

СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — МАРИАН ПУТИШ**

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ДИАФТОРЕЗ В КРИСТАЛЛИКУМЕ ПОВАЖСКОГО ИНОВЦА

(Рис. 8)



Резюме: В кристаллическом комплексе Поважского Иновца выделены 2 метаморфические зоны — ставролитовая и силлиманит-биотит-мусковитовая. В ставролитовой зоне сосуществуют все три силиката глинозема — кьянит, андалузит и силлиманит, что указывает на давление при метаморфизме, близкое к тройной точке ($P_s = 350\text{--}400$ МПа). Температурный градиент внутри ореола, определяемый по петрогенетической сетке, равен $500\text{--}580^\circ\text{C}$.

Диафториты (ретроградно метаморфизованные породы) в кристаллическом фундаменте подразделяются на 3 температурные ступени — мусковитовую, хлорит-мусковитовую и хлорит-серицитовую. Ретроградный метаморфизм является метасоматическим процессом; приводятся доказательства его связи преимущественно с ретроградной стадией варисского этапа под влиянием циркуляции постмагматических флюидов. Гальки всех типов диафторитов, в том числе зеленосланцевых, находятся в пермских и верхнекаменноугольных конгломератах. Сравниваются особенности альпийского метаморфизма чехла Поважского Иновца и диафтореза, и делается вывод, что к альпийскому циклу относится небольшая часть диафторитов, имеющих изохимический характер, и локализованных преимущественно в контактах верхнепалеозойско-мезозойского чехла с кристаллическим комплексом.

Abstract: Two metamorphic zones, staurolite and sillimanite-biotite-muscovite, are distinguished in the Považský Inovec crystalline complex. In the staurolite zone all three polymorphs of Al_2SiO_5 exist: kyanite, andalusite and sillimanite, which points to pressures under metamorphism being close to the triple point ($P_s = 350\text{--}400$ МПа).

Diaphthorites (retrograde metamorphosed rocks) in the crystalline basement are divided into 3 temperature grades: muscovite, chlorite-muscovite and chlorite-sericite. Retrograde metamorphism is a metasomatic process; proofs of its connection predominantly by with the retrograde branch of Variscan stage under the influence of the circulation of postmagmatic fluids are given. Pebbles of all types of diaphthorites including ones of the greenschist facies are found in the Permian and Upper Carboniferous conglomerates. Conditions of the Alpine metamorphism of the Upper Paleozoic-Mesozoic cover of the Považský Inovec Mts. and those diaphthoresis are compared, and a conclusion is drawn that a small part of diaphthorites of isochemical character located predominantly in contacts of the cover and crystalline complex refers to the Alpine cycle.

В строении кристаллического ядра Поважского Иновца, как это установлено работами ряда исследователей (Kamenický, 1956, 1958; Kamenický in Cambel et al., 1961; Kamenický in Mahef et al., 1962; Kamenický in Buday

* Д-р С. П. Кориковский, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер., 35, 109 017 Москва.

** Д-р М. Путиш, канд. наук, Кафедра петрографии Естественного факультета Университета им. Я. А. Коменского, Млынска долина, Братислава.

et al., 1963; Kamenický in Maheř et al., 1967; Putiš in Maheř et al., 1979, 1980; Putiš, 1980, 1981, 1982a, в, 1983, в печати), участвуют двуслюдяные гнейсы, высокоглиноземистые сланцы, амфиболиты, мигматиты, синметаморфические поздние- и посткинематические граниты (рис. 1). Граниты имеют преимущественно анатектоидный характер, и образовались в стадию максимума метаморфизма, о чем свидетельствуют широкие поля мигматитов, в пределах которых прослеживаются на некоторых местах постепенные переходы от парагнейсов и сланцев к гранитам.

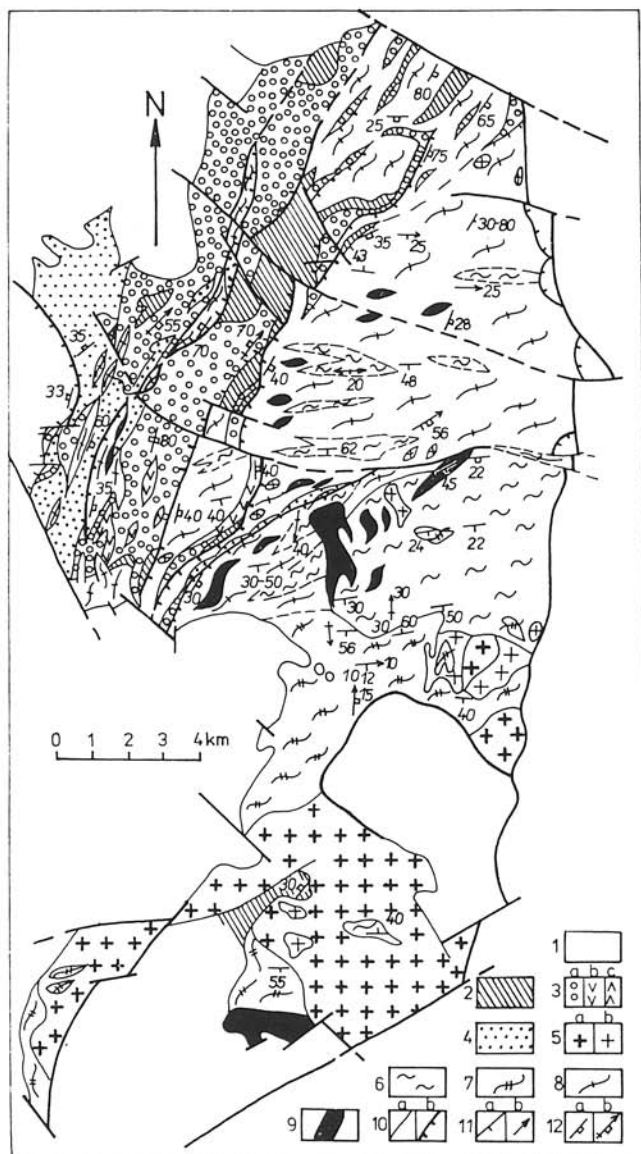
В настоящей статье мы рассматриваем парагенезисы и Р-Т условия образования собственно метаморфических пород, являющихся вмещающей рамой для гранитов и мигматитов, а также процессы ретроградного метаморфизма (диафтореза), в равной мере наложенные на все вышеуказанные типы пород.

Минеральные ассоциации и зоны прогрессивного этапа метаморфизма

Характерной чертой кристалликума Поважского Иновца, осложняющей изучение метаморфических пород, является региональное развитие диафторитических процессов — мусковитизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевания, искажающих первоначальный облик более высокотемпературных пород. Тем не менее парагенезисы прогрессивного этапа выявляются вполне четко. Самыми типичными метаморфическими породами Поважского Иновца являются биотит-мусковитовые и гранат-биотит-мусковитовые плагиогнейсы и сланцы, содержащие в своем составе ставролит и все три силиката глинозема — андалузит, кианит и силлиманит. Обобщение парагенетических данных при составлении карты метаморфизма показало, что в кристалликуме Поважского Иновца существует метаморфическая зональность, которую можно подразделить на две метаморфические зоны — ставролитовую и силлиманит-биотит-мусковитовую (рис. 2). Как видно на карте, центральную часть кристаллического ядра Поважского Иновца занимает ставролитовая зона, которая к востоку и к югу (в сторону контакта с гранитами) сменяется более высокотемпературной силлиманит-биотит-мусковитовой зоной, в пределах которой ставролит уже неустойчив.

Рис. 1 Геологическо-тектонический набросок кристалликума, чехол верхнего палеозоя и части мезозоя (по Путишу, 1981, 1983, в печати).

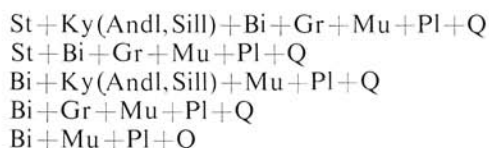
Пояснения: 1 — третичная система и мезозой не включены в глубокие структуры кристалликума; 2 — мезозой включен в более глубокое строение подстилающего кристалликума; 3 — а — чехол перми (включен в альпийские структуры подстилающего кристалликума) б — пермские базальты и их туфы, с — пермские риолиты и их туфы; 4 — чехол верхнего,



карбона (включен в альпийские структуры кристалликума); 5 — а — неоднородный биотитовый (двуслюдяной) гранит — гранодиорит ($\pm$ силлиманит), б — аплитово-пегматитовый гранит ($\pm$ гранаты и силлиманит); 6 — очковые слюдяно-сланцевые гнейсы, мигматизированные гнейсы — мигматиты (артериты, небулиты, очковые гнейсы); 7 — парагнейсы; 8 — слюдяные сланцы и слюдяно-сланцевые гнейсы; 9 — амфиболиты; 10 — а — геологические границы (преимущественно тектонически подчеркнуты), б — плоскости надвига и переброса; 11 — доальпийская (герцинская) а — метаморфическая слоистость, б — метаморфическая линейность; 12 — а — альпийское положение 11 а, б, альпийский кливаж, б — В-оси альпийских мезоскладок.

Ставролитовая зона

В мусковитсодержащих гнейсах и метapelитовых сланцах устойчивыми являются следующие парагенезисы (при участии рутила или ильменита):



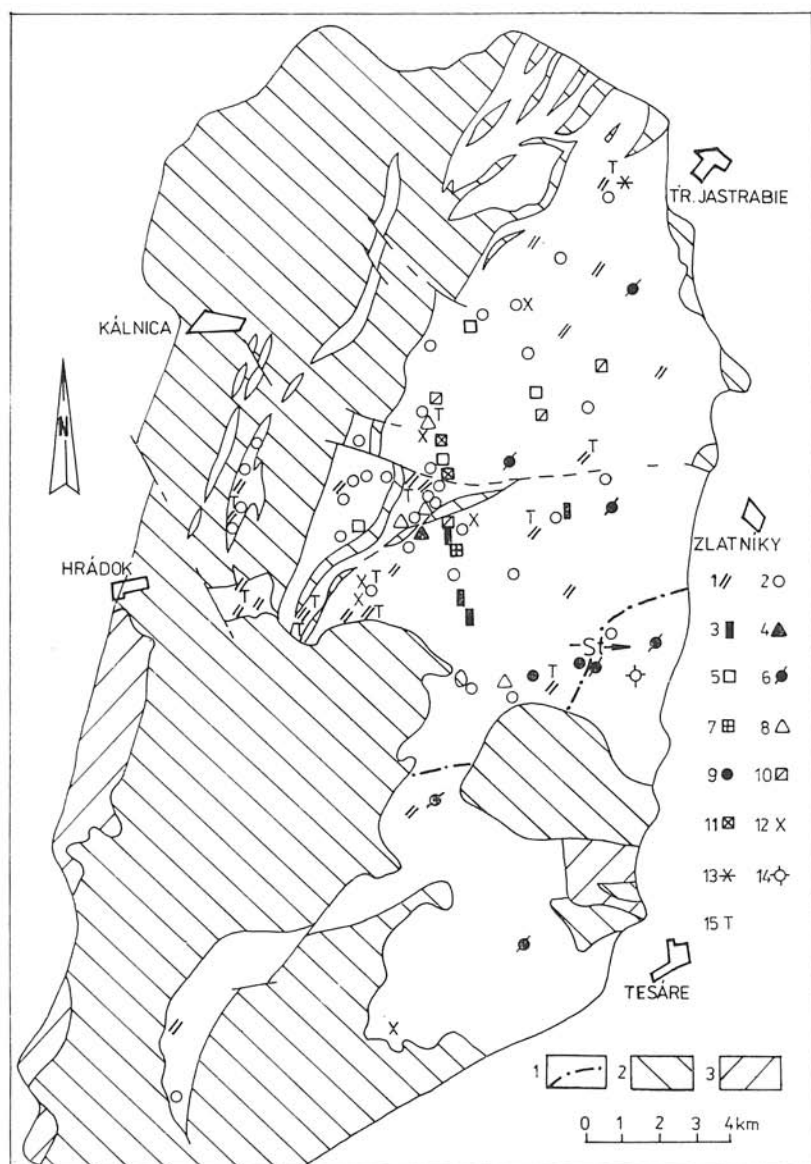
Эти ассоциации, определяющие условия наиболее высокотемпературной ступени ставролитовой фации — а именно ставролит-андалузит (кианит, силлиманит)-биотитовой субфации (Кориковский, 1979), показаны на рис. 3/1 в проекции Томпсона. В качестве возможного минерала в магнезиальных метapelитах на рис. 3/1 указан также магнезиальный кордиерит. Его вероятная стабильность подтверждается находкой парагенезиса ставролит+кордиерит+гранат+силлиманит в недосыщенных K_2O метapelитах кристалликума Стражовских верхов характеризующимся сходными Р-Т условиями метаморфизма.

Очень трудно оказалось определить, стабилен ли первичный хлорит в ассоциации со ставролитом и гранатом. Кристаллические породы Поважского Иновца сильно диафторированы: гранат, ставролит и биотит часто замещаются вторичным мусковитом и хлоритом, которые, помимо явных псевдоморфоз по ним, образуют также рассеянные изолированные чешуйки в породе. В последнем случае их трудно отличить от слюд первичного происхождения. Однако в некоторых шлифах — например, из района Жабицы — внутри крупных порфиروبластов граната видны включения равновесного железистого хлорита. Следовательно, какая-то часть ставролитсодержащих пород Поважского Иновца должна относиться к более низкотемпературной ставролитхлоритовой субфации. Но из-за диафтореза четко отделить ее ассоциации невозможно, и мы для упрощения назовем всю данную зону (субфацию) просто ставролитовой, имея в виду, что ее большая часть соответствует условиям ставролит-андалузит (кианит, силлиманит) биотитовой субфации.

Рис. 2 Карта метаморфической зональности кристалликума Поважского Иновца (по: Путиш, 1981, 1983; Кориковский — Путиш, в настоящей статье).

Пояснения к графической легенде (1—3): 1 — кристалликум с обозначением границы метаморфических зон; 2 — верхнепалеозойско-мезозойские единицы; 3 — третичная система.

Пояснения к использованным символам (1—15) индексных минералов и их минеральных ассоциаций: 1 = Bi (Bi + Mu), 2 = Gr (Bi + Gr + Mu), 3 = St (Bi + Mu + Gr + St), 4 = Ky (Bi + Ky ± Gr + Mu ± St), 5 = Andl (Bi + Andl ± Gr + Mu), 6 = Sill (Bi + Sill ± Gr ± Mu), 7 = St + Ky (Bi + St + Ky ± Gr + Mu), 8 = St + Andl (Bi + St + Andl ± Gr + Mu), 9 = St + Sill (Bi + St + Sill ± Andl ± Gr + Mu), 10 = St + Andl + Sill (Bi + St + Andl + Sill ± Gr + Mu), 11 = Andl + Ky (Bi + Andl + Ky ± Gr ± St + Mu), 12 =



= Hrbgreen (Hrbgreen + Pl + Ep), 13 = Hrbbrown-green (Hrbbrown-green + Pl ± Ep), 14 = Sill + Gr (в граните), 15 = Tour.

Обозначения использованных минералов (к рис. 2 и к тексту): Ab — альбит, Als — силикат Al, Andl — андалузит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Gr — гранат, Hrbgreen — зеленая роговая обманка, Hrbbrown-green — буро-зеленая роговая обманка, Ilm — ильменит, Ksp — калишпат, Ky — кианит, Mu — мусковит, Ort — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Ru — рутил, Ser — серицит, Sill — силлиманит, Spes — спессартин, St — ставролит, Tour — турмалин.

Наиболее замечательной особенностью ставролитовой зоны метаморфизма в Поважском Иновце является сосуществование со ставролитом всех полиморфов Al_2SiO_5 : кианита, андалузита и силлиманита без явных реакционных соотношений друг с другом. В их территориальном распространении (рис. 2) не видно определенной закономерности. В шлифах вместе со ставролитом присутствуют либо один, либо два силиката глинозема — например, $Ky + Andl$

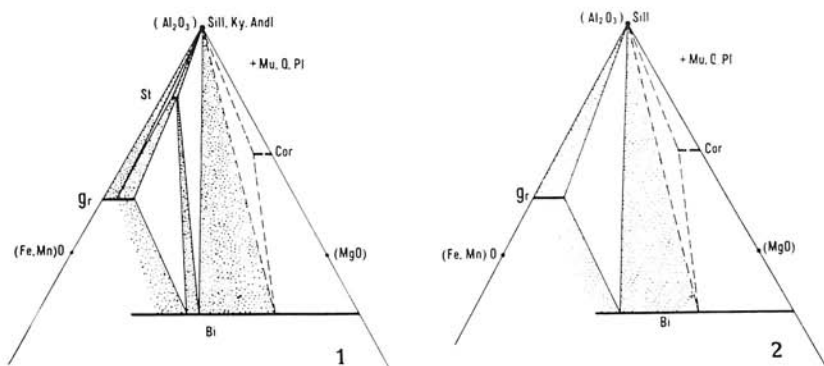


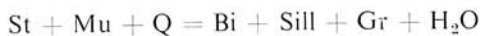
Рис. 3. Парагенезисы мусковитосодержащих бедных калием гнейсов и метapelитов ставролитовой (1) и биотит-силлиманит-мусковитовой (2) зон.

или $Andl + Sill$. Кристаллы кианита и андалузита встречаются в изолированных зернах или образуют сростания, в которых нет четких признаков параморфоз одного минерала по другому (см. фото на рис. 4 и 5). Силлиманит в этих же породах наблюдается в форме небольших фибролитовых пучков, параллельных сланцеватости, обычно в сростании с биотитом или мусковитом. Конкретные места находок разных силикатов глинозема со ставролитом показаны на карте метаморфизма соответствующими символами (рис. 2). Их тесная локализация в пределах одного участка, сосуществование друг с другом в отдельных шлифах позволяют считать, что в ставролитовой зоне Поважского Иновца стабилен парагенезис $St + (Ky + Andl + Sill)$, то есть давление отвечало условиям тройной точки силикатов глинозема.

В амфиболитах ставролитовой зоны устойчив парагенезис голубовато-зеленой роговой обманки с эпидотом, плагиоклазом и кварцем.

Силлимант-биотит-мусковитовая зона

Граница ставролитовой и силлиманит-биотит-мусковитовой зон проводится по реакции исчезновения ставролита



Особенно хорошо эта граница видна в юго-восточной части кристалликума Иновца, вблизи контактов мигматитов с гранитами, в районе Духоньки и Же-



Рис. 4. Равновесное сосуществование зерен кианита и андалузита в ставролит-гранатовых сланцах. Увел. $\times 150$.

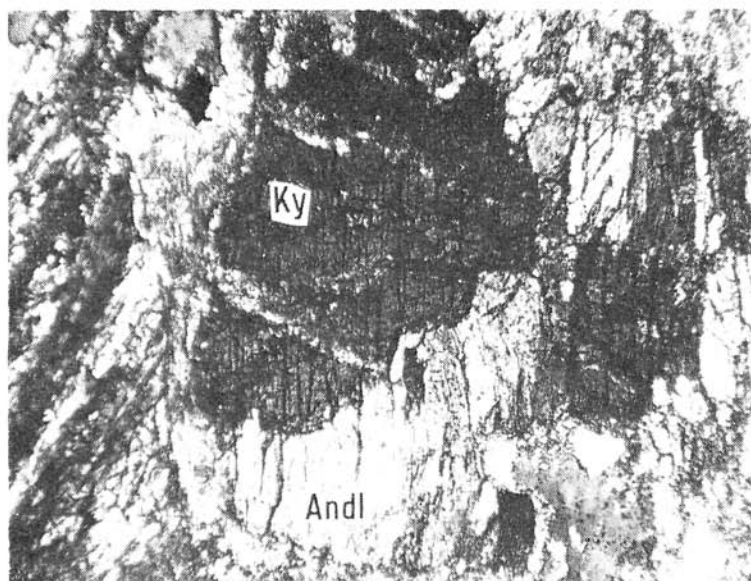
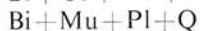
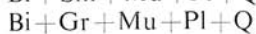
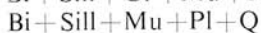
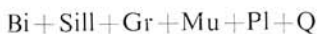


Рис. 5. Гомоосевые прорастания кристаллов кианита и андалузита в породах ставролитовой зоны. Увел. $\times 220$.

лезнодорожной долины (Putiš, 1981). В этом направлении количество и величина зерен ставролита в сланцах резко уменьшаются, и он спорадически сохраняется в виде небольших изъеденных реликтов внутри мусковита или в биотит-силлиманитовом агрегате. Затем он полностью исчезает.

Главные парагенезисы силлиманит-биотит-мусковитовой зоны (при участии ильменита или рутила):



Эти ассоциации показаны на рис. 3/2. Силлиманит обычно представлен фибролитом; в магнезиальных породах возможен кордиерит.

В условиях данной субфации метаморфизованы также ксенолиты в гранитах. Контактное воздействие гранитов на сланцы и гнейсы выражается главным образом в мусковитизации, а в области развития мигматитов — в фельдшпатизации и биотитизации.

В амфиболитах, как и в предыдущей зоне, устойчив парагенезис голубовато-зеленой роговой обманки с эпидотом, плагиоклазом и кварцем.

Р-Т условия метаморфизма кристалликума Поважского Иновца на петрографической сетке

До получения результатов микрозондового изучения гранатов и данных геотермобарометрии, мы вполне можем оценить условия метаморфизма этих двух кристаллических комплексов с помощью петрогенетической сетки (Кориковский, 1979). На ней (рис. 6), кроме ставролитсодержащих равновесий и диаграммы устойчивости силикатов глинозема, нанесены: экспериментальная линия устойчивости мусковита с кварцем (Kerrick, 1972; Жариков и др., 1972) при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_s$ и это же равновесие, пересчитанное на $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5-0.6P_s$ (с учетом переменной натровости мусковитов линия равновесия превращается в полосу, в пределах стабильности парагенезиса $\text{Mu} + \text{Ksp} + \text{Als} + \text{Q}$).

В пределах Поважского Иновца совместная устойчивость кианита, андалузита и силлиманита в ставролитовой зоне указывает на давление при метаморфизме, соответствующее тройной точке силикатов глинозема. Определяя положение этой точки на Р-Т диаграмме по Холдевею (Holdaway, 1971), параметры ставролитовой зоны оцениваются в пределах: $T = 500-530^\circ\text{C}$, $P_s = 375\text{ МПа}$ (приблизительно $350-400\text{ МПа}$). Если принять, что с переходом к силлиманит-биотит-мусковитовой зоне давление существенно не менялось, то температура в ее пределах равнялась $540-580^\circ\text{C}$. Этим условиям отвечает тренд РТ на рис. 6, который не достигает границы стабильности мусковита с кварцем, поскольку альтернативный парагенезис $\text{Ksp} + \text{Sill} + \text{Q}$ и даже промежуточный парагенезис $\text{Mu} + \text{Ksp} + \text{Sill} + \text{Q}$ в метаморфических породах Поважского Иновца не встречаются.

Для сравнения на Р-Т диаграмме (рис. 6) нанесены тренды зонального метаморфизма, установленные для кристалликума Малых Карпат и Сухи (Кориковский и др. 1984, 1985). Все тренды оказались близки, а разница в давлении

составляет не более 50—100 МПа. Различия в фазовых равновесиях между тремя комплексами заключаются в следующем:

а) для наиболее глубинного ореола Поважского Иновца ($P_s = 350\text{—}400$ МПа) характерно сосуществование кианита, андалузита и силлиманита; высокотемпературное разложение ставролита происходит глубоко в температурном поле силлиманита;

б) в зональном ореоле I этапа метаморфизма Малых Карпат ($P_s = 350$ МПа) кианит отсутствует, граница ставролит-хлоритовой зоны примерно совпадает с линией инверсии $\text{Andl} \rightarrow \text{Sill}$; ставролит также распадается в поле устойчивости силлиманита;

в) в кристалликуме Сухи ($P_s = 300$ МПа) граница устойчивости ставролита в мусковитсодержащих породах, примерно, совпадает с линией инверсии $\text{Andl} \rightarrow \text{Sill}$ (Кориковский-Каган-Путиш-Петрик, в печати). Вследствие этого парагенезис ставролит+силлиманит в кристалликуме Сухи не возникает, и ставролит-андалузит-биотитовая зона сменяется непосредственно силлиманит-биотит-мусковитовой (без ставролита).

И все-таки, несмотря на некоторые отличия в парагенезисах, очевидно, что все три комплекса сформировались в сходных условиях глубинности, в интервале давлений от 300 до 400 МПа. Общим является и то, что ни в одном из них, даже на участках развития мигматитов и гнейсогранитов, не достигается высокотемпературный предел стабильности мусковита с кварцем. Согласно диаграмме, предельная температура метаморфизма во всех рассматриваемых ореолах вряд ли превышала 580—590 °C, если при этом соблюдалось обычное для среднетемпературных субфаций соотношение $P_{H_2O} = 0,5\text{—}0,6 P_s$.

Что касается возраста прогрессивного метаморфизма кристалликума Поважского Иновца, то накопленные к настоящему моменту материалы с наибольшей вероятностью указывают на его варисский возраст:

1. Петрологический анализ убеждает, что прогрессивный зональный метаморфизм является одноактным процессом, синхронным с гранитообразованием и накладывается, судя по палинологическим данным (Čoňá — Kamenický, 1976), на палеозойские толщи от силура до девона (нижнего карбона?). Каких-либо реликтов или признаков еще более раннего цикла метаморфизма, с иными P-T параметрами не было обнаружено. В рамках единого метаморфического комплекса фиксируется, тем не менее, несколько стадий деформаций (Putiš, 1983), но это не представляется необычным. Например, внутри классического варисского метаморфического ореола в Пиренеях (Zwart, 1984) выделяется 5 наложенных друг на друга стадий деформаций.

2. По параметрам глубинности, типу температурной зональности и общему стилю метаморфизм кристалликума Поважского Иновца очень сходен с I циклом зонального метаморфизма в Малых Карпатах, для которого Rb-Sr изохронным методом получены значения 387 ± 38 млн. лет (метаморфические породы) и 347 ± 4 млн. лет (Братиславские граниты) (Багдасарян и др., 1983). Петрологическое сходство усиливается тем, что Малые Карпаты и Поважский Иновец находятся примерно на одной тектонической оси, разворачивающейся с ЮЗ на СВ. Имеющиеся для Поважского Иновца K-Ar определение возраста биотита из гранодиоритов дало значение 320 млн. лет (Kantor, 1961).

Таким образом, комплекс петрологических, общегеологических и частично — геохронологических данных и корреляций свидетельствуют в пользу того, что

зональный метаморфизм и гранитообразование в Поважском Иновце связаны с варисским эндогенным циклом.

Ретроградный метаморфизм в кристалликуме Поважского Иновца — характер процесса, парагенезисы и ступени равновесия

Средне- и низкотемпературный ретроградный метаморфизм (диафторез), выражающийся в мусковитизации, хлоритизации, серицитизации, альбитиза-

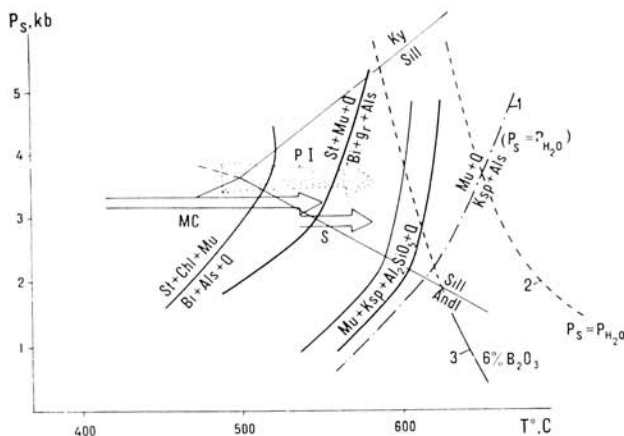


Рис. 6. Упрощенная P-T диаграмма среднетемпературных равновесий в мусковитсодержащих метапелитах (Кориковский, 1979), и P-T тренды прогрессивного этапа метаморфизма в кристалликумах Поважского Иновца (PI), Малых Карпат (MC) и Сухи (S). Координаты тройной точки силикатов глинозема — по Holdaway (1971).

Пояснения: 1 — равновесие $Mu + Q = Ksp + Als$ при $P_{H_2O} = P_s$ (Kerrick, 1972; Жариков и др., 1972); 2 — проекция линии гранитного солидуса при $P_{H_2O} = P_s$ (Рябчиков, 1975; Thompson — Algor, 1977); 3 — линия гаплогранитного солидуса в системе $Q\text{-}Ab\text{-}Ort\text{-}H_2O\text{-}B_2O_3$ при 6 мас. % B_2O_3 во флюиде (Pichavant, 1981).

ции и окварцевании, широко проявлен в кристалликуме Поважского Иновца. Им захвачены все породы — гнейсы, сланцы, граниты и мигматиты. Изучение этих явлений в Поважском Иновце имеет важное значение для суждений о возрасте и причинах диафтореза, поскольку галька диафторитов содержится в конгломератах верхнего карбона (Kamenický, 1958) и перми (Putiš, 1981) (колл. Путиша). Это является прямым геологическим доказательством существования мощного ретроградного этапа в конце варисского метаморфического цикла. С другой стороны, в Поважском Иновце, проявлен и альпийский диафторез, синхронный с низкотемпературным динамометаморфизмом, наложенным на верхнекарбонные и пермские отложения (Putiš, 1981; 1983; в печати).

В настоящей статье мы рассматриваем только явления поздневарисского диафтореза, то есть те типы средне- и низкотемпературных диафторитов, которые по петрологическим критериям можно связать с ретроградной стадией

варисского метаморфизма и гранитизации и гальки которых встречаются в конгломератах верхнего карбона и перми.

Как правило, в каждом образце диафторированной породы с разной интенсивностью проявлены изменения нескольких температурных ступеней, наложенных друг на друга. Например, в гнейсах и мигматитах со вторичным крупночешуйчатым мусковитом, замещающим биотит и плагиоклаз, можно видеть еще более поздний хлорит, развитый по гранату и биотиту, или тонкочешуйчатый серицит с мельчайшими зернами клиноцоизита, возникающие при замещении или распаде плагиоклаза. В ходе диафтореза, происходящего в значительном интервале падающих температур, гранат-двуслюдяные гнейсы, ставролит-кианит-андалузит-силлиманитовые сланцы, биотит-мусковитовые граниты и мигматиты могут превращаться в мусковитовые, хлорит-мусковитовые и серицит-хлоритовые сланцы, бластомилониты и филлониты. При этом образуется одна или несколько генераций наложенной сланцеватости.

Рассматривая ряд последовательных замещений минералов в ходе ретроградного метаморфизма, можно выделить три его температурные ступени: мусковитовую (I), мусковит-хлоритовую (II) и серицит-хлоритовую (III).

I ступень ретроградного метаморфизма (мусковитовые сланцы)

Наиболее ранним вторичным процессом в кристаллических породах Поважского Иновца является их мусковитизация. В гнейсах и мигматитах в первую очередь наблюдается замещение биотита и плагиоклаза крупночешуйчатым мусковитом. В высокоглиноземистых сланцах мусковит разъедает и замещает также ставролит, андалузит и кианит, зерна которых могут сохраняться внутри новообразованных пластинок мусковита в виде небольших изъеденных реликтов (рис. 7 и 8). По своему облику и размеру чешуек вторичные мусковиты аналогичны метаморфическим мусковитам прогрессивного этапа, но отличаются от них ярко выраженными реакционными соотношениями с биотитом, ставролитом, плагиоклазом и силикатами глинозема.

Одновременно с мусковитизацией, во многих случаях обнаруживается новообразование крупных зерен идиоморфного турмалина, который дает устойчивую ассоциацию со вторичным мусковитом, и таким образом биотитовые гнейсы и мигматиты превращаются в осветленные мусковит-полевошпат-кварцевые или мусковит-турмалин-полевошпат-кварцевые сланцы с переменным содержанием биотита. Гранат на этой ступени, даже при очень интенсивной мусковитизации биотита и ставролита, как правило, полностью сохраняют свою стабильность, обнаруживая лишь слабые признаки замещения вторичным биотитом. Таким образом, обычный парагенезис мусковитизированных пород — $Mu \pm Bi \pm Pl + Q$ или $Mu \pm Bi \pm Gr + Pl + Q$, наиболее полный — $Mu \pm Bi \pm Gr \pm Tour + Als + Pl + Q$.

Среднетемпературная ретроградная мусковитизация гнейсов, сланцев и мигматитов синхронна с явлениями аутометасоматической мусковитизации в гранитах и пегматитовых жилах. В них вторичный мусковит, также замещающий биотит и плагиоклаз, может давать более крупные кристаллы, размером до 0,5—1 см. Единственным отличием является то, что в гранитах Поважского Иновца иногда (а в гранитах района Сухи — очень часто) вместе с мусковитом образуется вторичный фибролитовый силлиманит. Сроски мусковита с силли-

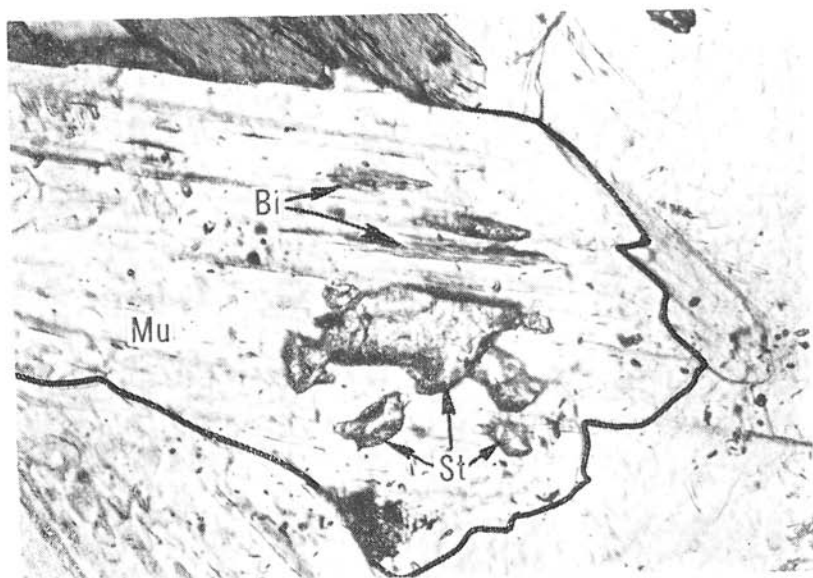


Рис. 7. Реликты резорбированных зерен ставролита и биотита внутри вторичного крупночешуйчатого мусковита (его контуры обведены). I ступень ретроградного метаморфизма. Увел. $\times 220$.



Рис. 8. Реликты андалузита во вторичном крупночешуйчатом мусковите (его контуры обведены). I ступень ретроградного метаморфизма. Увел. $\times 180$.

манитом (Putiš, 1981, 1983) в виде гнезд или прожилков секут и замещают магматические полевые шпаты, биотит и кварц в гранитах, что хорошо доказывает постмагматический генезис процесса. Сама стабильность силлиманита является признаком того, что температура процесса была не ниже 500 °С.

В химическом отношении мусковитизация биотита, ставролита и полевых шпатов — метасоматический процесс, связанный с выносом Mg, Fe, Na и Ca и привносом K и Si. Образование турмалина указывает на привнос В. Такая направленность свидетельствует о том, что данный процесс представляет собой типичное кислотное выщелачивание (Коржинский, 1955).

II ступень ретроградного метаморфизма (мусковит-хлоритовые сланцы и бластомилониты)

В ходе дальнейшего падения температуры, наряду с мусковитом фиксируется появление крупночешуйчатого хлорита. Первичный биотит замещается уже не только мусковитом, а сростками мусковита с хлоритом или одним хлоритом с вросками сагенита. Гранат замещается таким же хлоритом, иногда в ассоциации с мусковитом и вторичным мелкочешуйчатым, слабо окрашенным биотитом (по-видимому, с пониженным содержанием TiO_2). Продолжается также новообразование турмалина. Интересно, что на этой ступени очень мелкозернистые гранаты (скорее всего сильно обогащенные спессартином)*, в отличие от более крупных зерен, не несут признаков замещения, то есть повышенное содержание Mn стабилизирует гранат при средне- и низкотемпературном диафторезе.

В условиях II ступени ретроградного метаморфизма гнейсы, мигматиты и сланцы превращаются в крупно- или среднечешуйчатые мусковит-хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы и бластомилониты с рассеянными кристаллами турмалина, и реликтами граната, биотита, ставролита и силикатов глинозема. Добавочным минералом является вторичный бледно-зеленый или бледно-коричневый биотит. Итак, обычный парагенезис II ступени ретроградного метаморфизма — $Mu + Chl + Pl + Q$, а наиболее полный (равновесный) — $Mu + Chl \pm \pm Bi_{втор} \pm Gr_{Mn-Fe} \pm Tour + Pl + Q$. Предполагаемая температура перекристаллизации — 400—450 °С.

Аналогичные замещения происходят и в гранитах. Во многих случаях удается наблюдать, что мусковитизация и хлоритизация локализуется внутри или в экзоконтакте пегматоидных жил, но не захватывает вмещающие породы. Такое околожильное образование части мусковитов и хлоритов служит доказательством аутометасоматического характера минеральных реакций. По химизму II ступень диафтореза — также метасоматическое кислотное выщелачивание.

* Специальные исследования показали, что в сланцах регионально-метаморфического происхождения величина зерен граната обратно пропорциональна содержанию спессартиновой молекулы (Clifford, 1960). При содержании — 20% Spes гранаты не срстаются з крупные кристаллы, а образуют „сыпь“ мелких изолированных зерен.

III ступень ретроградного метаморфизма (серицит-хлоритовые бластомилониты)

Наиболее низкотемпературным проявлением диафтореза является серицитизация и хлоритизация гнейсов, сланцев и мигматитов, а также продуктов более ранних ступеней ретроградного метаморфизма. При этом биотит частично или полностью замещается не крупными пластинками мусковита, как на I или II ступени, а мелкошубчатым агрегатом серицита и хлорита, с вростками иголок сагениита или мелких зерен лейкоксена. Гранат чаще всего замещается хлоритом, иногда вместе с серицитом. Плагиоклаз распадается на альбит с вростками серицита и клиноцоизита, или полностью замещается микрозернистым агрегатом серицитовой слюды. Низкотемпературная перекристаллизация сопровождается серией кварцевых, кварц-серицитовых, серицит-хлорит-альбитовых прожилков.

В структурном отношении низкотемпературные процессы выражаются двояко. Иногда первоначальная лепидогранобластовая структура гнейсов и сланцев целиком сохраняется, и низкотемпературные минералы дают полные или частичные псевдоморфозы по биотиту, гранату и полевым шпатам, повторяя контуры их зерен. Но чаще процесс сопровождается интенсивным расщеплением исходных пород, которые превращаются в типичные бластомилониты. Для них характерна высокая степень нового кристаллобластеза серицита, хлорита, альбита и кварца. Бластомилонитизация может захватывать и большие толщии пород, и проявляться в виде тонких плоскостей скольжения и расщепления, видимых в пределах шлифа.

Площадные явления низкотемпературного поздневарисского диафтореза также имеют своих аналогов в продуктах автометасоматоза в синметаморфических гранитах и пегматоидных жилах. В них проявляется аналогичная хлоритизация и серицитизация биотита и полевых шпатов, и возникают серии низкотемпературных прожилков. В ряде случаев устанавливается сгущение интенсивности таких явлений вблизи гранитных жил, что указывает на них как на источник, по крайней мере, части низкотемпературных метасоматических флюидов.

Как и для более ранних ступеней, образование серицит-хлорит-полевошпат-кварцевых сланцев на месте гнейсов, сланцев и гранитов представляет собой метасоматическое кислотное выщелачивание с выносом значительного количества Mg, Fe, Ca и Na, и привносом Si и K. Предполагаемая температура перекристаллизации в условиях III ступени — 300—400 °C.

Важнейшей проблемой генезиса низкотемпературных хлорит-серицитовых диафторитов является установление критериев отличия варисских процессов от альпийских. С одной стороны, хлорит-серицитовые диафториты встречаются в гальке конгломератов верхнего карбона и перми, и поэтому несомненно, что значительная их часть образовалась в конце варисского цикла. С другой стороны, хлорит и серицит — типичные новообразования альпийского этапа метаморфизма в чехле Поважского Иновца, и очевидно, какая-то часть низкотемпературных диафторитов в кристалликуме синхронна с альпийским циклом деформаций.

Ниже мы пытаемся сформулировать петрологические критерии выделения

поздневарисских диафторитов, позволяющие объединить породы I, II и части III ступеней в рамках единого ретроградного цикла.

*Петрологические особенности ретроградного метаморфизма
поздневарисского этапа*

Диафторитические процессы всех трех стадий имеют ряд общих особенностей:

1. Ретроградный метаморфизм связан с мощным притоком глубинных флюидов. Помимо значительных количеств H_2O (кроме дегидратированной воды выделенной при прогрессивном этапе регионального метаморфизма), необходимых для реакций гидратации, растворы приносили K, Si и B (мусковитизация, серицитизация, окварцевание, турмалинизация) и выносили Mg, Fe, Na и Ca. Гидротермальный характер ретроградных реакций подчеркивается образованием большого количества тонких прожилков, насыщающих диафториты — кварцевых, кварц-мусковитовых, кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых, альбитовых, кварц-эпидотовых.

2. Явления площадного диафтореза сланцев, гнейсов и мигматитов сопровождалось совершенно аналогичными по минеральному выражению и синхронными по времени автометасоматическими процессами в гранитах и пегматитовых жилах. Автометасоматический характер мусковитизации, хлоритизации, окварцевания и серицитизации в гранитах убедительно доказывается в тех случаях, когда эти процессы локализуются внутри небольших секущих или согласных тел пегматитов среди сланцев, но не проявлены (или проявлены слабо) в самих породах, вмещающих жилы. Может наблюдаться и быстрое затухание вторичных изменений с удалением от жил.

3. Ретроградные изменения всех трех ступеней имеют единую петрохимическую тенденцию — метасоматическое кислотное выщелачивание при высокой активности калия (Коржинский, 1955). Такие процессы обычно сопровождаются некоторым осветлением пород, которое становится наглядным при интенсивном замещении темноцветных минералов (биотита, граната, ставролита) светлыми слюдами — мусковитом и серицитом. Поэтому существенно мусковит- или серицит-полевошпат-кварцевые бластомилониты — характерные породы I, II и III этапов.

4. Бластомилониты всех трех ступеней хорошо рассланцованы, имеют высокую степень кристаллобластеза, полнокристаллическую структуру — особенности, указывающие на милонитизацию в глубинных условиях и при избытке флюидов. Среди поздневарисских диафторитов не встречаются грубо или механически дробленные катаклазиты и милониты с угловатыми обломками зерен и слабым кристаллобластезом, встречающиеся среди альпийских тектонитов.

Таким образом, для диафторитов всех трех ступеней наблюдается преемственность метасоматического характера процесса, степени рассланцевания, химизма и поведения компонентов. Эти признаки свидетельствуют о том, что породы I, II и значительная часть пород III этапа диафтореза принадлежат к единому ретроградному циклу, проявленному на нисходящей ветви варисского метаморфизма. Источником ретроградных реакций является скорее

всего циркуляция постмагматических растворов, связанных с синметаморфическими гранитами. В пользу этого говорит тенденция к кислотному выщелачиванию при диафторезе, что является типичной чертой постмагматического процесса (Коржинский, 1955), но не метаморфизма, который, как правило, имеет изохимический характер.

В кристаллическом комплексе Поважского Иновца анатектическое гранитообразование явно сопровождалось притоком щелочных глубинных флюидов, способствующих фельдшпатизации и дебазификации вмещающих пород и образованию теневого мигматитов. Дальнейшая эволюция таких растворов после кристаллизации гранитов и спада температуры обычно направлена к повышению их кислотности. Просачивание растворов вдоль зон повышенной проницаемости в гранитах, гнейсах и сланцах приводило к их диафторезу и выщелачиванию в интервале падающих температур от 500 до 300 °C.

Сделанный нами вывод о преимущественной роли ретроградных процессов варисского цикла в формировании нескольких температурных ступеней диафторитов в кристалликуме Поважского Иновца, находится в соответствии с современными концепциями об эволюции зонально-метаморфических комплексов. Выявление с помощью микрозонда ретроградных внешних каемок у большинства высокотемпературных минералов, в частности у гранатов, и реконструкции с их помощью ретроградных Р-Т трендов показало, что в природе не существует метаморфических комплексов без более или менее ярко выраженного регрессивного этапа (Перчук и др., 1983; Tracy — Robinson — Thompson, 1976; Hollister, 1982; Schenk, 1984; Delor et al., 1984). Вся разница лишь в масштабах процесса, зависящего главным образом от флюидонасыщенности каждого комплекса и наличия зон проницаемости или дробления (то есть путей просачивания флюидов).

*Геохимическая роль бора при ретроградном метаморфизме
и образовании мигматитов*

Во многих шлифах из пород ранних ступеней диафтореза — из мусковитизированных гранитов, гнейсов и сланцев, наблюдаются крупные новообразованные кристаллы турмалина, возникающие одновременно со вторичным мусковитом. Это указывает на значительную роль В во флюидах, и очевидно, не только на ретроградной постмагматической стадии, но и в ходе предшествующего гранитообразования и мигматизации, что дает ключ к пониманию некоторых специфических особенностей гранитизации в кристалликуме Поважского Иновца.

Положение линии гранитного солидуса (Рябчиков, 1975; Thompson — Algor, 1977), нанесенной на рис. 6 (кривая 2) показывает, что температура выплавления двуполовошпатового гранита при $P_s = 400$ МПа и $P_{H_2O} = P_s$ равняется, примерно, 640 °C. Но, как следует из диаграммы на рис. 6, температура 640 °C при $P_s = 400$ МПа (то есть при давлении, характерном для метаморфического ореола Поважского Иновца) лежит за пределами реальной стабильности мусковита с кварцем в природных условиях. Если справедливо обычно принимаемое для среднетемпературных фаций соотношение $P_{H_2O} = 0,5—0,6 P_s$ то предельная температура устойчивости чисто калиевых мусковитов при

$P_s = 400$ МПа составляет 620°C (см. равновесие $\text{Mu} + \text{Ksp} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Q}$ на рис. 6).

Однако в кристалликуме Поважского Иновца синметаморфическое гранитообразование и мигматизация целиком происходят внутри силлиманит-биотит-мусковитовой зоны, где не только полностью устойчив мусковит, но даже нет признаков его частичного распада на парагенезис $\text{Ksp} + \text{Als} + \text{Mu}_\text{K} + \text{Q}$. Это значит, что температура силлиманит-биотит-мусковитовой зоны не превышала 600°C . А поскольку метаморфический парагенезис $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Mu} + \text{Q}$ стабилен как в непосредственных контактах с гранитами, так и в меланосоме мигматитов, равновесной с гранитной лейкосомой, следует считать, что температура выплавления (или кристаллизации) гранитоидов Поважского Иновца не должна быть выше 600°C .

Такая явно пониженная температура гранитообразования в кристалликуме Поважского Иновца может быть объяснена, в свете частых находок турмалина, только значительной примесью бора во флюидной фазе гранитов. Как показали экспериментальные данные Пишавана (Pichavant, 1981; Мэннинг — Пишаван, 1984), примесь B_2O_3 в гаплогранитной системе $\text{Q}-\text{Ab}-\text{Ort}-\text{H}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3$ заметно сдвигает линию гаплогранитного солидуса в область пониженных температур. На рис. 6, по данным Пишавана, нанесена одна из таких солидусных линий при содержании 6 мас. % B_2O_3 во флюиде. Соответственно, температура кристаллизации гранитов с подобным составом флюидов, при $P_s = 400$ МПа может понижаться до 600°C , что приближается к реконструированным нами Р-Т условиям метаморфизма и мигматизации в Поважском Иновце.

Важно отметить, что данные Пишавана не дают возможности количественно оценить содержание B_2O_3 в природных гранитах по содержанию в них турмалина. Распределение В между расплавом и флюидом обнаруживает резкое смещение этого равновесия в пользу флюида. Поэтому осаждение бора по мере снижения температуры и накопления летучих, будет происходить не в магматическую, а в раннюю постмагматическую стадию, что мы и видим в Поважском Иновце, где максимум кристаллизации турмалина совпадает с процессом мусковитизации гранитов, мигматитов и сланцев (I и II ступени ретроградного метаморфизма). Образование больших количеств турмалина непосредственно из расплава возможно только при $P_s = 500$ МПа, где вместе с турмалином может возникать и магматический мусковит (Кориковский, 1983).

*Перекристаллизация осадочных пород и состав галек конгломератов
верхнего карбона и перми*

Метаморфизм верхнепалеозойских пород

Среди осадочных образований верхнего карбона и перми, несогласно залегающих на кристаллических породах Поважского Иновца, преобладают алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты. Кроме того, в перми встречаются кислые и основные вулканы и их туфы (Putišin Maheř et al., 1979; в печати).

В алевролитах и мелкозернистых песчаниках верхнего карбона и перми цемент представлен хлорит-серицит-полевошпат-кварцевым микро- или мелко-

зернистым агрегатом. Степень его раскристаллизации обычно невелика и меняется от прослая к прослою. Новообразованные слюды часто имеют параллельную ориентировку, совпадающую с осадочной слоистостью. В наиболее мелкозернистых (первично глинистых) хлорит-серицитовых метааргиллитах и алевролитах, альпийские деформации способствовали образованию мелкой пloidчатости и гофрировки, которая подчеркивается переориентировкой чешуек серицита и хлорита. В аркозовых песчаниках, гравелитах и конгломератах обломочная фракция представлена окатанными или угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, турмалина, а также кварц-полевошпатовыми и кварц-мусковит-полевошпатовыми сростками гранитного происхождения. Во всех псаммитовых породах, а также во многих аргиллитах в изобилии присутствуют кластогенные, часто упруго деформированные чешуйки мусковита размером от 0,1 до 1 см, явно возникшие в результате дезинтеграции и размыва мусковитовых гранитов и гнейсов Поважского Иновца. В отличие от новообразованного серицита из матрикса, крупные обломочные мусковиты располагаются часто беспорядочно, под любыми углами к осадочной полосчатости. Для них очень характерно поперечное разбухание чешуек, то есть признаки гидрослюдистого перерождения (иллитизации) в ходе диагенеза и эпигенеза псаммитовых осадков.

Кроме мусковита, в обломках встречаются мелкие зерна биотита, которые несут следы полного или частичного распада, превращаясь в гидробиотит. При этом они приобретают грязно-бурый цвет, теряют свой плеохроизм и становятся под микроскопом почти изотропными.

В обломках также присутствуют крупные кластогенные зерна хлорита и мусковит-хлоритовые сростки, которые образуются в гранитах при аутометасоматическом замещении биотита и в условиях II ступени ретроградного метаморфизма.

В отличие от пермских туфов, в обычных алевролитах, песчаниках или конгломератах не встречается каких-либо гидротермальных прожилков или признаков метасоматической деятельности.

Состав галек конгломератов

В составе галек присутствуют некоторые типы гранитов, мигматитов, гнейсов и диафторированных пород из кристалликума Поважского Иновца. Наиболее важными для интерпретации геологической истории этого района являются находки галек диафторитов, в породах верхнего карбона обнаруженные Каменицким (Kamenický, 1958), а в перми — Путишем (Putiš, 1981).

Цементом конгломератов являются аркозовые песчаники и гравелиты, переполненные обломками кварца, полевых шпатов, чешуйками кластогенных мусковитов, хлоритов и полуразложженных биотитов. Иногда между обломками присутствует битуминозный глинистый цемент, перекристаллизованный с образованием мельчайших новообразований серицита и хлорита. Степень окатанности галек различна — от округлых до плоских и угловатых, что свидетельствует о незначительном переносе обломков от области их размыва.

Среди галек встречены следующие разновидности (все образцы — из коллекции Путиша):

А) *Малоизмененные кристаллические породы:*

1. биотит-мусковит-плагиоклаз-калишпат-кварцевые граниты;
2. биотит-плагиоклаз-кварцевые гнейсо-граниты;
3. биотит-плагиоклаз-кварцевые мигматиты;
4. мусковит-биотит-плагиоклаз-калишпат-кварцевые мигматиты с; частично серицитизированным плагиоклазом;
5. богатые турмалином биотит-мусковит-плагиоклаз-кварцевые сланцы со свежим или серицитизированным плагиоклазом;
6. биотит-гранат-мусковит-плагиоклаз-кварцевые гнейсы;
7. крупнозернистые очковые гнейсы с тонкими секущими серицит-хлорит-кварцевыми прожилками (локализованными внутри гальки).

Б) *Диафторированные породы:*

8. окварцованные биотит-плагиоклаз-кварцевые граниты с полностью серицитизированным плагиоклазом;
9. мусковит-серицит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые плейчатые диафториты;
10. хлорит-серицит-кварцевые диафториты по мигматиту, с реликтовыми очками свежих полевых шпатов и мусковитом;
11. кварц-серицитовые рассланцованные бластомилониты.

Таким образом, среди галек присутствуют среднетемпературные (мусковитовые и хлорит-мусковитовые) и низкотемпературные (серицитовые и хлорит-серицитовые) ретроградно метаморфизованные породы I, II и III ступеней.

В одном и том же образце часто контактируют гальки совершенно свежих полнокристаллических гранитов или гнейсов, их хлоритизированных или серицитизированных разностей, и хлорит-серицитовых бластомилонитов. Сами диафторитовые гальки и их внутренняя сланцеватость могут располагаться под любым углом к осадочной полосчатости конгломератов. Цемент последних часто не рассланцован, и сохраняет грубую псаммитовую или псефитовую структуру. Многочисленные жилки, сопровождающие образование диафторитов и параллельные их сланцеватости, нигде не выходят в цемент, за контуры галек. Таким образом, нет сомнений в том, что попавшие в гальки диафториты возникли в кристаллическом фундаменте Поважского Шновца до его эрозии в верхнем карбоне, и впоследствии были размывы и переотложены в виде более или менее окатанных обломков.

Сравнение низкотемпературного диафтореза с метаморфизмом пермо-карбоновых отложений

Несмотря на то, что по минеральному составу диафториты хлорит-серицитовой ступени и осадочные породы верхнего палеозоя Поважского Иновца сходны между собой, присутствие диафторитов в гальках конгломератов верхнего карбона и перми, и резкие отличия физико-химических и текстурных особенностей процесса диафтореза от метаморфизма чехла, свидетельствуют о доальпийском возрасте большей части диафторитов.

Как уже было показано выше, диафторез III температурной ступени (так же как I и II) представляет собой регионально проявленный метасоматический процесс, с выщелачиванием и перемещением ряда компонентов, привнесом К,

Si и В и выносом Mg, Fe, Na и Ca. Высокая флюидная активность на III ступени диафтореза выражается в обилии тонких кварцевых, кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых и алыбитовых прожилков, которые можно видеть в шлифах из большинства образцов диафторированных пород. Таким образом, по этим признакам большая часть низкотемпературных диафторитов объединяется с диафторитами I и II ступени в единый ретроградный цикл, проявленный на нисходящей ветви варисского метаморфизма и гранитообразования.

Важная текстурная черта поздневарисских низкотемпературных диафторитов — их высокая степень расщепления и кристаллобластеза, что указывает на значительную глубинность процесса, возможно, мало отличающегося от глубинности прогрессивного этапа. Все обнаруженные в гальках верхнепалеозойских конгломератов хлорит-серицитовые ($\pm$ альбит) диафториты относятся к хорошо расщепленным разностям, и среди них полностью отсутствуют механически дробленные катаклазиты и милониты с низким кристаллобластезом, встречающиеся в тектонических контактах кристалликума с верхнепалеозойским чехлом.

Совершенно иные особенности характерны для альпийского метаморфизма осадочных пород верхнего карбона и перми. Это типичный изохимический метаморфизм погружения, местами даже эпигенез, с локально наложенными проявлениями динамо метаморфизма, кливажа и филлонитизации, но в условиях той же хлорит-серицитовой субфации. В верхнепалеозойских породах отсутствуют признаки просачивания флюидных потоков, регионального или локального метасоматоза с привносом и выносом вещества, нет (за исключением пропилитизированных туфовулканитов перми) многочисленных прожилков, характерных для диафторитов.

По-видимому, осадочные породы содержали необходимое количество H_2O для новообразования серицита и хлорита: это захороненная межпоровая вода, а также вода, выделяющаяся за счет распада глинистых фаз, гидрослюд и других минералов стадии эпигенеза.

Однако в отличие от прогрессивного метаморфизма осадочных пород, диафторез „сухих“ кристаллических толщ требует интенсивного притока флюидов извне. Ясно, что ограниченный характер (или отсутствие) привноса растворов на альпийском этапе предопределяет и ограниченные масштабы альпийского диафтореза в сравнении с варисским. Недостаток флюидов обнаруживается даже в зонах альпийских разломов, в тектонитах которых дробление и механические деформации превалируют над кристаллобластезом (Putiš, в печати).

Поэтому альпийские диафториты, имеющие облик филлонитов, и обычно возникающие в кристалликуме вдоль контактов с породами верхнего палеозоя и мезозоя, имеют изохимический характер, сопоставимый с метаморфизмом самих осадков и туфовулканитов верхнего карбона и перми. Главными минеральными новообразованиями альпийского диафтореза, как и III этапа варисского ретроградного метаморфизма, являются: кварц (преимущественно раздробленный и слабо перекристаллизованный), серицит (по полевым шпатам) и хлорит (по биотиту и гранату), ориентированные вдоль поверхностей филлонитизации. Даже альпийский альбит в шлифах не находится.

Помимо разницы в масштабах проявления, текстурах и метасоматическом, либо изохимическом характере процесса между варисскими и альпийскими диафторитами, они отличаются также общим структурным планом. Поздне-

варисский ретроградный метаморфизм всех трех ступеней связан с субширотными доальпийскими генеральными структурами кристалликума общего В-З направления (в плоть ВСВ-ЗЮЗ, или ЗСЗ-ВЮВ) (Putiš in Maheľ et al., 1979, 1984; Putiš, 1980, 1981, 1983, в печати), тогда как альпийский диафторез и динамометаморфизм — с преобладательно дивергентными альпийскими структурами общего ССВ-ЮЮЗ (в плоть С-Ю, или ВСВ-ЗЮЗ) направления (Putiš l. c.), захватывающими, кроме кристалликума, его верхнепалеозойский и мезозойский покров.

Таким образом, в Поважском Иновце устанавливается ряд существенных различий между низкотемпературным поздневарисским ретроградным метаморфизмом и альпийским диафторезом. Эти закономерности могут учитываться при исследовании процессов диафтореза и в других выступах кристаллического фундамента Словакии.

ЛИТЕРАТУРА

- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1983: Результаты Rb-Sr определений возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 4, с. 387—397.
- 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.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1955: Очерк метасоматических процессов. В книге: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, Москва, с. 335—456.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метапелитов. Наука, Москва, 263 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1983: Влияние бора на условия кристаллизации синметаморфических мусковитсодержащих гранитов и пегматитов. Доклады АН СССР, 272, 3, с. 683—686.
- 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.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — КАГАН, Ш. — ПУТИШ, М. — ПЕТРИК, И., 1985: Метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи и высокотемпературный аутометасоматоз в глиноземах гранитах Стражевских гор. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), в печати.
- МЭННИНГ, Д. — ПИШАВАН, М., 1984: Экспериментальное исследование роли фтора и бора в образовании поздних гранитных пород и связанного с ними оруденения. В книге: Петрология. Доклады 27-й сессии Межд. Геол. Конгресса, Москва, Наука, т. 9, с. 166—174.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К., 1983: Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Наука, Москва, 198 с.
- РЯБЧИКОВ, И. Д., 1975: Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Наука, Москва, 232 с.
- BUDAY, T. et al., 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape CSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov (Bratislava), с. 35—39.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, J. — KRIST, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštáliku Malých Karpát, Považského Inovca, Trábea a západnej časti Vepora. XII. zjazd Cs. spol. pre miner. a geol. Zjazdový sprievodca (Bratislava), с. 7—22.
- CLIFFORD, T. N., 1960: Spessartine and magnesium-biotite in cotecule-bearing rocks from Mill Hollow. Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 94, 2, с. 1369—1400.
- CORNA, O. — KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, с. 117—132.
- DELOR, C. P. — BURG, J. P. — LEYRELOUP, A. F., 1984: Staurolite producing reactions and geothermobarometry of high pressure thermal aureole in the French Massif Central. J. metamorphic Geol., 2, 3, с. 55—72.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J. Sci. (New Haven), 271, с. 97—131.

- HOLLISTER, L. S., 1982: Metamorphic evidence for rapid (2 mm/yr) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains, B. C. *Canad. Mineralogist* (Ottawa), 20, c. 319–332.
- KAMENICKÝ, J., 1956: Zpráva o geologickom mapovaní a výskume severnej časti kryštalinika Považského Inovca. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 8, c. 110–124.
- KAMENICKÝ, J., 1958: Predbežná zpráva o geologicko-petrografickom výskume severnej časti Považského Inovca. Manuscript. Geofond, Bratislava.
- KANTOR, J., 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 60, c. 303–318.
- KERRICK, D. M., 1972: Experimental determination of muscovite-quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. *Amer. J. Sci.* (New Haven), 59, c. 729–762.
- MAHEL, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Žilina (Bratislava), c. 32–54, c. 177–204.
- MAHEL, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty. Academia, naklad. Praha, 496 c.
- MAHEL, M. et al., 1979: Paleotektonická a štruktúrna klasifikácia tatrid. Manuscript. Geol. ústav SAV, Bratislava, 87 c.
- MAHEL, M. et al., 1980: Klasifikácia tektonických jednotiek Západných Karpát, ich vzťah k susedným segmentom a navzájom. Manuscript. Geol. ústav SAV, Bratislava, c. 20–22, c. 29–31.
- MAHEL, M. — PUTIŠ, M. et al., 1984: Správa k tektonickej mape Považského Inovca 1 : 100 000. Manuscript. Archiv Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- PICHAVANT, M., 1981: An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar pressure: geological applications. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin–New York), 76, c. 430–439.
- PUTIŠ, M., 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31, 4, c. 619–626.
- PUTIŠ, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery podtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandid. dizert. práca. Manuscript. Geol. ústav SAV, Bratislava, 187 c.
- PUTIŠ, M., 1982a: Metamorfózy v kryštaliniku a obalovom paleozoiku Považského Inovca. *Zbor. ref. In Krist, E. ed.: Metamorfne procesy v Západných Karpatoch.* Bratislava, c. 39–43.
- PUTIŠ, M., 1982b: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereich des Považský Inovec, Suchý und Kráľova hofa. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 32, 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.
- PUTIŠ, M.: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 84, в печати.
- THOMPSON, A. B. — ALGOR, J. R., 1977: Model systems for anatexis of pelitic rocks. I: Theory of melting reactions in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Contr. Mineral. Petrology* (Berlin–New York), 44, c. 173–194.
- TRACY, R. J. — ROBINSON, P. — THOMPSON, A. B., 1976: Garnet composition and zoning in the determination to temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. *Amer. Mineralogist* (Washington), 61, c. 762–775.
- SCHENK, V., 1984: Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasites, ultramafics and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. Petrology* (Oxford), 25, 1, c. 255–298.
- ZWART, H. J., 1984: Progression of regional metamorphism through space and time. Abstracts 27-th Inter. Geol. Congress, Moscow, IV, section 09, c. 508–509.

Рукопись получена 25 марта, 1985.