

В. Н. ХОЛОДОВ

## О ВАНАДИЕНОСНЫХ ФТАНИТАХ В ЧУЛАКТАУСКОЙ СВИТЕ МАЛОГО КАРАТАУ

(Представлено академиком Н. М. Страховым 30 VII 1969)

Кембрийские отложения хр. Каратау (Казахстан) в различных структурно-тектонических зонах этого региона представлены двумя фациями. В пределах Малого Каратау чулактауская свита нижнего кембрия складывается пластовыми фосфоритами и кремнистыми породами с подчиненными прослоями железо-марганцевых руд и доломитов. В Большом Каратау стратиграфическим эквивалентом этой толщи являются отложения курумсакской и кулаптауской свит (1, 2). Они представлены углисто-кремнистыми ванадиеносными лидитами или фтанитами, тонко перемежающимися с углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, содержащими прослой доломитов и желваки фосфоритов. Принято считать (3-5), что ванадиеносные фтаниты имеют исключительное распространение в Большом Каратау, так же как пластовые фосфориты — в Малом. Оказалось, что это не так.

В наиболее полных разрезах чулактауской свиты Малого Каратау, в пределах месторождений Кок-су, Джаны-тас, Ак-Джар, Уч-бас и др., многими исследователями (6, 7) была описана пачка кремнисто-глинистых опоквидных сланцев мощностью до 30 м, разделяющая верхний и нижний горизонты пластовых фосфоритов. Бурение скважин, осуществленное в последние годы в пределах месторождений Кок-су и Джаны-тас, позволило установить, что на глубине эти кремнисто-глинистые сланцы замещаются типичными ванадиеносными фтанитами.

Так, например, в кернах скв. № 8, пробуренной в центральной части месторождения Кок-су, на правом берегу одноименного ручья, пачка сланцев была вскрыта на отметках 98—113 м ниже уровня дневной поверхности. Здесь распространены тонкослоистые породы коричневатого-черного и черного цвета, состоящие из слоев криптозернистого кремнезема (кварц и халцедон) от десятых долей до 1—2 мм, более или менее обогащенные глинистыми минералами и в различной степени пропитанные аморфным фосфатным и фосфатноорганическим веществом.

В виде примеси в породе содержатся обломки спикул кремнистых губок, мелкие фосфатные оолиты и их обломки, терригенные зерна кварца, микрочешуйки слюдястых минералов и микровыделения пирита. В качестве аксессуарных примесей встречаются единичные зерна хлорита, турмалина, сфена и полевых шпатов.

Химический состав неизмененных фтанитов Малого Каратау, по данным полных химических анализов, выполненных в химической лаборатории Геологического института АН СССР, охарактеризован табл. 1. По соотношению породообразующих компонентов эти породы полностью тождественны обычным фтанитам (8); в них лишь несколько завышено количество  $Al_2O_3$ . Очень близки по составу эти породы также к ванадиеносным сланцам и фтанитам Большого Каратау; данные, характеризующие последние образования, также приведены в табл. 1 (№№ 5—8). При сравнении обращает на себя внимание несколько повышенное содержание  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  в породах Малого Каратау, их большая глинистость. Наоборот, в Большом Каратау возрастают содержания  $SiO_2$ ,  $BaO$  и п.п.п.; последняя величина отражает высокое содержание органического вещества, типичное для пород месторождений Баласаускандык и Джебаглы (9).

Рентгеноструктурное изучение ориентированных плоских образцов выделенных из фтанитов глинистых минералов, проведенное в рентгеноструктурной лаборатории Геологического института АН СССР, показало, что в их дифрактограммах широко распространены линии 10,0; 4,98; 4,47; 3,70; 3,20 и 3,01 Å, весьма типичные для гидрослюд. По-видимому, именно в форме гидрослюд находятся щелочи ( $K_2O$  и  $Na_2O$ ) и глинозем.

Изучение распределения элементов-примесей, выполненное при помощи мокрого химического анализа и полярографии в соответствующих лабораториях Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, показало, что во фтанитах Малого Каратау накапливаются  $V_2O_5$  (0,48—0,52%), Pb (0,10—0,64%), Mo (до 0,0011%), а данные количественного спектрального анализа позволяют присовокупить к этому перечню Co, Ni, Cr и отчасти Cu. Как известно (<sup>5, 2</sup>), именно этот набор элементов типичен для фтанитов Большого Каратау.

В канаве № 3, пройденной у обрыва р. Кок-су, в соответствующем фтанитам стратиграфическом интервале, широко распространены кремнисто-глинистые сланцы. Макроскопически это породы желтовато-серого, желтовато-белого и белого цвета, рыхлые, тонкоплитчатые и листоватые. В свежем изломе они прилипают к языку и этим очень напоминают опоки. При ударе раскалываются на тонкие остроугольные пластинки.

По многочисленным трещинкам отдельности в сланцах наблюдаются обильные дендриты марганца и выделения гидроокислов железа. Последние образуют кольца Лизеганга самых причудливых форм. Здесь же встречаются тонкие корочки гипса.

Под микроскопом основная масса породы слагается тонким пелитоморфным кремнеземом, отдельные слойки которого периодически обогащаются чешуйками гидрослюд и каолинита, бурыми фосфатными зёрнами и оолитами и включениями гидрогетита и гематита.

Сравнение химического состава фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев дано в табл. 1. Очевидно, что сланцы более окислены: в них полностью отсутствует органическое вещество и уменьшено содержание закисного железа. Следует, однако, отметить, что порошки фтанитов до анализа долго хранились в растертом виде, и поэтому отношение  $FeO/Fe_2O_3$  в них лишь частично отражает первичную геохимическую обстановку. При сравнении образцов сланцев и фтанитов контраст между их геохимическим обликом усиливается обилием органического вещества, пирита, халькопирита и других сульфидов в образцах из глубоких зон.

Характерно, что широко распространенные во фтанитах гидрослюды при переходе в кремнисто-глинистые сланцы каолинизируются; рентгеноструктурные исследования плоских образцов глинистых минералов показывают появление линий 7,1; 3,70; 2,45 и 2,27 Å, типичных для каолинита. Нужно отметить, что в кремнисто-глинистых сланцах заметно уменьшается количество элементов-примесей группы ванадия. Так, например, содержания  $V_2O_5$  в них колеблются уже от 0,018 до 0,033%, Pb — от 0 до 0,5%, Mo — от 0,0008 до 0,002%, в среднем заметно уступая их количеству во фтанитах. Падает также в сланцах содержание Co, Ni, Cr и Cu.

В одной из предыдущих работ (<sup>6</sup>) нами были описаны процессы гипергенного переотложения карбонатов, широко развитые в пластовых фосфоритах Малого Каратау. Из приведенного в данной заметке описания вытекает, что вторичные преобразования охватывают не только фосфориты, но и кремнистые толщи этого региона.

Следует считать, что кремнисто-глинистые сланцы, широко распространенные в чулактауской свите районов Джаны-тас, Кок-су, Уч-бас, Ак-Джар, образовались в результате проникновения поверхностных вод, богатых кислородом, в толщу ванадиеносных фтанитов. Под действием кислорода шли процессы окисления и выноса в виде  $CO_2$  органического вещества. Окисление сульфидов приводило к образованию гидроокислов железа и накоплению  $SO_4^{2-}$  в водах. В результате подкисления грунтовых вод и капил-

Таблица 1

Химический состав фланитов чулактауской свиты Малого Карагау и продуктов их выветривания (вес. %)

Тип породы	Район отбора проб	№ сбр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Собщ	Σ	
Фланиты	Малый Карагау, Кок-су скв. № 8	1088	67,25	0,72	9,36	0,72	0,07	4,33	1,80	0,73	3,78	2,12	0,48	1,49	2,66	0,26	2,14	100,56	
		1088	71,68	0,72	9,63	0,65	0,05	2,21	1,60	0,76	3,64	2,02	0,46	0,34	1,50	0,17	2,11	99,96	
		1082	73,65	0,55	7,45	0,50	0,02	2,82	1,05	0,65	2,97	1,88	0,42	1,06	0,66	4,33	2,06	99,87	
		1083	74,87	0,51	7,08	0,57	0,02	2,88	0,70	0,71	2,71	1,77	0,36	1,49	0,34	1,19	1,17	99,59	
Кремнисто-глинистые сланцы	Большой Карагау и Джеб-глинские горы*	3141	87,03	0,32	3,09	0,22	—	0,75	0,13	—	0,88	1,06	0,13	Не опр.	Не опр.	1,94	Не опр.	100,16	
		3151	85,03	0,15	0,79	1,56	—	0,74	0,13	0,27	0,40	0,42	0,30	»	»	»	9,35	»	100,34
		6045	87,30	0,16	2,76	0,46	0,01	1,21	0,20	—	0,66	1,25	0,13	»	»	»	4,62	»	100,34
		6054	90,80	0,07	1,85	2,46	—	0,30	0,20	0,21	0,21	0,31	0,45	—	»	»	»	3,05	»
Кремнисто-глинистые сланцы	Малый Карагау, Кок-су, канава № 3	649	61,23	0,68	8,63	0,26	0,06	10,12	0,67	0,27	3,88	2,37	0,87	4,26	2,90	—	»	100,21	
		658	77,39	0,73	8,89	0,28	0,02	1,89	0,84	0,20	3,24	1,97	1,06	0,64	0,10	—	»	100,53	
		661	77,50	0,68	9,13	0,14	0,02	1,36	0,71	0,20	3,24	1,90	0,99	0,59	0,02	—	»	99,96	
		664	78,55	0,59	0,08	0,43	0,02	1,95	0,65	0,14	2,82	2,13	0,98	0,84	0,10	—	»	100,18	

\* в сбр. №№ 3141, 3151, 6045 и 6054 определялось не C<sub>орг</sub>, а п. п. и., которые, как известно, лишь в общем виде ограничивают содержание органического вещества. В Σ для этих образцов входит также содержание BaO: в сбр. № 3141 содержание BaO равно 2,80%, в № 3151 1,20%, в № 6045 2,04, а в № 6054 0,22%.

лярных процессов осуществлялась местная миграция гидроокисного железа и образование колец Лизеганга; в кислой среде гидрослюды разлагались до каолинита. Процессы, изменившие первичный геохимический облик фтанитов, в микромасштабах напоминают те явления, что происходят в зоне окисления сульфидных месторождений<sup>(11)</sup>. Они, несомненно, сопровождалась частичным выносом ванадия и ряда элементов группы железа.

Весьма любопытные фациальные взаимоотношения вскрываются в том случае, если попытаться снять все более поздние, наложенные процессы и представить себе ванадиеносные фтаниты развитыми на тех участках Малого Каратау, где распространены теперь продукты их гипергенного изменения — кремнисто-глинистые сланцы.

В этом случае ванадиеносные фтаниты окажутся локализованными в тех разрезах чулактауской свиты, которые имеют максимальную мощность. Действительно, фосфоритеносные отложения в районе Кок-су имеют мощность в 40—70 м, а в районе Джаны-тас они достигают 80—120 м.

По направлению к предполагаемой береговой линии вендско-кембрийского водоема и в тесной связи с уменьшением суммарных мощностей разреза фтаниты явно уступают место пластовым фосфоритам или другим разновидностям кремневых пород. Так выглядят фациальные изменения чулактауской свиты при переходе из района Кок-су в районы месторождений Беркуты, Кара-шат и Джетым-тал.

В пластовых фосфоритах Малого Каратау широко распространены конгломерато-брекчия<sup>(14)</sup>, косая слоистость<sup>(12)</sup>, а также знаки ряби, текстуры взмучивания и оползания осадка и мелководные водорослевые образования (Opcolithes); фосфориты в наиболее мелководных разрезах содержат грубообломочный кварц-халцедоновый материал.

В отличие от них, очень тонкая ритмичная слоистость фтанитов редко несет на себе следы волнений и взмучивания. Как правило, в этих образованиях преобладает алевроитовый и пелитовый материал.

Таким образом, выявление ванадиеносных фтанитов в разрезах фосфоритеносного бассейна позволяет более уверенно наметить пространственные взаимоотношения двух разных фациальных зон Каратау. Не вызывает теперь сомнения, что отложение пластовых фосфоритов осуществлялось на приподнятых участках крупной структуры, в непосредственной близости от береговой линии. Наоборот, накопление ванадиеносных фтанитов происходило в более спокойной обстановке, вдали от берега, в медленно прогибавшихся западинах, куда периодически сносился очень тонкий глинистый и кремнистый материал. Данные, характеризующие поведение ванадия в процессах гипергенеза<sup>(13, 14, 2)</sup>, позволяют думать, что он и его спутники поступали в кембрийское море Каратау главным образом в виде тонкой взвеси, и это определило связь его накоплений с фациями фтанитов.

Геологический институт  
Академии наук СССР  
Москва

Поступило  
26 VII 1969

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> С. Г. Анкинович, Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, Изд. АН СССР, Алма-Ата, 1961. <sup>2</sup> В. Н. Холодов, Ванадий, «Наука», 1968. <sup>3</sup> Г. И. Макарычев, Бюлл. МОИП, геол., 32, в. 4 (1957). <sup>4</sup> М. В. Гзовский, Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклинория, 1, Изд. АН СССР, 1959. <sup>5</sup> С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович, Геохимия осадочных пород и руд, «Наука», 1968. <sup>6</sup> П. Л. Безруков, Фосфориты Каратау, Алма-Ата, 1954. <sup>7</sup> Б. М. Гиммельфарб, А. М. Тушина и др., Геология месторождений фосфоритов, Тр. Гос. инст. горно-хим. сырья, в. 7 (1962). <sup>8</sup> И. В. Хворова, Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, 1, «Наука», 1968. <sup>9</sup> В. Н. Холодов, Литол. и полезн. ископ., № 3 (1969). <sup>10</sup> С. С. Смирнов, Зона окисления сульфидных месторождений, Изд. АН СССР, 1955. <sup>11</sup> В. Н. Холодов, А. С. Корякин, ДАН, 135, № 2 (1960). <sup>12</sup> Г. И. Бушинский, Древние фосфориты Азии и их генезис, М., 1966. <sup>13</sup> Н. М. Страхов, Основы теории литогенеза, 1, Изд. АН СССР, 1960. <sup>14</sup> Г. С. Коновалов, А. И. Иванова, Т. Х. Колесникова, Геохимия осадочных пород и руд, «Наука», 1968.