg/Fe нет; величина этого отношения такая же, как у наиболее магнезиального пироксена, наблюдавшегося в шлифе [3]. Оливин из обломка лунного перидотита 15 445,10 с составом $Fo = 91\%$ характеризуется весьма высоким отноше-

нием Mg/Fe , а CaO в нем очень мало (табл. 10-1, колонка 2). В четырех проанализированных зернах CaO всего лишь от 0,00 до 0,05% [4]. Хотя в лунных оливинах и было отмечено на редкость низкое содержание CaO (например, табл. 10-1, колонки 3 и 5), в целом для них это не характерно.

Многие оливины по составу приближаются к крайнему члену ряда — форстериту. Оливин из обломка обогащенного плагиоклазом базальта в пробе, взятой с глубины станцией «Аполлон-17», представляет собой необычно обогащенный магнием Fe_{94-75} со средним составом Fe_{90} [5]. В кристаллической (возможно, эффузивной) породе 62 295 были обнаружены два оливиновых вкрапленника размером $\sim 0,8$ мм, (Fe_{89-93}) со скелетными наростами оливина иного состава (Fe_{82-85}) [6]. Состав богатого магнием оливина из меланократовой части базальта 61 016-215 колеблется в очень узких пределах; более половины проанализированных зерен представляет собой Fe_{89-93} [7]. Оливин из частично переплавленной брекчии 67 435,4 имеет состав Fe_{89} (табл. 10-1, колонка 1) [8]. Оливины из различных типов пород «Луны-20» отличаются высоким содержанием форстеритовой составляющей. В оливинах из богатых полевыми шпатами материковых пород магния больше, чем в образцах из нематериковых районов. Хотя состав оливинов колеблется от Fe_{40} (оливины промежуточного состава) до Fe_{92} , все же оливинов, в которых более 80% Fe , свыше 50% [9]. Отдельные зерна оливина вполне однородны, и по отношениям $Fe/(Fe + Mg)$ их можно разделить на две группы. В одну из них входят оливины с составом Fe_{80} и выше, в другую — оливины с содержанием $Fe < 72\%$ [10]. Оливин состава Fe_{82} из образца рыхлой обломочной породы 120 070,98 был назван хризолитом [11]; близкий состав имеют многие другие лунные оливины (например, из образца лунного грунта 22 007 со станции «Луна-20» [12]: табл. 10-1, колонка 6).

Оливин с меньшим содержанием форстерита (Fe_{63}) из крупнозернистой габброидной породы 14 053 был обнаружен в виде включений в кристаллах пижонита [13]. Состав оливина в породе 68 415,37 (по-видимому, сильно метаморфизованной) заключен в пределах от Fe_{70} до Fe_{67} , причем четкой зональности в нем нет [14]. Оливин в базальте 15 555, обычно встречающийся в плагиоклазе в виде включений, более железистый, чем оливины прочих морских базальтов, хотя магния в нем по-прежнему много (Fe_{58}). Крупные обломки оливина из базальта 15 256 имеют состав $\sim Fe_{65}$. Средний состав оливинов из образца рыхлой обломочной породы 15 471 соответствует Fe_{61} ; в образце 15 271 наблюдаются как оливин промежуточного состава (Fe_{56-60}), так и разновидность с высоким содержанием форстеритовой составляющей (Fe_{88-90}) [15]. В пойкилобластической диабазовой породе 60 315,63 аллотриоморфные оливины, содержащиеся в виде включений в орто-

Таблица 10-1. Химические анализы оливинов (группа форстерит —

	1	2	3	4	5	6	7
	67 435 14	15 445, 10	14 002, 7E-1-8	«Луна-20» 509-10	«Луна-20» 22 002.2.5a	«Луна-20» 22 007	60 215/13
SiO ₂	41,2	42,4	40,8	40,3	39,9	39,41	39,1
Al ₂ O ₃	0,38	—	0,01	0,01	—	0,23	0,26
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,18	—	0,05	0,22	0,20
TiO ₂	0,03	—	0,02	0,16	—	0,16	0,03
FeO	7,5	8,3	11,1	13,2	15,6	17,14	19,0
MgO	51,3	50,7	48,7	47,0	45,2	43,25	41,3
MnO	0,08	—	0,01	—	0,15	<0,01	0,14
CaO	0,24	0,05	0,05	0,15	0,05	0,27	0,34
NiO	—	0,03	0,03	—	—	<0,01	—
Сумма	100,74	101,49	100,90	100,82	100,95	100,68	100,42 *

Примечания.

1. Prinz et al., *Sci.* 179, 75. Из микробрекчии. Форстерит.
2. Anderson, *J. Geol.* 81, 221. Из обломка перидотита. Форстерит.
3. Steele, Smith, *Nature* 240, 5. Из образца рыхлой обломочной породы. Форстерит.
4. Crawford, Weigand, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 820. Из обломка анортозит-нор
5. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 889. Из тонкозернистой пробы лун
6. Podosek et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 782. Из обломка перекристаллизован
7. Meyer, McCallister, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 524. Из троктолитового обломка в анорто
8. Haggarty et al., *Suppl.* 1, 516. Из мелкозернистого оливнинового базальта. Форсте
9. Helz, Appleman, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 353. Из анортозитового габбро. * Анализ
10. Podosek et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 889. Из обломка перекристаллизован = 0,04%. Форстерит.
11. Taylor, Carter, *Suppl.* 4, 294. Из образца лунного грунта. Оливин промежуточного
12. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 782. Из тонкозернистой пробы лун
13. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 234. Из порфирированного базальта. Фаялит, образовав анализ.
14. Crawford, Weigand, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 817. Из обломка морского база
15. Brown et al., *Suppl.* 1, 203. Из среднезернистого кристаллитового базальта. Фая

пироксенах, характеризуются однородным составом при максимальных колебаниях форстеритовой составляющей — от Fo₇₄ до Fo₇₇. Крупный реликт богатого магнием оливина находится в породе в неравновесном соотношении с пироксеном. Отдельные незональные зерна оливина в пойкилобластической породе 68 503,16,6, где они встречаются в виде включений в плагиоклазе, имеют состав, меняющийся в пределах Fo₆₄₋₇₆, тогда как состав оливниновых включений в ортопироксенах ограничен Fo₇₀ [16]. В обломках из брекчии 67 955 мелкие (до 0,03 мм) правильные шарики оливина, встречающиеся в виде включений в плагиоклазе, отвечают составу Fo₇₈. Более крупные зерна, образующие включения в клинопироксене, несколько богаче железом (Fo₇₇). Таких элементов, как Cr, Ca и Ti, во всех оливинах мало, что свидетельствует против их диффузивного происхождения [17].

фаялит)

8	9	10 «Луна-20»	11	12 «Луна-20»	13	14 «Луна-20»	15
10 020-40	68 415,37	22 006	69 941,13	22 002,2,4с	12 018,49	528-34	10 058
37,5	37,17	36,22	34,4	32,7	30,15	30,1	29,2
0,05	0,02	0,19	0,06	0,30	—	0,10	—
0,21	—	0,19	0,06	0,04	—	0,07	0,03
0,09	0,03	0,09	0,12	0,14	—	0,23	0,06
25,5	28,40	30,49	41,0	55,7	64,3	67,5	68,5
36,5	34,17	32,89	22,9	8,81	2,57	0,25	—
0,30	0,33	0,30	0,40	0,73	—	0,85	1,01
0,33	0,30	0,25	0,31	0,51	0,61	0,81	0,40
—	—	—	—	—	—	—	—
100,48	100,42 *	100,63 *	99,25	98,93	97,63	99,91	99,2

итового троктолита (из пробы лунного грунта). Форстерит.

ного грунта. Форстерит.

ной кавернозной породы (из пробы лунного грунта). Форстерит (хризолит).

зитовом катаклазите. * Анализ содержит $\text{Na}_2\text{O} = 0,05\%$. Форстерит.

рит.

содержит следы K_2O и Na_2O . Оливин.

ного анортзитового порита (из пробы лунного грунта). * Анализ включает $\text{Na}_2\text{O} =$

состава.

ного грунта. Фаялит.

шийся при реакции между ильменитом и включающим его пироксенном. Среднее из двух

льта в пробе лунного грунта. Фаялит.

лит, свободный от магния.

Зональность в форстерите обычно слабо выражена. Состав зональных фенокристаллов из неметаморфизованных интерсертальных базальтов «Аполлона-11» колеблется от Fo_{63} до Fo_{68} ; более мелкие ядра сложены оливином промежуточного состава — Fo_{41} [18]. Оливины из мелкозернистого оливинового базальта 10 022-41 даже в кристаллах с простой зональностью обнаруживают значительные колебания состава — от Fo_{41} до Fo_{71} [19]. Обломки морских базальтов из образцов, собранных с поверхности Луны станцией «Аполлон-15», позволяют получить следующую информацию о составе оливинов.

1. Крупные скелетные фенокристаллы из пироксен-порфировых базальтов 15 125 и 15 666 преимущественно магниезиальны, в них наблюдаются зональные переходы к более фаялитовому составу.

2. В оливин-порфировых базальтах преимущественно магнетиальный оливин (наиболее часто $\sim \text{Fo}_{60}$) содержится исключительно в виде фенокристаллов. Несколько выделений фаялита поздней стадии кристаллизации обнаружено в более крупнокристаллической породе.

3. Оливин из полевошпатового перидотита почти всегда магнетиален, однако форстеритовой составляющей в нем не больше, чем в других породах [20].

В кавернозной брекчии 77 115, часть А, ядра ксенокристаллов оливина представляют собой Fo_{69-89} , а оторочки приближаются по составу (Fo_{68-78}) к оливину основной массы Fo_{67-71} [21].

Литература

1. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 535.
2. Jakeš, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 381, 383.
3. Gancarz et al., *EPSL* 16, 316.
4. Anderson, *J. Geol.* 81, 223.
5. Steele et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 728.
6. Agrell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 15.
7. Drake, *Lun. Sci. V, Abstr.*, 177.
8. Prinz et al., *Sci.* 179, 75.
9. Reid et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1021.
10. Taylor et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1095.
11. Kim et al., *Suppl.* 2, 750.
12. Podosek et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 889.
13. Kushiro et al., *Suppl.* 3, 121.
14. Helz, Appleman, *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 352.
15. Mason et al., *Suppl.* 3, 791—792.
16. Bence et al., *Suppl.* 4, 602, 606.
17. Hollister, *Suppl.* 4, 636.
18. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5814.
19. Kushiro, Nakamura, *Suppl.* 1, 617.
20. Dowty et al., *Suppl.* 4, 436—437.
21. Chao et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 109.

Рентгенографические данные. Изучение оливинов из рыхлой обломочной породы «Аполлона-11» рентгеновским монокристалльным методом дало рентгенограммы, типичные для форстерита, по которым не видно признаков существующего или начинающегося изменения или распада. Согласно данным рентгеновского исследования, включения, наблюдаемые под микроскопом, не ориентированы относительно включающего их кристалла оливина [1]. На рентгенограммах отдельных зерен из этих пород наблюдаются вытянутые штрихи, свидетельствующие о мозаичности строения кристаллов, вызванной ударным воздействием [2]. В оливине из морского базальта 15 555 признаков субсублидусных превращений или реакций распада не обнаружено, но при помощи трансмиссионного электронного микроскопа выявлена незначительная дислокационная петельчатость и решетчатость, кото-

рые, как полагают, образуются при температуре от 1000 до 1250 °C [3].

Мелкие (5—20 мкм) зерна низко-железистого оливина ($Fe_{\sim 87}$) из обломка анортозитовой породы в образце 927-2 «Луны-20» имеют следующие параметры элементарной ячейки [4]: $a_0 = 49,78 \pm 0,05 \text{ \AA}$, $b_0 = 10,32 \pm 0,05 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,09 \pm 0,05 \text{ \AA}$.

Оливин ($Fe_{0,84}$; табл. 10-1, колонка 5) из тонкозернистого материала лунного грунта 22 002,2,5а, доставленного станцией «Луна-20», имеет [5]: $a_0 = 4,80 \text{ \AA}$, $b_0 = 10,35 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,05 \text{ \AA}$.

Оливин из мелкозернистого оливинового базальта 10 020-40 (средний состав $Fe_{0,72} \pm 3 \text{ мол. \%}$; табл. 10-1, колонка 8) характеризуется [6]: $a_0 = 4,755 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $b_0 = 10,284 \pm 0,002 \text{ \AA}$, $c_0 = 6,0168 \pm 0,0009 \text{ \AA}$. Пространственная группа оливинов $Pbnm$.

Литература

1. Gay et al., *Suppl.* 1, 488.
2. von Engelhardt et al., *Suppl.* 1, 370.
3. Nord et al., *Suppl.* 4, 955.
4. Tarasov et al., *Suppl.* 4, 335.
5. Cameron et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 738.
6. Haggerty et al., *Suppl.* 1, 535—536.

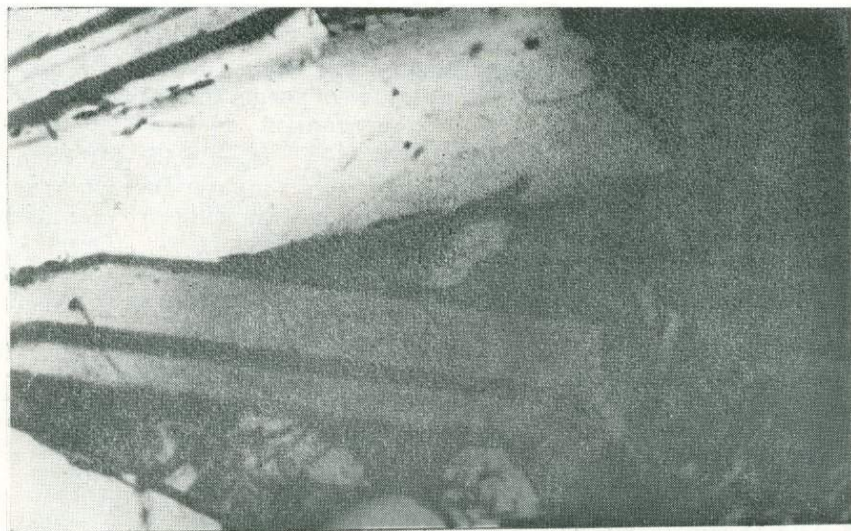
ФАЯЛИТ Fe_2SiO_4

Использованные названия

Фаялитовый оливин, Busche et al., *Am. Min.* 57, 1741.

Богатый железом оливин; Adams et al., *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 736.

Условия нахождения и форма выделений. Следы фаялита обнаружены в мезостазисе некоторых кристаллических пород (фиг. 10-7) [1]. Фаялит наблюдается в виде мелких зерен в ассоциации с кристобалитом и пироксферритом [2]. В крупнозернистом базальте 10 044 он обнаружен в узких интерстициях между пироксферритом и ильменитом [3] и в виде мелких идиоморфных зерен и фаялитовых оторочек вокруг троилита. В участках некоторых микрогаббро, кристаллизовавшихся из остаточного расплава, фаялит образует симплектитовые сростания с другой фазой состава $CaFeSi_2O_6$ (фиг. 10-8). Возможно, эти сростания образовались в результате распада пироксена или пироксферрита [4]. Возможно, также, что фаялит мог выделяться непосредственно из остаточного расплава [5]. В базальтовых породах 12 018 и 12 063 фаялит, не ассоциирующийся со стеклом, наблюдается в виде реак-



~0,02 мм

Фиг. 10-7. Кристаллы фаялита (один выше и два ниже горизонтальной лейсты плагиоклаза) в мезостазице базальта 10 058. *Suppl.* 1, 208.

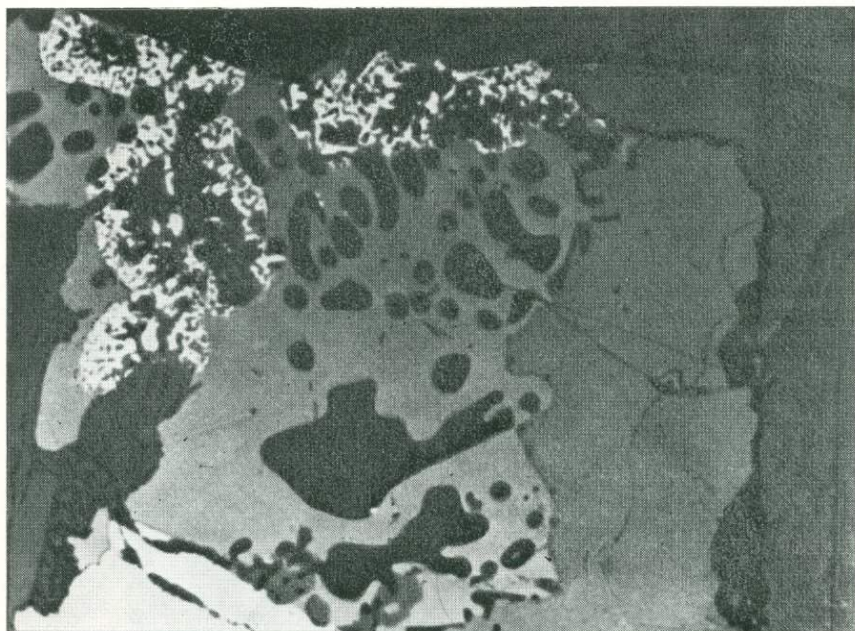
ционной каймы между ильменитом и включающим его пироксеном [6]. Структура крупнозернистого долерита 14 053 весьма своеобразна из-за разрушения фаялита в процессе субсолидных восстановительных реакций. Этот минерал состава Fe_{86-96} кристаллизовался на заключительных стадиях кристаллизации и впоследствии подвергся распаду вплоть до образования губчатой массы самородного железа, тридимита и богатого SiO_2 стекла (фиг. 10-9) [7]. Подобное явление указывает на то, что окислительный потенциал был чрезвычайно низок — ниже, чем в процессе формирования тех пород, которые были доставлены станциями «Аполлон-11» или «Аполлон-12». [8]. Местами в губчатой массе есть все переходы между свежим самородным железом и тем, которое подверглось превращению в троилит. Это явление рассматривается как доказательство проявления на завершающей стадии кристаллизации периода сульфидизации [7]. В частице морского базальта из пробы лунного грунта со станции «Аполлон-15» в интерстициях встречаются ячеистые сростания фаялита и кремнистого стекла, богатого калием [9].



100 мкм

Фиг. 10-8. Тонкие сращения фаялита, феррогеденбергита и богатого калием стекла в микрогаббре 12 064,8.

Большая часть прозрачного материала — фаялит, феррогеденбергит — несколько более темная область справа от центра фотографии. Включения стекла встречаются в фаялите и между зернами фаялита и феррогеденбергита. *Suppl.* 2, 280.



~100 мкм

Фиг. 10-9. Губчатая структура самородного железа, тридимита и богатого SiO_2 стекла, образовавшихся в результате распада фаялита (светло-серое), имеющего решетчатую структуру.

Suppl. 3, 344.

Химический состав. Состав почти всех лунных фаялитов близок к Fe_2SiO_4 ; в основном они обогащены марганцем. В них присутствуют в малом количестве также кальций и магний [10]. Отчетливой зависимости состава фаялита от генезиса не обнаружено (табл. 10-1, колонки 12—15) [7].

Литература

1. Brown et al., *Suppl.* 1, 203.
2. Dence et al., *Suppl.* 1, 323.
3. Fuchs et al., *Suppl.* 1, 478.
4. Smith et al., *Suppl.* 1, 919.
5. James, Jackson, *J. Geophys. Res.* 75, 5795.
6. El Goresy et al., *Suppl.* 2, 232.
7. El Goresy, *Suppl.* 3, 343.
8. El Goresy, *Lun. Sci. Conf. '72. Abstr.*, 204.
9. Powell et al., *Lun. Sci. IV, Abstr.*, 597.
10. Essene et al., *Suppl.* 1, 395.

Акцессорные силикаты

Транквилитиит, циркон, титанит, торит, амфиболы, слюды, гранаты, мелилиты и неидентифицированные силикаты

ТРАНКВИЛИТИИТ $\text{Fe}_3^{2+}(\text{Zr} + \text{Y})_2\text{Ti}_3\text{Si}_3\text{O}_{24}$

Использованные названия

Fe, Ti, Zr силикат, содержащий редкие земли и Y; Dence et al., *Suppl.* 1, 324.

Fe-Ti-Zr силикат без Nb и редкоземельных элементов; Gancarz et al., *EPSL* 12, 15.

Минерал железа, титана и циркония (1); Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 212.

Минерал А; Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.

Фаза А; Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 153.

Фаза С; Douglas et al., *Sci.* 167, 596.

Фаза Х (Brett); *Lunar Sample Information Catalog, Apollo* 16, 355. Ti-Fe-Zn-Y силикат; Cameron, *Suppl.* 1, 221.

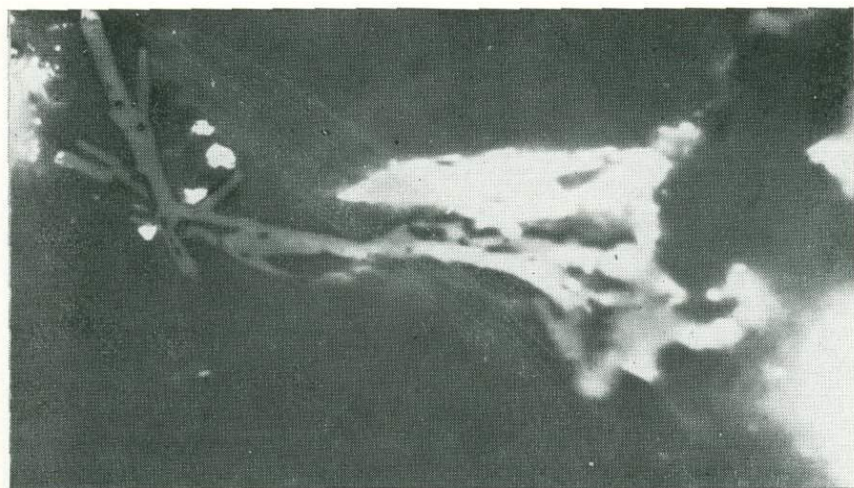
Фаза, богатая U и Th; Gancarz et al., *EPSL* 12, 14.

Силикат иттрия и циркония; Cameron, *Suppl.* 1, 237.

Zr-Ti-Fe-Ca-Y фаза; Burnett et al., *Suppl.* 2, 1509.

Транквилитиит — специфический лунный минерал, представляющий своеобразную фазу, не имеющую земных аналогов. Этот новый силикат, который впервые обнаружен в базальтах, доставленных станцией «Аполлон-11» [1], впоследствии был описан в породах (главным образом в базальтах) всех остальных участков лунной суши.

Одновременное открытие этой фазы шестью независимыми группами исследователей вызвало одну из наиболее оживленных дискуссий на Первой лунной научной конференции в январе 1970 г. в Хьюстоне. В то время ни одна из групп не имела достаточных данных для характеристики новой фазы. Было достигнуто соглашение в том, что во избежание напрасных усилий резуль-



20 мкм

Фиг. 11-1. Скопление лейет транквилиниита в мелкозернистом базальте 10 017. Масляная иммерсия; никели полускрещены (45°).

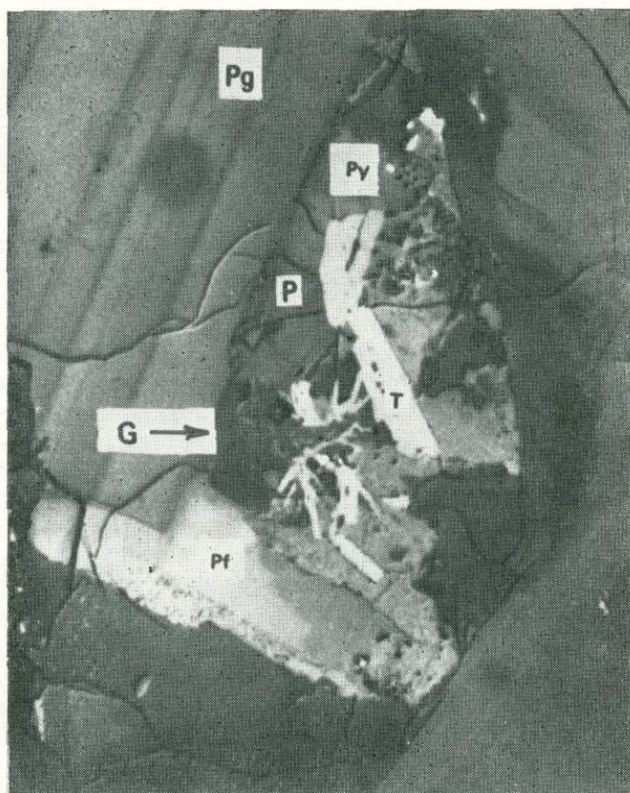
Suppl. 2, 162.

таты следует объединить под руководством Д. Ф. Ловеринга. Высокая степень сходства различных химических анализов, а также ряда других наблюдений дает возможность считать транквилиит новым и хорошо индивидуализированным минералом. Название, указывающее на Море Спокойствия (Sea of Tranquillity) место посадки станции «Аполлон-11», было одобрено Комиссией по названиям минералов ИМА [2].

Литература

1. Cameron, *Suppl.* 1, 240.
2. Lovering et al., *Suppl.* 2, 40.

Условия нахождения и форма выделений. Редкий аксессуарный минерал транквилиит был обнаружен в крупнозернистых лунных базальтах [1] в виде тонких лейет или их сноповидных скоплений, предельные размеры которых обычно <100 мкм (фиг. 11-1) [2]. По этим скоплениям и мелким стяжениям кристаллов с сильно изогнутыми наиболее длинными индивидами первые исследователи предположили, что кристаллы транквилиита псевдотетрагонально-ромбические [3]. Дальнейшие рентгеновские исследо-



100 мкм

Фиг. 11-2. Сноповидное скопление транквилитита (Т) в интерстициальной ассоциации с пироксферроитом (Pf) стеклом (G) и фосфатными фазами (P) между плагиоклазом (Pg) и клинопироксеном.

Из базальта 10 047,20 А. *Suppl.* 2, 41.

вания показали, что транквилитит относится к гексагональной сингонии [2] (см. ниже).

В тех участках пород, которые кристаллизовались из остаточного расплава, были отмечены области, богатые цирконом, а изредка и фосфором [4]. В подобных участках, а также в зонах с высокой концентрацией урана локализуется транквилитит. Он является продуктом поздней стадии кристаллизации лунных базальтов и встречается в ассоциации с такими интерстициальными фазами, как троилит совместно с самородным металлом, пироксферроит, тридимит, кристобалит, щелочной полевой шпат и фельзитовое стекло (фиг. 11-2) [1].

По всей площади шлифа крупнозернистого базальта 10 047 рассеяны мелкие красные зерна транквилитиита [5]. В офитовом базальте 12 038,67 среди зерен пироксена на контакте их с ильменитом наблюдается радиально-лучистое скопление кристаллов транквилитиита размером 15 мкм. Мелкие игольчатые кристаллы транквилитиита обрастают аллотриоморфную массу этого же минерала [6]. Транквилитиит относительно широко распространен в мезостазисе континентального базальта 14 276,13. В этой породе он встречается в виде пластинок, имеющих в поперечнике от 1 до 5 мкм [7]. В КРЕЕР-базальте 14 310 транквилитиит наблюдался среди стекловатой массы, кристаллизовавшейся из остаточного расплава [8]. Более 12 кристаллов (размером 10 мкм) были обнаружены в интерстициальном кристалле кристобалита из базальта 15 475 [9]. Кроме того, транквилитиит в большом количестве содержится в базальте 75 035 и в крупнозернистых базальтах 70 017 и 70 035; в среднезернистом базальте 71 055 транквилитиит встречается вместе с бадделейтом, армоколлитом, Zr-армоколлитом, ильменитом, троилитом и рутилом [10]. Транквилитиит совместно с бадделейтом и цирконолитом обнаружен в качестве акцессорного минерала в образцах рыхлой обломочной породы 74 220, 74 242, 74 243, в мелкозернистом базальте 70 215 и в крупнозернистом базальте 79 155, в которых присутствуют также армоколлит, ульвошпинель, ильменит, рутил, хромит (содержащий алюминий и титан) и кобальтсодержащее железо. В крупнозернистом базальте 75 055 имеются признаки распада транквилитиита на бадделейт, ильменит и (возможно) пироксен [11].

Литература

1. Cameron, *Suppl.* 1, 240.
2. Lovering et al., *Suppl.* 2, 40, 42—44.
3. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
4. Weill et al., *Suppl.* 1, 947.
5. Dence et al., *Suppl.* 1, 324.
6. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 216.
7. Gancarz et al., *EPSL* 16, 322.
8. Longhi et al., *Suppl.* 3, 137.
9. Brown et al., *Suppl.* 3, 149.
10. Brown et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 90.
11. El Goresy et al., *Lun. Sci. V, Abstr.*, 209—210.

Оптические свойства. Транквилитиит серый, полупрозрачный [1] в сильном проходящем свете в тонких пластинках он густо-красно-рыжий. Интенсивная окраска затрудняет определение оптических свойств, однако указывалось, что он изотропен или слабо анизотропен. Он не плеохроирует, оптически однороден и в нем нет продуктов распада или изменения [2]. Транквилитиит из-за

сходства оптических свойств первоначально был принят за кеннедит, однако по отражательной способности он сходен с аносовитом и людвигитом (коэффициент отражения на границе минерал — воздух для $\lambda = 546$ нм равен $12,9 \pm 0,2\%$). Средний показатель преломления, вычисленный по отражательной способности, равен 2,11—2,13 [1]. Одиночная лейста размером 0,1 мм, обнаруженная в габброидном анортозите 68 415,8, полупрозрачна и имеет серый цвет; в ней наблюдаются ярко-красные внутренние рефлексы. Она была названа фазой X [4], но весьма вероятно, что это транквилитиит (данную фазу X не следует принимать за фазу X, описанную Брауном, названную впоследствии Zr-армоколитом [5]).

Литература

1. Cameron, *Suppl.* 1, 237.
2. Lovering et al., *Suppl.* 2, 40.
3. Ramdohr, El Goresy, *Sci.* 167, 617.
4. Brett, in *Lunar Sample Information Catalog, Apollo 16*, 355.
5. Brown et al., *Suppl.* 3, 149.

Химический состав. Химические анализы транквилитиита показывают, что его состав почти постоянен [1]. Средний анализ образцов, собранных станцией «Аполлон-11», приведен в табл. 11-1, колонка 2. Анализы образцов с других станций «Аполлон» выявляют некоторые колебания в содержаниях кремния, титана и циркона (в относительно узких пределах) и, как правило, постоянное содержание железа. Некоторые исследователи, основываясь на повышенном содержании алюминия (табл. 11-1, колонка 5) [2], отсутствию иттрия или ниобия и редкоземельных элементов [3], высказывали предположение о существовании нескольких различных, хотя и родственных фаз. Согласно данным анализов, иногда в транквилитиите содержится до 5% Y_2O_3 (табл. 11-1, колонка 9), тогда как в других образцах иттрия нет, или его лишь весьма незначительное количество (табл. 11-1, колонки 3—5). Несмотря на указанные различия, почти все анализы транквилитиита можно выразить формулой $Fe^{2+}(Zr + Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$.

Редкоземельных элементов, когда они обнаруживаются анализами, весьма мало. По-видимому, ниобий присутствует в виде Nb_2O_5 , а не Nb_2O_3 [4]. В некоторых транквилитиитах был отмечен уран, содержание которого находилось в пределах от 40 до 1000 г/т. Значительный интерес вызвал тот факт, что в базальтах «Аполлона-11» и «Аполлона-12» набор U-содержащих минералов одинаков (транквилитиит, цирконолит, бадделейт, витлокит и апатит). Учитывая значительное расстояние между двумя точками посадок, разницу в возрасте (возраст базальтов, достав-

Таблица 11-1. Химические анализы транквилинта и неидентифицированного Fe-Ti-Zr-силиката

	1	2 10 047		3	4	5	6	7	8	9	10
	12 051,59			14 310/20	15 475/125	12 038,67	14 276,13	12 039,3	14 310	10 047	10 017,50
		a	b								
SiO ₂	13,1	13,77	2,827	14,0	14,4	14,7	14,99	15,10	15,2	17,0	31,68
TiO ₂	17,7	20,08	3,099	21,9	21,8	19,0	22,55	20,13	23,0	18,0	19,49
Al ₂ O ₃	1,1	0,86	0,210	1,2	1,4	4,75	1,06	1,62	1,76	0,5	1,12
Cr ₂ O ₃	—	0,10	0,012	0,2	—	—	0,04	—	—	—	—
FeO	42,0	42,63	7,321	42,1	43,5	39,85	42,74	42,80	41,4	41,0	36,99
MnO	0,16	0,35	0,062	0,3	0,3	—	0,31	0,23	—	—	—
MgO	<0,02	0,06	0,185	1,3	0,6	—	1,13	—	1,33	<0,1	—
CaO	1,5	1,15	0,259	1,1	1,4	1,85	1,39	1,51	1,31	1,0	1,13
Na ₂ O	<0,01	<0,02	—	—	—	—	0,01	<0,02	—	<0,1	—
K ₂ O	—	0,03	—	—	—	—	0,01	—	—	0,5	—
ZrO ₂	17,5	16,95	1,704	14,5	14,0	19,45	12,24	17,10	12,6	16,0	8,57
HfO ₂	—	0,12	0,012	—	—	—	0,64	—	0,45	—	—
Y ₂ O ₃	5,4	2,72	0,296	0,5	0,9	—	0,44	1,36	1,60	5,0	—
Nb ₂ O ₃	0,33	—	—	—	—	—	<0,01**	—	—	—	—
Pr ₂ O ₃	0,12	—	—	—	—	—	0,03	0,27	—	—	—
Nd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	<0,01	—	—	—	—
Cd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	—
Сумма	98,91	98,82	15,987	97,1	98,3	99,6	98,38*	100,12	98,65	100,0*	98,98

Примечания,

1. Keil et al., *Suppl.* 2, 43. Из офитового базальта.
2. Lovering et al., El Goresy, Ramdohr, *Suppl.* 2, 42. Из крупнозернистого базальта. Среднее из шести анализов. *a* — в весовых процентах окисла; *b* — катионы пересчитаны на 24 атома кислорода при следующей их группировке:

Fe, Ti, Mg, Mn, Ca = 7,975

Zr, Hf, Y = 2,012

Al, Cr, Ti = 3,000

Al, Si = 3,000

15,987, дающие формулу $\text{Fe}_8^{2+} (\text{Zr} + \text{Y})_2 \text{Ti}_3\text{Si}_3\text{O}_{24}$.

3. Brown et al., *Suppl.* 3, 151. Среднее из шести анализов разных кристаллов из КРЕЕР-базальта.
 4. Brown et al., *Suppl.* 3, 151. Из морского базальта.
 5. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 212. Из офитового базальта. Среднее из двух анализов.
 6. Gancarz et al., *EPSL* 16, 322. Из материкового базальта. Среднее из двух анализов. * Анализ содержит: $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,15\%$, $\text{UO}_2 = 0,15\%$, $\text{ThO}_2 = 0,06\%$, $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 0,30\%$, $\text{La}_2\text{O}_3 < 0,01\%$, $\text{Dy}_2\text{O}_3 < 0,01\%$, $\text{PbO} = 0,03\%$. ** Nb представлен в виде Nb_2O_5 .
 7. Keil et al., *Suppl.* 2, 43. Из офитового базальта. Среднее из трех анализов.
 8. El Goresy et al., *Suppl.* 3, 339. Из КРЕЕР-базальта. Среднее из трех анализов.
 9. Douglas, Plant, *Suppl.* 2, 42. Из крупнозернистого базальта. * Анализ содержит $\text{RE}_2\text{O}_3 = 1,0\%$.
 10. Rice, Bowie, *Suppl.* 2, 163. Из мелкозернистого базальта. Неидентифицированный Fe-Ti-Zr-силикат.
-

ленных станцией «Аполлон-11», ~3,7 млн. лет, а базальтов станции «Аполлон-12» ~3,3 млн. лет [5]), химизме и структуре пород, полагают, что сходство минеральных парагенезисов поздней стадии вызвано подобием трендов химического фракционирования на заключительных этапах кристаллизации морских базальтов [6]. В образце рыхлой обломочной породы 14 001,73 и в KREEP-базальте 14 310,6 наблюдались многочисленные темноцветные зерна размером 5 мкм, находящиеся в тесной ассоциации с другими непрозрачными минералами. Выполненные анализы очень мелких твердых зерен, которые оставались выпуклыми при полировке, имели слишком низкие суммы, что не позволило вывести рациональную формулу. Было высказано предположение, что анализы характеризуют две независимые фазы, причем в одну из них входят $\text{SiO}_2 = 7\%$ и $\text{ZrO}_2 = 23,5\%$, а в другую — $\text{SiO}_2 = 13,7\%$ и $\text{ZrO}_2 = 34,4\%$ [3]. Однако до получения более надежных анализов или проведения рентгенографического исследования, указывающего на различие между фазами, можно с известной вероятностью считать, что эти анализы относятся к транквилитииту.

Литература

1. Brown et al., *Suppl.* 3, 149.
2. Simpson, Bowie, *Suppl.* 2, 217.
3. Gancarz et al., *EPSL* 12, 14—15.
4. Erlank et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 216.
5. *Apollo 17 Prelim. Sci. Rep.*, NASA SP-330, 29, 28.
6. Lovering, Wark, *Suppl.* 2, 157.

Рентгенографические данные. Предварительные рентгеновские исследования транквилитита также показывают, что он представляет собой новый минерал, не связанный ни с одним из земных минеральных видов. Транквилитит относится к гексагональной сингонии с параметрами решетки: $a = 11,69 \pm 0,05 \text{ \AA}$, $c = 22,25 \pm 0,12 \text{ \AA}$. Его вычисленная плотность равна $4,7 \pm 0,1$ [1]. Порошковые рентгенограммы приведены в табл. 11-2.

На основании анализов транквилитита из офитового базальта 12 051 было высказано предположение, что он является аналогом перовскита CaTiO_3 и что его основной состав может быть выражен формулой $(\text{Fe})(\text{Ti}, \text{Si}, \text{Zr})\text{O}_3$ [2]. Это предположение следует считать неверным, так как перовскит не относится к силикатам, и рентгенографические данные для земного перовскита показывают, что он коренным образом отличается от транквилитита. Перовскит — псевдокубический минерал с $a = 15,26 \pm \pm 0,01 \text{ \AA}$, и дебаграммы перовскита не имеют ничего общего с рентгенограммами транквилитита [3].

Таблица 11-2. Рентгенографические данные¹ для транквилитинита

<i>hkl</i>	<i>d</i> _{набл}	<i>d</i> _{высч}	Интенсивность
105	4,08	4,074	2
114	4,04	4,030	5
212	3,65	3,618	2
301	3,34	3,335	4
302	3,23	3,229	10
214	3,18	3,152	4
116	3,13	3,132	4
107	3,04	3,033	3
220	2,922	2,922	4
118	2,512	2,512	4
109	2,408	2,404	2
412	2,155	2,167	6
308		2,146	
413	2,116	2,117	2
228	2,015	2,015	3
318	1,977	1,976	2
420	1,913	1,913	2
423	1,851	1,852	2
334	1,843	1,843	4
505		1,839	
328	1,781	1,783	7
604	1,615	1,614	2
0,0,16	1,390	1,391	2
624	1,361	1,361	3
446	1,359	1,359	2
529	1,356	1,356	3
706	1,348	1,347	4
4,0,15	1,281	1,280	2
5,2,12	1,221	1,221	2
4,4,10		1,220	

¹ Данные приведены с учетом рентгенограмм Вейссенберга, снятых при вращении вокруг различных направлений.

Lovering et al., *Suppl.* 2, 44.

Литература

1. Lovering et al., *Suppl.* 2, 42—44.
2. Brown et al., *Suppl.* 2, 595.
3. Murdock, *Am. Mineral.* 36, 57.

НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫЙ СИЛИКАТ Fe-Ti-Zr

Неправильные скопления призматических или удлиненно-пластинчатых, часто скрученных кристаллов наблюдались в мезостазисе мелкозернистого базальта 10 017. Размеры наиболее крупных из этих кристаллов не превышают 4×24 мкм.

Эта фаза полупрозрачна, красно-коричневая и по своим оптическим свойствам, по-видимому, сходна с транквилититом. По составу эта фаза также несколько похожа на транквилитит, но в ней вдвое больше SiO_2 , а отношение $\text{Ti} : \text{Zr} = 2 : 1$ вместо $1 : 1$; присутствие иттрия не устанавливается (табл. 11-1, колонка 10) [1]. Результаты анализа не соответствуют формуле транквилитита, и до тех пор, пока не будет произведено изучение этой фазы рентгеновскими методами, невозможно установить ее точную природу.

Было отмечено, что в участках, кристаллизовавшихся из остаточного расплава, при совместном существовании этой неизвестной фазы и витлокита, уран предпочтительно входит в ее состав, тогда как редкоземельные элементы и итрий концентрируются в витлоките [1].

Литература

1. Rice, Bowie, *Suppl.* 2, 162-164.

ЦИРКОН ZrSiO_4

Условия нахождения и формы выделения. Циркон был обнаружен в немагнитных фракциях с высокой плотностью (оседающих в жидкости Клеричи с плотностью 3,8) из проб лунного грунта, взятых станциями «Аполлон-11» и «Аполлон-12» [1]. Кроме того, он был установлен почти во всех исследованных осколках брекчии 12 013. Размер почти всех зерен циркона не превышает нескольких микрон в поперечнике, но иногда их диаметр достигает 50 мкм [2]. В темноцветной составляющей брекчии 12 013 размер отдельных зерен циркона достигает 80 мкм, в то время как среди светлых минералов наблюдались лишь относительно мелкие (< 10 мкм в диаметре) кристаллы [3]. Размеры одного зерна из образца рыхлой обломочной породы 12 070 составляли $140 \times 140 \times 160$ мкм. В норитовых обломках из лунного грунта циркон представляет собой интерстициальную фазу относительно поздней стадии кристаллизации [1].

Оптические свойства. Циркон бесцветен или окрашен в коричневый и гиациндово-розовый цвета. Бесцветный циркон из образца

лунного грунта 12 070,35 одноосный $n_e = 1,9$ и $n_0 = 1,925$ [1]. В образце лунного грунта 10 084 циркон коричневого с $2V \sim 5^\circ$, $n_e = 1,853$, $n_0 = 1,838$, частично метамиктный.

Химический состав. По всей вероятности, метамиксизация коричневого циркона вызвана присутствием в нем урана, содержание которого здесь значительно выше ($U = 167 \pm 19$ г/т), чем в бесцветной разновидности ($U < 24$ г/т) [1]. В цирконе из светлоокрашенных фракций брекчии 12 013 урана несколько менее 100 г/т. В цирконе из морского базальта 14 072 урана приблизительно 500 г/т, а в цирконе из различных обломков брекчии 14 305,77 обнаружено его до 1300 г/т [4].

Было отмечено, что содержание железа и гафния в цирконе из образца брекчии 12 013,10 почти постоянно (табл. 11-3, колонка 2) [2]. В ряде анализов циркона обнаружены незначительные количества Al, Sr, Hg, Se и Na (табл. 11-3, колонки 1, 3 и 4).

Рентгенографические данные. По-видимому, параметры элементарной ячейки циркона изменяются в зависимости от его цвета. Соответствующие данные приведены в табл. 11-4.

Таблица 11-3. Химические анализы циркона

	1 12 034,3	2 12 013,10	3 14 321/19	4 12 070	5 12 032
SiO ₂	35,5	32,41	32,41	32,20	32,11
Al ₂ O ₃	1,3	—	0,20	0,09	—
TiO ₂	0,2	—	0,19	—	—
FeO	0,8	0,35	0,02	0,32	—
MgO	0,1	—	0,19	0,18	—
CaO	0,05	—	0,26	—	—
ZrO ₂	61,5	63,48	66,93	64,70	67,23
HfO ₂	0,6	3,01	—	—	0,88
Сумма	100,05	99,25	100,31 *	97,77 *	100,22

Примечания.

1. Anderson et al., *Suppl.* 2, 433. Из «тускло-серого» базальта.
2. Albee et al., *EPSL* 9, 142. Из брекчии.
3. Gay et al., *Suppl.* 3, 354. Кристалл из анортзитового гсенолита в брекчии. *Анализ содержит: Cr₂O₃ = 0,03%, NiO₂ = 0,06%, CaO = 0,02%.
4. Keil et al., *Suppl.* 2, 333. Единичное зерно из обломка брекчии в образце рыхлой обломочной породы. * Анализ содержит: Na₂O = 0,09%, Ce₂O₃ = 0,02%, Y₂O₃ = 0,17%.
5. Brown et al., *Suppl.* 2, 595. Из образца рыхлой обломочной породы.

Таблица 11-4. Параметры элементарной ячейки циркона из проб лунного грунта

Образец	Цвет	$a_0, \text{Å}$	$c_0, \text{Å}$
10 084	Коричневый	$6,663 \pm 0,005$	$6,080 \pm 0,006$
12 037,20	Розовый	$6,635 \pm 0,001$	$5,988 \pm 0,005$
12 037,20	»	$6,626 \pm 0,001$	$6,006 \pm 0,002$
12 037,20	»	$6,616 \pm 0,001$	$6,003 \pm 0,005$
12 070,35	Бесцветный	$6,606 \pm 0,001$	$5,991 \pm 0,002$

Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 168.

Литература

1. Wood et al., *Spec. Rep.* 333, 163—164, 168.
2. Albee et al., *EPSL* 9, 143.
3. Drake et al., *EPSL* 9, 122.
4. Lovering et al., *Suppl.* 3, 284.

ТИТАНИТ CaTiSiO_5

Использованное название

Сфен; Gay et al., *Suppl.* 1, 484.

Условия нахождения и формы выделения. Зерно ильменита в порфировом базальте 12 063/41 окружено реакционной каймой, которая напоминает титанит, однако толщина каймы слишком мала для анализа методом микровонда [1].

Химический состав. Средние данные шести анализов титанита из обломка базальта в брекчии 14 321,200 (в %) [2]:

$$\text{SiO}_2 = 30,19$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,91$$

$$\text{TiO}_2 = 38,93$$

$$\text{FeO} = 1,51$$

$$\text{CaO} = 27,03$$

$$\text{ZrO} = 0,62$$

$$\text{p.з.э.} = 0,85$$

$$\text{Сумма } 100,04$$

Рентгенографические данные. Методом порошковых рентгенограмм было установлено, что одна из кристаллических фаз в девитрифицированном сферолите из рыхлой обломочной породы 10 085 по структуре сходна с титанитом [3].

Литература

1. Ramdohr, *Fortschr. Mineral.* 48, 50.
2. Grieve et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.* 302.
3. Gay et al., *Suppl.* 1, 482.

ТОРИТ ThSiO_4

По опубликованным данным торит был обнаружен в образце лунного грунта 14 259,97. Этот редкий акцессорный минерал из образца лунного грунта интересен главным образом тем, что в нем содержится 21,6% урана [1].

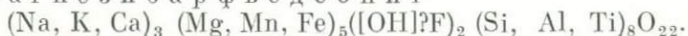
Литература

1. Haines et al., *Lun. Sci. III, Rev. Abstr.*, 350—352.

ГРУППА АМФИБОЛОВ

Подвергавшееся ранее сомнению существование лунных амфиболов, по-видимому, установлено теперь вполне определенно после описания трех разных минералов из пород, доставленных тремя различными станциями «Аполлон». Тем не менее амфиболы весьма редки и содержатся в очень малых количествах в лунных породах, которые по существу безводны.

Магнезиоарфведсонит



Использованные названия

- Клиноамфибол; Gay et al., *Suppl.* 1, 483—484.
 Эккерманит-арфведсонит; Charles et al., *Suppl.* 2, 647.
 Феррорихтерит; Charles et al., *Suppl.* 2, 247.
 Рихтеритовый амфибол; Dence et al., *Suppl.* 2, 292.
 Натриевый рихтерит; Brown, *J. Geophys. Res.* 75, 6481.

Условия нахождения и формы выделений. Кристаллический материал был выколот из каверны в среднезернистом базальте 10 058. Кристалл длиной 0,5 мм обладал хорошо развитыми гранями призмы [1].

Оптические свойства. Как синий, так и темно-зеленый амфибол плеохроирует. Он обладает сильной дисперсией и в большинстве призматических разрезов не угасает. Показатели преломления: $n_g = 1,645 \pm 0,002$ горохово-зеленый, $n_m = 1,642 \pm 0,002$ желто-зеленый, $n_p = 1,638 \pm 0,002$ зеленый, $n_g - n_p = 0,007$. $2V_\alpha$, установленный лишь приблизительно, равен 60° ; плоскость оптических осей $\perp (010)$ $N_g = [010]$, а угол N_p с $[001]$ равен 20° [1].

Химический состав. Согласно данным микронзондового анализа, этот минерал является низкоглиноземистым амфиболом. Пересчет анализа (табл. 11-5, колонка 1) приводит к составу редкого минерала магнезиоарфведсонита, который близок к рихтериту. Низкое

Таблица 11-5. Химические анализы амфиболов

	1 10 058	2 12 021, 22	3 14 163, 42A
SiO ₂	54,51	42,1	39,9
TiO ₂	0,46	0,1	4,0
Al ₂ O ₃	0,75	16,7	12,3
FeO	12,20	14,2	19,6
MnO	0,46	0,2	0,4
MgO	16,35	9,9	8,2
CaO	2,43	12,0	11,6
Na ₂ O	8,69	1,3	2,7
K ₂ O	1,49	0,6	1,8
F	1,2 ± 0,3*	0,4	—
Cl	—	0,2	—
— F, Cl	97,64 0,51	97,7 0,2	— —
Сумма	97,13	97,5	100,5

* Неопределенность из-за низких скоростей подсчета и трудностей введения порценок.

Примечания.

1. Gay et al., *Suppl.* 1, 483 - 484. Из крупнозернистого базальта. Магнезиоарфведсонит.
2. Dence et al., *Suppl.* 2, 292. Из порфинового базальта. Аллюминочермакит.
3. Mason et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 460. В шлифе частицы брекчии из образца рыхлой обломочной породы. Керсутит.

содержание глинозема и высокое — железа позволяют называть этот минерал также и феррорихтеритом. О наличии в минерале воды свидетельствуют низкие суммы анализов [2], но исследование метеоритных рихтеритов не дало убедительных доказательств присутствия в них структурной воды. Неправильно было бы считать, что дефицит фтора в амфиболе может служить указанием на присутствие гидроксила [3].

Рентгенографические данные. Измерения методом монокристалла дали следующие параметры элементарной ячейки: $a = 9,84 \pm \pm 0,01 \text{ \AA}$, $b = 18,03 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c = ,03 \pm 0,05 \text{ \AA}$, $\beta = 103,25 \pm \pm 0,25^\circ$. Пространственная группа $C2/m$.

Эти данные соответствуют магнезиоарфведсониту — рихтериту [2].

В зернах тридимита из образцов рыхлой обломочной породы, доставленных станцией «Аполлон-11», были отмечены волосовидные включения зеленоватого двупреломляющего минерала с косым погасанием [4]. Возможно, эти включения также представляют собой описанный выше амфибол.

РОГОВАЯ ОБМАНКА

Общая формула [5]: $(\text{Ca, Na, K})_{2-3}(\text{Mg, Fe, Al})_5(\text{OH, F})_2 \cdot (\text{Si, Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}$.

Две разновидности лунных амфиболов — алюминочермакит и керсутит — можно отнести к роговой обманке.

Алюминочермакит (приблизительно) $(\text{Ca, Na, K})_{2,5} \cdot (\text{Mg, Fe, Mn})_4 \text{Al}_{1,5}(\text{OH})_2\text{F, Cl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}$.

Использованное название

Феррочермакитовый амфибол; Charles e al., *Suppl.* 2, 657.

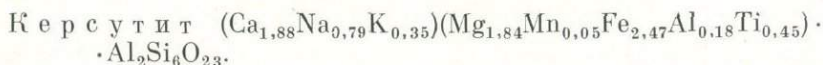
Условия нахождения. Амфибол был обнаружен в виде отдельных зерен в пробе, содержащей обломок порфирового базальта 12 021 [6].

Цвет. Этот амфибол был описан как голубовато-серый [7]. Результаты измерения оптических констант не приводятся.

Химический состав. При микрозондовом анализе образца 12 021,22 (табл. 11-5, колонка 2) [7] обнаружено низкое содержание железа

и хлора; сумма анализа низка. По всей вероятности, эта фаза является водной. Минерал фигурировал под двумя названиями — алюиночермакит и феррочермакитовый амфибол [6].

Рентгенографические данные. Порошковые рентгенограммы позволяют рассчитать следующие параметры элементарной ячейки [7]: $a = 9,81 \text{ \AA}$, $b = 18,51 \text{ \AA}$, $c = 5,32 \text{ \AA}$.



Использованное название

Титановый паргасит; Mason et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 460.

Условия нахождения и формы выделения. Несколько зерен роговой обманки были обнаружены в шлифе брекчии 14 319,13, а также в образце рыхлой обломочной породы 14 163,42A [8].

Оптические свойства. Роговая обманка темно-коричневая, не плеохроирует и изотропна. По рельефу и двупреломлению она похожа на присутствующие вместе с ней в большом количестве пироксены. По цвету роговая обманка сходна с имеющимся в этой же брекчии стеклом, что затрудняет ее определение. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом: $n_g = 1,725$, $n_p = 1,700$.

Химический состав. Химическая формула, рассчитанная на основании микронзондового анализа (табл. 11-5, колонка 3), хорошо согласуется с общей формулой роговой обманки. Данную фазу на основании химического состава и оптических свойств можно описывать как титановый паргасит или керсутит. Отмечено, что земные керсутиты очень редко обладают таким высоким отношением Fe/Mg, как лунная разновидность.

Литература

1. Agrell et al., *Suppl.* 1, 108.
2. Gay et al., *Suppl.* 1, 483—484.
3. Olsen, Huebner, *Am. Mineral.* 58, 872.
4. Frondel et al., *Suppl.* 1, 469.
5. Strunz, *Tabellen* (1966), 370.
6. Charles et al., *Suppl.* 2, 657.
7. Dence et al., *Suppl.* 2, 292.
8. Mason et al., *Lun. Sci. Conf.* '72, *Abstr.*, 460—461.

ГРУППА СЛЮД (предварительные результаты)

Биотит $K_2(OH)_4(Mg, Fe, Al)_6(Si, Al)_8O_{20}$ и (OH) с возможным замещением фтором.

Условия нахождения и формы выделения. В образце рыхлой обломочной породы 10 084 были обнаружены два мелких кристалла, по виду напоминающих слюду. Хотя считалось, что эти зерна имеют общее происхождение с образцом, нельзя исключить возможность их появления в результате загрязнения [1].

Химический состав. Микронзондовый анализ зерен в основном соответствует биотиту (в %) [1]:

SiO ₂ = 32,54	Na ₂ O = 0,23
TiO ₂ = 2,86	Cl = 0,06
Al ₂ O ₃ = 17,51	F = 0,20 ¹
FeO = 26,58	<hr/>
MnO = 1,25	95,03
MgO = 4,90	- O, F, Cl = 0,11
CaO = 0,05%	<hr/>
K ₂ O = 9,05	94,92

Рентгенографические данные. По предварительным данным рентгенограмма монокристалльного осколка одного из зерен соответствует дифракционной картине слюды [1].

Литература

1. Gay et al., *Suppl.* 1, 483.

С л ю д а, не имеющая названия.

Использованные названия

Материал А; Drever et al., *Suppl.* 1, 341.

Диоктаэдрический слюдистый силикат; Drever et al., *Suppl.* 1, 343.

Условия нахождения и форма выделений. В тонком материале, извлеченном при промывке зерен образца рыхлой обломочной породы 10 084-30, было обнаружено более 20 идиоморфных гексагональных пластинок [1].

¹ Неопределенность в определении фтора возникает из-за низких скоростей счета и трудностей введения поправок.

Химический состав. Из-за малого размера зерен можно было провести только качественный анализ: основные составляющие Si и Al; что же касается Fe, Ti, Mg, Ca, Na и K, то они не были установлены, однако чрезвычайно малая толщина пластинок снижает чувствительность микросонда, и возможно, что несколько весовых процентов этих необнаруженных элементов все-таки присутствуют [1].

Рентгенографические данные. Рентгенограммы позволяют определить два параметра элементарной ячейки (при ортогональном выборе осей): $a = 5,159 \pm 0,555 \text{ \AA}$, $b = 8,982 \pm 0,047 \text{ \AA}$. Параметр b соответствует различным диоктаэдрическим слюдыстым силикатам, таким, как мусковит или каолинит. При попытке снять электронограмму, дифракционная картина ослабевает и исчезает.

Литература

1. Drever et al., *Suppl.* 1, 341—344.

Триоктаэдрический слоистый силикат.

Использованное название

Материал В; Drever et al., *Suppl.* 1, 342.

Условия нахождения и форма выделений. На поверхности мелкозернистого базальта 10 017 были обнаружены редкие пластинки с неправильными очертаниями толщиной менее 1 мкм. Полагают, что эти зерна не были занесены с перчаток или из атмосферы лаборатории и никакие загрязнения не могли образоваться за короткое время изучения. Похожие пластинки были сняты с кусочка размером приблизительно 2 мкм из образца рыхлой обломочной породы 10 084—30 [1].

Рентгенографические данные. Под действием электронного пучка пластинки распадаются, подобно вышеописанному диоктаэдрическому слюдыстому силикату. Однако одна из дифракционных картин была достаточно интенсивна, чтобы можно было определить параметры элементарной ячейки: $a = 5,30 \pm 0,1 \text{ \AA}$, $b = 9,25 \pm 0,1 \text{ \AA}$. Параметр b соответствует биотиту, хлориту или серпентиниту [1].

Литература

1. Drever et al., *Suppl.* 1, 342—344.

Бесцветные слюдоподобные зерна.

Условия нахождения и формы выделений. Бесцветные слюдоподобные зерна были обнаружены в мезостазисе среднезернистого базальта 10 058-23 [1]. Условия нахождения, по всей вероятности, подтверждают истинно лунное происхождение этих зерен.

Химический состав. Недолговременное воздействие электронного пучка вызвало распад зерна (как и в случае слюды) и превращение его в темный коричневато-черный материал. Был получен только частичный анализ, который может соответствовать слюде (в %):

$\text{SiO}_2 = 45,0$	$\text{MnO} = 0,3$
$\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,8$	$\text{CaO} = 12,2$
$\text{TiO}_2 = 1,6$	$\text{Na}_2\text{O} = 2,8$
$\text{FeO} = 3,5$	$\text{K}_2\text{O} = 0,2$
$\text{MgO} = 0,4$	

Литература

1. Brown et al., *Suppl.* 1, 203.

ГРУППА ГРАНАТА

А л ь м а н д и н (преимущественно) $\text{Alm}_{70,7}\text{Gro}_{25,0}\text{Sp}_{2,7}\text{Py}_{1,6}$.

Условия нахождения и форма выделений. Три зерна граната были обнаружены в обломках порфиривого базальта 12 021,22. Зерна длиной от 100 до 300 мкм и толщиной менее 40 мкм аллотриоморфны и несколько уплощены. Хотя контакты этих зерен с другими минералами не наблюдались ни в обломках пород, ни в шлифах, по аллотриоморфной форме гранатов полагают, что они скорее встречаются в интерстициях, чем в кавернах или в виде фенокристаллов. По всей вероятности, гранат образовался на поздней стадии кристаллизации [1].

Оптические свойства. По виду зерна граната похожи на драгоценные разновидности; они светло-коричневые с розовым оттенком и без включений. Показатель преломления 1,81.

Химический состав. Зональность химического состава в зернах не наблюдалась. Микрондовый анализ дает следующий состав

(в %):

$$\text{SiO}_2 = 36,1$$

$$\text{TiO}_2 = 0,1$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,4$$

$$\text{FeO} = 31,5$$

$$\text{MnO} = 1,2$$

$$\text{MgO} = 0,4$$

$$\text{CaO} = 8,7$$

$$\text{Сумма} = 99,4$$

Хром, иттрий, калий или натрий не установлены.

Рентгенографические данные. Рентгеновские исследования позволили измерить ребро кубической элементарной ячейки, равное $11,624 \pm 0,005 \text{ \AA}$ [1].

Литература

1. Traill et al., *Sci.* **169**, 981—982.

С п е с с а р т и н $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ (предварительные данные).

Использованное название

Магнезиальный гранат; Connell et al., *Suppl.* **2**, 2083.

Существование спессартина, как одной из возможных фаз в составе порфировых базальтов 12 002,72 и 12 021,18, было установлено при помощи электронной микроскопии. Никаких других данных не приведено [1].

Литература

1. Connell et al., *Suppl.* **2**, 2083—2091.

ГРУППА МЕЛИЛИТА (предварительные данные)

Общая формула: $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Zn}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ca}, \text{Mn})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$ [1].

Условия нахождения и формы выделения. Предполагали, что наличие иона SiO_4^{4-} , образующегося при химическом анализе образца рыхлой обломочной породы 10 085,48, может быть обусловлено присутствием не поддающихся определению минералов группы геленит — экерманит [2]. Это предположение возникло вновь

после открытия двух групп мельчайших зерен (диаметром 10—20 мкм) в образце рыхлой обломочной породы 14 003,27 [3].

Оптические свойства. Точное определение невозможно, но по-видимому, оптические свойства двух групп минеральных зерен характерны для мелилитов.

1. Шесть зерен одноосны (—) с двупреломлением около 0,010 и n около 1,67 [3]. Это соответствует оптическим свойствам (синтетического) геленита [1].

2. Пять зерен одноосны (+) с двупреломлением около 0,010 и n около 1,64 [3]. Это соответствует оптическим свойствам (синтетического) экерманита [1].

Литература

1. *Winchell*, 473—474.
2. *Masson et al., Suppl.* 2, 968—969.
3. *Masson et al., Suppl.* 3, 1031.

НЕ ПОДДАЮЩИЕСЯ ОПРЕДЕЛЕНИЮ СИЛИКАТНЫЕ ФАЗЫ

Бесцветный двупреломляющий минерал.

Условия нахождения и формы выделения. В брекчии 10 024-28 (303) было обнаружено неидентифицированное силикатное зерно. Это зерно состояло из пластинок длиной <50 мкм [1].

Оптические свойства. Минерал бесцветен и, возможно, это всего лишь тонкозернистое девитрифицированное стекло, однако более крупные пластинки обладают слабым двупреломлением (0,005—0,010) и почти прямым погасанием [1].

Химический состав. Микронзондовый анализ зерна дал следующее (в %):

SiO ₂	=	48,1
Al ₂ O ₃	=	25,5
TiO ₂	=	0,55
FeO	=	5,8
MgO	=	7,5
MnO	=	0,11
CaO	=	14,6
K ₂ O	=	< 0,1
Na ₂ O	=	0,56

Сумма = 102,72

Предполагают, что на основании этого анализа можно вывести формулу [1]: $[\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg}, (\text{Na}, \text{Al})]_3\text{Al}_2[\text{Si}, \text{Al}]_5\text{O}_{\sim 16}$.

Литература

1. Fredricksson et al., *Suppl.* 1, 420, 427—428.

Неизвестный Fe-силикат

Условия нахождения и формы выделения. Три лейстовидных кристалла были обнаружены во фракции с размером зерен < 37 мкм, выделенной из 10 проб лунного грунта, собранных станцией «Аполлон-14» [1].

Оптические свойства. Кристаллы коричневые и обладают сильным дупреломлением [1].

Химический состав. Полуколичественный микрозондовый анализ дал (в %):

SiO_2	= 65
TiO_2	= 0,5
FeO	= 36
MgO	= 2
MnO	= 0,5
CaO	= 1
K_2O	= 0,5
Сумма	= 105,5

Это позволяет вывести формулу: FeSi_2O_5 [1].

Рентгенографические данные. Попытки получить рентгенограммы не увенчались успехом [1].

Литература

1. Finkelman, *Suppl.* 4, 183—184.

Приложение I

Список литературных источников, ссылки на которые в тексте даются в сокращенном виде

- Am. Mineral.* 36
Am. Mineral. 57
Am. Mineral. 58
Apollo 14 preprint
Apollo 15 Lunar Samples
Apollo 17 Prelim. Sci. Rep.
Bull. Soc. Mineral. 96
Carnegie Inst. Yearb. '69
Carnegie Inst. Yearb. '70
Contrib. Mineral. Petrol. 30
Contrib. Mineral. Petrol. 33
Contrib. Mineral. Petrol. 41;
Dana VII 1
Dana VII, 3
EPSL 8
EPSL 9
EPSL 10
EPSL 11
EPSL 12
EPSL 13
EPSL 14
EPSL 15
EPSL 16
EPSL 18
EPSL 19
EPSL 21
- American Mineralogist* 36, 1951.
American Mineralogist 57, 1972.
American Mineralogist 58, 1973.
Preprint for Third Lunar Science Conference,
Abstracts, 1972.
Lunar Science Institute; *Apollo 15 Lunar Samples*, 1972.
Apollo 17 Preliminary Science Report, NASA SP-330.
Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie 96, 1973.
Carnegie Institute of Washington, Yearbook '69 (1969—1970).
Carnegie Institute of Washington, Yearbook '70.
Contributions of Mineralogy and Petrology 30, 1970.
Contributions to Mineralogy and Petrology 33, 1971.
Contributions to Mineralogy and Petrology 41, 1972.
Palache et al., *Dana's System of Mineralogy, Vol. 1*, Seventh edition, John Wiley and Sons, New York, 1944.
Fron del, *Dana's System of Mineralogy, Vol. 3*, Seventh edition, John Wiley and Sons, New York, 1962.
Earth and Planetary Science Letters 8, 1970.
Earth and Planetary Science Letters 9, 1970.
Earth and Planetary Science Letters 10, 1971.
Earth and Planetary Science Letters 11, 1971.
Earth and Planetary Science Letters 12, 1971.
Earth and Planetary Science Letters 13, 1971—1972.
Earth and Planetary Science Letters 14, 1972.
Earth and Planetary Science Letters 15, 1972.
Earth and Planetary Science Letters 16, 1972.
Earth and Planetary Science Letters 18, 1973.
Earth and Planetary Science Letters 19, 1973.
Earth and Planetary Science Letters 21, 1973—1974.

- Econ. Geol.* 62
Econ. Geol. 66
EOS 51

EOS 54

Fortschr. Mineral. 48
Geochim. Cosmochim. Acta 37
Geology 2
Geophys. Res. Lett. 1
GSA '71, Abstr.

GSA '73, Abstr.

J. Geol. 81
J. Geophys. Res. 75
J. Geophys. Res. 79
J. Petrol. 12
L. and T.

Lunar Sample Information Catalog, Apollo 12
Lunar Sample Information Catalog, Apollo 15
Lunar Sample Information Catalog, Apollo 16
Lunar Sample Information Catalog, Apollo 17
Lun. Sci. III, Rev. Abstr.

Lun. Sci. IV, Abstr.

Lun. Sci. V, Abstr.

Lun. Sci. Conf. '71, Abstr.

Lun. Sci. Conf. '72, Abstr.

Lunar Science Institute;
Post Apollo Lun. Sci.
Meteorit. 6
Meteorit. 7
Meteorit. 9
Mineral. Rec. 2
Moon 3
Moon 5
Nature 225
Nature 234
Nature 235
Nature 237
Nature 240
Nature 242
Natürwiss. 57
Preprint; *Lun. Sci. IV, Conf.*
- Economic Geology* 62, 1967.
Economic Geology 66, 1971.
Transactions of the American Geophysical Union 51, 1970.
Transactions of the American Geophysical Union 54, 1973.
Fortschritte für Mineralogie 48, 1971.
Geochimica Cosmochimica Acta 37, 1973.
Geology 2, 1974.
Geophysical Research Letters 1, 1974.
Geological Society of America; *Abstracts with programs*, 1971.
Geological Society of America; *Abstracts with programs*, 1973.
Journal of Geology 81, 1973.
Journal of Geophysical Research 75, 1970.
Journal of Geophysical Research 79, 1974.
Journal of Petrology 12, 1971.
Levinson and Taylor; *Moon Rocks and Minerals*, Pergamon Press, New York, 1971.
Lunar Sample Information Catalogue, Apollo 12, NASA-MS-C-01512, 1970.
Lunar Sample Information Catalogue, Apollo 15, NASA-MS-C-03209, 1971.
Lunar Sample Information Catalogue, Apollo 16, NASA-MS-C-03210, 1973.
Lunar Sample Information Catalogue, Apollo 17, NASA-MS-C-03211, 1973.
Third Lunar Science Conference, Revised Abstracts, 1972.
Fourth Lunar Science Conference, Abstracts, March 1973.
Fifth Lunar Science Conference, Abstracts, March 1974.
Second Lunar Science Conference, Abstracts, January 1971.
Third Lunar Science Conference, Abstracts, January 1972.
Lunar Science Institute; *Post Apollo Lunar Science*, July 1972.
Meteoritics 6, 1971.
Meteoritics 7, 1972.
Meteoritics 9, 1974.
Mineralogical Record 2, 1971.
Moon 3, 1971.
Moon 5, 1972.
Nature Physical Science 225, 1970.
Nature Physical Science 234, 1971.
Nature Physical Science 235, 1972.
Nature Physical Science 237, 1972.
Nature Physical Science 240, 1972.
Nature Physical Science 242, 1973.
Natürwissenschaften 57, 1970.
In a preprint for *Fourth Lunar Science Conference*, March, 1974.

- Preprint; *Metal Silicate Relationships in Apollo 17 Soils.*
- Preprint; *Niobian Rutile in an Apollo 14 KREEP Fragment*, submitted to *Meteoritics*.
- Sci.* 167
- Sci.* 173
- Sci.* 175
- Sci.* 179
- Sci.* 181
- Sci.* 182
- Spec. Publ.* # 3
- Spec. Rep.* 333
- Suppl.* 1
- Suppl.* 2
- Suppl.* 3
- Suppl.* 4
- Tabellen*
- Trans. AIME* 233
- Winchell*
- In a preprint for *Metal Silicate Relationships in Apollo 17 Soils*, Journal not indicated.
- In a preprint of *Niobian Rutile in an Apollo 14 KREEP Fragment*, submitted to *Meteoritics*.
- Science* 167, 1970.
- Science* 173, 1971.
- Science* 175, 1972.
- Science* 179, 1973.
- Science* 181, 1973.
- Science* 182, 1973.
- University of New Mexico, Institute of Meteoritics; *Special Publication* #3, 1971.
- Wood et al.; Smithsonian Astrophysical Observatory, *Special Report* 333, 1971.
- Supplement 1, Geochimica Cosmochimica Acta*, 1970.
- Supplement 2, Geochimica Cosmochimica Acta*, 1971.
- Supplement 3, Geochimica Cosmochimica Acta*, 1972.
- Supplement 4, Geochimica Cosmochimica Acta*, 1973.
- Strunz; *Mineralogische Tabellen*, Akademische Verlagsgesellschaft, Geest und Portig, Leipzig, 1966.
- American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, *Transactions* 233, 1965.
- A. N. Winchell, Winchell H., *Elements of Optical Mineralogy, Part 2, Fourth Edition*, John Wiley and Sons, New York, 1951.

Приложение II

Номера и названия образцов

Образцы «Аполлона-11»

10 003	Среднезернистый базальт.
10 003-37	Тонкозернистый базальт.
10 003-44	Среднезернистый базальт.
10 017	Тонкозернистый базальт.
10 017-20	Базальт.
10 017-50	Тонкозернистый базальт.
10 019-22	Микробрекчия.
	Брекчия
10 020	Тонкозернистый базальт.
10 020-40	Тонкозернистый базальт.
10 021-28(303)	Тонкозернистый оливниновый базальт.
10 021-30	Брекчия.
10 022-4	Микробрекчия.
10 022-28	Тонкозернистый базальт.
10 022-41	Тонкозернистый базальт.
	Базальт.
10 024	Базальт.
10 024,23	Крупнозернистый базальт.
	Базальт.
10 024-33	Среднезернистый базальт.
10 025	Тонкозернистый базальт.
10 029-1	Оливниновый диабаз.
	Крупнозернистый базальт.
10 040-20	Крупнозернистый базальт.
10 044	Крупнозернистый базальт.
	Микрогаббро.
10 044-30	Крупнозернистый базальт.
10 044-43	Крупнозернистый базальт.
10 044-50	Базальт.
10 045	Тонкозернистый базальт.
	Тонкозернистый оливниновый базальт.
10 045-29	Тонкозернистый базальт.
	Среднезернистый базальт.
	Тонкозернистый оливниновый базальт.
10 045-35	Крупнозернистый оливниновый базальт.
	Базальт.

10 085-4	Обломочный лунный грунт.
10 085-4-10a	Обломок микроанортозита в лунном грунте.
10 085-4-14	Обломочный лунный грунт.
10 085-12-34	Обломок тонкозернистого базальта в лунном грунте.
10 085-16	Лунный грунт.
10 085-17M	Обломочный лунный грунт.
10 085-25	Обломочный лунный грунт.
10 085-42	Обломок крупнозернистого базальта в обломочном лунном грунте.
10 085-48	Обломочный лунный грунт.
10 085-LR № 1	Обломок «пестро-серого» базальта в обломочном лунном грунте.
	Обломок «лунной породы» в лунном грунте.
	Обломок KREEP-базальта в лунном грунте

Образцы «Аполлона-12»

«Аполлон-12»; образец, взятый при двойном колонковом бурении, проба IV	Габброидный обломок.
12 002	Среднезернистый пикритовый базальт.
12 002,7	Пикритовый базальт.
12 002,72	Пикритовый базальт.
12 003,17	Порфиновый базальт.
	Обломочный лунный грунт.
12 004	Порфиновый базальт.
	Порфиновый оливиновый базальт.
12 004,11	Порфиновый базальт.
12 008	Порфиновый оливиновый базальт.
12 009	Порфиновый оливиновый базальт.
12 013	Брекчия.
	«Черно-белая» порода.
12 013, обломок # 06A1	Брекчия.
12 013,10	Брекчия.
	Смешанная светлая и темная брекчия.
12 013,11	Разноцветная брекчия.
	Светлая часть разноцветной брекчин.
12 018	Базальтическая порода.
	Порфиновый базальт.
12 018,49	Порфиновый базальт.
12 019	Базальт.
12 020	Порфиновый базальт.
12 020,8	Порфиновый базальт.
12 021	Порфиновый базальт.
	Офитовый базальт.
	Базальт.
12 021,18	Порфиновый базальт.
12 021,22	Порфиновый базальт.
12 021,29	Порфиновый базальт.
12 021,51	Порфиновый базальт.

12 021,134	Порфиновый базальт.
12 021,135	Офитовый базальт.
12 022	Порфиновый базальт.
12 022,22	Порфиновый оливниновый базальт.
12 028	Порфиновый базальт.
12 032	Обломочный лунный грунт.
12 032,44	Обломочный лунный грунт.
12 033,23	Обломочный лунный грунт.
12 033,97-2B	Обломок КРЕЕР-стекла,
12 034,3	Стекловатая КРЕЕР-брекчия.
12 035	«Пестро-серый» базальт.
12 035,9	Зернистый базальт.
12 036	Базальт.
12 036,9	Офитовый базальт.
12 037,20	Полевошпатовый перидотит.
12 038	Офитовый базальт.
12 038,22	Офитовый базальт.
12 038,63	Крупнозернистый базальт.
12 038,67	Крупнозернистый базальт.
12 039	Офитовый базальт.
12 039,3	Микрогаббро.
12 040	Крупнозернистый базальт.
12 040-39	Офитовый базальт.
12 051	Офитовый базальт.
12 051-36	Токозернистый базальт.
12 051,59	Офитовый базальт.
12 052	Офитовый базальт.
12 052,10	Крупнозернистый базальт.
12 052,57	Порфиновый базальт.
12 053	Порфиновый базальт.
12 057,14	Обломок базальта.
12 057,22	Брекчия.
12 063	Порфиновый базальт.
12 063,9	Базальтовая порода.
12 063,15	Порфиновый базальт.
12 063/41	Базальт.
	Порфиновый базальт.

12 064	Офитовый базальт.
12 064,6	Микрогаббро.
	Микрогаббро.
12 065	Порфировый базальт.
12 065,8	Тонкозернистый оливковый базальт.
	Порфировый базальт.
12 070	Обломочный лунный грунт.
12 070,35	Микробрекчия.
	Брекчия.
	Лунный грунт.
12 070,98	Обломочный лунный грунт.
12 071,6	Осколок.
12 075,4	Базальт.
Образцы «Аполлона-14»	
14 001	Обломочный лунный грунт.
14 001,7,2	Обломочный лунный грунт.
14 001,7,3	Обломочный лунный грунт.
	Обломок базальта в крупнозернистом образце.
14 002,7E-1-8	Обломочный лунный грунт.
14 003	Лунный грунт.
	Обломочный лунный грунт.
14 003,27	Обломочный лунный грунт.
14 003-47	Обломочный лунный грунт.
14 003,79	Обломочный лунный грунт.
14 053	Базальт.
	Неморской базальт.
	Среднезернистый базальт.
	Крупнозернистый базальт.
	Крупнозернистый долерит.
	Крупнозернистая габброидная магматическая порода.
14 053,5	Крупнозернистый базальт.
14 053,6	Крупнозернистое габбро.
14 053,17	Базальт.
14 055,7	Микробрекчия.
14 063	Брекчия.
14 063-20	Брекчия.
14 063-28	Брекчия.
14 066	Брекчия.
	Микробрекчия.
14 068	Брекчия.
14 068,7	Брекчия.
14 072	Базальт.
	Морской базальт.
	Кристаллический обломок.
	Субофитовый базальт.
14 073	Базальт.

14 161	Обломочный лунный грунт.
14161/20	Обломочный лунный грунт.
14 162	Лунный грунт.
14 162,12	Обломок микробрекчии в лунном грунте.
14 162,41	Обломок брекчии в лунном грунте.
14 163	Обломок норита в лунном грунте.
14 163,39	Обломочный лунный грунт.
14 166,6E2	Обломочный лунный грунт.
14 257	Крупнозернистый обломочный лунный
	грунт.
14 257,2	Обломок микробрекчии в крупнозернистом
	обломочном лунном грунте.
14 257,3	Обломочный лунный грунт.
	Лунный грунт.
14 258	Лунный грунт.
14 258,28(1419-7)	Обломок анортозита в обломочном лунном
	грунте.
14 259,17	Анортозит.
14 259,33	Лунный грунт.
14 259,97	Обломочный лунный грунт.
	Лунный грунт.
14 261	Обломочный лунный грунт.
14 276	КРЕЕР-базальт.
14 276,13	Базальт.
	Осколок габбро-анортозита.
14 301/9	Неморской базальт.
14 301/19	Микробрекчия.
	Микробрекчия.
14 303	Брекчия.
14 303-53B	Брекчия.
14 305,4	Микробрекчия.
14 305,77	Брекчия.
14 306	Брекчия.
14 306-53	Полимиктная брекчия.
14 306,53-20A	«Гранитный» обломок в брекчии.
14 306,55	Обломок риолита в брекчии.
14 310	КРЕЕР-базальт.
14 310,4	КРЕЕР-базальт.
14 310,5	КРЕЕР-базальт.
14 310,6	КРЕЕР-базальт.
14 310/20	КРЕЕР-базальт.
14 310/20A	КРЕЕР-базальт.
14 310/20B	КРЕЕР-базальт.
14 310,22	КРЕЕР-базальт.
14 310,30	КРЕЕР-базальт.
14 310,90	КРЕЕР-базальт.
14 310,145	КРЕЕР-базальт.
14 310,1159	КРЕЕР-базальт.
14 313	Брекчия.
14 315,9	Брекчия.
14 315,55	Брекчия.

14 318	Брекчия.
14 319	Брекчия.
14 319,11a	Брекчия.
14 319,11b	Брекчия.
14 319,13	Брекчия.
14 321	Микробрекчия.
	Брекчия.
14 321,21	Микробрекчия.
14 321,42	Полевошпатовый базальт.
14 321,184-55	Обломок базальта в полимиктной брекчии.
14 321,200	Обломок базальта в брекчии.

Образцы «Аполлона-15»

«Аполлон-15», проба, собранная с поверхности Луны, 116	Обломок пироксенового базальта.
15 016	Порфировый пузырчатый базальт.
15 024,4	КРЕЕР-базальт.
15 065	Базальт.
	Габбро.
15 071	Лунный грунт.
15 074,1	Морской базальт.
15 076	Габбро.
15 076,12	Морской базальт.
	Базальт.
15 076,55	Габбро.
15 085	Крупнозернистый базальт.
15 085/14	Базальт.
15 102	Лунный грунт.
15 102,12	Лунный грунт.
15 116	Габбро.
	Пироксеновый порфировый базальт.
15 125	Пироксеновый порфировый базальт.
15 256	Базальт.
15 261	Лунный грунт.
15 264,4	КРЕЕР-базальт.
15 271	Обломочный лунный грунт.
15 301,116	Обломочный лунный грунт.
15 402	Брекчия.
15 404,3	КРЕЕР-базальт.
15 404,5	КРЕЕР-базальт.
15 415	Анортозит.
	«Материнская порода»
15 415,18	Анортозит.
15 415,22	Анортозит.
15 418	Метаморфизованная брекчия.
	Брекчия со стекловатым материалом

15 427	Зеленое стекло в пирокластической породе.
15 434,4	Габбро-анортозит.
15 434,7	Габбро-анортозит.
15 445,10	Перидотит. Обломок перидотита. Брекчия.
15 455	Черно-белая брекчия.
15 459	Брекчия.
15 459,38	Габбро-анортозит.
15 471	Обломочный лунный грунт.
15 473,3,2	Габбро-анортозит.
15 474,1	Морской базальт.
15 474,4	Оливин-пироксеновый витрофир.
15 475	Базальт.
	Морской базальт.
15 475/125	Базальт. Морской базальт.
15 495	Порфиновый базальт.
15 514,3	Морской базальт.
15 532,11	Лунный грунт.
15 534,1	Морской базальт.
15 534,2	Морской базальт.
15 538,5	Морской базальт.
15 555	Базальт.
	Оливин-пироксеновый базальт.
15 555/39	Базальт.
15 555,105	Пористый базальт.
	Базальт.
15 564,7	Морской базальт.
15 596	Пироксеновый витрофир.
	Базальтовый витрофир.
15 601,113	Обломочный лунный грунт.
15 602	Лунный грунт.
15 602,29	Лунный грунт.
15 604,3	Морской базальт.
15 604,4	Морской базальт.
15 604,5	Морской базальт.
15 666	Пироксеновый порфиновый базальт.
15 682	Порфиновый базальт.

Образцы «Аполлона-16»

60 015	Анортозит.
60 015,126	Анортозитовая брекчия.
60 016,95	Полимиктная брекчия.
60 025	Анортозит.
60 215/13	Анортозитовый катаклазит. Катакластический анортозит.
60 315	Пойкилобластическая норитовая брекчия. Рекристаллизованная полимиктная брекчия.

60 315,63	Пойкилитовый базальт. Пойкилобластическая диабазовая магма- тическая порода.
60 335	Полевошчатовый базальт. Рекристаллизованная брекчия. Богатый плагиоклазом троктолит. Ксенокластический базальт.
60 335/75E	
60 601	Обломочный лунный грунт.
60 615	Переплавленная порода.
61 016	Брекчия, подвергнутая ударному воздей- ствию.
61 016-215	Базальт.
61 076	Брекчия.
61 156,5	Богатый плагиоклазом обломок. Полевошчатовый базальт. Катаклазированный анортозит.
61 156,31	Брекчия, подвергнутая термическому воз- действию.
61 222,3	Обломок базальта в брекчии.
61 281,8	Обломочный лунный грунт.
61 568	Обломок пойкилитовой породы в пробе, собранной с поверхности Луны.
62 235	Пойкилитовый базальт.
62 295	Норит. Микротроктолит. Шпинелевый троктолит. Шпинель-микротроктолит. Кристаллическая порода (возможно, эффу- зивная).
63 501	Лунный грунт.
63 549	Обломок диабазовой породы в пробе, собран- ной с поверхности Луны
64 455	Обломок базальта.
64 585	Обломок богатой мезостазиом породы в пробе, собранной с поверхности Луны.
65 015	Порода, обогащенная KREEP-компонен- том. Полимиктная порода, обогащенная KREEP- компонентом. Метаморфизованная брекчия, богатая KREEP-компонентом. Порода, богатая Ba-KREEPTH-компо- нентом.
65 785	Шпинелевый троктолит.
66 055	Брекчия. Микробрекчия.
66 081	Лунный грунт.
66 081,5	Лунный грунт.

66 095	Метаморфизованная брекчия.
	Брекчия.
66 095,78	Брекчия.
	Метаморфизованная брекчия.
66 095,80	Метаморфизованная брекчия.
66 095,87	Брекчия.
66 095,89	Метаморфизованная брекчия.
67 075,45	Брекчирующий анортозит.
67 435,14	Микробрекчия.
	Частично переплавленная брекчия.
67 455	Брекчия.
67 455,8	Полимиктная брекчия.
67 701,26	Обломочный лунный грунт.
67 712,16	Обломочный лунный грунт.
67 955	Брекчия.
68 415	Габбро-анортозит.
	Габброидный анортозит.
	Порфиновый базальт.
	Полевошпатовый базальт.
68 415,8	Габбро-анортозит.
	Габброидный анортозит.
68 415,37	Порфиновый базальт.
	Габбро-анортозит.
	Сильно метаморфизованная порода.
68 416,77	Порфиновый базальт.
	Габбро-анортозит.
68 501	Лунный грунт.
68 503,16	Крупнозернистый обломочный лунный грунт.
68 503,16,6	Пойкилобластическая порода.
68 815	Метаморфизованная брекчия.
68 841	Обломочный лунный грунт.
69 941	Лунный грунт.
69 941,13	Лунный грунт.

Образцы «Аполлона-17»

70 017	Базальт.
	Морской базальт.
	Крупнозернистый базальт.
70 035	Базальт.
	Крупнозернистый базальт.
70 215	Тонкозернистый базальт.
70 215,149	Тонкозернистый базальт.
71 055	Морской базальт.
	Среднезернистый базальт.
72 415	Обломок дунита в брекчии.
72 415,11	Обломок дунита в брекчии.
72 415,12	Обломок дунита в брекчии.
72 416	Обломок дунита в брекчии.

72 417	Обломок дунита в брекчии.
72 418	Обломок дунита в брекчии.
74 220	Обломочный лунный грунт. Оранжевый лунный грунт.
74 241	Базальт.
74 242	Обломочный лунный грунт.
74 243	Обломочный лунный грунт.
74 275	Морской базальт.
75 055	Крупнозернистый базальт.
75 081	Базальт.
76 055,10	Брекчия. Микронорит. Тонкозернистая норитовая роговиковая порода. Порода, переплавленная в результате удара.
76 315,11	Брекчия.
76 535	Троктолитовый гранулит.
77 017	Брекчированный габбро-анортозит. Крупнозернистый габбро-анортозит.
77 115	Пористая брекчия.
77 215	Микробрекчия.
79 155	Крупнозернистый базальт.

Образцы «Луны-16»

«Луна-16»	Обломочный лунный грунт.
«Луна-16», FQM-151	Часть образца лунного грунта.
«Луна-16», G38/a	Обломок тонкозернистого базальта из лунного грунта. Обломок базальта из лунного грунта.
«Луна-16», 638/2	Часть образца лунного грунта.

Образцы «Луны-20»

«Луна-20»	Обломочный лунный грунт.
«Луна-20», В-А2	Обломок базальта из обломочного лунного грунта.
«Луна-20», К-1	Лунный грунт.
«Луна-20», К-4	Лунный грунт.
«Луна-20», 509-10	Обломок анортозитового троктолита из лунного грунта.
«Луна-20», 515-23	Частица брекчии в лунном грунте.

- «Луна-20», 516-1 Обломок брекчии из лунного грунта.
- «Луна-20», 528-34 Обломок морского базальта из лунного грунта.
- «Луна-20», 532-3 Обломок брекчии из лунного грунта.
- «Луна-20», 532-6 Кристаллическая частица из лунного грунта.
- «Луна-20» 808-35 Обломок анортозита из лунного грунта.
- «Луна-20», 863. Обломок породы из лунного грунта.
Обломок оливин-плаггиоклазовой породы.
- «Луна-20», 926-3 Обломок анортозита из лунного грунта.
- «Луна-20», 928-1 Обломок анортозита из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 001,16 Обломочный лунный грунт.
Лунный грунт.
Тонкозернистый лунный грунт.
- «Луна-20», 22 001,17 Тонкозернистый обломок из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 001,17-A16 Тонкозернистый обломок из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 002,2,1 Кристалл, отобранный из образца обломочного лунного грунта.
- «Луна-20», 22 002,2,4с Тонкозернистый лунный грунт.
- «Луна-20», 22 002,2,5а Тонкозернистый лунный грунт.
- «Луна-20», 22 002,2,5b Лунный грунт.
- «Луна-20», 22 002,2,7d Кристалл альбита, отобранный из обломка анортозита в лунном грунте.
- «Луна-20», 22 002,3 Лунный грунт.
- «Луна-20», 22 003,1 Лунный грунт.
- «Луна-20», 22 003,1,3а Обломок анортозита из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 003,1-505-2 Лунный грунт.
- «Луна-20», 22 003,1-512-2 Обломок из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 003,1-515-23 Лунный грунт.
- «Луна-20», 22 003,1-517-7 Богатая стеклом брекчия из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 003,2 Частица богатой стеклом брекчии из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 006 Крупнозернистый лунный грунт.
Обломок шпинелевого троктолита из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 007 Обломок рекристаллизованной полимиктной брекчии из лунного грунта.
Обломок рекристаллизованного анортозита из лунного грунта.
- «Луна-20», 22 007 Обломок троктолитовой рекристаллизованной полимиктной брекчии из лунного грунта.
Рекристаллизованный пузырчатый обломок из лунного грунта.

Приложение III

Примечания к системе нумерации образцов

Каждый из лунных образцов был сфотографирован в Лунной приемной лаборатории в Джонсоновском космическом центре в Хьюстоне, и затем ему был присвоен основной номер из пяти цифр. Если образец был расколот или разделен каким-либо способом на несколько частей (фрагменты обломочного лунного грунта, осколки, отпиленные части, шлифы пород), каждая из частей получала свой дополнительный номер. Некоторые образцы имеют еще и третий номер, присвоенный им в ходе выполнения отдельных исследовательских работ. Например:

1. Образец непосредственно после фотографирования — 14 306.
2. Часть образца — 14 306-53.
3. Дальнейшее подразделение образцов ведущими исследователями — 14 306-53-20А.

Некоторые исследователи разделили основную и дополнительную части номера образца запятой, другие — косой чертой, третьи — дефисом. В этой книге номера образцов не приводились к одной системе, чтобы можно было их легко найти в оригинальных статьях.

Образцы «Аполлона-11» обозначались пятизначным числом, начиная с десяти тысяч (10 001 и т. д.), «Аполлона-12» — с двенадцати тысяч (12 001 и т. д.), «Аполлона-14» — с четырнадцати тысяч, а «Аполлона-15» — с пятнадцати тысяч. Для образцов «Аполлона-16» и «Аполлона-17» система обозначения была изменена с тем, чтобы осталось достаточное число цифр для обозначения отдельных образцов. Образцы «Аполлона-16» нумеруются с шестидесяти тысяч, а «Аполлона-17» — с семидесяти тысяч.

Академия наук СССР любезно предоставила НАСА некоторые материалы со станций «Луна-16» и «Луна-20». Номера соответствующим частям образцов были присвоены куратором лунных образцов НАСА.

Указатель минералов

- Авгит 233, 235, 237, 240—244, 250, 253, 256
— богатый алюминием 253
— железистый 207
— магнезиальный 251, 255, 258, 210—262, 266
— субкальциевый 246—248, 253, 255
Акагениит 98, 102—104
Альбит 201, 216, 219, 225, 226
Альмандин 309—310
— железомagneзиальный 66
Алюминочермакит 304—306
Амфибол феррочермакитовый 306
Амфиболы 291, 303—309
Андезин 198, 221, 247
Анортит 198, 201, 211, 216, 217, 220, 221, 226, 227
— кальциевый 203, 204, 213
— натриевый 212, 219
Аносовит 154, 295
Апатит 69, 139, 160—167, 169—171, 174, 175, 188, 294
Се-апатит 167
Арагонит 159
Армолколит 27, 28, 81, 83, 86, 91, 133, 135, 147—158, 145, 194
— магниевый 91, 94, 155
— синтетический 156, 159
Sr-Zr-армолколит 177
Sr-Zr-Ca-армолколит 151, 152, 154—157
Zr-армолколит 151, 152, 155, 294, 295
Бадделент 25, 55, 75, 77—79, 91, 128, 138, 139, 155, 167, 294, 295
— гафниевый 78
— железистый 78
Биотит 307, 308
Битовнит 198, 213, 217, 219, 221, 223, 225
— кальциевый 202, 212, 217, 219, 222, 296
— натриевый 203, 222
Борнит 53, 54, 64, 65
Бронзит 81, 213, 235, 248, 257, 258, 261, 263, 264, 266
— глиноземистый 264, 265
— магнезиальный 264, 265
— низко-ортопроксеновый 258, 264
— с низким содержанием алюминия 265
— хромобогатенный 259, 264
Витлокит 25, 83, 139, 152, 160, 161, 168—175, 177, 200, 195, 300
— иттриево-железистый 171, 173
— иттриево-цериевый 77
— метеоритный 170, 171
— синтетический 171
— цериево-железистый 171
Sr-витлокит 171—173
Волластонит 233
— железистый 271—272
Вюстит 77, 97
Геденбергит 233, 235, 237, 255
Гейкилит 150
Гейкилит-ильменит 81
Геленит 310
— синтетический 311
Гематит 98, 100, 105—106
Герцинит 108, 111, 112, 130—136
Гётит 57, 66, 67, 98—107
Гётитоподобные минералы 98, 102, 104
Гналофан 232
Гидроксиланатит 167
Гиперстен 244, 258, 259, 262—264, 278
— высокомагнезиальный 251

- Гранаты 291, 309—310
 Графит 52, 60, 61
 Графтонит 172, 174
 Fe-Ni-глобули 212, 213
- Дизавалит 167
 Диопсид 233, 237, 244, 253, 254, 262, 278
 — магнезиальный 251
 — субкальциевый 245
 Диопсид-авгит 66
 Добреелит 66
 — цинковый 66
- Железо кобальтсодержащее 294
 — металлическое 22, 25, 29, 31, 35, 37, 40, 48, 70, 76, 80, 86, 102, 104, 155, 190, 208
 — метеоритное 29, 119
 — никелистое 245
 — самородное 25, 30—33, 35—41, 43, 44, 48, 49, 53, 54, 56, 60, 64, 71, 83, 87, 107, 118, 121, 123, 124, 148, 152, 183, 223, 275—276, 280, 288, 290
 α -железо 31
 $(\alpha + \gamma)$ -железо 31, 43—47
 γ -железо 31, 41
 γ -никель-железо 31
- Золото 25
- Ильменит 18, 25, 26, 36, 48, 54, 55, 57, 75, 77, 79—81, 83—96, 98, 110, 114, 116, 134, 138, 139, 147—150, 152, 154, 155, 161, 168, 177, 189, 193, 202, 205, 210, 239—241, 250, 263, 268, 275, 277, 285, 287, 288, 294, 302
 — магнзевый 83, 91, 94, 116—124, 131, 132, 151—153
 — синтетический 95
 — циркониевый 91
 Индий 52
 — металлический 52
- Кальцит 159
 Камасит 30—39, 40—47, 55, 69, 71, 73, 98, 101, 102, 104
 — кобальтовый 43, 44
 — метеоритный 34
 Камасит-шрейберзит 44
 Каолинит 308
- Карбид алюминия 53, 72, 74, 76
 — кремния 53
 Кварц 23, 27, 178, 179, 182, 185, 188, 193—196, 230, 247
 β -кварц 195
 Кеннедеит 154, 156, 295
 Керсутит 304—306
 Клинобронзит 238, 248
 Клинопиперстен 238, 248, 249, 253
 Клинопироксен 54, 85, 179, 190, 195, 202, 210, 233, 236—257, 259, 262, 263, 266, 268, 269, 284, 293
 Клинопироксены пиконитовые 248
 Клиноэнстатит 238
 Когенит 26, 40, 53, 69, 71—74
 — метеоритный 73
 Корунд 25, 77, 96—97
 Кристобалит 27, 36, 117, 161, 163, 178—191, 194—195, 222, 268, 274, 287, 293
 Кубанит 53, 54, 58, 62, 63, 65
 — II 53, 54, 65
 Fe-Ni-CO-P капли 70
- Лабрадор 219, 221, 222, 225
 — натриевый 221
 Лавренсит 100, 102, 104, 105
 Лагунь 50—51
 — металлическая 98
 Лепидокрокит 98, 102—104
 Лимонит 103
 Людвигит 295
- Магнезиоарфведсонит 303—305
 «Магнезио» витлокит 171, 172
 Магнетит 98, 100, 106—107
 Макинавит 53, 54, 59—60, 65
 Маскелинит 102, 104, 199, 201, 211, 214—217, 219, 263
 Медь металлическая 48
 — самородная 26, 48—50, 62
 Мелилиты 291, 310—311
 Металл метеоритный 29, 44
 Cr-Fe-металл 48
 Cu-Ni-Zn-Fe-металл 52
 Fe-металл 53, 55
 Fe-Ne-металлический 48, 62, 66, 74, 83, 101, 104, 177
 Ni-металл 51
 Минерал бесцветный двупреломляющий 311
 — фосфатный 175
 — В 167
 — С (Рамдор) 116, 122
 Zr- и Ti-обогащенный минерал 147
 Молибденит 53, 54, 68—69

- Монацит 160, 175—177
 Муассанит 53, 72, 75, 76
 Мусковит 308
- Неидентифицированная модификация SiO_2 178, 196
 — фаза 48
 — — обогащенная Sb
 — — — Zn и Cl 66, 100
- Неидентифицированные апатитоподобные фазы 160, 167—168
 — витлокитоподобные фазы 160, 174—175
 — окислы 77, 97—98
 — силикаты 291, 311—312
 — титановые фазы 77, 84—85
 — фазы X_1 и X_2 107
 — Zr-обогащенные фазы 146
- Неидентифицированный Fe-Ti-Zr-силкат 296, 297, 300
- Неизвестная сульфидная фаза 68
 — Pb-содержащая фаза 100, 101
- Неизвестный карбонат 160
 — синеватый минерал 98
 — Fe-силкат 312
- Неопределенная полиморфная модификация TiO_2 84
- Низко-ортопироксен 258
- Никелевая пленка 51
- Никель 51—52
 Никель-железо 69, 72
 — кобальтовое 69
- Нинингерит 53, 54, 58, 66, 68—69
- Оксикарибид алюминия 74, 76
- Оливин 20, 28, 30, 36, 47, 76, 102, 108, 114—117, 131—133, 135, 138, 180, 183, 189, 206, 207, 239, 241, 244, 260, 261, 273—287
 — низко-железистый 287
 — форстеритовый 273, 275
- Оливины магнезиальные 273, 283, 286
 — поздние 273, 274
 — ранние 273
 — средние 273
- Олово 51
- Ортоармолколит 148, 154
- Ортоклаз 199, 230, 231
- Ортопироксен бронзитовый 235, 265
 — магнезиальный 266, 280
 — энстатитовый 261
- Ортопироксен-эвлит 267
- Ортопироксены 230, 233, 235, 236, 247, 248, 255, 257—267, 259—262, 265—267, 279, 280, 284
- Fe-Ti-Cr-окислы 58, 123
- Параармолколит 150, 154
 Перовскит 137, 146, 298
 Петландит 53, 54, 60—61
 Пижонит 233, 235, 238, 240—244, 247—259, 261, 265, 266, 275, 279, 283
 — кальциевый 248
 — магнезиальный 241, 247, 248, 253, 255, 261, 266
 — несдвойникованный 258—259
 — низко-кальциевый 266
- Пижонит-авгит 263
- Fe-пижонит 228
- Mg-пижонит 207
- Пижониты железистые несдвойникованные 235
 — магнезиальные сдвойникованные 235
 — сдвойникованные 255
- Пикотит глиноземистый 132
 — титановый 133
- Пикотиты 131, 132, 134, 135
- Пикрохромит 108
- Пироксен высококальциевый 280
 — железистый 267
 — магнезиальный 273, 282
 — низко-кальциевый 280
- Пироксенит 21
- Пироксены 18, 22, 25, 28, 33, 36—38, 54, 69, 81, 86, 87, 109, 114—116, 119, 121, 131—133, 135, 138, 161, 162, 167, 179, 181, 183, 188, 189, 199, 204, 204, 205, 233, 235, 236, 239—243, 246, 250, 251, 254—256, 258—259, 266, 275—279, 284, 285, 287, 288, 294, 306
 — авгитовые 244
- Пироксферроит 28, 161, 162, 203, 235, 247, 250, 252, 255, 256, 259, 267—272, 287, 293
 — богатый железом 253
 — железистый 270
 — кальциевый 253, 259
 — магнезиальный 253, 258—259, 270
 — свободный от магния 253
 — субкальциевый 253, 270
- Пирротин 56, 59
- Плагиоклаз андезитовый 193
 — натриевый 221, 228
- Плагиоклазы 15, 18, 25, 28, 33, 36—38, 43, 59, 76, 85, 102, 115, 116, 132—134, 138, 161, 162, 176, 179, 181, 183—185, 188—191, 195, 198—232, 238—240, 244, 245, 247, 248, 254, 259, 268, 275, 277—280
- Плеонаст хромистый 212

- шпинелевый 112
- Плеонасты 111, 112, 128, 131, 135, 136
- хромовые 97, 108, 111—112, 132—135
- Полевой шпат бариевый 21
- — калиевый 22, 23, 28, 77, 139, 176, 177, 179, 182, 188, 193, 194, 199, 200, 201, 222, 224, 225, 228—231, 247
- — — баристый 200, 229, 230, 231
- — — щелочной 196, 293
- Протогиперстен 267
- Псевдодармолколит 151
- Псевдобрукит 154

- Рихтерит 304, 305
- Роговая обманка 305—306
- Рубин 25
- Рутил 77, 79—84, 86, 87, 91, 94, 105, 114, 132, 133, 149, 150—152, 155, 161, 196, 261, 277, 294
- ирибиевый 81—83
- Mg-Fe-рутил 81—83
- Zr-рутил 83, 177

- Салит 245, 253
- Санидин 199, 230
- бариевый 230
- Сапфир 25
- Серебро 25
- Серпентинит 308
- Слюда, не имеющая названия 307
- Слюдopodobные зерна бесцветные 309
- Слюды 291, 307—309
- Спессартин 310
- Стекло 21, 30, 33, 36, 37, 174, 217, 222, 261, 280, 297, 293, 306
- богатое SiO_2 288, 290
- гранитного состава 248
- девитрифицированное тонкозернистое 311
- диалектическое 213
- — лабрадоритового состава 215
- — плагиоклазовое 275
- зеленое 21
- калиевое 228, 230, 289
- — риолитовое 200
- кварцевое 81, 178, 179, 190, 196—197
- — синтетическое 196
- коричневое 176
- кремнистое богатое калием 288
- оранжевое 21
- остаточное интерстициальное 200, 229, 232
- — обогащенное $\text{K}_2\text{O}_2\text{-SiO}_2$ 77

- плагиоклазовое 18, 133, 189, 201, 210
- риолитовое 184
- светло-коричневое прозрачное 280
- темно-коричневое закаленное 239, 248
- тетраморфное 209, 215
- фельзитовое 293
- KREEP-стекло 235, 264
- Сфалерит 54, 57—59, 66—68, 101, 107, 139
- Ne-Fe-сульфид 61

- Талнахит 53, 54, 65, 66
- Титанавит 247, 250, 253, 254
- Титанит 291, 302—303
- Титановый паргасит 306
- Титаномагнетит 116, 122, 128
- Торит 291, 303
- Транквилиит 21, 28, 77, 139, 144, 175, 176, 184, 200, 291—299
- Тридимит 27, 161, 178, 179, 182—186, 188—195, 205—230, 268, 288, 290, 293
- метеоритный 191, 192
- синтетический 192
- Триоктаэдрический слоистый силикат 308
- Троилит 33—37, 40, 43, 46, 48—50, 53—69, 71, 72, 74, 77, 80, 83, 86, 98, 101, 102, 107, 114, 146, 152, 176, 177, 245, 287, 288, 293, 294
- Троилит титано-хромистый 66
- хромистый 66
- Тэнит 31, 35, 40, 44—47, 54, 104
- изотермальный 31

- Ульвошпинель 76, 91, 108—110, 112, 114, 115, 117—120, 122—127, 129, 176, 294
- алюминиевая 127
- хромовая 86, 87, 108, 111, 112, 114—119, 121—123, 125—128
- Al-содержащая хромовая 117, 119, 127
- Cr-Al-ульвошпинель 87

- Фаза, бедная барием 229
- богатая калием 230
- ортопироксеновая 248
- Рамдора 72, 75, 122
- с большим содержанием титана 84—95
- D 167—168, 175

- FeCl_2 66, 100, 104
 — SiO_2 176
 — X 295
 — Z_1 155—157
 — β 143, 144, 146
 Fe-Ni-P-фаза 70
 Zr-фаза 147
 Фазы фосфатные 293
 Ва-К-фазы 200
 Са-фосфат Y-содержащий 174
 Са-Fe фосфат 168
 Са, К-фосфатная фаза 174—175
 Фаялит 28, 36, 107, 161, 174, 190,
 247, 255, 273, 285—290
 Ферингтонит 160, 177
 Ферроавгит 241, 244, 246—248, 250,
 255, 269
 — субкальциевый 247, 253, 254, 265
 Ферроармолколит 154, 156
 — магниевый 146
 «Ферро» витлокит 171, 172
 Феррогеденбергит 175, 176, 235, 247,
 250, 253, 255, 256, 289
 Феррошизонит 244, 253, 265
 — субкальциевый 255
 Феррорихтерит 305
 Ферросилит 237, 247, 250, 253, 254,
 270
 — III 271—272
 Форстерит 273, 283—286
 Фторапатит 77, 161—163, 167
 — цериевый 162, 165

 Халькозин 53, 65—66
 Халькопирит 53, 54, 58—63, 65
 Хизлевудит 61
 Хлорапатит 163, 167
 Хлорит 308
 Хлорфторапатит 160, 163—165
 Хондрит серосодержащий углеро-
 дистый 61
 Хризолит 283, 285

 Хромит 83, 87, 108—112, 114, 117,
 118, 121—127, 129, 150—152, 155,
 177
 — алюминиево-магниевый 111, 115,
 124, 127, 134
 — алюминиевый 108, 110, 111, 114—
 116, 121, 124, 125, 127, 129, 131
 — титаново-алюминиевый 127
 — титановый 116—118, 122, 124,
 125, 127—129

 Цельзиан 231
 Цельзиан-ортотлаз 231
 Циркон 25, 291, 300—302
 Цирконолит 21, 27, 28, 77, 78, 137—
 146, 155, 175, 200, 295
 Цирконолиты синтетические 144, 145

 Частицы ZnO 97—98

 Шпинель 28, 46, 55, 58, 80, 106,
 108—112, 114, 116—119, 121, 123,
 125, 128—135, 213, 248, 261, 277,
 279
 — бурая 123
 — герцининовая 132, 135
 — зеленая 136
 — магниевая 133
 — розовая 245, 261
 — хромовая 128, 132, 133, 136, 248,
 266, 280
 Шпинель-плеонаст 131, 132—135
 Шрейберзит 26, 40, 53, 64, 69—72,
 74, 98, 104, 208
 Fe-шрейберзит 71

 Эвлит 267
 Экерманит 310
 — синтетический 311
 Эвстатит 82, 261, 263, 264, 258
 — глиноземистый 261, 264, 265
 Эвстатит-бронзит 263

Оглавление

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие автора	9
Введение	11
Глава первая. Самородные элементы	29
Глава вторая. Сульфиды, фосфид и карбиды	53
Глава третья. Простые окислы и окислы трехвалентного железа	77
Глава четвертая. Сложные окислы: группа шпинели	108
Глава пятая. Сложные окислы: цирконолит и армоколит	137
Глава шестая. Карбонаты и фосфаты	159
Глава седьмая. Минералы SiO_2	178
Глава восьмая. Силикаты: полевые шпаты	198
Глава девятая. Силикаты: пироксены и пироксферроит	233
Глава десятая. Силикаты: оливины	273
Глава одиннадцатая. Акцессорные силикаты	291
Приложение I. Список литературных источников, ссылки на которые в тексте даются в сокращенном виде	313
Приложение II. Номера и названия образцов	316
Приложение III. Примечания к системе нумерации образцов	328
Указатель минералов	329

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги,
ее оформлении, качестве перевода и другие
просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110,
ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

ИБ № 1035

Дж. Фрондел

**Минералогия
Луны**

Редактор В. К. Знаменская
Художник А. М. Ясинский
Художественный редактор
В. К. Бисенгалиев
Технический редактор
Н. Б. Павфилова
Корректор Л. Д. Панова

Сдано в набор 25.11.77
Подписано к печати 04. 04. 78
Формат 60×90^{1/16}.
Бумага мелованная.
Обыкновенная гарнитура.
Высокая печать 10,5 бум. л. 21 печ. л.
Уч.-изд. л. 20,67.
Зак. 0498. Цена 3 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7 «Искра
революции» Союзполиграфпрома
при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии
и книжной торговли.
Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9.

2618