

П. П. СМОЛИН

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БРУСИТИТОВ В МЕТАМАГНЕЗИАЛЬНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 25 VII 1969)

Бруситовая минерализация в контактово-метаморфизованных магнезиально-карбонатных породах представлена бруситовыми мраморами и субмономинеральными брусититами. Бруситовые мраморы подразделяются на два генетические типа — апопериклазовые и протобруситовые (¹, ²). Первые образуются в результате термического разложения доломита на агрегат кальцита и периклаза с последующей гидратацией MgO в волокнистый брусит. Протобруситовые мраморы возникают при прямом разложении доломита на агрегат пластинчатого брусита и кальцита. Отношение Mg : Ca в бруситовых мраморах соответствует доломитовому и лишь сугубо локально смещается в ту или другую сторону при миграции вещества на позднэгистерогенной стадии рекарбонатизации. Неизменная ассоциация крупных скоплений брусититов с магнезитами трактовалась тройко: 1) развитие брусита по древним магнезитам при наложенном контактном метаморфизме (³, ⁴); 2) одновременное возникновение брусита во внутренних и магнезита во внешних зонах контактного ореола при магнезиальном метасоматозе по доломитам (⁵); 3) гистерогенное замещение магнезитом внешних частей тел контактово-метасоматических аподоломитовых брусититов, возникших по механизму типа фронта базификации (⁶). Детальные исследования первых промышленных месторождений брусита в СССР на Малом Хингане позволяют отдать предпочтение первой точке зрения, причем ключевое значение для понимания генезиса брусититов имеет их структурная эволюция, которой и посвящено в основном настоящее сообщение.

На наиболее изученном Кульдурском месторождении линзовидное тело брусититов залегает в отжатом ядре запрокинутой складки и со всех сторон облекается пачкой полосчатых магнезиальных скарноидов, кальцифилов, бруситовых и магнезито-доломитовых мраморов, а затем — алюмосиликатными роговиками (параамфиболитами, кварцево-сланцевыми, кварц-хлоритово-альбитовыми). Эти две толщи — аналоги широко распространенных на Хингане доломитовой мурандавской и сланцевой игинчинской свит (Pt₃), контактно-метаморфизованные в кровле гранитного массива (Pz или Mz?).

На Кульдурском месторождении выявлены три текстурно-структурные группы брусититов (в последовательности образования): псевдоморфные (волокнистозернистые), колломорфные (волокнистополосчатые), автоморфные (пластинчатозернистые).

Агрегаты классических псевдоморфоз с радиально-секториально-концентрическим внутренним строением и округлой, прямоугольной или полигональной формой (срезы былых октаэдров периклаза) (рис. 1 А, Б) отличаются от апопериклазовых бруситовых мраморов лишь отсутствием или ничтожным количеством связующей карбонатной массы. Такие сфероволокнистые брусититы обнаруживают все переходы в агрегаты плотно упакованных деформированных псевдоморфоз с формой ромбической ди-

пирамиды и однородной ориентировкой волокна по длинной оси псевдоморфоз (рис. 1 В). Эта линейность при более интенсивной деформации усложняется вплоть до возникновения причудливо-блочных структур с зонами пластического истечения волокнистого брусита на крыльях и шарнирах микроплойчатости (рис. 1 Г) и по границам блоков.

Колломорфные поперечно-волокнутополосчатые агрегаты (рис. 1 Д) развиваются в самых различных масштабах по псевдоморфным под различными углами к их ориентировке, обычно в явной зависимости от трещинок, часто выполненных пластинчатым бруситом (рис. 1 Е) и с неоднократным наложением полосчатых серий друг на друга (рис. 1 Ж). Четкая периодичность волокна (просечки и закручивание) колеблется от сотых долей до целых миллиметров. С этой периодичностью совпадает распределение тончайшей (кристаллозоль) примеси магнезита, направленно-ритмичное (по типу колец Лизеганга) по отношению к ориентирующим трещинкам. На контакте со стяжениями измененного форстерита встречаются протуберанцевые выделения магнезита типа мембранных (рис. 1 З), а поблизости от прожилочков пластинчатого брусита — глобулярные стяжения магнезита.

Автоморфные брусититы, названные так за соответствие формы кристаллов слоистой кристаллической структуре минерала, развиваются преимущественно по агрегатам двух первых групп с образованием полидирективных отраженных структур, обусловленных кристаллизацией пластинок брусита по границам деформированных псевдоморфоз (рис. 1 И).

Повсеместное присутствие в брусититах характерных псевдоморфоз свидетельствует о существовании на этапе прогрессивного метаморфизма тела апомагнезитовых периклазитов. Интенсивную их деформацию при регрессивном метаморфизме, когда единственный вероятный внешний фактор деформации — механическое воздействие внедрявшихся гранитов — уже не проявлялся, следует связывать с процессом гидратации периклаза. (Для брусититов определены упругие свойства, близкие к установленным у плотных известняков, что не позволяет предполагать их селективную повышенную восприимчивость к слабым внешним механическим усилиям, не отразившимся на других породах рудного поля.)

Сохранение исходного доломитового отношения $Mg:Ca$ в апопериклазовых бруситовых мраморах возможно лишь при существовании на периклазовой стадии до 25% пор. Это позволяет предполагать, что значительная часть порового пространства (60%), возникающего при переходе магнезита в периклазит, могла сохраняться в условиях малого давления нагрузки и высокого давления воды. Однако некоторая усадка периклазового агрегата, видимо, все-таки происходила, что привело, с одной стороны, к автодеформации породы при гидратации, а с другой — к выносу части магнезии, о чем свидетельствует интенсивное развитие гистерогенных магнезиальных минералов во вмещающих залежь брусита породах (фторосиликаты магнезия, некоторая бруситизация, доломитизация, магнезитизация).

Необычайная однородность ориентировки волокна или, наоборот, самая причудливая плойчатость деформированных псевдоморфных брусититов побуждают считать, что автодеформация происходила при особом состоянии вещества, которое уже в силу волокнистости брусита можно рассматривать как гелевое или гелеподобное. Очевидно, при автодеформации быстро достигалось равновесие с полем анизотропных напряжений, после чего развитие брусититов происходило при постоянном объеме и сопровождалось местами усилением гелефикации с возникновением классических колломорфных образований и неоднократной диффузионной перекристаллизацией под ориентирующим влиянием контракционных трещинок.

В свете изложенных наблюдений над брусититами следует отказаться

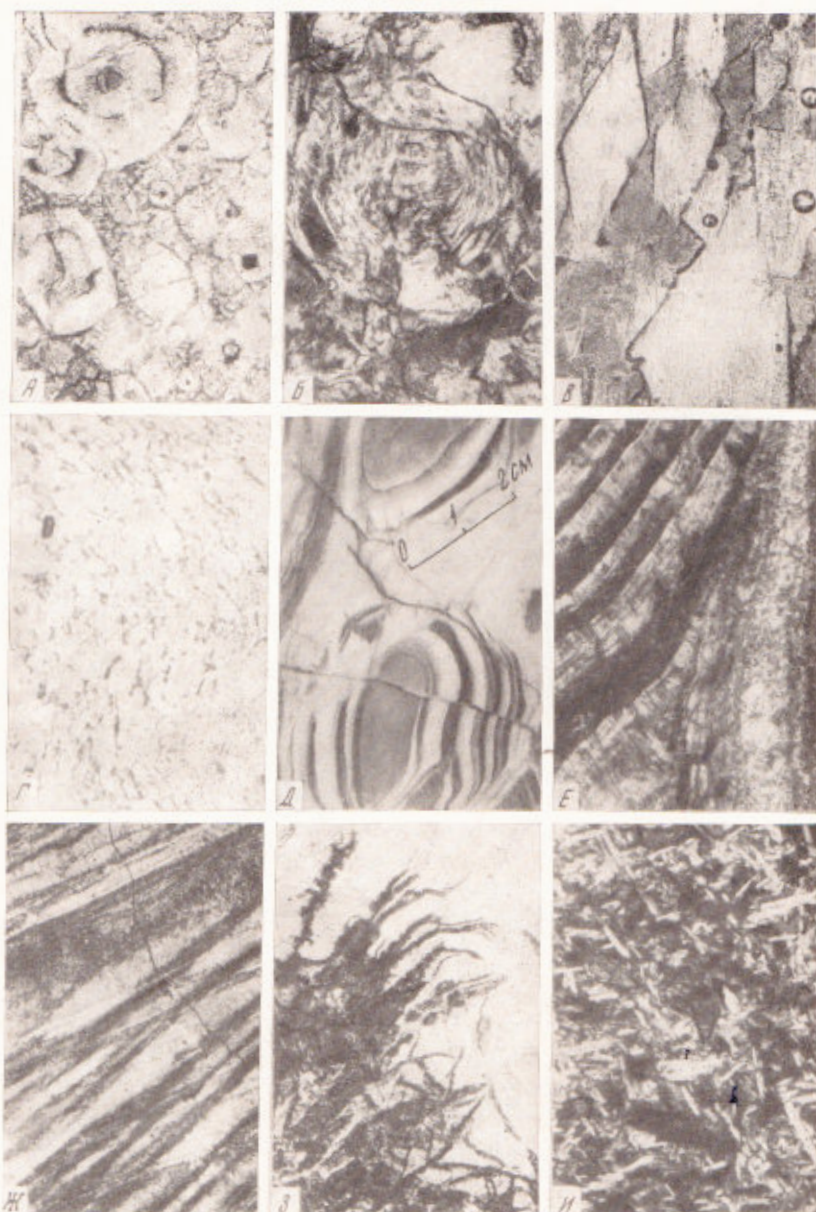


Рис. 1. Текстурно-структурные типы бруситов. А, В — сфероволокнистые: А — темные концентрические полосы в псевдоморфозах — тонкая магнетизация, 569—68 (150×, без анал.), В — начальная деформация псевдоморфозы — светлая вытянутая часть вверх справа, 652—68 (30×, ник. +); В — ромбоволокнистый, 454—68 (30×, без анал.); Г — псевдоморфный плочисто-деформированный, 603—68 (46×, без анал.) (в В и Г контуры псевдоморфоз подчеркиваются пленками остаточного кальция); Д — З — колломорфные: Д — штаф 862—68, белые полосы — с тонкой примесью магнетита, Е — ритмическая магнетизация (темное), сопряженная с прожилком пластинчатого брусита (справа), 446—68 (46×, без анал.), Ж — наложение ритмических поперечноволоконистых серий, 354—68 (30×, ник. +), З — мембранные выделения магнетита, 551—68 (46×, без анал.); И — полидирективность пластинчатозернистого брусита, 461—68 (46×, ник. +)

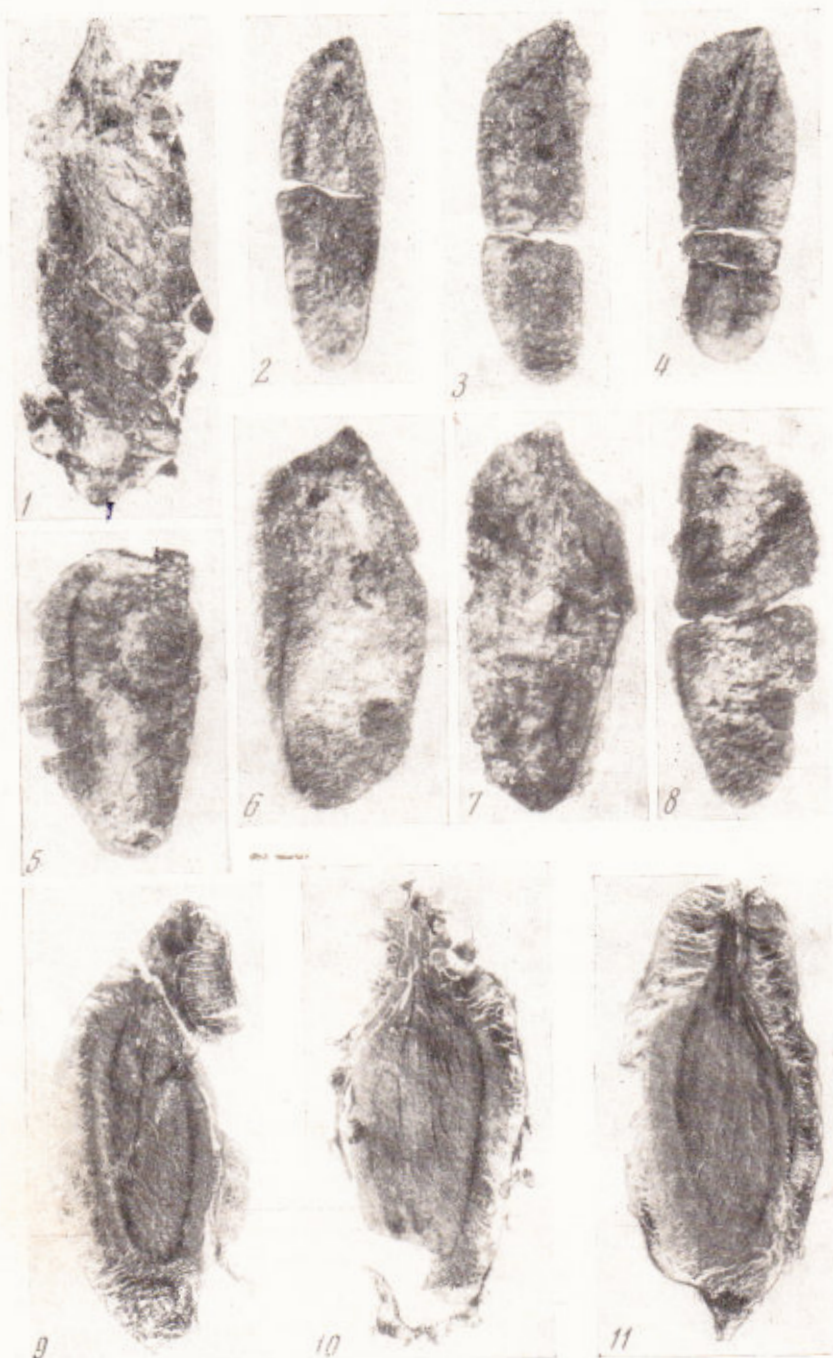


Рис. 1. Плоды и эндокарпы *Eucosmia*. 1 — *Eucosmia ulmoides* Oliv. Пекинский ботанический сад; 2—4 — *E. sibirica* Dorof. sp. n.: 2 — Исаковка на Иртыше, Омская обл., миоцен, 3, 4 — Киреевское на Оби, Томская обл., миоцен; 5—8 — *E. caucasica* Dorof. sp. n., Аншеронск, Краснодарский край, сармат; 9—11 — *E. kryshstofoviczii* sp. n., Бурсук на Днестре, Молдавия, сармат. 1—8 — эндокарпы, 9—11 — плоды, 3,5×

от ранее высказанного (1) автором представления о самостоятельных термических полях стабильности волокнистого и пластинчатого брусита, которое преимущественно основывалось на неизменной кристаллизации в апопериклазовых мраморах вначале волокнистой, а затем пластинчатой модификации. Очевидно, во всех случаях эти соотношения обусловлены проявлением гелевой стадии при гидратации периклаза, как это вообще часто предполагается для волокнистых минералов. Гелеподобное состояние по мере эволюции бруситов утрачивалось, и при дальнейшей раскристаллизации возникали агрегаты нормальной для брусита пластинчатой модификации. Однако две чисто морфологические модификации брусита в метамagneзиально-карбонатных породах фактически всегда разнотемпературны. Так, пластинчатозернистые протобруситы и протобруситовые мраморы, в отличие от своих псевдоморфноволокнистых апопериклазовых аналогов, ассоциируют лишь с водными силикатами (антигорит, тремолит), что свидетельствует об их образовании при меньшей температуре и большем давлении воды.

Кульдурское месторождение сформировалось в субвулканической обстановке. В пользу этого свидетельствует субэффузивный облик гранитов, признаки их комагматичности с развитыми здесь жерловыми фациями кислых туфов, а также наиболее высокотемпературная метамagneзиальная ассоциация: монтичеллит (?) - энстатит - периклаз - магнезиальный кальцит (санидинитовая метаморфическая фация и геленит-монтичеллитовая фация глубинности Д. С. Коржинского (7)). Вместе с тем алюмосиликатные роговики даже в непосредственном контакте с гранитом относятся к роговообманково-роговиковой фации. Это свидетельствует о малом давлении CO_2 и высоком давлении воды при формировании месторождения.

Другое малохинганское месторождение брусита — Самарское сформировалось в условиях несколько большей глубинности. Здесь отсутствуют жерловые туфы; граниты слагают крупный массив и имеют более абиссальный облик. Появление заметного количества тремолита среди метаморфических силикатов также свидетельствует об увеличении глубинности (8, 9). В связи с большей глубинностью можно поставить и ограниченное развитие апопериклазовых бруситов, которые во внешнюю сторону от непосредственного контакта с гранитом переходят в крупнозернистые, а затем в тонкозернистые магнезиты. Последние сходны с развитыми в мурандавской свите на ряде магнезитовых месторождений, локализующихся вне пространственной связи с гранитами. Эти соотношения, при отсутствии признаков образования крупных внешних зон магнезита на Самарском месторождении за счет бруситов, позволяют считать, что бруситы на Хингане возникали по докембрийским магнезитам при наложенном контактном метаморфизме в условиях уменьшившейся глубинности. В ограниченном количестве в бруситах на гистерогенной стадии рекарбонатизации также возникает магнезит, но его вторичная природа хорошо видна в венцовых и псевдоморфных формах выделения.

При дальнейшем увеличении глубинности контактного метаморфизма (и P_{CO_2}) периклаз не образуется, и по магнезитам непосредственно развивается пластинчатый брусит, а по доломитам — протобруситовый мрамор, как это имеет место на Бакале, Сатке (1, 5) и, вероятно, на Габбском месторождении брусита в Неваде (3, 4). Наконец, в наиболее глубинных условиях брусит вообще не кристаллизуется, и в контактных зонах устойчивы доломит и магнезит (докембрий Юго-Западного Памира) (10). Во всех упомянутых случаях пространственные соотношения крупных тел магнезитов с изверженными породами свидетельствуют об их образовании до контактного метаморфизма.

Подобное распределение типов промышленной магнезиальной минерализации в геологических комплексах разной глубинности вполне отвечает теоретической схеме зависимости парагенезисов системы $\text{MgO} - \text{SiO}_2 -$

— $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ от глубинности, разработанной с термодинамической точки зрения Д. С. Коржинским⁽¹¹⁾, и вместе с тем намечает поисковые предпосылки магнезиальных полезных ископаемых.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Академии наук СССР
Москва

Поступило
10 VII 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ П. П. Смолин, Тр. Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим. АН СССР, в. 17 (1957). ² П. П. Смолин, Контактные процессы постлюровских интрузий Алдана, Изд. АН СССР, 1960. ³ C. J. Vitaliano et al., U. S. Geol. Surv. Map. MF52 (1957). ⁴ C. Martin, H. P. Willard, Min. Eng., 9, № 4 (1957). ⁵ А. С. Варлаков, Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля, 1967. ⁶ О. А. Степанов, Геол. рудн. месторожд., № 4 (1969). ⁷ Д. С. Коржинский, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, в. 12 (1940). ⁸ П. П. Смолин, В кн. Закономери. разм. полезн. ископ., 6, 1962. ⁹ С. А. Коренбаум, Минеральные парагенезисы тальковых месторождений, «Наука», 1967. ¹⁰ И. А. Зотов, Г. А. Сидоренко, ДАН, 180, № 3 (1968). ¹¹ Д. С. Коржинский, Минерал. сборн., № 14 (1960).