

СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — ШТЕФАН КАГАН** —
— МАРИАН ПУТИШ*** — ИГОР ПЕТРИК****

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В КРИСТАЛЛИНИКУМЕ СУХИ И ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ АВТОМЕТАСОМАТОЗ В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНИТАХ СТРАЖОВСКИХ ГОР

(Рис. 15)



Резюме: В кристаллическом комплексе Сухи выделяются 2 зоны метаморфизма: ставролит-андалузит-биотитовая (на периферии) и силлиманит-биотит-мусковитовая (большая часть кристалликума). По петрогенетической сетке давление на прогрессивном этапе оценивается в 300 МПа, а интервал температур — от 540 до 590 °С. В сравнении с близкими по типу метаморфизма ореолами Малых Карпат и Поважского Иновца, ореол Сухи оказывается наименее глубинным.

Силлиманит-мусковитовые агрегаты в глиноземистых гранитах обнаруживают признаки метасоматического происхождения, за счет замещения магматических полевых шпатов и биотита. Замещение сопровождается выносом Mg, Fe, Na, Ca и части K, что указывает на процесс высокотемпературного кислотного выщелачивания. От более широко распространенного в гранитах процесса мусковитизации, условия образования мусковит-силлиманитовых агрегатов отличаются пониженной активностью K. Такой процесс по химической тенденции можно рассматривать как более глубинный аналог мусковитовых и андалузит-мусковитовых грейзенов. Предполагаемый интервал температур в ходе метасоматоза — 600—550 °С.

Abstract: The following two metamorphic zones can be distinguished in the Suchý crystalline complex: staurolite-andalusite-biotite (in the border) and sillimanite-biotite-muscovite (the major part of the crystallinum). According to the petrogenetic grid the pressure at the prograde stage is 300 MPa, and the temperature range is from 540 to 590 °C. The Suchý aureole proves to be less deep as compared to the aureoles of the Malé Karpaty and the Považský Inovec which are, however, close to the former by the type of metamorphism.

The muscovite-sillimanite aggregates in the high-alumina granites show signs of metasomatic origin at the expense of magmatic feldspars and biotites. The substitution is accompanied by loss of Mg, Fe, Na, Ca and part of K, which points to a process of high-temperature acid leaching. The condition of formation of the muscovite-sillimanite aggregates are distinguished from the process of muscovitization, more widely spread in granites, by a

* Д-р С. П. Кориковский, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер., д. 35, 109017 Москва.

**Доц. Д-р Ш. Каган, канд. наук, Кафедра геологии и палеонтологии Естественного факультета Университета им. Я. А. Коменского, Млынська долина, Б-2, 842 15 Братислава.

***Д-р М. Путиш, канд. наук, Кафедра петрографии Естественного факультета Университета им. Я. А. Коменского, Млынська долина X-1, 842 15 Братислава.

****Д-р И. Петрик, канд. наук, Геологический институт САН, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

reduced activity of K. By its chemical trend such a process can be considered as a more depth analogue of muscovite-andalusite greizens. The supposed temperature range in the course of metasomatism is 600—500 °C.

Геологическое строение района Сухи было рассмотрено в ряде публикаций (Ivanov, 1957; Kahan, 1976; Putiš, 1976, 1977; Kahan et al., 1978; Kahan, 1979, 1980; Kahan—Putiš, 1980; Putiš, 1979, 1982в; Hroudá—Kahan—Putiš, 1983; Kahan—Putiš, 1984). Было установлено, что значительную часть кристаллического ядра составляют своеобразные глиноземистые биотит-мусковитовые и гра-

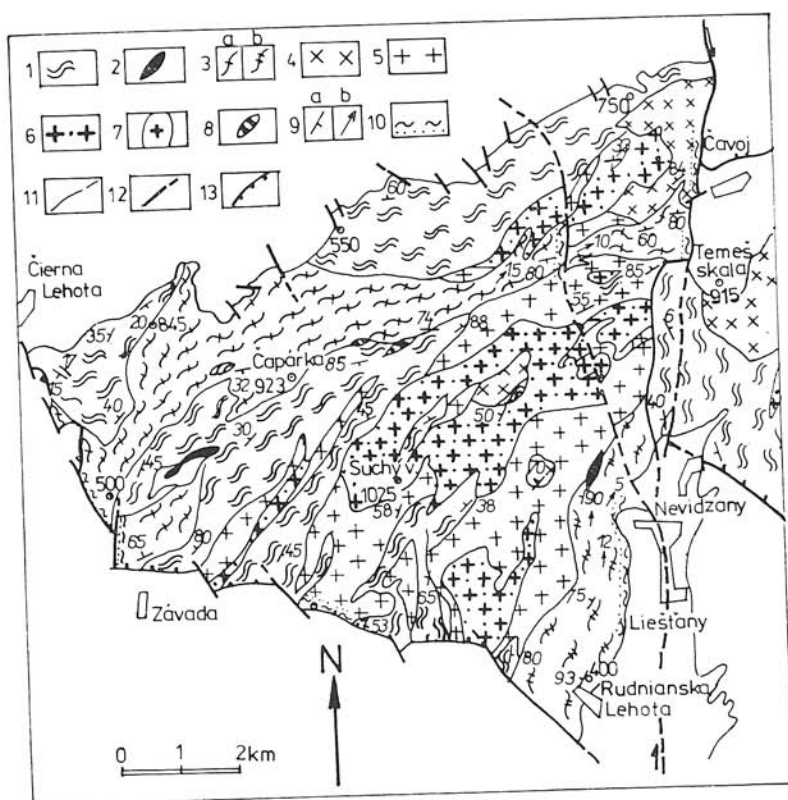


Рис. 1. Схематическая геолого-тектоническая карта массива Сухи и Стражовских гор (по Kahan—Putiš in Kahan et al., 1978; Kahan—Putiš, 1984).
Обозначения: 1 — парагнейсы (двуслюдяные, биотитовые, гранатовые, гранат-силлиманитовые); 2 — амфиболиты; 3 — а — очковые гнейсы, б — очковые, послойные и небулитовые мигматиты; 4 — мелко- и среднезернистые биотитовые гранодиориты; 5 — двуслюдяные граниты (преобладающий тип); 6 — амфибол-биотит-кварцевые диориты; 7 — амфибол-биотит-кварцевые диориты (высокоглиноземистый тип); 8 — лампрофиры; 9 — а — метаморфическая сланцеватость, б — метаморфическая линейность; 10 — милониты; 11 — геологические границы; 12 — разломы; 13 — линия надвига.

нат-мусковитовые граниты (Novorka—Fejdi, 1983), тогда как гнейсы, мигматиты и сланцы образуют северо-западное и юго-восточные обрамления массива.

В настоящей статье рассматривается метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи, а также происхождение силлиманит-мусковитовых и мусковитовых сегрегаций и прожилков, характерных для син-метаморфических гранитов этого района и всех Стражовских гор.

Прогрессивная метаморфическая зональность

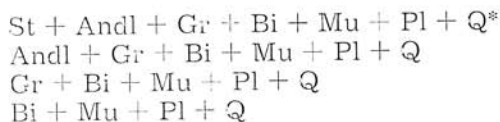
В отличие от Малых Карпат и Поважского Иновца, среди метаморфических пород кристалликума Сухи преобладают относительно высокотемпературные силлиманитсодержащие гранат-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы и гнейсы без ставролита. Более низкотемпературные сланцы со ставролитом и андалузитом встречаются очень редко, и только на самой периферии кристаллического ядра (рис. 2).

Анализ парагенезисов метаморфических пород показал, что они относятся к двум температурным субфациям — ставролит-андалузит-биотитовой и силлиманит-биотит-мусковитовой (Кориковский, 1979).

Ставролит — андалузит — биотитовая зона

Породы первой ставролит-андалузит-биотитовой зоны встречены в двух местах. В северной части кристаллического ядра (рис. 2) в районе Славиковой долины, в 1 км к ЮЗ от Чавойского верха, в сланцах обнаружен парагенезис биотит + андалузит + мусковит с небольшими реликтами ставролита внутри крупных кристаллов андалузита. К этой же зоне мы условно относим и ЮЮВ часть Сухи (район Руднянской Леготы), где в двуслюдяном сланце без ставролита содержатся крупные кристаллы андалузита с небольшой примесью фибролита.

Таким образом, в мусковитсодержащих породах этой зоны встречаются следующие парагенезисы (при возможном участии ильменита или рутила):



Присутствие ставролита в очень малых количествах, и преимущественно в виде реликтов внутри других минералов, указывает, что параметры метаморфизма на периферии кристаллического комплекса Су-

*Здесь и далее — следующие условные обозначения: Ab — альбит, Als — силикат глинозема, Andl — андалузит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Clz — клиноцоизит, Cor — кордиерит, Cum — куммингтонит, Gr — гранат, Hrb — роговая обманка, Ky — кшанит, Micr — микроклин, Mu — мусковит, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Sill — силлиманит, St — ставролит.

хи близки к высокотемпературному пределу ставролит-андалузит-биотитовой субфации, ограниченному реакцией разложения ставролита в мусковитсодержащих породах ($St + Mu + Q = Bi + Andl + Gr + H_2O$) (см. рис. 4). Главное отличие от аналогичной субфации Поважского Иновца — полное отсутствие кианита; из силикатов глинозема в равновесии со ставролитом стабилен крупнопризматический андалузит, изредка с небольшой примесью фибrolита. Парагенезисы ставролит-андалузит-биотитовой зоны показаны на рис. 3, 1.

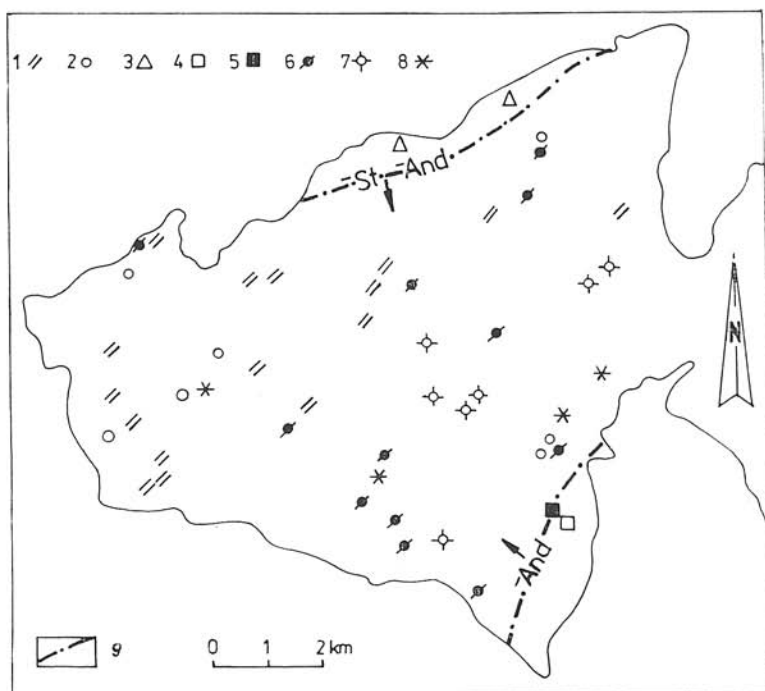


Рис. 2. Карта метаморфической зональности кристаллического массива Сухи в Стражовских горах (по Kahan—Putiš in Kahan et al., 1978; Кориковский и др., настоящая статья).

Обозначения к символам 1—9 (индекс-минералы и минеральные ассоциации): 1 — Bi (Bi + Mu), 2 — Gr (Bi + Gr ± Mu), 3 — St + Andl (St + And ± Gr ± Mu), 4 — Andl (Bi + Andl ± Gr ± Mu), 5 — Andl + Sill (Bi + Sill + Andl ± Gr ± Mu), 6 — Sill (Bi + Sill ± Gr ± Mu), 7 — Sill + Gr (в гранитах), 8 — Hrbolive-green (Hrb + Pl + Q).

Символы минералов (на рис. 2 и в тексте): Ab — альбит, Als — силикат глинозема, Andl — андалузит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Clz — клиноцоизит, Cor — кордиерит, Crx — клинопироксен, Cum — куммингтонит, Ep — эпидот, Gr — гранат, Hrbolive-green — оливково-зеленая роговая обманка, Ilm — ильменит, Ksp — калиевый полевой шпат, Ky — кианит, Micr — микроклин, Mu — мусковит, Ort — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Ru — рутил, Ser — серицит, Sill — силлиманит, Spes — спессартин, St — ставролит, Tour — турмалин.

Кроме обычных мусковитсодержащих сланцев и гнейсов, в этой зоне обнаружены также безмусковитовые, богатые графитом метапелиты с парагенезисом ставролит + кордиерит + гранат + биотит + кварц. В них ставролит присутствует в виде резорбированных реликтов внутри кордиерита. Парагенезисы $St + Cor$ и $Gr + Cor$ с регионально-метаморфическим кордиеритом встречаются во многих андалузит-силлиманитовых ореолах, но лишь в породах, бедных калием (Lal — Shukla, 1975; Froese, 1968). Это связано с тем, что для насыщенных калием

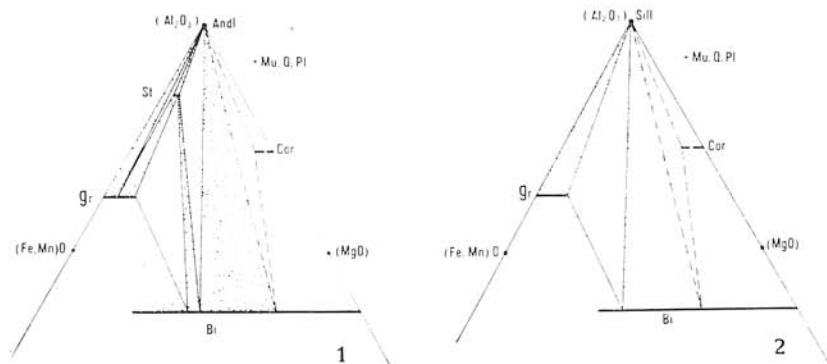


Рис. 3. Парагенезисы мусковитсодержащих бедных калием гнейсов и сланцев ставролит-андалузит-биотитовой (1) и силлиманит-биотитовой (2) зон.

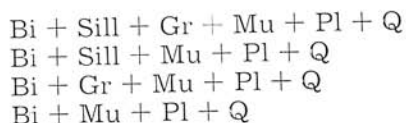
метапелитов в возможных альтернативных реакциях $St + Cor + Mu = Bi + Andl(Sill) + Q$ и $Gr + Cor + Mu = Bi + Andl(Sill) + Q$ в природных условиях стабильна всегда правая часть равенства. Поэтому парагенезисы $St + Cor$ и $Gr + Cor$ в среднетемпературных сланцах возможны только при полном отсутствии мусковита, в классе недосыщенных калием метапелитов (Кориковский, 1979). Интересно, что в таких породах ставролит устойчив до более высоких температур, чем в мусковитсодержащих парагенезисах — и сосуществует не только с андалузитом, но и с силлиманитом.

Сам факт находки ставролит-гранатового сланца, содержащего стабильный кордиерит, доказывает, что в метаморфическом комплексе Сухи кордиерит в принципе может встречаться также и в мусковитсодержащих метапелитах, но лишь в магнезиальных составах пород, без граната и ставролита, как показано на рис. 3, 1.

Силлиманит — биотит — мусковитовая зона

Большая часть сланцев и гнейсов, непосредственно примыкающих к гранитам, или сохраняющихся в меланосоме мигматитов, относятся к более высокотемпературной силлиманит-биотит-мусковитовой зоне, в ко-

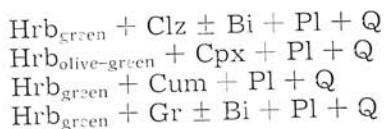
торой и ставролит и андалузит полностью исчезают. Обычные для нее парагенезисы (рис. 3, 2):



В магнезиальных породах в принципе возможен (но пока не обнаружен) кордиерит. Силлиманит большей частью представлен фибролитом. На некоторых участках — например, на северном склоне руч. Свиная (но и на других местах) — его содержание в гранат-двуслюдяных сланцах достигает 15—20% (Putiš, 1976).

Мусковит представлен двумя генерациями. Первичный метаморфический мусковит равновесен с силлиманитом, биотитом и гранатом, вторичный — замещает их (особенно интенсивно — вблизи гранитов). В обоих случаях величина чешуек мусковита примерно одинакова, и они различаются только равновесными, либо реакционными взаимоотношениями с остальными минералами. Парагенезис $\text{Sill} + \text{Ksp}$ в метаморфических породах не встречается.

В ортоамфиболитах и метагаббро из силлиманит-биотит-мусковитовой зоны в равновесии встречаются зеленая или оливково-зеленая роговая обманка, клиноцоизит, иногда моноклинный пироксен. В двух образцах предстали редкие для данного района типы пород — кумингтонит-роговообманковый и гранат-роговообманковый амфиболиты. Таким образом, стабильными являются следующие парагенезисы:



Приблизительная оценка P-T параметров метаморфизма

По общим фазовым равновесиям мы можем реконструировать прогрессивный P-T тренд метаморфизма кристалликума Сухи на P-T диаграмме для метапелитов (рис. 4). Поскольку ставролит в мусковитсодержащих породах этого района исчезает одновременно с инверсией $\text{Andl} \rightarrow \text{Sill}$, P-T тренд прогрессивного этапа для Сухи должен проходить через точку пересечения линий равновесий $\text{St} + \text{Mu} + \text{Q} = \text{Bi} + \text{Als} + \text{Gr}$ и $\text{Andl} \rightarrow \text{Sill}$, что соответствует давлению около 300 МПа (линия S на рис. 4). Ставролит-андалузит-биотитовая зона представлена здесь не в полном объеме, а лишь реакционными парагенезисами, отвечающими ее высокотемпературной границе. С другой стороны, ассоциация $\text{Sill} + \text{Ksp} + \text{Mu} + \text{Q}$ не встречается, и следовательно, высокотемпературный предел силлиманит-биотит-мусковитовой зоны (начало разложения мусковита

с кварцем) не достигался. Таким образом, перепад температур в ореоле Сухи невелик, и исходя из петрогенетической сетки, вкладывается в интервал 540—590 °С. Учитывая синметаморфическую природу большей части гранитов района Сухи, и полную сохранность в их экзоконтактах первичного мусковита, можно полагать, что температура кристаллизации гранитов вряд ли намного превышала 600 °С.

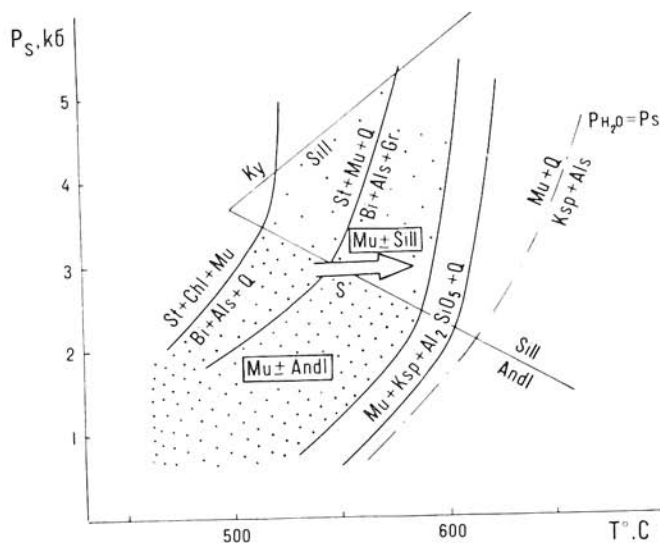


Рис. 4. Фрагмент P-T диаграммы среднетемпературных равновесий в мусковитсодержащих породах (Кориковский, 1979), с линией P-T тренда прогрессивного этапа метаморфизма кристалликума Сухи (S).

Пояснения: Координаты тройной точки силикатов глинозема — по Holdaway (1971), равновесие $Mu + Q = Ksp + Als$ при $P_{H_2O} = P_s$ по Kerrick (1972) и Жарикову и др. (1972). Различным крапом показаны поля устойчивости парагенезисов $Mu \pm Sill$ и $Mu \pm Andl$ при аутометасоматической перекристаллизации гранитов.

Сравнение с P-T трендами зонального метаморфизма Малых Карпат (I этап) и Поважского Иновца (Кориковский и др., 1984; Кориковский — Путиш, 1985), показывает, что ореол Сухи — наименее глубокий из всех трех, хотя различия в давлении между ними не превышают 50—100 МПа. Так, в районе Сухи отсутствует кианит, встречающийся в Поважском Иновце, и не выделяется самостоятельная ставролит-силлиманитовая зона, характерная для несколько более глубоких ореолов Малых Карпат и Поважского Иновца. Однако в целом все три ореола могут быть отнесены к одному типу — к комплексу умеренных давлений (300—400 МПа), и вероятнее всего имеют один и тот же варисский возраст.

*Высокотемпературные аутометасоматические процессы
в глиноземистых гранитах Сухи*

В кристаллическом комплексе Стражовских гор большой интерес в петрологическом отношении представляют глиноземистые гранат-мусковит-биотитовые граниты с силлиманитом. Геологическая позиция, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитов, соотношения с вмещающими породами и возможные способы образования обсуждаются в специальных публикациях (Ivanov, 1957; Kahan et al., 1978; Kahan, 1980; Putiš, 1983; Novorka — Fejdi, 1983). Поэтому в настоящей статье мы рассмотрим только одну особенность генезиса этих гранитов — возникновение в них мусковит-силлиманитовых и силлиманитовых сегрегаций.

Локализация глиноземистых гранитов в наиболее высокотемпературной силлиманит-биотит-мусковитовой зоне указывает на их конформность с метаморфизмом. Для гранитов часто характерно полосчатое гетерогенное строение, с чередованием лейкократовых участков с пегматоидной, среднезернистой или аплитовидной структурой и более мезократовых, обогащенных биотитом, гранатом и мусковитом. По химическому составу, согласно современным классификациям (Shand, 1927; Turekian — Wedepohl, 1961), рассматриваемые породы относятся к группе малокальциевых глиноземистых гранитов (Novorka — Fejdi, 1983). Главные минералы — калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, кварц, биотит, гранат, мусковит и силлиманит. Граниты обладают магматической структурой, с заметным идиоморфизмом плагиоклаза (нередко зонального) относительно кварца и калишпата.

Что касается гранатов, имеющих пироп-спессартин-альмандинный состав, то Новорка и Фейди (Novorka — Fejdi, 1983) привели убедительные доказательства их кристаллизации непосредственно из расплава. На это указывают эвгедральные формы кристаллов граната, их почти гомогенное строение и равновесные отношения с магматическими полевыми шпатами и биотитом. По-видимому, благоприятствующую роль в образовании магматического граната играет несколько повышенная манганофильность расплава. Все анализированные гранаты (Novorka — Fejdi, 1983; таб. 3) содержат от 4,4 до 8,0 мас. % MnO ; поскольку в состав биотита Mn не входит, присутствие этого компонента в расплаве должно способствовать появлению дополнительной Mn -содержащей фазы, то есть граната.

Анализ условий образования гранатсодержащих синметаморфических гранитов на примере многих регионов показал (Макарушев — Тарарин, 1964), что благоприятными факторами расширения стабильности магматического граната за счет биотита являются также: пониженное содержание CaO и повышенная железистость материнского расплава.

**Возможные способы образования мусковита
и силлиманита в гранитах**

Изучение природных гранитов и экспериментальные исследования гранитных расплавов указывают на различные способы возникновения в них мусковита и силлиманита.

Мусковит чаще всего имеет постмагматический характер, замещая биотит и полевые шпаты. Типичное проявление этого процесса в мало-глубинных гранитах — образование мусковитовых грейзенов (К о р ж и н с к и й, 1955). Кристаллизация мусковита непосредственно из расплава, согласно экспериментальным и расчетным данным, возможна только при давлении выше 400—500 МПа (Thompson — Tracy, 1979), то есть в условиях, превышающих глубинность метаморфизма и гранитообразования, определенную нами для кристаллического комплекса Сухи.

Для силлиманита и других силикатов глинозема существуют три возможности образования их в гранитах:

1) Полиморфы Al_2SiO_5 могут возникать в ходе котектической или эвтектической кристаллизации расплавов высокоглиноземистых гранитов (Thompson — Algor, 1977; Д у б р о в с к и й, 1981). В природных условиях таким минералом чаще оказывается андалузит, чем силлиманит (Clarke et al., 1976). При эвтектической кристаллизации силикаты глинозема будут равновесны с полевыми шпатами, биотитом и кварцем, формируя вместе с ними магматическую гранитную структуру.

2) Силлиманит встречается в качестве минерала палеосомы или меланосомы гранитогнейсов и мигматитов, или же сохраняется в переработанных ксенолитах глиноземистых сланцев в гранитах (Mehnert, 1968). При этом силлиманит равновесен с окружающими минералами меланосомы, но вдоль контактов с лейкосомой очень часто обнаруживаются признаки его замещения и резорбции полевыми шпатами или мусковитом, вследствие привноса щелочей со стороны гранитного расплава.

3) Силлиманит, вместе с мусковитом, образуется как ранний постмагматический минерал за счет замещения полевых шпатов и биотита в стадию высокотемпературного кислотного выщелачивания (К о р и к о в с к и й, 1963). В этом случае соотношения минералов обратные тем, что наблюдаются на контакте меланосомы и лейкосомы — полевые шпаты не замещают силлиманит, а наоборот, сами замещаются силлиманитом или силлиманит-мусковитовым агрегатом. Такой процесс идет с выносом щелочей.

Петрографические особенности мусковитовых и мусковит-силлиманитовых агрегатов в гранитах Сухи

В глиноземистых гранитах Стражовских гор мусковит и силлиманит встречаются в следующих формах: а) мономинеральные агрегаты силлиманита; б) силлиманит-мусковитовые сростки; в) отдельные крупные пластинки мусковита, или скопления и прожилки более мелких мусковитовых чешуек.

Силлиманит в гранитах представлен исключительно фибролитом в виде длинных, часто изогнутых пучков. Такие пучки развиваются межгранулярно, в контактах магматических полевых шпатов и кварца, либо пересекают их под произвольными углами (рис. 5).

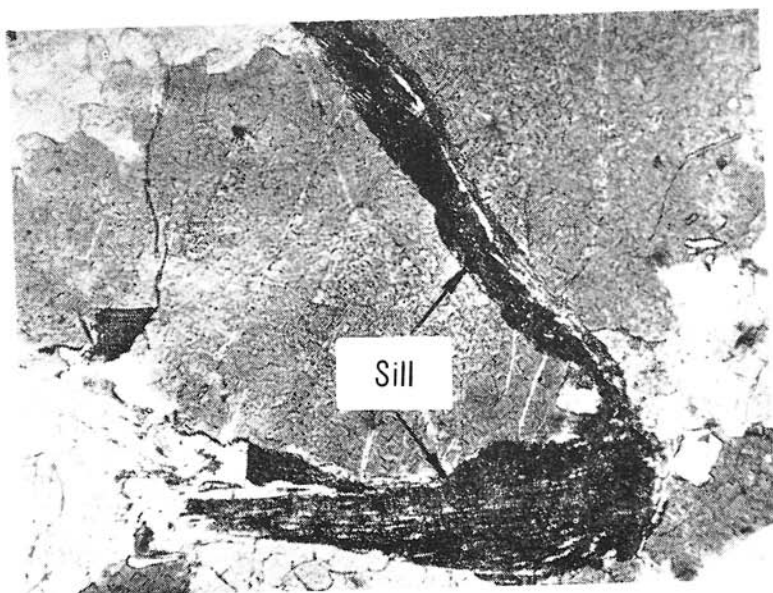


Рис. 5. Изгибающийся пучок фибролитового силлиманита, рассекающий зерно кварца в граните. Увел. $\times 120$.

Но гораздо чаще силлиманит встречается не в форме самостоятельных агрегатов, а в сростках с мусковитом. Эти биминеральные сростки имеют вытянутую форму и обычно образуются в интерстициях между полевыми шпатами, в то же время замещая или рассекая их (рис. 6). На концах такие агрегаты нередко разветвляются и переходят в сеть тонких мусковит-силлиманитовых прожилков, беспорядочно секущих кварц, плагиоклаз и калишпат (рис. 7).

Чаще всего мусковит-силлиманитовые сростания имеют двойное строение — центральная часть состоит из взаимопрорастаний мусковита и силлиманита, а краевая часть представлена мономинеральной мусковитовой каймой. Особенно это характерно для пересечения мусковит-силлиманитовым агрегатом зерен калишпата (рис. 8); в этом случае мусковитовая оторочка отделяет силлиманит от непосредственных контактов с калишпатом. Однако в нескольких случаях удавалось видеть также прямые секущие контакты силлиманита с калишпатом, без промежуточной мусковитовой оторочки (рис. 9).

Очень часто мусковит внешней оторочки мусковит-силлиманитовых сростаний имеет «заливчатые» симплектитовидные контакты с полевыми шпатами (рис. 10). При большом увеличении видно, что такие контуры, возникающие исключительно на периферии мусковит-силлиманитовых сростков или отдельных мусковитовых кристаллов, образуются в процессе их разрастания и замещения полевых шпатов мусковитом.

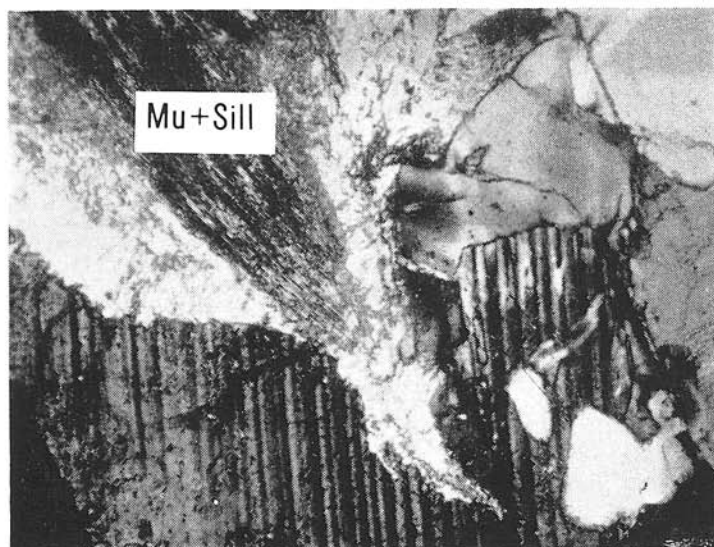


Рис. 6. Биминеральный силлиманит-мусковитовый агрегат, рассекающий и замещающий зерно плагиоклаза. Увел. $\times 120$.

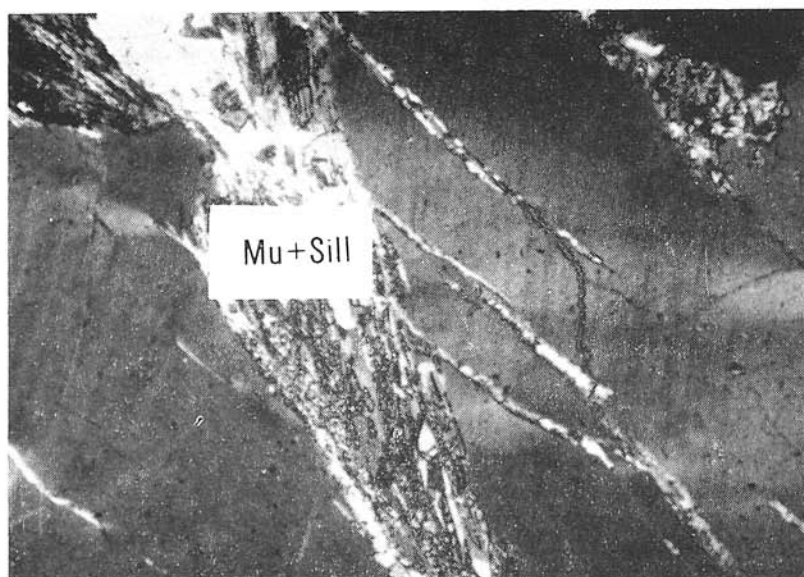


Рис. 7. Секущие мусковит-силлиманитовые прожилки в граните. Увел. $\times 115$.

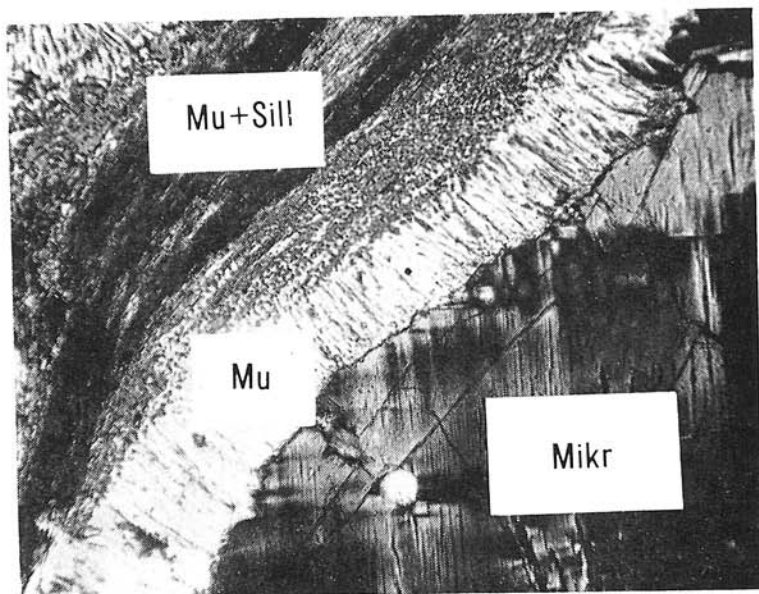


Рис. 8. Мономинеральная мусковитовая оторочка, отделяющая биминеральный мусковит-силлиманитовый агрегат от микроклина. Увел. $\times 120$.

Аналогичные реакционные соотношения наблюдаются для контактов мусковита и силлиманита с биотитом. Обычно биотитовые чешуйки под различными углами срезаются пучками фибролита, иногда с примесью мусковита (рис. 11). Нередко фибролит вместе с мусковитом в виде реакционной каймы обрамляют биотит с краев, либо по всему контуру зерна, либо с одной из сторон (рис. 12 и 13).

Мономинеральные кристаллы мусковита (иногда содержащие внутри несколько мелких иголок фибролита), также имеют признаки вторичного присхождения. Они пересекают пластинки биотита и содержат его резорбированные фрагменты. Мусковит замещает и плагиоклаз — в форме крупных монокристаллов и секущих сегрегаций.

Таким образом, в гранитах Сухи можно видеть разнообразные формы метасоматического замещения полевых шпатов, биотита и кварца мусковитом и силлиманитом. Рассмотренные выше реакционные соотношения минералов невозможны в случае эвтектической кристаллизации, когда все фазы должны быть равновесны между собой. В то же время ни мусковит, ни силлиманит не являются остаточным материалом меланосомы или скиалитов сланцев, поскольку оба минерала развиваются в лейкократовых гранитах с магматическими структурами а их сростки или отдельные зерна имеют на реликтовый, а наложенный характер, что свидетельствует о проявлении постмагматического аутометасоматоза.

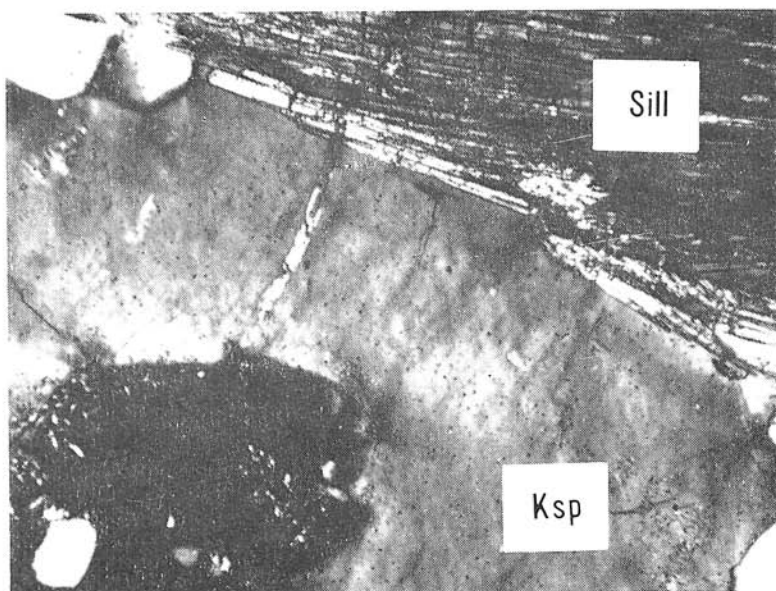


Рис. 9. Непосредственный контакт силлиманита с калиевым полевым шпатом. Силлиманит является частью секущего мусковит-силлиманитового агрегата, показанного на рис. 5. Увел. x 220.

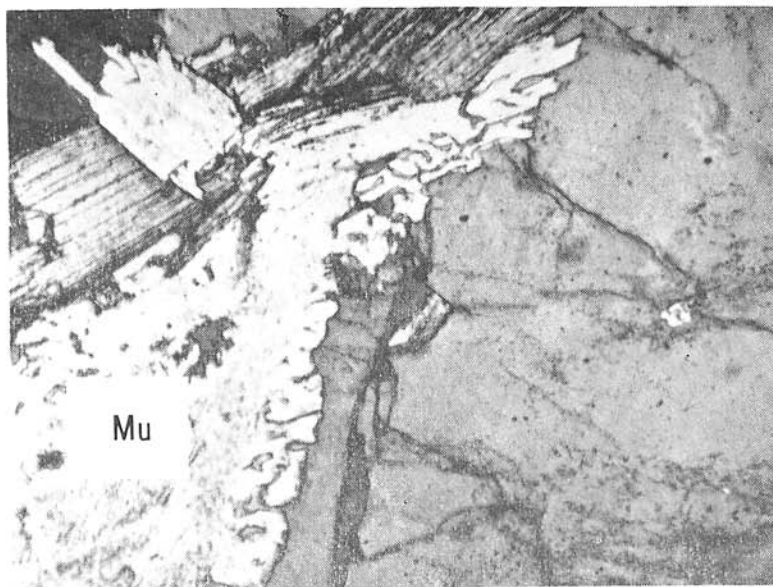


Рис. 10. Завивчатые контуры внешней части пластинки мусковита в контакте с плагиоклазом. Увел. x 120.

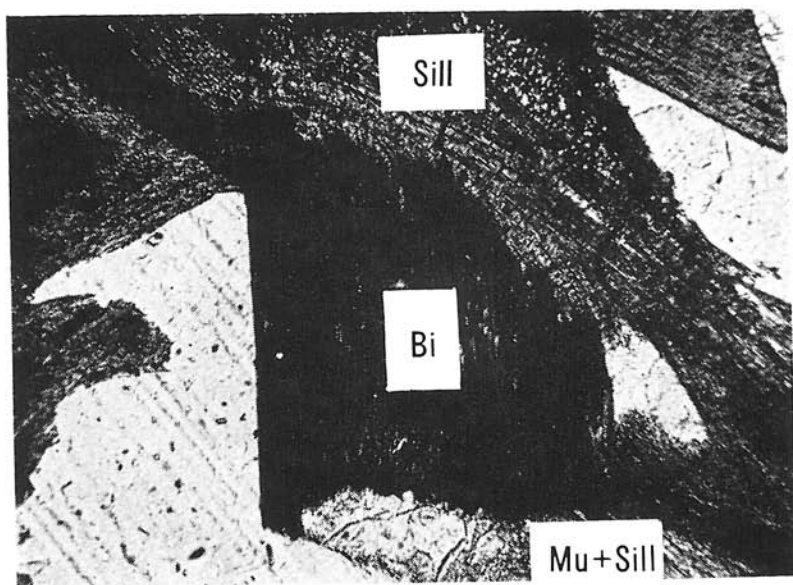


Рис. 11. Чешуйка магматического биотита (поставленного на угасание) пересекаемая пучком силлиманита (вверху) и мусковит-силлиманитовым агрегатом (внизу). Увел. $\times 180$.

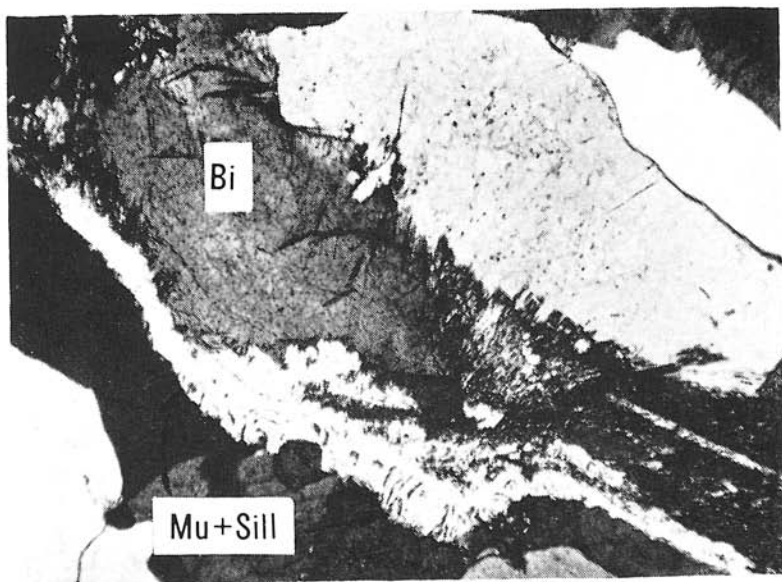


Рис. 12. Мусковитовая и мусковит-силлиманитовая реакционная оторочка (светлое) в краевой части биотита. Увел. $\times 120$.

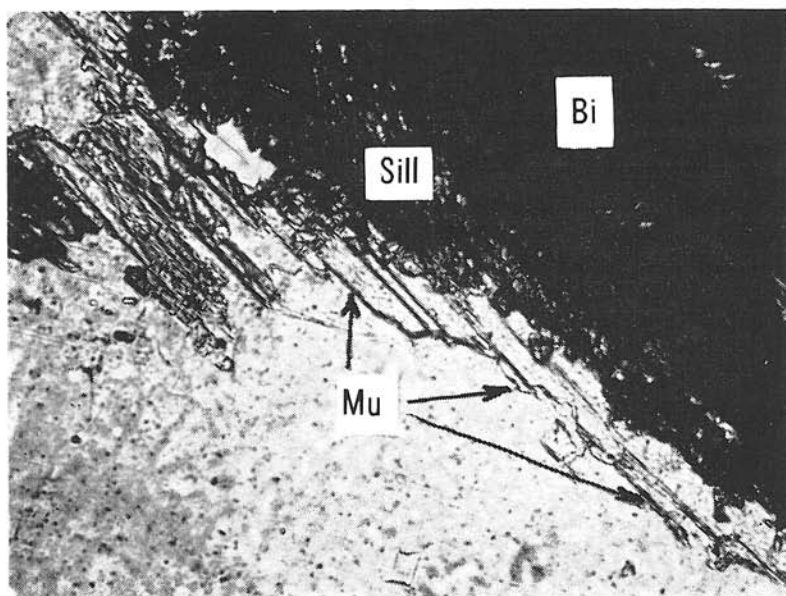
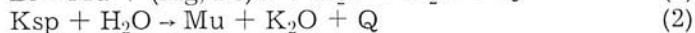
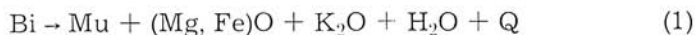


Рис. 13. Фрагмент строения двуслойной мусковит-силлиманитовой оторочки вокруг биотита: внутренняя часть каймы — агрегат зерен силлиманита, внешняя — мусковит. Увел. $\times 220$.

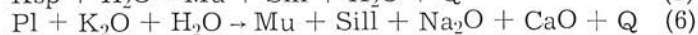
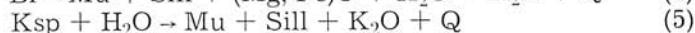
Химическая направленность реакций мусковитизации и силлиманитизации

Все процессы замещения полевых шпатов и биотита мусковитом, с участием или без участия силлиманита, оказались близки по своей химической направленности.

Реакции образования мусковита:



Реакции образования мусковит-силлиманитового агрегата, с различными количественными соотношениями обоих минералов:



Данные расчеты показывают, что мусковитизация и силлиманитизация гранитов сопровождается выносом Na, Ca, Mg и Fe. Что касается K, то в одних реакциях (замещение биотита и калишпата) он выносится в других (замещение плагиоклаза) — привносится. Учитывая, что замещение

плагиоклаза мусковитом (с силлиманитом или без него) — самый распространенный метасоматический процесс в гранитах, суммарный баланс всех реакций должен в большинстве случаев приводить к возрастанию абсолютного содержания К в измененных гранитах.

С точки зрения общей тенденции (Коржинский, 1955) рассматриваемые замещения представляют собой типичный процесс кислотного выщелачивания, в условиях переменной, но все же несколько пониженной активности K_2O в растворах. При этом исходный гранит обедняется Na и сильными основаниями (Mg, Fe, Ca), обогащается слабым основанием Al, а отношение $Al/(K + Na)$ возрастает.

Изменения состава исходного гранита в этом процессе хорошо видно на диаграмме $Al - (K, Na) - (Mg, Fe)$ с избыточным кварцем (рис. 14), на которую нанесены минералы высокоглиноземистых гранитов Сухи. Поле 1а соответствует валовым составам различных типов гранитов, проанализированных нами. Как видно на диаграмме, составы всех гранитов находятся в фазовом треугольнике $Mu - Mier(Ab) - Gr(Q)$. Это хорошо доказывает, что при большом содержании мусковита и силлиманита, отношение $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ в граните становится больше 1 (оно равно 1 непосредственно в точке $Mier(Ab)$ или же на конноде $Mier(Ab) + Bi$). Если до проявления метасоматоза гранит состоял только из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и граната, его валовый состав должен находиться внутри поля $Mier(Ab) - Bi - Gr$, примерно в точке 1.

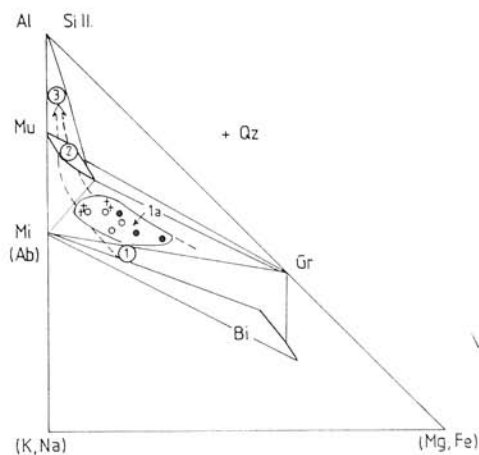


Рис. 14. Тренд изменения валового состава гранитов по мере развития метасоматической мусковитизации и силлиманитизации.

Пояснения: 1 — гипотетический первичный гранит состава $Q + Ksp + Pl(Ab) + Bi + Gr$ (без мусковита и силлиманита); 1а — поле составов высокоглиноземистых гранитов массива Сухи (данные авторов); составы мусковитового (2) и биминерального мусковит-силлиманитового (3) метасоматического агрегатов. Типы гранитоидов: черные кружки — биотитовые (с небольшой примесью мусковита); пустые кружки — мусковит-биотитовые; крестики — силлиманит-мусковит-биотитовые.

Тренд изменения состава гранитов в ходе их мусковитизации и силлиманитизации отражает стрелка на рис. 14. По мере образования мусковита и силлиманита за счет части полевых шпатов и биотита, химический состав гранита будет сдвигаться от точки 1 в сторону точек 1а и 2. Состав мономинеральных сегрегаций мусковита отражает точка 2, а биминеральных мусковит-силлиманитовых агрегатов и прожилков в гранитах — точка 3.

Более детально поведение отдельных компонентов гранитов на магматической и постмагматической стадиях можно проследить на корреляционных диаграммах зависимости содержания щелочей, кальция, глинозема, величин A/CNK и $A/ACNKFM$ от содержания SiO_2 (рис. 15). Предполагаемые первичные тренды магматической кристаллизации изображены пунктиром. Наклоны этих линий, типичные для гранитоидов, отражают смену ранних дифференциатов, обогащенных плагиоклазом повышенной основности и биотитом — более поздними и лейкократовыми, обогащенными кислым плагиоклазом и кварцем. В результате в ходе дифференциации (увеличения количества SiO_2) содержание FeO , MgO , CaO и Al_2O_3 снижается, K_2O — растет, а Na_2O остается примерно постоянным. Однако, как видно на рис. 15, составы наиболее измененных гранитов, обогащенных мусковитом (○) и силлиманитом (+), отклоняются от предполагаемых линий магматических трендов. Это отклонение определяется типом метасоматических реакций (1)–(6). Например, для обр. LGS-1 и DGS-1, в которых интенсивно проявлено замещение плагиоклаза мусковитом и силлиманитом (реакция (3) и (6)), фиксируется вынос Na и привнос K. В то же время в обр. BGS—8, 3, где мусковитом и силлиманитом чаще замещаются калишпат и биотит [реакции (4) и (5)], устанавливаются противоположные тенденции — вынос K. Поскольку в результате аутометасоматоза образуются высокоглиноземистые минералы — силлиманит и мусковит (содержание Al в мусковите в 1,5 раза больше, чем в полевых шпатах), общее содержание Al_2O_3 и отношение $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ в гранитах повышается. Вследствие этого они приобретают пералюминозный характер — величина A/CNK в них достигает 1,2. Особенно сильно возрастает отношение $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O + FeO + MgO)$, что является суммарным результатом магматического и постмагматического процессов: обеднения последних дифференциатов биотитом (магматический тренд), и последующего замещения магматического биотита и полевых шпатов мусковитом и силлиманитом (постмагматический тренд).

Таким образом, чем интенсивнее проявилось кислотное выщелачивание в гранитах, тем выше в них отношение $Al/(K, Na + Mg, Fe)$ и тем больше граниты обедняются щелочами и основаниями. Этот тренд показывает, что высокоглиноземистый состав гранитов Стражовских гор не был исходным. Повидимому, первоначальный расплав мог иметь отношение $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ близкое к 1 (точка 1 на рис. 14), но в ходе аутометасоматического преобразования это отношение возрастало. В то же время пониженное содержание CaO несомненно было исходным, поскольку в гранитах полностью отсутствуют роговые обманки или клинопироксены, а гранаты содержат ничтожное количество Ca.

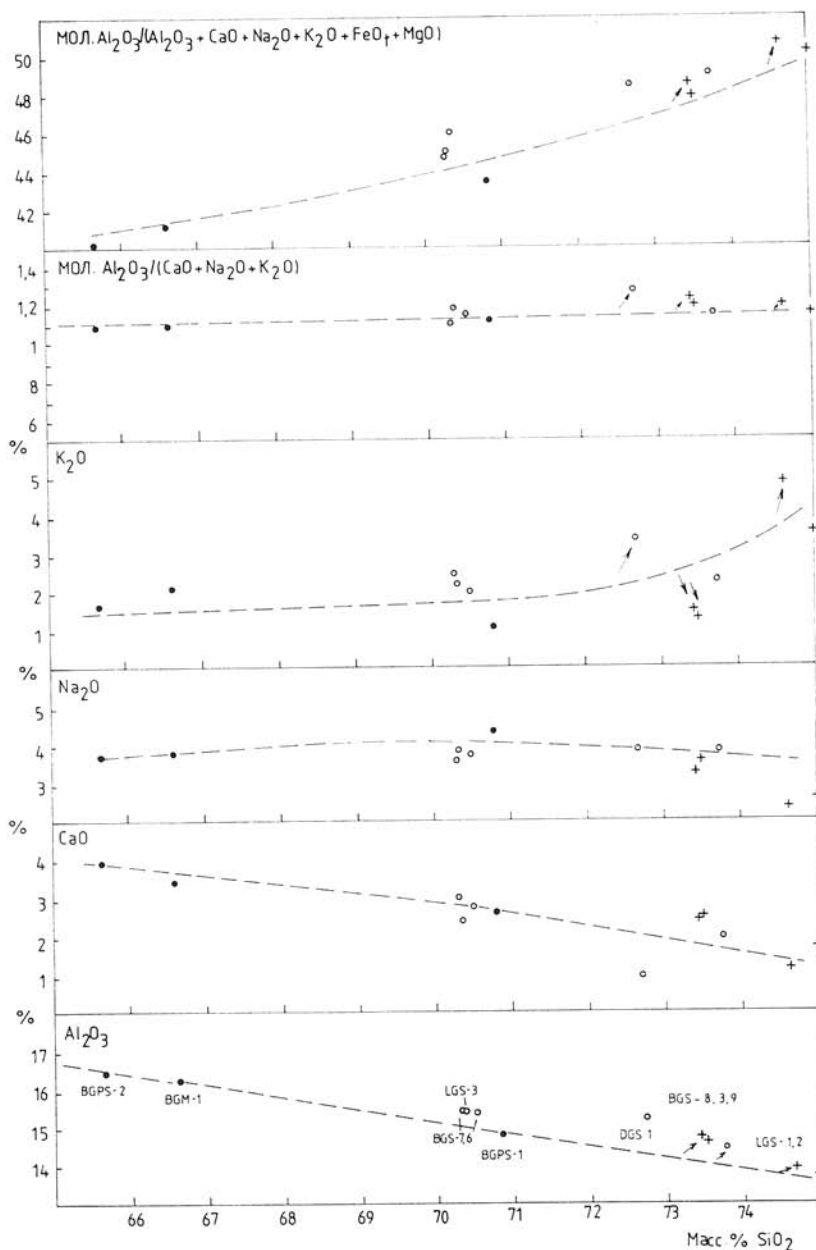


Рис. 15. Корреляция содержаний Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и отношений $A/ACNKFM$ [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO})$] и $A/ACNK$ [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] с содержанием SiO_2 в гранитоидах Сухи.

Пояснения: Пунктиром показаны предполагаемые магматические тренды кристаллизации; стрелки — смещение составов гранитоидов при постмагматическом кислотном выщелачивании. Символы различных типов гранитоидов — те же, что на рис. 14.

Ранее Говорка и Фейди (Novorka — Fejdi, 1983) высказали мнение, что высокоглиноземистые граниты Сухи и Малой Магуры имеют первично-магматическую природу, связанную с тем, что граниты образовались путем анатексиса из высокоглиноземистых гнейсов. Наши петрографические и геохимические данные показывают, что высокоглиноземистый состав гранитов не первичен. В то же время и сами граниты, подвергающиеся перекристаллизации, не являются анатектоидными. Это лейкократовые пегматоидные и аплитовые разновидности, которые представляют собой не первичный расплав, а наоборот — последние фазы дифференциации гранитоидов массива Сухи.

В пользу этого свидетельствуют и некоторые геологические и структурные данные.

1. Мусковит-силлиманитовые аплитовидные и пегматоидные граниты не образуют отдельных самостоятельных интрузий, а составляют лишь часть больших гранитоидных тел в центральной части массива Сухи.

2. Их границы с главным типом пород — биотит-мусковитовыми гранитами и гранодиоритами — не резкие, и один тип гранитов постепенно переходит в другой.

3. Высокоглиноземистые граниты образуют бесформенные тела, ориентированные согласно с преобладающими типами гранитов, в которых макроскопическая линейность биотита субпараллельна направлению метаморфической сланцеватости в ксенолитах метапелитов и в мигматитах.

4. Модель магнитной анизотропии всех гранитоидных пород массива Сухи согласна с магнитной анизотропией метапелитов. Для главного типа гранитов установлено, что их магнитная анизотропия возникла частично уже при внедрении гранитов в метаморфические породы, и окончательно сформировалась в процессе совместной складчатости с вмещающими метаморфитами и мигматитами (Hroudá — Kahán — Putiš, 1983).

Автометасоматоз в гранитах Стражовских гор: петрологические аналогии и корреляции

Автометасоматическая мусковитизация — одно из самых частых проявлений постмагматической стадии в низкокальциевых гранитах (Коржинский, 1955; Беус и др., 1962). Она характерна для гипабиссальных, мезоабиссальных и абиссальных гранитов, но особенно типична для синметаморфических гранитоидов, сформировавшихся в условиях амфиболитовой фации. Обычно мусковитизация сменяет более высокотемпературную стадию щелочного автометасоматоза, в ходе которой в гранитах образуются метасоматические порфиروбласты калиевого полевого шпата или плагиоклаза и мирмекиты кварца.

Мусковитизация обычно знаменует переход к стадии кислотного выщелачивания, сопровождающейся не привносом, а выносом части щелочей и оснований. Одновременно в гранитах повышается относительное и абсолютное количество глинозема и кремнезема. Поскольку активность К при автометасоматозе в гранитах, как правило, достаточно

велика, мусковит в них является наиболее обычным высокоглиноземистым минералом. Однако в случае пониженной активности К, наряду с мусковитом при замещении полевых шпатов может возникать также вторичный силикат глинозема. В наиболее глубинных комплексах образуется кианит (Соколов, 1970), в менее глубинных — силлиманит и андалузит (Кориковский, 1963; Рундквист, 1971) например, в синметаморфических гранитогнейсах и мусковитовых грейзенах.

Поэтому мусковитизация гранитов Стражовских гор является процессом, весьма обычным для гранитоидов подобного петрохимического класса. Однако возникновение вторичных мусковит-силлиманитовых сегрегаций — значительно более редкий процесс, хотя в петрологической литературе накопилось уже немало упоминаний об их образовании в гранитах и перматитах (Кориковский, 1963; Глебовицкий — Бушмин, 1983).

Чтобы оценить температурные условия появления мусковита и силлиманита в гранитах Сухи и Малой Магуры, обратимся к диаграмме на рис. 4 и парагенетическим данным. Наблюдения в шлифах показали (рис. 5—13), что в подавляющем большинстве шлифов из гранитов силлиманит в силлиманит-мусковитовых сегрегациях отделен от замещаемого калиевого полевого шпата мусковитовой оторочкой (рис. 8). Это значит, что на этой стадии силлиманит не был устойчив с калишпатом и процесс замещения происходит в температурном поле парагенезиса $Mu + Q$, когда ассоциация $Ksp + Sill \pm Mu$ неустойчива. Однако в некоторых шлифах все же наблюдаются прямые контакты силлиманита с калишпатом (рис. 9) без реакционной мусковитовой оторочки, хотя мусковит обычно присутствует тут же внутри силлиманитового пучка. Следовательно, начало метасоматического процесса отвечает более высоким температурам, когда в гранитах могла возникать метасоматическая ассоциация $Sill + Ksp + Mu + Q$, но в дальнейшем процесс протекал уже в температурном поле ассоциации $Sill + Mu + Q$. Если наша оценка давления при метаморфизме и кристаллизации гранитов примерно в 300 МПа справедлива, то образование силлиманит-мусковитовых и синхронных с ними мусковитовых агрегатов в гранитах Стражовских гор должно отвечать интервалу падающих температур от 600 до 550 °C (рис. 4).

По химической сути и по положению в последовательности постмагматических процессов мусковитизация гранитов Стражовских гор идентична механизму образования слюдяных и андалузит-мусковитовых грейзенов в гипабиссальных гранитах (Коржинский, 1955; Рундквист, 1971). Как известно, мусковитизация в грейзенах — это процесс гидролиза магматических полевых шпатов и биотита и замещения их гнездами или прожилками мусковита, иногда с примесью андалузита. Поэтому мусковит-силлиманитовые метасоматиты в гранитах Стражовских гор можно рассматривать как глубинный аналог мусковит-андалузитовых грейзенов. На диаграмме рис. 4 области стабильности парагенезисов $Mu + Sill$ и $Mu + Andl$ показаны разным крапом. Согласно диаграмме, ассоциация $Mu + Sill$ на постмагматическом этапе может возникать только при давлении не ниже 250 МПа; в менее глубинных

условиях в гранитах вместе с мусковитом образуется только андалузит, как это характерно для настоящих грейзенов.

Аналогии с грейзенами подкрепляются и сходством температурных оценок. Так, по данным газовой-жидкой включений, начало образования слюдяных грейзенов в малоглубинных оловянно-вольфрамовых месторождениях Рудных гор (Чехия) составляет 520 °C (Кокорин — Кокорина, 1978), что не слишком сильно отличается от оценки температурных условий образования мусковит-силлиманитовых метасоматитов. Однако между последними и настоящими грейзенами имеются и принципиальные различия. Одно из главных — обязательное присутствие фтора или бора в грейзеновых флюидах, и как следствие — кристаллизация в грейзенах топаза, флюорита, берилла, циннвальдита, лепидолита, турмалина. Во флюидной фазе высокоглиноземистых гранитов Стражовских гор не фиксируется присутствие F и B в заметных количествах, и потому вышеназванные минералы отсутствуют.

В заключение нам хотелось бы обратить внимание на одну важную деталь. Опыт изучения докембрийских зонально-метаморфических комплексов показал (Сokolov, 1970; Глебовицкий — Бушмин, 1983), что если в синметаморфических гранитоидах, в пегматитовых и аплитовых жилах широко проявлены процессы аутометасоматоза — особенно мусковитизации, то эти процессы очень редко локализируются только внутри гранитных массивов или инъекций. Как правило, такие массивы (или промышленные поля мусковитовых пегматитов) всегда окружены ореолами среднетемпературного диафтореза — мусковитизации, эпидотизации и биотитизации боковых пород. Синхронность этих процессов со среднетемпературным аутометасоматозом в гранитах несомненна, поскольку наблюдается прямая зависимость между интенсивностью постмагматических явлений в самых гранитах и шириной связанных с ними ореолов мусковитизации и вторичной биотитизации.

Признаки такой взаимосвязи имеются и в некоторых выступлениях кристаллического фундамента Западной Словакии. Например, в Поважском Иновце (Кориковский — Путиш, 1986) среднетемпературная наложенная мусковитизация и турмалинизация сланцев и гнейсов синхронны с аналогичными процессами в синметаморфических гранитах. Для района Сухи также весьма характерна вторичная мусковитизация вмещающих гнейсов, сланцев и мигматитов в контактах с высокоглиноземистыми мусковитизированными гранитами. Здесь единство процессов подчеркивается тем, что и в остывающих гранитах, и в окружающих метаморфических породах вместе с мусковитом кристаллизуется один и тот же силикат глинозема — силлиманит.

Одинаковый кислотный характер и минералогическая идентичность аутометасоматических процессов в гранитах, с одной стороны, и среднетемпературного диафтореза боковых пород, позволяют объяснить источник растворов, по крайней мере, для части диафторитов и ретроградно метаморфизованных пород в кристаллических комплексах Словакии.

Выводы

1. В кристаллическом комплексе Сухи выделяется 2 метаморфические зоны — ставролит-андалузит-биотитовая и силлиманит-биотит-мусковитовая. По петрогенетической сетке давление на прогрессивном этапе оценивается примерно в 300 МПа, а температурный интервал — от 540 до 590 °С.

2. Образование силлиманита и мусковита в высокоглиноземистых син-метаморфических гранитах Сухи связано с процессами автометасоматического кислотного выщелачивания, в ходе которого магматические полевые шпаты и биотит замещаются мусковитом или силлиманит-мусковитовыми биминеральными агрегатами. Смена в ходе автометасоматоза более раннего парагенезиса силлиманит + калишпат + мусковит на более поздний силлиманит + мусковит дает возможность оценить температуру процесса в интервале 600—550 °С.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕУС, А. А. — СЕВЕРОВ, Э. А. — СИТНИН, А. А. — СУББОТИН, К. Д., 1962: Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. Акад. Наук СССР, (Москва), 196 с.
- ДУБРОВСКИЙ, М. И., 1981: Физико-химическая (P_{H_2O} — T — X) модель минеральных ассоциаций высокоглиноземистых гранитов. Изд. Акад. Наук СССР, Сер. геол. (Москва), с. 5—19.
- ГЛЕБОВИЦКИЙ, В. А. — БУШМИН, С. А., 1983: Послемигматитовый метасоматоз. Наука, Ленинград, 215 с.
- ЖАРИКОВ, В. А. — ИВАНОВ, И. П. — ФОНАРЕВ, В. И., 1972: Минеральные равновесия в системе K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O . Наука, Москва, 160 с.
- КОКОРИН, А. М. — КОКОРИНА, Д. К., 1978: Вещественный состав и некоторые особенности образования эталонных оловянно-вольфрамовых месторождений (Рудные горы Чехословакии). В книге: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток, с. 136—146.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1955: Очерк метасоматических процессов. В книге: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. Акад. Наук СССР, Москва, с. 335—456.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1963: Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. Докл. Акад. Наук СССР (Москва), 152, 1, с. 187—190.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метапелитов. Наука, Москва, 263 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ПУТИШ, М., 1986: Метаморфическая зональность и диафторез в кристалликуме Поважского Иновца. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 2, с. 115—136.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — МИКЛОШ, Я. — ЯНАК, М., 1984: Метаморфизм кристалликума Малых Карпат: этапы, зональность, связь с гранитоидами. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35 4, с. 437—462.
- МАРАКУШЕВ, А. А. — ТАРАРИН, И. А., 1964: О глубинности формирования гранитоидов. В книге: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Доклады советских геологов на XXII сессии Межд. Геол. Конгресса, проблема 16. Наука, Москва, с. 119—136.
- РУНДКВИСТ, Д. В. — ДЕНИСЕНКО, В. К. — ПАВЛОВА, И. Г., 1971: Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). Недра, Москва, 328 с.
- СОКОЛОВ, Ю. М., 1970: Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Наука, Ленинград, 190 с.
- CLARKE, D. B. — MCKENZIE, C. B. — MUECKE, G. K. — RICHARDSON, S. W., 1976: Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York), 56, с. 279—287.

- FROESE, E., 1968: Metamorphic rocks from the Coronation Mine and surrounding area. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 5, c. 55—77.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 271, c. 97—131.
- HOVORKA, D. — FEJDI, P., 1983: Garnets of peraluminous granites of the Suchý and the Malá Magura Mts. (The Western Carpathians) — their origin and petrological significance. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 1, c. 103—115.
- HROUDA, F. — KAHAN, Š. — PUTIŠ, M., 1983: The magnetic fabric and the mesoscopic fabric of the crystalline complex of the Strážovské vrchy Mts. and their tectonic implications. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 6, c. 717—731.
- IVANOV, M., 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k suprakrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 47, c. 87—115.
- KAHAN, Š., 1979: Geologické profily kryštalinikom Strážovských vrchov (Suchý a Malá Magura). In: Maheľ, M. ed.: *Tektonické profily Západných Karpát (Bratislava)*, c. 153—160.
- KAHAN, Š., 1980: Strukturelle und metamorphe Charakteristik des Kristallins des Gebirges Strážovské vrchy (Suchý und Malá Magura). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 4, c. 577—601.
- KAHAN, Š. — GOREK, A. — ZELMAN, J. — PUTIŠ, M., 1978: Správa o prácach vykonaných v rámci HZ 23 74 — VČ a HZ 36 76 VČ (Suchý — Magura) v rokoch 1974—1976. *Manuskript, Bratislava*, c. 1—134.
- KAHAN, Š. — PUTIŠ, M., 1980: Liešťanská dolina (Suchý — Strážovské vrchy). *Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS, Bratislava*, c. 85—87.
- KAHAN, Š. — PUTIŠ, M., 1984: Tektonická mapa kryštalinika Strážovských vrchov v mierke 1 : 100 000. *Manuskript, Bratislava*.
- KAHAN, Š. — PUTIŠ, M., 1985: Lokalita Liešťanská dolina (Suchý — Strážovské vrchy). *Geologický sprievodca XXV. celoštátneho geologického zjazdu v Žiline. Bratislava*, c. 162—163.
- LAL, R. K. — SHUKLA, R. S., 1975: Low-pressure regional metamorphism in the northern portion of the Khetri Copper Belt of Rajasthan, India. *Neu. Jb. Mineral. Abh. (Stuttgart)*, 124, 3, c. 294—325.
- MEHNERT, K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier, Amsterdam*, 393 c.
- PUTIŠ, M., 1976: Geologicko-štruktúrne pomery východnej časti kryštalinika Suchého v Strážovských vrchoch. *Manuskript, Bratislava*, 61 c.
- PUTIŠ, M., 1977: Geológia, petrografia a tektonika východnej časti kryštalinika Suchého v Strážovských vrchoch. *Manuskript, Bratislava*, 64 c.
- PUTIŠ, M., 1979: Príspevok k štruktúrnej analýze kryštalinika Suchého a Malej Magury. In: Maheľ, M. ed.: *Tektonické profily Západných Karpát (Bratislava)*, c. 161—166.
- PUTIŠ, M., 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova Hoľa. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 2, c. 191—196.
- PUTIŠ, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 4, c. 457—482.
- SHAND, S. J., 1927: Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. T. Murby — J. Wiley. London—New York.
- THOMPSON, A. B. — ALGOR, J. R., 1977: Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $\text{KAlO}_2\text{--NaAlO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York)*, 44, c. 173—194.
- THOMPSON, A. B. — TRACY, R. J., 1979: Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $\text{KAlO}_2\text{--NaAlO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O} + \text{NaAlO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York)*, 70, c. 429—438.
- TUREKIAN, K. K. — WEDEPOHL, K. H., 1961: Distribution of elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull. (Washington)*, 72, c. 175—192.