В. В. Бусарев, М. Н. Таран

О ВОЗМОЖНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ Fe³⁺ В МЕТЕОРИТЕ ЧЕЛЯБИНСК^{*}

Введение

Измерения спектральных характеристик кристаллического природного вещества, а именно спектров диффузного отражения порошкообразных образцов или спектров пропускания тонких пластинок (с толщиной от десятков микрон до $\sim 1-2$ мм, в зависимости от прозрачности образца) позволяют определить элементный, а в некоторых случаях и минералогический состав этого вещества. Установлено, что катионы переходных металлов (Fe, Cr, Ti и др.) имеют специфические полосы поглощения в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах благодаря наличию частично заполненной внешней электронной 3d^N-оболочки [10; 12; 13; 21]. Форма спектра отражения силикатных соединений в видимом диапазоне определяется двумя наиболее интенсивными полосами поглощения: первая из них с центром у 200 нм вызывается переносом заряда «лигандметалл» (напр., [23]), а вторая (вблизи 1000 нм) — разрешенными по спину электронными переходами в Fe²⁺ в кристаллическом поле основных породообразующих минералов, таких как оливин (у 1010 нм), ортопироксен (у 900 нм) и клинопироксен (у 1000 нм) [10; 13]. Значительными могут быть и полосы поглощения переноса заряда между соседними катионами переходных металлов, например, Fe²⁺ → Ti⁴⁺ v 500—900 нм в ильмените [33], Fe² ⁺→ Fe³⁺ у 500—700⁻нм и 700–900⁻нм или 500— 1000 нм в Fe-серпентинах [15], параметры которых зависят от расположения этих катионов в кристаллической структуре минералов (напр., [1; 10]). Сравнительно недавно были обнаружены и частично изучены весьма интенсивные полосы поглощения обменно-связанных пар катионов одного и того же металла, находящихся в соседних кристаллографических позициях. На примере Fe³⁺-содержащих сапфиров, гидратированных сульфатов и турмалинов [19; 30; 25; 32] было показано, что расположение таких полос (у 440, 490, 800-900 и 1100 нм), как правило, совпадает с запрещенными по спину слабыми полосами Fe³⁺ кристаллического поля, а их интенсивность может превосходить последние по интенсивности на 1-2 порядка. Рост интенсивности таких полос при

* Публикуется впервые.

увеличении давления или при снижении температуры, вызывающих уплотнение кристаллической структуры вещества, однозначно указывает на механизм их возникновения: образование обменно-связанных пар соседних катионов Fe³⁺ и соответствующих общих электронных уровней, что приводит к увеличению интенсивности переходов, но не меняет их энергию [25; 32].

При изучении элементного, минерального и изотопного состава фрагментов метеорита Челябинск, найденных сразу после его падения 15 февраля 2013 г. в Челябинской области, были получены следующие основные результаты. Метеорит по химическому составу относится к группе LL5 обыкновенных хондритов [2; 7; 27]. Главными минеральными фазами являются оливин, ортопироксен, троилит, в небольшом количестве присутствуют тэнит и камасит, клинопироксен, плагиоклаз, в следовых количествах — хромит, апатит, ильменит. Вещество метеорита характеризуется умеренной степенью ударного метаморфизма S4 (при ударных нагрузках в пределах 0.25—35 ГПа) и включает значительное количество ударнорасплавленного материала (около одной трети объема), который по составу близок к его основной части [7]. Результаты изотопного анализа метеорита (в системе Sm-Nd) позволяют предполагать, что самое значительное ударное событие в истории метеорита (и, возможно, его родительского тела) произошло приблизительно 290 млн лет назад [7]. Оно стало причиной локального метаморфизма части вещества, образования новых минералов и ударно-расплавленного материала, а также могло вызвать отрыв метеорита от его родительского тела. Вполне возможно, что в космической истории метеорита было несколько ударных событий, сформировавших его трещиноватую структуру с обилием прожилков, частично заполненных переплавленным материалом. Это, скорее всего, привело к нарушению прочности метеороида и его ранней фрагментации, вызвавшей сильный взрыв при его торможении в верхних слоях атмосферы.

Проведенные нами исследования

Предоставленный нам образец метеорита Челябинск представлял собой обломок (исходный номер «У2») с массой ~4 г, частично покрытый корой плавления. Как известно, остеклованная кора плавления каменных метеоритов образуется при нагревании и плавлении поверхности их метеороидов в процессе высокоскоростного прохождения земной атмосферы. Кора плавления обыкновенных хондритов состоит из оксидов железа, включающих двух- и трехвалентные формы железа, хотя исходное вещество подобных метеоритов трехвалентное железо может и не содержать [18]. Образец метеорита был тщательно очищен механическим способом от коры плавления. После этого часть исходного образца размельчена и разделена для последующих спектральных измерений на три фракции с размерами частиц 1,2—0,5 мм (образец У2-1), 0,5—0,15 мм (образец У2-2), 0,15 мм и меньше (образец У2-3).

Измерения спектров диффузного отражения или спектрального распределения коэффициента яркости (СКЯ) измельченных образцов были

выполнены в ИГМР НАНУ (Киев) в диапазоне 0,35–1,00 мкм на однолучевом спектрофотометре с диаметром светового пучка 5 мм. Главным спектрофотометра является компонентом этого монохроматор «SpectraPro-275», управляемый ПК IBM, с двумя сменными источниками излучения, двумя дифракционными решетками (д/р) и двумя фотодетекторами, используемыми в следующих комбинациях: в диапазоне 0,35— 0,45 мкм — ксеноновая лампа, д/р 1200 шт/мм, ФЭУ-79; в диапазоне 0,45—0,75 мкм — кварц-галогеновая лампа, д/р 1200 шт/мм, ФЭУ-79; в диапазоне 0,75—1,00 мкм — кварц-галогеновая лампа, д/р 600 шт/мм, ФЭУ-62. Падающий и отраженный световые лучи составляли углы 45° 0° , соответственно, по отношению к нормали к поверхности образца, то есть фазовый угол был равен 45°. В качестве стандарта диффузного отражения использовалась плоская поверхность слегка спрессованного порошка химически чистого MgO. Относительная среднеквадратичная ошибка этих измерений не превосходила 0,5—1,0 % в видимом диапазоне и нарастала до 1-2 % на концах используемого диапазона.

Полученные спектры отражения образцов У2-1, У2-2 и У2-2 метеорита Челябинск в нормированном виде (нормировка выполнена путем деления каждого спектра на соответствующее значение СКЯ на длине волны 0,55 мкм) представлены на рис. 1. Спектр У2-2 произвольно смещен по вертикальной оси вверх на 0,3 ед., а спектр У2-3 — на 0,5 ед. для удобства сравнения. Главной особенностью спектров отражения в используемом диапазоне является сходство их общей формы с формой спектра оливина (с наиболее интенсивной разрешенной по спину полосой кристаллического поля Fe²⁺ с около 1,0 мкм) (рис. 1) [10]. Но наиболее интересные, хотя и более слабые, спектральные особенности оказались на спектре образца У2-2 (размерная фракция 0,5-0,15 мм). Мы идентифицировали на нем слабую полосу поглощения Fe³⁺ у 0,45 мкм, которую по аналогии с имеющимися спектральными данными о сапфирах [19] и магнезиальных серпентинах [14], можно объяснить действием механизма образования обменно-связанных пар Fe³⁺—Fe³⁺. Более слабые признаки этой полосы поглощения имеются также на спектре образца У2-3 (см. рис. 1).

Такая интерпретация полосы поглощения Fe^{3+} у 0,45 мкм на спектре У2-2, вероятно, подтверждается наличием на нем более сильной полосы поглощения в диапазоне 0,8—0,9 мкм, которую можно объяснить действием того же механизма [30]. Кроме того, имеющаяся на том же спектре слабая полоса поглощения у 0,57—0,68 мкм, как показывают исследования железосодержащих турмалинов (элбаита, дравита, ювита и др.) [25], может вызываться переносом заряда $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$.

Известно, что плоский порошкообразный образец имеет ортотропную поверхность и отражает свет по закону Ламберта [9]. Другими словами, фотометрическая функция такого образца является ламбертовой, и его яркость не зависит от направления или от величины фазового угла. Тогда альбедо образца (A_v) в фотометрической полосе $V(\lambda_v, \lambda_2)$ системы Джонсона [22] относительно магниевого стандарта можно рассчитать по формуле



Рис. 1. Произвольно смещенные друг относительно друга нормированные (на длине волны 0,55 мкм) спектры отражения образцов У2-1 (фракция 1,2-0,5 мм), У2-2 (фракция 0,5-0,15 мм, соответствует светлой компоненте вещества метеорита) и У2-3 (фракция 0,15 мм и меньше) метеорита Челябинск

$$A_{V} = \frac{\int_{\lambda 1}^{\lambda 2} R_{M}(\lambda) F_{V}(\lambda)}{\int_{\lambda 1}^{\lambda 2} R_{MgO}(\lambda) F_{V}(\lambda)},$$
(1)

где $R_{M}(\lambda)$ — СКЯ образца метеорита, λ_{1} и λ_{2} граничные длины волн ($\lambda_{1} \approx 0.46$ мкм, $\lambda_{2} \approx 0.74$ мкм), $F_{\nu}(\lambda)$ — функция спектрального пропускания полосы $V(\lambda_{1}, \lambda_{2})$ в системе Джонсона [22],

 $R_{_{MeO}}(\lambda)$ — СКЯ магниевого стандарта (MgO) в абсолютных единицах (%), взятый из экспериментальной работы [8].

По данным указанной работы $R_{MgO}(\lambda)$ имеет практически плоский континуум во всем диапазоне 0,42—1,00 мкм с незначительным отрицательным наклоном в длинноволновом направлении, не превышающим нескольких процентов, что находится в пределах ошибок наших измерений. Определение альбедо по формуле (1) соответствует принятому в планетной астрофизике термину геометрического альбедо р...

Используя приведенные на рис. 1 распределения СКЯ для разных составляющих метеорита Челябинск, мы получили по формуле (1) значения альбедо для образцов: У2-1 («темная» компонента вещества) — 0,131 % и У2-3 («светлая» компонента вещества) — 0,283 %. Полученные значения можно рассматривать как пределы вариаций альбедо вещества метеорита в полосе *V*. Таким образом, в качестве оценки альбедо метеорита Челябинск в целом можно взять среднее значение приведенных выше величин, то есть 0,207 ± 0,076 %. Эта величина находится вблизи середины диапазона значений геометрического альбедо астероидов главного пояса S-типа согласно каталогам IRAS и MSX [31].

Как было нами показано при рентгенодифракционных измерениях (с абсолютной погрешностью ±3 мас. %) [6], вещество метеорита Челябинск имеет в качестве основных минеральных оливин (48 мас. %), ортопироксен (28 мас. %) и троилит (14 мас. %). Содержание минераловпримесей оценено приблизительно. Результаты рентгенографической оценки минерального состава исследованных образцов метеорита представлены в таблице [6].

	1			
Минерал	Содержание минералов			
	в исследованных образцах (мас. %)			
	У2	У2-1	У2-2	У2-3
Оливин	48	50	47	51
Ортопироксен	28	32	31	24
Троилит	14	14	10	16
Клинопироксен	~3,5		~4,5	~4
Плагиоклаз	~2	~4	~3	~3
Хромит	~1		~1,5	
Тэнит + камасит	~3,5		~3	~2
Сумма	100	100	100	100
Отношение содержания ортопироксена	0,58	0,64	0,66	0,47
к содержанию оливина				

Минеральный состав образцов по данным рентгенофазового анализа

Главным минералогическим различием в выделенных трех размерных фракциях метеорита (У2-1, У2-2 и У2-3) является разница в отношении ортопироксена к оливину (оно оказалось большим в образцах У2-1 и У2-2 (0.66) по сравнению с У2-3), кроме того, в обр. У2-2 отмечено более низкое содержание троилита [6].

Согласно измеренным рентгено-дифракционным характеристкам, оливин в метеорите представлен разновидностью, содержащей 70 мол. % форстеритовой компоненты и 30 мол. % фаялитовой компоненты: его состав выражается формулой $Mg_{1,40}Fe_{0,60}SiO_4$, расчетное содержание оксидов: MgO — 35,4, FeO — 27,0, SiO_2 — 37,6 мас. % [6], что удовлетворительно согласуется с данными локального рентгено-спектрального анализа [7].

Рентгено-дифракционные характеристики ортопироксена соответствуют пироксену, содержащему 75 мол. % энстатитовой компоненты: химический состав минерала можно выразить формулой $Mg_{1,50}(Fe^{2+} Fe^{3+}, Mn^{2+})_{0.50}$ Si O₆, а расчетное содержание оксидов в минерале: MgO — 27,9, $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+})O = 16,6$, SiO₂ — 55,5 мас. % [6]. По данным [7], основанным на результатах локального рентгеноспектрального анализа, содержания оксидов в ортопироксене следующие: MgO — 27,7, SiO₂ — 55,5, FeO — 14,9, MnO — 0,47 мас. %. Более низкое измеренное содержание (FeO + MnO) = 15,4 % по сравнению с нашим расчетным значением 16,6 %, при идентичных расчетных и измеренных содержаниях как MgO, так и SiO₂, можно объяснить тем, что в ортопироксен ме-

406

теорита входит некоторое количество трехвалентного железа [6]. Это предположение согласуется с признаками наличия Fe³⁺ в спектрах отражения образцов У2-2 и У2-3. Отсутствие признаков Fe³⁺ в спектре образца У2-1 можно объяснить более крупным размером его частиц и менее эффективным рассеянием и поглощением света. Количественное содержание Fe³⁺ в ортопироксене и других основных минералах метеорита пока уточняется.

Обсуждение и интерпретация полученных результатов

Можно указать на три вероятные причины наличия Fe³⁺, как индикатора более окисленных условий, в метеорите Челябинск. Во-первых, некоторое количество Fe³⁺ могло остаться в родительском теле метеорита в случае его недостаточно сильного или неравномерного нагревания в период первичной тепловой эволюции, энергетическим источником которой был распад короткоживущих изотопов (²⁶Al и др.). Во-вторых, доставка на родительское тело метеорита более примитивных (низкотемпературных) силикатных соединений, включающих Fe³⁺, при падениях более мелких тел или пыли. В-третьих, образование небольшого количества Fe³⁺ в самом ударном процессе вследствие диспропорционирования Fe²⁺ на Fe⁰ и Fe³⁺ при испарении и конденсации силикатного вещества и формировании поверхностных аморфных пленок [11]. И, наконец, в-четвертых, образование Fe³⁺-содержащих окислов и гидроокислов при попадании метеорита во влажную или даже водную среду на земной поверхности при контакте со снегом. Не исключено, что последнюю возможность подтверждает обнаружение гидроокислов Fe³⁺ в зонах «ржавых ореолов» вокруг зерен троилита, имеющихся в ряде образцов метеорита Челябинск [2], куда жидкая вода могла проникнуть по микротрещинам. Следует отметить, что в указанной работе было изучено более ста образцов метеорита, собранных через семь дней после его падения. И все же окончательный вывод относительно времени и места формирования гидроокислов железа делать преждевременно, так как моделирование условий и скорости их образования при контакте жидкой воды с металлическим и двухвалентным железом метеорита пока не проводилось. Вполне вероятно, что тот же процесс мог произойти и на родительском теле метеорита, например, при плавлении водяного льда, попавшего на это тело при столкновении с ледяным или каменно-ледяным объектом. Но в таком случае мы все же должны исключить возникновение в космических условиях гидроокислов типа гетита, для образования которого требуется кислородная среда [3]. Относительно наличия в веществе метеорита Fe³⁺, входящего в аморфные образования ударного происхождения, мы также не можем ничего утверждать, поскольку используемые нами методы (спектральный и рентгено-фазовый) нечувствительны к аморфному веществу.

Обсудим первые две из перечисленных возможностей, то есть возникновение Fe³⁺ в веществе метеорита Челябинск во внеземных условиях. Как показывает моделирование [20; 26], вещество части родительских

тел астероидов, особенно на периферии Главного пояса, могло включать водяной лед. Тогда даже при интенсивной первичной тепловой эволюции и дифференциации родительского тела метеорита минералы могли сохранить небольшое количество Fe³⁺ как структурную составляющую. Тем не менее, результаты наземных спектральных наблюдений астероидов дают основания предпочесть вторую из обсуждаемых возможностей. Спектрофотометрические исследования в видимом диапазоне и в области диагностической полосы поглощения водяного льда и гидросиликатов у 3 мкм показывают, что поверхностное вещество многих или даже большинства астероидов высокотемпературных типов (S-, М-, Е-, V- и других) включает Fe³⁺-содержащие окисленные соединения и/или гидросиликаты [4; 5]. Но в жестких космических условиях (постоянное и длительное коротковолновое излучение и интенсивные корпускулярный и микрометеоритный потоки) такие соединения не могут существовать продолжительное время и должны переходить в более восстановленные формы. Кроме того, космическое выветривание (или созревание) твердого вещества, вызванное указанными факторами, приводит к деградации кристаллической структуры и ее переходу в аморфную, не имеющую четких спектральных характеристик. Из этого следует, что рассматриваемые окисленные или гидратированные соединения на поверхностях астероидов высокотемпературных типов должны пополняться в течение всего времени существования этих тел. Вполне вероятно, что это и происходит при падениях на них меньших тел с более примитивным (низкотемпературным) составом [4; 5]. Такая интерпретация полностью подтвердилась в 2011 г. при детальных космических исследованиях 4 Весты космическим аппаратом Dawn (NASA). На ее поверхности, имеющей преимущественно базальтовый состав, были обнаружены многочисленные пятна гидросиликатов и более темные пятна углисто-хондритового состава [17; 28].

Интересно, что в одной из последних публикаций результаты определения минералогического состава оливина (Fa — 28 mol. %) и пироксена (Fs — 23 mol. %) в метеорите Челябинск [28], совпадающие с нашими, использованы для поиска родительского тела метеорита среди астероидов Главного пояса. Авторы упомянутой работы сравнили эти минералогические параметры с соответствующими расчетными величинами, определенными по интенсивности полос поглощения оливина и пироксена у 1 и 2 мкм в спектрах отражения исследованных астероидов S-типа, которые считаются родительскими телами обыкновенных хондритов (напр., [16]). Поскольку наилучшее соответствие получилось для 8 Флоры, то был сделан вывод, что именно она является родительским телом метеорита Челябинск [28]. Мы решили проверить этот вывод с помощью сравнения полученных нами в Крымской лаборатории ГАИШ МГУ спектров отражения астероида Флоры [5] (рис. 2, а, б) и средней по крупности и светлоте фракции метеорита Челябинск (образец У2-2, рис. 1). Оказалось, что полученные при близких фазах вращения спектры отражения Флоры, а именно кривые 1 (рис. 2, a) и 4 (рис. 2, δ), в главных деталях похожи на спектр отражения У2-2 челябинского метеорита. Ис-



Рис. 2: а — Произвольно смещенные друг относительно друга нормированные (на длине волны 0.55 мкм) спектры отражения астероида 8 Флора (1--3), полученные 3/4 апреля 2005 г. при близких фазах вращения; б — нормированный спектр отражения астероида Флора (4), полученный 4/5 апреля 2005 г. при фазе вращения, близкой к значению этого параметра для астероида при регистрации кривых 1—3 (рис. 2, а)

ключение составляет только коротковолновая часть спектра астероида (примерно до 0.45 мкм), где велики погрешности наземных наблюдательных данных по причине сильного рассеяния света (рис. 2, *a*, *б*). Но для нас важно совпадение обсуждаемых слабых полос поглощения Fe^{3+} в более длинноволновой части спектра. Спектральные детали, обнаруженные на спектре отражения образца метеорита Челябинск У2-2 похожи на спектральные особенности, имеющиеся в спектрах отражения и некоторых других астероидов. В качестве примеров на рис. 3, *a*, *б* представлены спектры отражения астероидов 198 Ампелла (S-тип) и 349 Дембовска (R-тип, близкий к S-типу) (рис. 3, *a*, *б*).



Рис. 3: *а* — произвольно смещенные друг относительно друга нормированные (на длине волны 0.55 мкм) спектры отражения астероида 198 Ампелла (1—3), полученные 2/3 ноября 2003 г. при близких фазах вращения; *б* — произвольно смещенные друг относительно друга нормированные (на длине волны 0.55 мкм) спектры отражения астероида 349 Дембовска (1—3), полученные 25/26 марта 2004 г. при близких фазах вращения

Таким образом, совпадение рассматриваемых полос поглощения в спектрах отражения астероидов и челябинского метеорита означает наличие на Флоре и других астероидах высокотемпературных типов Fe³⁺содержащих окислов и/или гидроокислов и/или гидратированных силикатов. Важно подчеркнуть, что вероятной причиной этого может быть доставка Fe³⁺-содержащих соединений на указанные астероиды при падениях меньших по размеру тел при низких относительных скоростях. Можно надеяться, что всестороннее изучение метеорита Челябинск будет способствовать решению этой проблемы.

Выводы

Результаты проведенных измерений и анализа спектров отражения образцов метеорита Челябинск, а также рентгено-дифрактометрического исследования и этих же образцов [6] позволили обнаружить в веществе метеорита признаков содержания Fe³⁺, что может быть указанием на окислительные условия при формировании родительского тела метеорита. Количественное значение содержания Fe³⁺ в метеорите Челябинск пока уточняется. Представляется вероятным, что некоторое количество Fe³⁺ вошло в кристаллическую структуру вещества родительского тела метеорита при его формировании, либо было доставлено при падениях более мелких и примитивных (с низкотемпературной минералогией) тел.

Найденное нами оценочное значение среднее альбедо метеорита Челябинск в полосе V (\approx 0,21) близко к среднему геометрическому альбедо астероидов S-типа Главного пояса.

Оказалось, что спектр отражения раздробленного образца метеорита Челябинск (с размерами частиц 0,5—0,15 мм), соответствующий его светлой компоненте, в основных спектральных деталях подобен спектрам отражения астероидов 8 Флора (S-тип), 198 Ампелла (S-тип) и 349 Дембовска (R-тип, близкий к S-типу).

Авторы благодарят Метеоритную экспедицию Уральского федерального университета, и в частности В. И. Гроховского, за предоставленный для исследований образец метеорита Челябинск.

Список литературы

1. Бахтин, А. И. Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия, закономерности окраски, типоморфизм / А. И. Бахтин. — Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1985. — 192 с.

2. Берзин, С. В. Особенности состава и строения метеорита Челябинск: минералогия, ударные прожилки, строение порового пространства / С. В. Берзин, Ю. В. Ерохин, К. С. Иванов и др. // Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль : материалы конф. — Челябинск : Край Ра, 2013. — С. 48—52.

3. Бетехтин, А. Г. Курс минералогии / А. Г. Бетехтин. — М. : Гос. изд-во геолог. лит., 1951. — 543 с.

4. Бусарев, В. В. Гидратированные силикаты на астероидах М-, S- и Е-типов как возможные следы столкновений с телами из зоны роста Юпитера / В. В. Бусарев // Астроном. вестн. 2002. Т. 36, № 1. С. 39–47.

5. Бусарев, В. В. Спектрофотометрия астероидов и ее приложения / В. В. Бусарев // LAP LAMBERT Acad. Pablish. GmbH & Co. KG. — Саарбрюккен, 2011. — 250 с.

6. Бусарев, В. В. Челябинский метеорит как аналог в изучении вещества астероидов / В. В. Бусарев, Г. К. Кривоконева, М. Н. Таран // Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль : материалы конф. — Челябинск : Край Ра, 2013. — С. 53—60.

7. Галимов, Э. М. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск / Э. М. Галимов, В. П. Колотов, М. А. Назаров и др. // Геохимия. — 2013. — № 7. — С. 580—598.

8. Кортюм, Г. Принципы и методика измерения в спектроскопии диффузного отражения / Г. Кортюм, В. Браун, Г. Герцог // Успехи физ. наук. — 1965. — Т. 2 (85). — С. 365—380.

 Ландсберг, Г. С. Оптика / Г. С. Ландсберг. — М. : Наука, 1976. — 927 с.
 Платонов, А. Н. Природа окраски минералов / А. Н. Платонов. — Киев : Наукова думка, 1976. — 264 с.

11. Яковлев, О. И. Эффект реакции диспропорционирования двухвалентного железа при ударно-испарительных процессах / О. И. Яковлев, Ю. П. Диков, М. В. Герасимов // Геохимия. — 2009. — № 2. — С. 141—149.

12. Adams, J. B. Spectral reflectance 0.4 to 2.0 microns of silicate rock powders / J. B. Adams, A. L. Filice// J. Geophys. Res. — 1967. — Vol. 72. — P. 5705— 5715.

13. Burns, R. G. Mineralogical applications of crystal field theory / R. G. Burns. — New-York : Cambridge Univ. Press, 1993. — 224 p.

14. Busarev, V. V. Results of reflectance spectral, Mössbauer, X-ray and electron microprobe investigations of terrestrial serpentine samples / V. V. Busarev, M. V. Volovetskij, M. N. Taran et al. // 48^{th} Vernadsky-Brown Microsymp. On Comparative Planetology, Moscow. — 2008. — N_{2} 6.

15. Calvin, W. M. Spectral characteristics of iron-bearing phyllosilicates: Comparison to Orgueil (CI1), Murchison and Murray (CM2) / W. M. Calvin, T. V. V. King // Met. Planet. Sci. — 1997. — Vol. 32. — P. 693—701.

16. Chapman, C. R. S-type asteroids, ordinary chondrites, and spece weathering: The evidence from Galileo's fly-bys of Gaspra and Ida / C. R. Chapman // Met. Planet. Sci. — 1996. — Vol. 31. — P. 699—725.

17. De Sanctis, M. C. Detection of widespread hydrated materials on Vesta by the VIR imaging spectrometer on board the Dawn missio / M. C. De Sanctis, J.-Ph. Combe, E. Ammannito et al. // Aph. J. Lett. — 2012. — Vol. 758. — L36 (5 pp).

18. Dodd, R. T. Meteorites — A petrologic-chemical synthesis / R. T. Dodd. — Cambridge : Cambridge Univ. Press, 1981. — 368 p.

19. Ferguson, J. The origins of the colours of yellow, green and blue sapphires / J. Ferguson, P. E. Fielding // Chem. Phys. Lett. — 1971. — Vol. 10. — P. 262—265.

20. Grimm, R. E., McSween H. Y. Jr. Heliocentric zoning of the asteroid belt by aluminum-26 heating / R. E. Grimm, H. Y. Jr. McSween // Science. — 1993. — Vol. 259. — P. 653—655.

21. Hunt, G. R. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals / G. R. Hunt, J. W. Salisbury // Modern Geol. — 1970. — Vol. 1. — P. 283—300.

22. Johnson, H. L. Interstellar extinction in the Galaxy / H. L. Johnson // Astrophys. J.. — 1964. — Vol. 141. — P. 923—942.

23. Loeffler, B. M. Charge transfer in lunar materials: Interpretation of ultraviolet-visible spectral properties of the moon / B. M. Loeffler, R. G. Burns, J. A. Tossel et al. // Proc. of the Fifth Lunar Conf. (Suppl. 4. Geochimica et Cosmochimica Acta). — 1974. — Vol. 3. — P. 3007—3016.

24. Mattson, S. M. Ferric iron in tourmaline / S. M. Mattson, G. R. Rossman // Phys. Chem. Minerals. — 1984. — Vol. 11. — P. 225—234.

25. Mattson, S. M. $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ interactions in tourmaline / S. M. Mattson, G. R. Rossman // Phys. Chem. Minerals. — 1987. — Vol. 14. — P. 163—171.

26. McSween, H. Y. Jr. Thermal evolution models of asteroids /H. Y. Jr. Mc-Sween, A. Ghosh, R. E. Grimm et al. // Asteroids III ; Eds Bottke W. et al. — Tucson : Univ. of Arizona Press, 2002. — P. 559—571.

27. Popova, O. P. Chelyabinsk airburst, damage assessment, meteorite recovery, and characterization / O. P. Popova, P. Jenniskens, V. Emel'yanenko et al. // Science. — 2013. — Vol. 342. — P. 1069—1073.

28. Reddy, V. Composition of Chelyabinsk Meteorite: Identifying its Parent Body in the Main Belt / V. Reddy, E. Cloutis, M. Cuddy et al. // 45^{th} Americ. Astron. Soc. DPS Meeting, Denver (USA). — 2013. — Abstract # 205.02.

29. Reddy, V. Delivery of dark material to Vesta via carbonaceous chondritic impacts / V. Reddy, L. Le Corre, D. P. O'Brien et al. // Icarus. — 2012. — Vol. 221. — P. 544—559.

30. Rossman, G. R. Spectroscopic and magnetic studies of ferric iron hydroxy sulfates: Intensification of color in ferric iron clusters bridged by a single hydroxide ion / G. R. Rossman // Americ. Mineralogist. — 1975. — Vol. 60. — P. 698—704.

31. Ryan, E. L. Rectified asteroid albedos and diameters from IRAS and MSX photometry catalogs / E. L. Ryan, C. E. Woodward // Astron. J. — 2010. — Vol. 140. — P. 933—943.

32. Taran, M. N. High-temperature, high-pressure optical spectroscopic study of ferric-iron-bearing tourmaline / M. N. Taran, G. R. Rossman // Americ. Mineralogist. — 2002. — Vol. 87. — P. 1148—1153.

33. Wagner, J. K. Atlas of reflectance spectra of terrestrial, lunar, and meteoritic powders and frosts from 92 to 1800 NM / J. K. Wagner, B. W. Hapke, E. N. Wells // Icarus. — 1987. — Vol. 69. — P. 14—28.