

УДК 552.181(575.1)

ПЕТРОГРАФИЯ

И. В. МУШКИН, О. А. СТАРЦЕВ, В. С. КОРСАКОВ

ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА И ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 5 VIII 1970)

Проблемы генезиса пород глаукофановой фации детально рассмотрены в работах Н. Л. Добрецова (^{3, 4}), В. С. Соболева (⁹), И. Е. Медведевой (⁶), Миаширо (¹¹) и ряда других исследователей. Принято считать, что эти образования возникают при сравнительно высоком давлении и низкой температуре (высокий P/T -тип метаморфизма по А. Миаширо).

В западной части Южного Тянь-Шаня глаукофановые сланцы выявлены в пределах офиолитовых поясов, приуроченных, как правило, к зонам палеозойских глубинных межзональных разломов (рис. 1). С ними

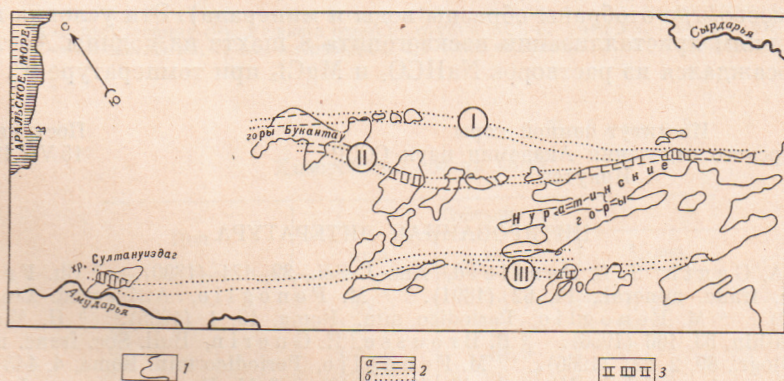


Рис. 1. Схема расположения офиолитовых поясов западной части Южного Тянь-Шаня. 1 — выходы докембрийских образований; 2 — офиолитовые пояса: а — прослеженные, б — предполагаемые; 3 — площади развития глаукофановых сланцев. Офиолитовые пояса: I — Тубаберген-Маджерумский, II — Кокпатас-Тескудукский, III — Бешмазар-Катармайский

постоянно ассоциируют апогарцбургитовые серпентиниты, разнообразные пара- и ортосланцы и вулканогенные породы диабаз-базальтового состава. Реже отмечаются серпентинизированные перидотиты, пироксениты, амфиболитизированные габбро, плагиограниты, родингиты и т. д. Наиболее полная геолого-петрографическая характеристика офиолитовым поясам дана в работах И. Х. Хамрабаева (¹⁰), В. В. Баранова (¹) и Е. Н. Горюцкой и др. (²). Согласно этим исследованиям и нашим, мощность поясов варьирует в пределах от нескольких сотен метров до 10 км при протяженности сотни километров.

Глаукофановые сланцы обнаружены в Северо-Нуратинском хребте (иттунусайская свита), Зиаэтинских горах (катармайская свита), кызылкумских возвышенностях Тамдытау (учкудуктауская свита) и Султануиздаг (джамансайская и бешмазарская свиты). При этом в Северном Нуратау их выходы прослежены почти непрерывно на 60—70 км, в Зиаэтинских горах — на 20—25 км; в остальных двух регионах глаукофановые

сланцы задокументированы в нескольких пунктах, хотя, по-видимому, имеют широкое распространение.

Возраст толщ, к которым приурочены описываемые образования, в большинстве случаев дискусионен. Лишь для катармайской свиты, содержащей горизонты известняков с брахиоподами, криноидеями, ругозами и строматопороидеями раннедевонского облика, он решается относительно однозначно. По-видимому, девонской может оказаться и иттунысайская свита, абсолютный возраст альбит-кварц-слюдистых сланцев из которой, определенный калий-аргоновым методом по валу, 365 ± 5 ; 365 ± 6 млн лет (лаборатория абсолютного возраста Всесоюзного геологического института). Ш. Ш. Сабдюшев и др. (7) считают учкудуктаускую свиту Тамды-тау рифейской.

Изучение показало, что глаукофан-альбитовые (кроссит-альбитовые) породы чередуются в разрезе с эпидот-актинолит-альбитовыми, мусковит-альбитовыми метапелитовыми сланцами, лавами и агломератами основного состава, реже известняками и кварцитами (в том числе железистыми). Очень часто глаукофансодержащие породы подвержены диафторезу с разлитием клиноцоизита, эпидота и хлорита. Ретроградный метаморфизм нередко приводит к полному замещению глаукофана-кроссита ($N_s = 1,664 - 1,666 \pm 0,001$; $N_p = 1,652 - 1,653 \pm 0,001$; $2V$ от -44 до -52° ; $C:N_s = 10^\circ$; $65 - 70\%$ железо-магнезиального компонента) хлоритом и минералами из группы эпидота-цоизита. Следует отметить, что наряду с диафторическим эпидотом в породах присутствует пистацит, по-видимому равновесный с глаукофаном-кросситом.

Установлено также наложение на глаукофановые сланцы контактового метаморфизма (ороговикование, биотитизация), связанного с позднепалеозойскими гранитоидами (катармайская свита Зиаэтинских гор).

Геолого-петрографические и петрохимические критерии (табл. 1) свидетельствуют об образовании глаукофановых сланцев преимущественно за счет туфов и лав, богатых Na, Fe, Mg, Al, в то время как актинолитсодержащие разности возникли главным образом из туффитов и других пород, более бедных этими компонентами. Для чисто осадочных пород ни глаукофан-кроссит, ни актинолит не характерны.

В целом уровень метаморфизма глаукофановых и других ассоциирующих с ними вулканогенно-осадочных пород соответствует глаукофан-зеленосланцевой фации (переходной между собственно глаукофановой и зеленосланцевой).

Минеральные ассоциации в условиях этой фации, применительно к объектам нашего изучения, определяются, в первую очередь, исходным составом подвергшихся метаморфизму пород. Так, например, для богатых железом и марганцем кварцитов характерно наличие гематита и пьомон-

Таблица 1

Химический состав глаукофановых и актинолитовых сланцев западной части Южного Тянь-Шаня (%)

№№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п.	Сум-ма	H ₂ O	SO ₃	CO ₂
1	45,57	1,54	13,41	5,69	7,47	0,19	6,31	10,65	2,42	0,40	0,17	6,25	99,87	0,27	0,09	2,63
2	42,82	2,34	12,62	4,29	7,87	0,14	9,64	9,24	3,35	0,63	0,20	6,12	99,96	0,19	0,14	2,39
3	43,10	1,73	9,58	3,51	6,93	0,12	9,88	13,10	2,28	0,97	0,21	7,75	99,22	0,19	0,08	5,07

Коэффициенты по Н. П. Семенову

№ 1: F-27,0; A-19,9; M-24,1; C-29,0. № 2: F-23,7; A-17,9; M-54,6; C-25,8.
 № 3: F-19,6; A-13,2; M-34,4; C-32,8.

Примечание. № 1 — глаукофановые сланцы иттунысайской свиты хр. Северный Нурата (среднее из 5 анализов); № 2 — глаукофановые сланцы катармайской свиты (среднее из 6 анализов); № 3 — альбит-актинолитовые сланцы катармайской свиты (среднее из 6 анализов). Анализы выполнены в центральной лаборатории треста «Самаркандгеология».

тата (иттунусайская свита Северо-Нуратинского хребта), в высокотитанистых вулканогенных породах обилён сфен, в бедных натрием метапелитовых сланцах отсутствует глаукофан-кроссит.

Пользуясь диаграммой, предложенной Н. Л. Добрецовым ⁽³⁾, можно сделать вывод о формировании глаукофановых сланцев западной части Южного Тянь-Шаня при температурах около 450° и давлении порядка 10 кбар. На относительно низкотемпературные условия образования также указывает частое присутствие в их разностях, не подвергшихся диафто-резу, таких минералов, как сфен и гематит.

Касаясь возможных причин высокого давления при метаморфизме, укажем, что в нашем случае они лучше всего объяснимы тектоническим сдавливанием в пределах зон глубинных разломов в сочетании с «автоклавными» процессами ^(4, 6). По мере удаления от зон разломов уровень метаморфизма резко убывает, и вулканогенно-осадочные толщи, близкие вышеописанным по возрасту и составу, как правило, метаморфизованы на уровне не выше пумпеллит-пренитовой фации.

Трест «Самаркандгеология»
Самарканд

Поступило
28 VII 1970

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. В. Баранов и др., В сборн. Металлогения Тянь-Шаня, Фрунзе, 1968.
² Е. Н. Горюшкая и др., В кн. Геологическое строение СССР, 3, Магматизм, М., 1968. ³ Н. Л. Добрецов, В сборн. Петр. формации и проблемы петрогенезиса, «Наука», 1964. ⁴ Н. Л. Добрецов, В сборн. 2-е Уральское петрографич. совещ. Тез. докл., 7, Свердловск, 1966. ⁵ В. С. Корсаков и др., Узб. геол. журн. № 5 (1969). ⁶ И. Е. Медведева, В сборн. Геохимия, минералогия, петрография, М., 1968. ⁷ Ш. Ш. Сабдушев и др., Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау, Ташкент, 1969. ⁸ Н. П. Семенов, Метаморфизм подвижных зон, Киев, 1963. ⁹ В. С. Соболев, В кн. Физико-химические проблемы формирования пород и руд, Изд. АН СССР, 1961. ¹⁰ И. Х. Хамрабаев, Петрографо-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, 1969. ¹¹ A. Miyashiro, In: Medd. Dansk. Geol. Foren., 1967.