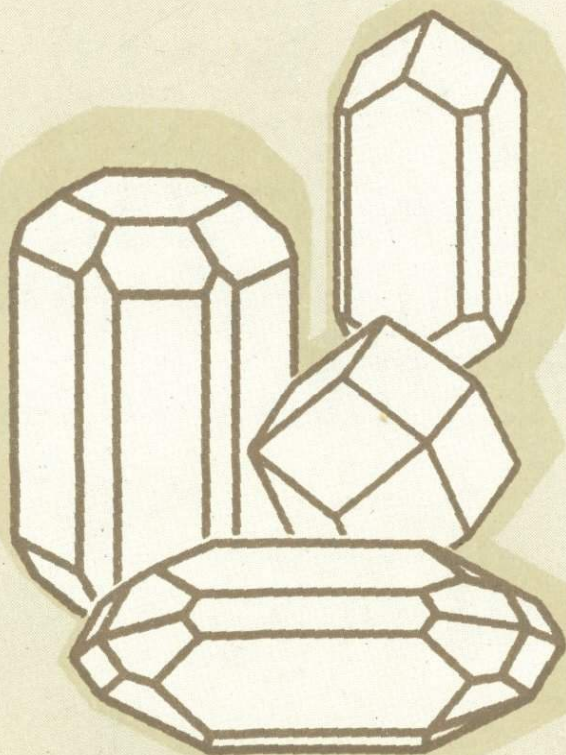


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



# АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

# АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук В.В. ЛЯХОВИЧ,

доктор геолого-минералогических наук А.М. БОРСУК

4550



МОСКВА

"НАУКА"

1986



Акцессорные минералы докембрия. — М.: Наука, 1986. — 256 с.

Воссоздание истории формирования древнейших блоков земной коры, характера и масштабов проявления магматизма и процессов осадкообразования, соотношения между эндогенным и экзогенным рудообразованием невозможно без анализа тонких особенностей минерального состава метаморфических пород. В книге показано своеобразие видового состава и содержания акцессорных минералов в различных типах метаморфических пород. При решении генетических вопросов особое внимание обращено на выделение среди всей массы акцессорных минералов двух главных генетических групп: кластогенной и метаморфогенной.

Рецензенты:

И.В. ЛУЧИЦКИЙ, М.А. ФАВОРСКАЯ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Правильное понимание истории земной коры, образование которой началось в первые миллиарды лет существования Земли, имеет не только геологический, но и глубокий научно-философский смысл, поскольку касается реконструкции самых начальных этапов формирования поверхности нашей планеты. Эта история как в целом, так и отдельные ее этапы до настоящего времени остаются освещенными крайне скудно или неубедительно, особенно в отношении характера и последовательности тех процессов, которые привели к формированию земной коры, масштабов и формы миграции редких и рудных элементов, соотношения между интрузивной и эффузивной формами магматизма, характера и размера процессов первичного осадконакопления и многих других вопросов.

Большую роль в изучении геологии докембрия вообще и его осадочной геологии в особенности может сыграть детальное изучение минерального состава древнейших сильнометаморфизованных пород. И в первую очередь потому, что минерал, его кристаллическая решетка, несет более полную и достоверную информацию о физико-химических условиях среды минералообразования, чем вся порода в целом.

Говоря о минералогии докембрия, следует отметить, что минералоги обычно рассматривают минерал как обособленный объект исследований. Они уделяют мало внимания его внешним связям, вопросам его зарождения и роста, а это — информация о процессах, о причинной взаимосвязи геологических событий, о возникновении агрегатов минералов и в практическом понимании — руд. Поэтому важнейшей задачей минералогических исследований следует считать выявление взаимосвязей минерала как с породой, так и с внешними условиями ее формирования, т.е. комплекса генетических проблем общегеологического характера. Минерал надо рассматривать как носитель информации не только о самом себе, но и о геологическом процессе, которым он рожден. Это и путь к совершенствованию поисков рудных месторождений как минеральных агрегатов.

Сказавая должное породообразующим минералам, следует отметить, что при выяснении генезиса и рудоносности сильнометаморфизованных пород докембрия большую роль играют акцессорные минералы. Их преимущество обусловлено следующим: в их составе присутствуют весьма разнообразные элементы; они сложены различными соединениями этих элементов; они обладают изменчивой формой и составом; их содержания подвержены значительным колебаниям.

Все это вместе взятое достаточно полно отражает специфику процессов минералообразования. Поэтому видовое разнообразие и вещественный состав акцессорных минералов, равно как и их содержание в породе, являются весьма информативными признаками генезиса как самих минералов, так и включающей их породы.

Мы приветствуем проведение исследований, направленных на изучение минерального состава метаморфических пород докембрия и имеющих своей конечной целью: выявление первичной природы сложнометаморфизованных пород при помощи изучения особенностей состава и содержания в них акцессорных минералов; установление характера изменения акцессорных минералов в породах сходного состава, но различных ступеней метаморфизма (например, глины — филлиты — слюдяные сланцы и т.п.); выявление устойчивости или характера изменения различных черт акцессорных минералов (формы, состава, содержания и т.п.) при процессах прогрессивного и регрессивного метаморфизма; выявление различия в минеральном составе метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ и установление возможного петрохимического характера вулканизма (кислого, основного и т.п.); изучение формы нахождения углеродистого вещества в метаморфических породах докембрия (графит, карбиды и т.п.), а также его влияния на осаждение редких и рудных элементов в форме тех или иных соединений (минералов); выявление масштабов процессов метаморфической дифференциации и их роли в миграции редких и рудных элементов, для наиболее подвижных из которых наиболее вероятно образование скоплений. Первым признаком проявления этих процессов метаморфогенного рудообразования является большая неоднородность в распределении акцессорных минералов и появление повышенных содержаний минералов редких и рудных элементов.

Особое внимание мы уделяем разработке и внедрению в практику работ минералогических лабораторий единых рациональных методов выделения акцессорных минералов, их последующей сепарации, определения содержания в породе и дальнейшего изучения (формы, состава и т.п.). Только в этом случае появляется возможность получать сопоставимые данные, позволяющие судить о существовании региональных различий в минеральном составе литологически сходных метаморфических пород докембрия.

Особенно важно начать изучение акцессорных минералов с помощью современных методов исследования, что значительно повысит информативную роль этих минералов. Здесь в первую очередь надо отметить методы, которые позволяют определять не только содержание элемента в минерале, но и форму его нахождения и характер пространственного распределения в минеральной матрице. Это радиография, ИК-спектроскопия, электронная микроскопия, микрозондовый анализ и др. Не менее важно получение данных о характере и составе газовой-жидких включений в акцессорных минералах, которые до настоящего времени изучены крайне недостаточно.

Однако для правильного и убедительного решения многих вопросов, входящих в такую сложную проблему, как осадочная геология докембрия, необходимы большие исследования по разработке методик выделения сверхчистых фракций акцессорных минералов и их различных генераций, по изучению геохимии акцессорных минералов докембрия, по определению характера и состава встречающихся в них расплавных, минеральных

и газовой-жидких включений, по выявлению структурных особенностей акцессорных минералов, в частности их полиптипии, которая может указывать на глубинные или температурные условия формирования минералов, по изучению таких физических свойств этих минералов, как плотность, термолюминесценция и др.

Итогом этого изучения должно стать выявление особенностей минерального состава конвергентных пород, широко распространенных в докембрии. Это различные пара- и ортограниты, -гнейсы, -гранулиты, -чарнокиты, -амфиболиты, -серпентиниты и т.п. Правильное установление генезиса этих пород имеет первостепенное значение для реконструкции геологического прошлого самых ранних эпох становления нашей планеты, для правильной оценки их металлогенетической специфики.

Академик А.В. Сидоренко

# АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

УДК 549:551.71/72

*А.В. Сидоренко, В.В. Ляхович*

## РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЗНАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИЯ

Историю формирования литосферы, начальные этапы становления которой отделены от нас огромным промежутком времени в 3,5–4 млрд. лет, мы пытаемся восстановить, изучая древнейшие метаморфические породы с помощью различных методов наблюдений и сопоставлений, прямых или косвенных. Очень многое в истории ее в целом и отдельных этапов остается неясным. Причина этого — трудность реставрации той картины далекого прошлого, многие характерные черты которой сильно затусованы многократно повторяющимися и сменяющимися друг друга во времени процессами регионального прогрессивного и регрессивного метаморфизма, контактового и гидротермального метасоматоза.

В то же время получение объективных данных о механизме формирования древнейших фрагментов литосферы и их вещественном составе крайне важно как для формирования наших научно-философских представлений о начальных этапах образования земной коры, так и для оценки металлогенической значимости древнейших эпох осадкообразования.

Говоря о различных методах: аэрокосмических, петрографических, изотопических, геохимических и др., привлекаемых к изучению древнейших пород земной коры, особенно следует остановиться на минералогических, и в частности на методе изучения акцессорных минералов, который, обладая большой чувствительностью и представительностью, позволяет выявлять различные свойства минералов рудных и редких элементов. Характерная особенность этих элементов заключается в том, что в зависимости от своеобразия среды минералообразования они могут формировать то или иное соединение, т. е. тот или иной минерал. Последний, в свою очередь, может включать в себя различные изоморфные элементы, видовой состав и содержание которых определяются геохимическими особенностями магмы или породы, в которых происходила кристаллизация акцессорного минерала. Все это вместе позволяет рассматривать акцессорные минералы как надежные индикаторы условий среды минералообразования и генезиса включающей их породы.

Поэтому несмотря на сложность геологической истории архея и протерозоя, есть надежда, что отдельные представители большой и разнообразной группы акцессорных минералов сохранили в особенностях своего

состава, содержания и видового разнообразия те черты, которые указывают на особенности первых эпох осадконакопления и первых осадочных пород, на характер и состав продуктов первых эпох вулканизма, на состав и генезис самых ранних интрузивных образований.

Среди главнейших проблем геологии докембрия, в решении которых могут оказать помощь акцессорные минералы, необходимо в первую очередь упомянуть следующие.

— Каково было влияние глубинных частей Земли (мантии?) на формирование первичных осадочных пород? В докембрийское время, когда земная кора была развита относительно слабо, а зональное сложение Земли не было еще четко сформировано, это влияние должно было быть, по-видимому, весьма незначительным. Для суждения об этом большой интерес представляет сравнение состава одноименных минералов из пород сходного состава, но различного возраста — архея и фанерозоя.

— В какой мере были развиты процессы геохимической дифференциации рудных элементов в начальные этапы формирования земной коры и для каких элементов они были проявлены наиболее интенсивно? Решению этой проблемы может содействовать сравнение видового разнообразия и состава акцессорных минералов из метаморфических пород докембрия с составом одноименных минералов из сходных пород фанерозоя.

— Какова была рудогенерирующая способность магматических и метаморфических процессов докембрия? В этом плане большой интерес представляет сравнение средних содержаний минералов редких и рудных элементов в одноименных магматических и осадочно-метаморфических породах докембрия и фанерозоя. Особенно важно определить степень концентрации этих минералов в различных архейских метасоматитах, так как их фанерозойские аналоги содержат в ряде случаев промышленно интересные концентрации минералов рудных и редких элементов.

— Какая обстановка сопровождала процессы минералообразования в наиболее древние эпохи? Если имело место преобладание окислительных или восстановительных процессов, то оно неизбежно должно было сказаться на характере соединений, образуемых редкими и рудными элементами. В связи с этим интересно сравнить видовой состав и частоту встречаемости различных соединений (минералов): окислов, сульфидов, карбидов, самородных элементов и т.п. — и характер газовой флюидности в одноименных минералах из сходных по составу пород докембрия и фанерозоя.

— Какова роль углерода в докембрийском минералообразовании? Каковы распространенность и содержание различных карбидов (муассонит, когенит и др.) и графита в метаморфических породах докембрия? Для каких минералов рудных и редких элементов отмечается их преимущественная концентрация в метаморфических породах, обогащенных углестым веществом? В этом свете весьма интересны черты сходства и различия в минеральном составе углистых сланцев архея и фанерозоя.

— Какие особенности отдельных акцессорных минералов или минерального состава в целом позволяют выделять среди внешне сходных сильно-метаморфизованных пород докембрия первично-осадочные или первично-магматические образования?

Т а б л и ц а 1. Сводные данные по содержанию редких и рудных элементов в акцессорных минералах из гранитоидов различного генезиса, г/т

Минерал	Элемент	Гранитоиды	
		фанерозойские интрузивные	докембрийские автохтонные
Циркон	U	1150	550
	Sc	143	171
Апатит	U	96	33
	Th	178	53
	Ga	1,5	33
	Sr	751	954
Магнетит	V	1067	727
	Cr	363	183
	Ni	35	39
	Mo	13	11
	Ta	35	2
	Nb	97	38
Сфен	Nb	1924	2880
	Sn	255	119
	Mo	82	55
Ильменит	Sn	148	56
Гранат	Sc	80	141

Остановимся несколько подробнее на затронутых вопросах.

**Состав первично-осадочных пород.** При реставрации исходного состава метаморфических пород докембрия большую помощь могут оказать особенности содержания акцессорных минералов, так как на их количество определенное влияние оказывает литология исходных пород. Так, содержание циркона и турмалина в метаморфических породах не зависит от степени метаморфизма и подчиняется только литологическому контролю [39]. Среди метаморфических пород Приазовья наибольшее содержание монацита установлено в биотитовых гнейсах, а сфена — в известково-силикатных сланцах, где он играет роль породообразующего минерала [38].

Не менее интересна и возможность оценки геохимических особенностей древнейших осадочно-метаморфических пород. Сравнение средних содержаний ряда рудных и редких элементов в одноименных акцессорных минералах докембрийских, преимущественно автохтонных и фанерозойских интрузивных гранитоидов показывает наличие существенных различий (табл. 1). Акцессорные минералы докембрийских гранитоидов характеризуются высокими содержаниями Sc, Ga, Sr, количество которых в осадочно-метаморфических породах выше такового в интрузивных гранитоидах. Акцессорные минералы гранитоидов фанерозоя, в свою очередь, содержат значительно больше U, Th, Nb, Ta, Sn, фиксируя общее накопление этих элементов в исходных для этих гранитов осадочно-метаморфических породах фанерозоя.

**Процессы дифференциации.** Масштабы процессов дифференциации в ранние этапы становления Земли как космического тела и древнейших участков литосферы как объектов непосредственного геологического изучения выявлены еще крайне слабо. В то же время они должны были сказаться

на распределении содержаний редких и рудных элементов и их минералов. В этом отношении изучение содержаний и состава аксессуарных минералов древнейших метаморфических толщ и их сравнение с одноименными минералами метаморфических пород фанерозоя могут дать весьма интересные объективные результаты.

Представление о масштабах процессов дифференциации, приводившей на первых порах главным образом к гравитационному перераспределению элементов в общем объеме Земли, мы можем получить, сравнивая видовой состав и содержание аксессуарных минералов в породах сходного состава докембрия и фанерозоя. Подобное сравнение позволяет установить более высокие содержания минералов Zr (циркон), Ge (монацит, ортит), Fe, Ti и Ca (магнетит, ильменит, пирит, сфен, апатит, эпидот) в докембрийских гранитоидах, а Ta, Nb (тантало-ниобаты), Y (ксенотим), U, Th (уранинит, торит), Li (сподумен), W и Sn (шеелит, касситерит) в гранитах фанерозоя. Любопытно, что из минералов "летучих" компонентов в докембрийских гранитоидах в большем количестве встречается флюорит, а в фанерозойских — турмалин (табл. 2).

Подобные различия имеют закономерный характер. Они отмечались и ранее при сравнении минерального состава интрузивных преимущественно фанерозойских и автохтонных преимущественно докембрийских гранитоидов [35]. Первые характеризуются максимальными содержаниями минералов редких и рудных элементов (амблигонит, уранинит, тантало-ниобаты, вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит), вторые — высокими содержаниями минералов Ca, Fe, Ti (сфен, магнетит, апатит, ортит, циркон).

Во многом аналогичные различия были установлены и при сравнении минерального состава докембрийских и герцинских гранат-гиперстеновых гранитоидов Южного Тянь-Шаня: первые содержат больше минералов Ca, Fe и Ti (apatит, гранат, сфен, ильменит, циркон), вторые — W и V (шеелит, турмалин, в них также чаще встречаются галенит и молибденит) [17].

О масштабах процессов дифференциации в докембрии можно судить и по особенностям состава аксессуарных минералов из одноименных пород докембрия и фанерозоя: последние содержат значительно больше U, Th, Nb, Ta, Be, Li, W и др. [35].

Степень дифференциации вещества земной коры особенно ярко сказывается на минеральном составе различных метасоматически измененных пород. Появление в метаморфических породах особенно высоких содержаний минералов редких элементов — TR, Nb и некоторых других обычно связано с наложенными метасоматическими процессами. Учитывая, что с метасоматитами фанерозоя связаны промышленно интересные концентрации минералов Li, Be, Nb, Ta и других редких и рудных элементов, особенно интересно выявить особенности минерального состава докембрийских метасоматитов, установить, минералы каких элементов концентрируются в них в количествах, представляющих промышленный интерес.

Различия в геохимии метасоматических процессов докембрия и фанерозоя хорошо видны при сравнении данных табл. 3. Метасоматически измененные граниты фанерозоя содержат значительно больше минералов U, Th, Li, Be, Y, Zr, а также W, Sn, Pb, Zn. В метасоматически измененных гранитах докембрия отмечаются высокие содержания топаза, флюорита и молиб-

Т а б л и ц а 2. Средние содержания аксессуарных минералов в гранитоидах докембрия (1) [3] и фанерозоя (2) [20], г/т

Минерал	Гранодиориты		Граниты		Лейкократовые граниты	
	1 (10)	2 (46)	1 (15)	2 (170)	1 (11)	2 (58)
Циркон	931,0	182,3	605,0	115,6	108,0	130,0
Ильменорутит	—	0,1	—	1,3	136,0	10,6
Колумбит	—	—	—	2,3	16,0	8,6
Тангало-ниобаты	—	0,1	—	1,3	5,0	0,8
Монацит	377,0	2,6	91,0	30,7	234,0	17,6
Бастнезит	—	0,4	—	—	—	2,0
Ксенотим	—	Ед. з.	—	1,7	—	3,2
Ортит	497,0	35,9	1427,0	65,2	12,0	14,3
Торит	—	3,1	36,0	1,4	Ед. з.	5,3
Уранинит	—	—	—	0,6	—	1,6
Сподумен	—	4,8	—	0,7	—	0,9
Шеелит	—	0,1	—	0,3	—	3,1
Вольфрамит	—	—	—	0,3	—	—
Касситерит	—	0,1	—	0,1	—	1,5
Магнетит	21 986,0	7798,2	13 674,0	1396,7	4794,0	1039,0
Ильменит	2124,0	216,1	722,0	360,3	803,0	93,8
Сфен	8405,0	1769,0	3990,0	312,6	56,0	53,0
Рутит	—	4,3	—	5,9	16,0	10,0
Пирит	839,0	39,3	972,0	9,1	19,0	38,4
Молибденит	1,0	0,4	7,0	0,2	8,0	12,1
Галенит	—	0,1	—	0,2	—	0,2
Сфалерит	—	3,2	—	0,2	—	0,5
Халькопирит	Ед. з.	0,1	—	0,7	Ед.з.	2,7
Арсенопирит	—	Ед.з.	—	0,8	—	1,2
Апатит	3717,0	884,8	2285,0	447,6	102,0	140,2
Турмалин	—	5,6	—	262,2	—	94,6
Флюорит	51,0	3,5	141,0	77,5	2311,0	70,6
Гранат	—	8,1	8,0	67,3	15,0	259,0
Эпидот	14 121,0	5774,0	198,0	148,0	27,0	69,7

денита, а иногда монацита и ильменорутита, что позволяет считать их первоочередными объектами минералогических исследований.

В связи с этим важно определение в метаморфических породах содержания минералов, имеющих вторичное происхождение (лимонит, малахит, ковеллин, смитсонит, рабдофанит и др.) и отражающих воздействие на породу поздних растворов. Последние значительно изменяют характер первоначального распределения элементов и минералов, приводя иногда к их значительной концентрации в виде скоплений различных масштабов.

Так, в метаморфических породах содержание ксенотима невелико, но оно увеличивается в биотитизированных зонах дробления мигматитов и гнейсов Побужья [27]. Метасоматическая гранитизация докембрийских

Т а б л и ц а 3. Средние содержания аксессуарных минералов в измененных гранитах докембрия (1) [3] и фанерозоя (2) [19], г/т

Минерал	Граниты			
	альбитизированные		грейзенизированные	
	1 (2)	2 (14)	1 (2)	2 (6)
Циркон	6,0	902,0	23,5	300,7
Циртолит	—	2608,4	—	64,5
Тантало-ниобаты	—	299,0	—	0,9
Колумбит	45,0	264,0	10,0	26,7
Ильменорутил	84,0	2,2	—	37,8
Пирохлор	2,0	9,4	4,0	—
Монацит	15,0	1,3	8,0	15,4
Ксенотим	—	0,8	—	5,4
Бастнезит	—	16,0	—	3,5
Ортит	—	4,9	14,0	1,4
Торит	—	172,4	—	19,6
Уранинит	—	—	—	0,6
Берилл	—	Ед.з.	—	6,0
Иттриалит	—	0,1	—	—
Сподумен	—	16,5	—	—
Амблигонит	—	0,2	—	—
Вольфрамит	—	—	—	12,3
Шеелит	—	—	—	0,1
Касситерит	—	85,4	—	1,0
Магнетит	12,0	583,1	24,2	716,5
Ильменит	12,0	1,4	147,0	851,0
Сфен	—	10,7	—	4,4
Пирит	—	61,7	23,5	322,7
Галенит	—	100,6	—	0,1
Сфалерит	—	28,0	—	5,1
Молибденит	—	1,0	196,5	5,2
Халькопирит	—	5,8	Ед.з.	43,4
Апатит	—	298,8	27,0	884,8
Топаз	6050,0	0,1	—	7208,4
Флюорит	382,0	887,1	10 241,0	4763,8
Турмалин	—	—	—	1,8
Гранат	2,0	10,8	18,5	142,6

пород Казахстана, приведшая к образованию верхнепротерозойских гранито-гнейсов Соуктальского массива, сопровождалась образованием аксессуарного касситерита [29].

В метасоматитах Черниговской зоны установлено большое количество апатита — до 35% [9].

Слабо изученными остаются характер и количество минеральных и газовой-жидких включений в аксессуарных минералах вообще и в минералах из метаморфических пород докембрия в особенности. В то же время их разнообразие и состав могут указывать на степень распространенности

редких и рудных элементов в самые начальные этапы развития литосферы, на геохимические результаты ранних этапов процессов дифференциации.

**Метаморфогенное рудообразование.** Для определения рудогенерирующей способности различных стадий метаморфизма большое значение имеет форма нахождения рудных и редких элементов. Их содержание в акцессорных минералах в тысячи и десятки тысяч раз превосходит содержание этих элементов в исходных породах, что наглядно иллюстрирует стремление рудного вещества к концентрации. Для таких элементов, как Sn, W, Mo, Nb, Ta, TR, Li, Be и др., уже само наличие их минералов свидетельствует о существовании концентрированной (минеральной) формы нахождения. Естественно также, что повышенное содержание рудных акцессорных минералов в метаморфической породе может явиться указанием на большую или меньшую рудогенерирующую способность данной ступени метаморфического процесса. Последнее очень важно при суждении о возможности нахождения в связи с метаморфической породой экзогенных или метаморфогенных концентраций акцессорных минералов.

Средние содержания акцессорных минералов в осадочно-метаморфических породах докембрия еще не вычислены. В то же время эти величины крайне необходимы, так как сравнение с ними позволит количественно оценить тенденцию редких и рудных элементов или к образованию ими собственных минералов, или к их рассеянию в решетках породообразующих минералов. Кроме того, знание средних содержаний минералов в породах определенного литологического состава и определенной ступени метаморфизма позволит выделить районы, где наиболее вероятно образование экзогенных концентраций акцессорных минералов, а также судить о рудогенерирующей способности метаморфических процессов определенной интенсивности.

При рассмотрении некоторых аспектов метаморфогенного рудообразования необходимо выяснить, в какой мере содержание самих акцессорных минералов, а также особенности их состава могут отражать интенсивность процессов мобилизации рудного вещества, происходящих при метаморфизме древнейших осадочно-метаморфических пород. В этом отношении хорошим индикатором интенсивности процессов перераспределения рудных и редких элементов могут быть появление большой неоднородности в содержании акцессорных минералов, отражающей существование областей выщелачивания и областей отложения, а также повышенные содержания этих элементов во вновь образованных акцессорных минералах по сравнению с исходными, что отражает поступление редких элементов из породы в раствор, производящий изменение.

Определение средних содержаний акцессорных минералов редких и рудных элементов в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия важно также и в связи с необходимостью их оценки как возможных потенциальных источников рудного сырья, концентрирующегося в месторождениях как экзогенного (коры выветривания, россыпи), так и эндогенного (метаморфогенные пегматиты, кварцевые жилы) типов.

Учитывая большой объем метаморфических пород докембрия, нам представляется чрезвычайно важным скорейшее изучение их минерального состава, особенно содержания в них акцессорных минералов, которые мо-

гут образовывать промышленно интересные концентрации, особенно в метасоматически измененных их разностях.

Практический интерес изучения минерального состава древних осадочно-метаморфических пород определяется тем, что среди них нередко встречаются разности, содержащие повышенные количества акцессорных минералов; большей частью это минералы Ti (ильменит, рутил) или Ca (апатит, гранат).

Так, среди сланцев Уралтау выявлены разности, содержащие до 50–60% рутила. Их образование обязано метаморфизму осадочных формаций, первично обогащенных Ti [23]. В метаморфических сланцах верхнего докембрия Патомского нагорья [30] и титаноносных сланцах Тимана [13] в значительных количествах установлен ильменит. Наряду с ильменитом в них встречаются также циркон, ксенотим, монацит и другие акцессорные минералы [11].

По данным С.П.Родионова [31], в аркозовых песчаниках и филлитах Кременчугского района встречаются прослой мощностью до 6 м турмалиновых сланцев со слюдисто-серицитовым цементом, в которых содержание турмалина достигает 80%. В некоторых разностях гнейсов юго-восточной части этого района содержание апатита достигает 3% [32].

В гранулитах ЮАР встречаются прослой, обогащенные редкоземельными минералами: ортитом, монацитом, магнетитом, турмалином, цирконом, ильменитом.

Механизм формирования метаморфогенных месторождений связан с перекристаллизацией осадочных и осадочно-вулканогенных пород, которая сопровождается метаморфической дифференциацией рассеянных в пределах метаморфизируемой толщи рудных и редких элементов и последующей их концентрацией в благоприятных рудовмещающих структурах. В осадочно-метаморфических породах (песчаники, алевролиты, сланцы) хребта Канин, например, встречаются шарики и желвачки самородного олова [21]. Материалом для образования подобных стяжений были алевролиты и пелиты, в которых в процессе эпигенеза и метаморфизма происходила собиравательная кристаллизация олова.

Метаморфогенные месторождения докембрия Украины также нередко образуются среди пород, бедных рудными компонентами, за счет мобилизации этих компонентов из пород и перемещения в трещинные или разрывные зоны с пониженным давлением. Считают [2], что метаморфогенный тип месторождений очень характерен для таких полезных ископаемых, как железо, медь, никель, кобальт, цирконий и полиметаллы.

Однако промышленно интересные концентрации образуют также и минералы TR, Nb, Zr, В, Au, W. В древних осадочно-метаморфических толщах Тимана, например, акцессорная минерализация и рудопроявления приурочены к зонам проявления щелочного метасоматоза, которые характеризуются наличием акцессорных ильменорутила, колумбита, циркона и других минералов [13].

В осадочно-метаморфических породах архея Алданского щита выделяют [33] Fe–В–TR-минерализацию, генетически связанную с материнскими осадочно-метаморфическими толщами. Эта минерализация сопоставляется с месторождениями архея Северной Америки (магнетит-ксенотим-бастнезитовые руды Скраб–Окс и др.) и Центральной Швеции (магнетит-бастнезит-

ортитовые породы и руды Норберга, Лонгбана, Бастнеза и др.). Докембрийские метаморфические комплексы Забайкалья содержат редкометаллическую минерализацию, представленную монацитом, ортитом, торитом, иттрилитом, цирконом и другими минералами [37].

При поисках рудных месторождений в толще метаморфических пород большую помощь оказывает состав акцессорных минералов. Так, повышенное содержание Zn в ставролите может быть использовано как один из признаков при поисках метаморфизованных полиметаллических месторождений [14].

**Условия кристаллизации.** Их своеобразии достаточно определенно может быть установлено при анализе особенностей видового состава акцессорных минералов. Так, высокая щелочность среды минералообразования препятствует образованию магнетита, так как способствует связыванию большей части Fe в цветных силикатах — роговых обманках и слюдах. Высокое содержание Ti приводит к образованию вместо магнетита ильменита и гематита.

Отсутствие магнетита, обилие сульфидов, пирротина, карбидов или самородных элементов указывают на восстановительный характер среды минералообразования, а следовательно, и процесса формирования самой породы. Примером могут служить граниты, в которых магнетит встречается практически постоянно и в значительном количестве (среднее 1400 г/т). Однако некоторые гранитоиды Зирабулакских гор и Северного Кавказа, молодые граниты Нормандских островов и Англии характеризуются полным отсутствием этого минерала, место которого иногда заменяет пирротин.

Отсутствие магнетита в биотит-гранат-силлиманитовых гнейсах Приазовья [38] также отражает низкий химический потенциал кислорода и глубинные условия их формирования.

Подобные восстановительные условия существовали и при формировании гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации Восточного Узбекистана, в которых встречается муассонит в ассоциации с ферритом, самородной медью и золотом [36]. В герцинских чарнокитах Южного Тянь-Шаня содержание магнетита понижено, но отмечены аномально высокие количества пирита и пирротина (1,2–0,3 кг/т), а также присутствие иоцита, муассонита, самородной меди, отражающих восстановительную среду минералообразования, обусловленную активностью серы и углерода [17].

Окислительные условия сказываются на общем соотношении минералов. Высокий окислительный потенциал способствует связыванию большей части Fe в виде магнетита, низкий — в виде ильменита, пирита или пирротина. Поэтому видовой состав акцессорных минералов может быть использован для суждения о глубине формирования гранитных интрузивов или о глубинности процессов метаморфизма. По данным П.Г.Недашковского [26], например, в гипабиссальных гранитоидах Приморья среди акцессорных минералов преобладают окислы, простые и сложные, а в абиссальных — силикатные акцессорные минералы. Это также подтверждается наблюдениями, свидетельствующими о том, что в биотитах вулканогенных формаций окисное железо резко преобладает над закисным.

Присутствие среди акцессорных минералов повышенного количества боратов, фосфатов, фторидов отражает наличие летучих компонентов,

которые обычно стимулируют мобилизацию редких и рудных элементов, приводя иногда к их промышленной концентрации.

**Роль углерода в докембрийском минералообразовании.** Геохимия углерода в породах различного возраста, состава или происхождения изучена крайне недостаточно. В то же время наличие в изверженных породах битумов, карбидов и графита говорит об участии углерода в природном минералообразовании. Более того, роль углерода различного генезиса в этом минералообразовании различна. Можно полагать, что углерод мантийного происхождения способствует образованию различных карбидов (муассонит, когенит), в то время как углерод органического вещества, которое является источником определенного количества сульфидной серы, способствует наряду с последней осаждению халькофильных элементов (Mo, Pb, Zn, Cu) в виде собственных минералов. Это, по-видимому, объясняет часто наблюдающуюся приуроченность повышенных содержаний рудных акцессорных минералов к углеродсодержащим породам — углистым и битуминозным сланцам или известнякам.

Поэтому в осадочно-метаморфических породах докембрия особым фактором, оказывающим влияние на содержание акцессорных минералов, является присутствие в них органического вещества. Действительно, среди сланцев докембрия Патомского нагорья скопления ильменита приурочены к углистым пелитовым породам, восстановительная среда которых способствовала образованию ильменита [30]. В осадочно-метаморфических толщах Тимана скопления акцессорных минералов — золото содержащего пирита, сфена, ильменита, малакона — также приурочены к углисто-глинистым сланцам. К ним же приурочены и максимальные концентрации редкоземельных элементов [13].

Это подтверждается и данными по Западному Тянь-Шаню, где рудопроявления, локализованные в относительно слабо измененных углеродсодержащих породах с преобладанием в рудах сульфидов и органического вещества осадочно-диагенетического происхождения, характеризуются высокими корреляционными связями  $C_{орг}$  с Au, As и S. Последние возникли еще в период осадконакопления, так как в месторождениях, претерпевших гидротермальную переработку, четко проявлена уже отрицательная связь Au с  $C_{орг}$  и слабая — Au с S [8].

Согласно данным [24], среднее содержание битумов систематически понижается от мантийных пород к гранулит-базитовым и далее к гранито-гнейсовым. Если это так, то содержание карбидов и сульфидов в метаморфических породах докембрия должно быть выше, чем в аналогичных породах фанерозоя.

**Генезис пород.** При установлении генезиса древнейших метаморфических пород необходимо выяснить как исходную природу этих пород (осадочную или изверженную), так и особенности их литологии или состава. Приблизиться к правильному решению этой сложной проблемы можно, используя для этого особенности формы, состава и содержания в породе акцессорных минералов.

В осадочно-метаморфических породах необходимо различать три генетически различные группы акцессорных минералов: собственно обломочные, или ксеногенные, попавшие в осадок при разрушении магматических пород различного состава, аутигенные, образовавшиеся в процессе формирования

осадка, и метаморфогенные, сформированные в результате мобилизации и перераспределения редких и рудных элементов, имевших место при метаморфизме осадочной породы. Видовой состав и содержание акцессорных минералов метаморфической породы будут зависеть как от ее исходного состава, так и от степени ее метаморфизма. С увеличением степени метаморфизма одни минералы будут исчезать, другие сохраняться, третьи возникать. Установление характера и последовательности этого процесса минералообразования — одна из главных задач подобного рода исследований.

**Ф о р м а м и н е р а л о в.** При выяснении происхождения метаморфических пород следует использовать устойчивые акцессорные минералы, являющиеся реликтами исходных пород. Так, при выяснении происхождения гранито-гнейсов Верхнего Приамурья в них было установлено большое количество окатанных зерен циркона и монацита, что позволило предположить первично-осадочную природу этих гнейсов [7].

В гранитах каледонского Кубадринского массива, не имеющих резких контактов с вмещающими сильнометаморфизованными докембрийскими породами, преобладают округлые или обломочной формы цирконы, которых много и во вмещающих гранито-гнейсах [4]. Это позволяет предполагать немагматическое происхождение этих гранитов.

На форму акцессорных минералов метаморфогенного генезиса накладывает отпечаток химизм исходных пород. Так, основной характер пород стимулирует формирование на кристаллах апатита хорошо развитых граней пирамид, более кислый — пинакоида. Отлична и форма кристаллов граната: в породах, богатых Са, эти кристаллы имеют преимущественно форму ромбододекаэдра, а в породах, богатых Al (глинистые сланцы), — тетрагонтриоктаэдра.

В породах, богатых Na (основные туфы), среди граней призм цирконов преобладает грань (100), а в породах, богатых K (глинистые сланцы), — грань (110). Иногда, правда, наблюдаются обратные соотношения. Так, среди протерозойских плагиогранитов и гнейсов Северного Памира кристаллы цирконового типа характерны для плагиогранитов, а гиацинтового — для гранитов и гнейсов [16].

Особое место в проблеме расшифровки исходной природы докембрийских метаморфических пород занимает возможность выделения с помощью акцессорных минералов тех их разновидностей, в формировании которых принимал участие материал вулканических извержений.

Акцессорные минералы эффузивных пород в соответствии с физико-химическими особенностями их формирования обладают рядом морфологических особенностей. Достаточно четко установлено, что у рутила, циркона, турмалина, апатита увеличение скорости кристаллизации приводит к образованию длиннопризматических, вплоть до игольчатых, кристаллов. То же относится к монациту и ксенотиму. Так, если в гранитах преобладают таблитчатые кристаллы монацита или дипирамидальные кристаллы ксенотима, то в кислых эффузивах — преимущественно призматические кристаллы этих минералов.

Учет подобных морфологических особенностей акцессорных минералов позволяет более уверенно выделять среди метаморфических толщ разности, содержащие примесь вулканического материала.

**Структура минералов.** При выяснении генезиса древнейших метаморфических пород большая роль принадлежит выявлению структурных особенностей акцессорных минералов. В частности, интересно установить существование или преобладание тех или иных политипов акцессорных минералов в метаморфических породах докембрия.

В породах фанерозоя, например, известны находки различных политипов муассонита и молибденита. Для муассонита имеющиеся данные [20] позволяют полагать, что политип 6*H*-гексагональной полиморфной модификации  $\alpha$ -SiC будет характерен для пород, являющихся производными глубинной ультраосновной магмы, тем более, что он был обнаружен в алмазах [5]. Более низкотемпературные условия формирования стимулируют появление политипа 5*H*-гексагональной модификации  $\alpha$ -SiC и кубического  $\beta$ -SiC, обнаруженных в карбонатных, карбонатно-глинистых и глинистых породах.

Для молибденита установлено преобладание политипа 2*H* в высокотемпературных и 3*R* в более низкотемпературных генерациях этого минерала.

Большую генетическую информацию несут и особенности внутреннего строения кристалла. Здесь интересно выяснение частоты встречаемости зональности, двойников, блочного строения и т.п. Поэтому при исследованиях акцессорных минералов необходимо более широко применять современные методы изучения структур.

**Состав минералов.** При выяснении генезиса породы состав минералов является главнейшим диагностическим признаком. В каолиновой коре выветривания гнейсов и гранитоидов Украины, образовавшихся в результате преобразования осадочно-метаморфических толщ, встречен монацит, содержащий 0,98% углерода и обладающий черным цветом [25], чем он значительно отличается от монацита интрузивных пород.

Особого внимания заслуживает пониженное содержание Th в монацитах из сланцев и парагнейсов, обусловленное, возможно, меньшим содержанием этого элемента в осадочных породах. В парагнейсах Белоруссии, например, присутствует даже безториевый монацит [34]. Монациты из сланцев и парагнейсов Восточно-Уральского антиклинория также значительно обеднены Th (1,7–3,3 г/т) по сравнению с монацитами интрузивных гранитов (6,2–7,6 г/т) [18]. В слюдяных сланцах Приморья обнаружен монацит лепешковидной формы и серой окраски, особенностью которого является почти полное отсутствие Th и большое количество Eu – до 1000 г/т. Считают [12], что подобный монацит мог образоваться из рабдофанита при высокотемпературном региональном метаморфизме, преобразовавшем первоначальные осадки в кристаллические сланцы.

Возможности использования особенностей состава акцессорных минералов при выяснении генезиса пород видны и из следующих примеров.

Высокое содержание Mg (до 4,78% MgO) характерно для ильменита из кимберлитов, эклогитов, чарнокитов и гранулитов, в то время как в ильмените коровых интрузивных гранитоидов оно составляет в среднем 0,65%.

По высокому содержанию Ni (1200 г/т), значительно превышающему среднее (35 г/т), магнетиты из гранитоидов шахтаминского комплекса близки к магнетитам из гранитоидов габброидного ряда, изученных

В.А. Вахрушевым [6]. На основании этого подтверждается активная роль основной магмы в формировании гранитоидов шахтаминского комплекса [28].

Минералы осадочно-метаморфических пород по сравнению с одноименными акцессорными минералами интрузивных гранитоидов характеризуются рядом признаков, в общем отражающих геохимические особенности осадочно-метаморфических толщ. Эти различия можно использовать при выяснении генезиса метаморфических пара- и ортопород.

Известно, например, что в осадочно-метаморфических породах встречаются турмалины преимущественно драцитового состава, в то время как в гранитах магматического генезиса преобладают шерлиты. Поэтому наличие в гранито-гнейсах магнезиальных турмалинов служит указанием на их первично-осадочную природу. Действительно, в гранито-гнейсах архея Карелии присутствуют турмалины, содержащие до 75% драцитового компонента.

Обычным минералом сланцев и гнейсов является гранат. По сравнению с гранатом из парагнейсов амфиболитовой фации метаморфизма гранаты ортогнейсов отличаются более высоким содержанием спессартинового и меньшим — пиропового компонентов. Равным образом и гранаты автохтонных гранитов содержат 1,6% спессартинового и 15,4% пиропового компонентов по сравнению с 31,4 и 4,4% соответственно в гранате интрузивных гранитов.

По сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов апатиты из осадочно-метаморфических пород характеризуются большим содержанием Sr и Ga и меньшим — TR. Это было подтверждено и на примере пород УКШ, для которых установлено, что апатит из пород гнейсо-мигматитового комплекса содержит менее 1%, а из интрузивных гранитов — более 1%  $TR_2O_3$  [1].

Высокое содержание Sr, Pb, Ni, Sc в осадочно-метаморфических породах хорошо наследуется породообразующими и акцессорными минералами автохтонных гранитов, для которых также характерно повышенное содержание этих элементов. Так, при среднем содержании Sr в ортите интрузивных гранитов в 45,8 г/т в ортите из парагнейсов белорусского докембрия количество Sr увеличивается до 94 г/т.

Среднее содержание Sn в рутиле интрузивных гранитоидов — 83,8 г/т. В то же время в аутигенном рутиле из слабометаморфизованных пород содержание этого элемента значительно выше — 600 г/т [10].

Среднее содержание Ni в ильмените интрузивных гранитоидов — 12,5 г/т, в ильмените осадочно-метаморфических пород содержание Ni значительно больше — в среднем 33,3 г/т. Учитывая, что кларковое содержание Ni в осадочных породах в 12 раз превышает таковое в интрузивных гранитоидах, повышенное содержание Ni в ильмените можно использовать при выделении пара- и ортогнейсов, пара- и ортогранулитов и т.п.

Среднее содержание Sc в гранате интрузивных гранитоидов — 80 г/т. В гранате глиноземистых гнейсов Кольского полуострова средние содержания Sc значительно выше — 160 г/т в гнейсах амфиболитовой и 106 г/т в гнейсах гранулитовой фаций метаморфизма [15]. Это следствие более высокого содержания Sc в осадочных породах по сравнению с кислыми интрузивными.

Таким образом, высокие содержания Ni, Sn, Sc, Ga, Zr, Zp в акцессорных минералах метаморфических парапород примечательны в том отношении, что, по-видимому, отражают геохимические особенности исходных песчано-сланцевых пород, в которых среднее содержание Zp, Ga и Sr — в 1,5, Sn и Sc — в 3, а Ni — в 12 раз выше, чем в интрузивных гранитоидах.

Изучая особенности минерального состава древнейших метаморфических пород, можно получить дополнительные данные для суждения об их исходном составе, об истории процессов метаморфизма, смене прогрессивных этапов метаморфизма регрессивными, степени воздействия тех или иных метасоматических процессов и т.п. Кроме того, подобное изучение позволяет оценить рудогенерирующую способность каждой ступени метаморфизма.

Многие акцессорные минералы в осадочных породах обладают явными признаками дорастания. Они выражены в образовании различных выростов или наростов на обломках кристаллов граната, турмалина, циркона и других минералов. Эти выросты и наросты прозрачны и свободны от включений и свидетельствуют о миграции редких и рудных элементов уже в самые начальные стадии диагенеза и метаморфизма. Подтверждением этому является уменьшение содержания циркона в песчано-глинистых породах с увеличением степени метаморфизма, главным образом за счет растворения наиболее мелких (0,02 мм) его кристаллов [22].

Однако для того, чтобы выявить влияние степени метаморфизма на видовой состав и содержание акцессорных минералов в метаморфической породе, необходимо предварительно изучить видовой состав и содержание акцессорных минералов в породах преимущественно силикатных (кварциты), глиноземистых (глинистые сланцы), карбонатных (мергели, известняки). Это требует проведения тщательного специального исследования для выявления особенностей главных генетических групп акцессорных минералов — реликтовых, аутигенных и метаморфогенных. Для того чтобы "снять" влияние прогрессивного и регрессивного метаморфизма, воздействие которого древние, особенно архейские, породы испытывали неоднократно, необходимо знать, какие акцессорные минералы наиболее устойчивы и, следовательно, могут быть использованы как индикаторы, какие особенности состава акцессорных минералов сохраняются наиболее полно и также могут быть уточнены при генетических построениях.

Поэтому при изучении минерального состава метаморфических пород докембрия желательнее применение не только единых методов опробования и обработки минералогических проб, но и согласованных схем последующего изучения акцессорных минералов, включая перечисленные выше признаки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акцессорные минералы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 258 с.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 67–77.
3. Бельков И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1979. 184 с.
4. Берзина А.П., Сотников В.И. Циркон из гранитов разных генетических типов (на примере Горного Алтая). — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 186–196.

5. *Варшавский А.В., Шульцьяков Ю.Ф.* Об ориентированной кристаллизации  $\alpha$ -SiC на алмазе. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 3, с. 250–251.
6. *Вахрушев В.А.* Рудные акцессорные минералы и их значение при петрологических исследованиях. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., 1969, с. 59–67.
7. *Ворошилов Ю.В., Кириллюк В.П.* О роли акцессорных минералов при выяснении генезиса гранито-гнейсов верховьев р. Амазар (Верхнее Приамурье). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, с. 94, вып. 2, с. 232–235.
8. *Голованов И.М., Булатова Л.Ш., Синицына В.Н.* Особенности корреляции органического углерода с золотом в золоторудных проявлениях углеродсодержащих толщ Тянь-Шаня. — В кн.: Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1980, № 3, с. 3–10.
9. *Жуков Г.В., Вархогов В.А., Сахацкий И.И.* и др. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. — Геол. журн., 1973, № 5, с. 57–59.
10. *Казак А.П.* Элементы-примеси в рутиле. — Геохимия, 1969, № 112, с. 1481–1488.
11. *Калужный В.А.* Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных титановых минералов (на примере Тиманского кряжа). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 12, с. 20–38.
12. *Костерин А.В., Алехина К.Н., Кизюра В.Е.* Монацит необычного генезиса. — Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1962, вып. 15, с. 23–26.
13. *Кочетков О.С.* Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 120 с.
14. *Кочеткова К.В., Ковалев К.Р., Борисенко А.С., Павлюченко В.С.* Свойства и состав цинксодержащего ставролита из Холоднинского месторождения (Западное Прибайкалье). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981, т. 110, № 3, с. 310–318.
15. *Крылова М.Д., Дегелайский В.Б., Орловская К.В.* О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород. — Геохимия, 1970, № 10, с. 1183–1193.
16. *Ломтева А.С., Лутков В.С., Шаронов Н.В.* и др. Минералого-геохимические особенности и происхождение докембрийских гнейсо-плагногранитов Северного Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1980, т. 23, № 6, с. 320–323.
17. *Ломтева А.С., Лутков В.С., Шаронов Н.В., Ушакова Е.Н.* Акцессорные минералы гранат-гиперстеновых гранитоидов Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1981, т. 24, № 7, с. 439–442.
18. *Львов Б.К., Жангуров А.А.* Акцессорный монацит из гранитов и метаморфических пород Восточно-Уральского антиклинария. — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 196–203.
19. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы гранитоидов Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
20. *Ляхович В.В.* Содержание и состав акцессорных минералов — индикатор рудоносности изверженных пород. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 125–129.
21. *Мальков Б.А., Мельникова Е.М., Швецова И.В.* Микроконкреции самородного олова в метаморфических породах хребта Канин. — Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1965, вып. 5, с. 67–69.
22. *Мельгунов С.В.* Рассеянные элементы в метаморфизованных песчано-глинистых толщах Горного Алтая. — Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 54–58.
23. *Мирошников А.Е., Мусатова Э.И.* Рутилиты — рутиловые сланцы докембрия и проблема рутила в метаморфических сериях. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 238–240.
24. *Могаровский В.В., Будакова К.Т., Дмитриев Е.О.* До геохимии вуглецю в магматичних і метаморфічних породах Паміру. — Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1980, № 2, с. 25–27.
25. *Морозова Л.И., Перец В.В.* Акцессорный монацит, циркон, ильменит из каолиновой коры выветривания Украинского щита. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1965, вып. 4, с. 530–533.
26. *Недашковский П.Г.* Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 202 с.
27. *Нечаев С.В., Кононов Ю.В.* Новый генетический тип редкоземельного орудене-

ния в докембрийских мигматитах Европейской части СССР. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 123—126.

28. *Никитина Е.И., Сотников В.И., Поспелова Л.Н.* Состав магнетита из пород Шахтаминского молибденового месторождения в связи с его генезисом. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 370, с. 121—126.

29. *Попов А.В.* О природе оловянной минерализации в грейзенах Сууктальского массива гранито-гнейсов. — В кн.: Тр. Науч. конф. молодых ученых Ин-та геол. наук КазССР, посвящ. 60-летию образования КазССР и Компартии Казахстана. Алма-Ата, 1980, с. 66—72.

30. *Портнов А.М., Жданова Т.П.* Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 124—127.

31. *Родионов С.П.* Геологическое строение Кременчугского железорудного бассейна. — Геол. журн., 1939, т. 6, вып. 4, с. 205—241.

32. *Сагайдак И.Г.* Петрографический очерк Среднего Приазовья. — В кн.: Докембрий УССР. Киев: Изд-во АН СССР, 1937, с. 63—133.

33. *Сердюченко Д.П., Павлов А.В., Глебов А.В.* Людвиговитовая минерализация и (Fe—V—TR)-парагенез в древних платформах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135с.

34. *Сердюченко Д.П., Пап А.М., Бровская В.М., Быкова А.В.* Бесториевый монацит из докембрийских гнейсов Белоруссии и его генезис. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 917—919.

35. *Сидоренко А.В., Ляхович В.В.* Пара- и ортогранитоиды. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.

36. *Урунбаев К.* Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 204 с.

37. *Фалькин Е.М.* Закономерности распределения редкоземельной минерализации в докембрийских метаморфических комплексах. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита: Забайкал. фил. геогр. о-во СССР, 1967, с. 36—39.

38. *Хмарук Т.Г.* Акцессорные минералы метаморфических пород бассейна р. Токмака (Приазовье). — В кн.: Конструкция и свойства минералов. Киев, 1966, т. 1, с. 87—94.

39. *Щерба Г.Н., Пудалова Р.В., Климов А.А.* Акцессорные минералы метаморфитов Кургум-Кальджирского антиклинария (Южный Алтай). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 52—56.

УДК 549.514.81:551.71/72

*О.М. Розен*

## АКЦЕССОРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ЭКЗОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Изучение литологии и осадочной (экзогенной) геологии докембрия было широко начато в СССР по инициативе академика А.В. Сидоренко около 20 лет назад. Оно интенсивно развивается в настоящее время и ставит главной своей целью комплексное исследование единой серии процессов осадконакопления, метаморфизма, гранитообразования, метаморфогенного рудообразования, приводящих в целом к формированию экзогенной сиалической оболочки континентальной земной коры. Для решения этих вопросов весьма важным и особенно информативным оказывается изучение ряда акцессорных минералов, которые при метаморфизме длительно сохраняют признаки своего происхождения, в то время как вмещающая порода уже перекристаллизована и в значительной мере утратила изначальные черты генезиса.

В данной статье сделана попытка раскрыть значение изучения акцессорных минералов, в первую очередь циркона, для целей палеогеологических реконструкций в метаморфических комплексах, особенно в метаморфизованных отложениях докембрия.

Рассматривая в историческом аспекте основные направления акцессорно-минералогических исследований докембрийских образований, необходимо отметить, что их использование с целью определения генезиса метаморфических пород началось, по-видимому, еще в конце прошлого столетия. К этому времени было установлено, что округлые зерна циркона характерны для обломочных пород, а эвгедральные — для гранитов и других магматитов среднего и кислого состава, а также выявлено, что это различие сохраняется в метаморфизованных толщах и кристаллических комплексах.

Позднее была определена высокая эффективность исследования тяжелых минералов осадочных отложений для палеогеографических построений в литологии и особенно в нефтяной геологии. Однако сравнительно скоро выяснились существенные ограничения в применении этого метода. Было показано, что существует значительная химическая миграция в условиях диагенеза, вследствие чего, например, на цирконе, возникают наросты [13], а значительная часть акцессориев вообще исчезает, например, в результате сегрегации вещества в конкрециях [14] и в более широких масштабах — в результате внутрислоевого растворения [19]. Это ограничивает, но не исключает использование терригенных акцессорных минералов для сопоставления осадочных пород, например, по наиболее устойчивым минералам на основе циркон-турмалин-рутилового показателя Хьюберта [16].

Существенное расширение и углубление исследований акцессорных минералов началось в 50–60-е годы нашего столетия в связи с поисками новых видов редкометального сырья. Именно в это время акцессорные минералы стали рассматриваться как индикаторы геологических процессов.

В начале 60-х годов А.В. Сидоренко показал важность изучения акцессорных минералов для установления генезиса метаморфических пород докембрия и выдвинул эти исследования в качестве одного из методов расшифровки геологической истории докембрия [8, 9]. Исследования акцессорного циркона развивались в это время наиболее широко и были направлены на решение разнообразных вопросов происхождения и первичной природы метаморфических пород докембрия, в частности орто- и парагнейсов [10, 11, 12], амфиболитов [15, 17, 18], гранулитов [2,3] и др.

К настоящему времени сложились основные направления в использовании данных по акцессорным минералам. Для магматогенных пород это вопросы расчленения, корреляции, рудоносности; для осадочных пород — палеогеографии, корреляции, установления закономерностей процессов диагенеза, осадочного рудообразования; для метаморфических — разделение пара- и орто типов кристаллических сланцев, выявление особенностей генезиса и условий осадконакопления вулканогенно-осадочных отложений и докембрийских палеогеографических провинций, установление влияния процессов метаморфизма и гранитизации на перераспределение акцессорных минералов и метаморфогенное рудообразование.

Для установления возраста фаунистически немых толщ докембрия особенно важно то, что современные прецезионные методы радиологического датирования базируются на использовании монофракций определенных акцессорных минералов.

Современное состояние исследований акцессорных минералов метаморфических пород можно пояснить на отдельных примерах, не претендующих на полноту охвата литературного материала. Особое место среди комплекса минералов кристаллического докембрия занимает циркон. Это обусловлено его широкой распространенностью, присутствием в различных ассоциациях минералов и разных по составу и генезису породах, разнообразием форм в зависимости от условий образования, повышенной способностью к изменению при смене термодинамических условий при сохранении реликтового строения, широким набором элементов-примесей и присутствием радиоактивных элементов.

Опыт корреляции докембрия Карелии и Украинского щита, осуществленной Р.А. Хайдаровым, О.Б. Кузнецовым, С.В. Игнатьевым в последние годы, показывает, что на стратиграфическом уровне беломорского комплекса преобладают терригенные цирконы, тогда как на уровне гимольского комплекса в Карелии появляются цирконы магматогенного облика.

В ряде случаев удается получить интересные литологические выводы, в частности Д.М. Сургутановой и В.П. Лошинину недавно удалось показать общность источника материала как в терригенных, так и в карбонатных отложениях (Западный Узбекистан). С повышением степени метаморфизма до амфиболитовой фации цирконы в амфиболитах и зеленых сланцах наследуют такие особенности, как размер, коэффициент удлинения, матовая шероховатая поверхность, насыщенность углеродистым веществом и др. (Западный Узбекистан).

При изучении по единой методике широких стратиграфических интервалов в пределах одного региона выявляются систематические различия в облике цирконов. Так, цирконы метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях отложений верхней части разреза фундамента Белорусского массива имеют матовую шероховатую поверхность, округлую и удлиненно-округлую форму и сохранили изначальный обломочный облик. Породы нижней части разреза, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях, содержат блестящие, без четких граней, округлые зерна, отражающие определенное метаморфогенное воздействие. В породах амфиболитовой фации Карелии Р.А. Хайдаровым с сотрудниками выделено два типа циркона. Преобладают округлые зерна с шероховатой поверхностью, в меньшем количестве (20–30%) в тех же образцах содержатся эвгедральные, удлиненные зерна. Одновременно встречаются зерна с выростами и ядрами обрастания, что свидетельствует о новообразовании циркона во время метаморфизма.

О существенном метаморфогенном воздействии на цирконы свидетельствуют материалы, полученные по Анабарскому массиву А.Н. Беловым при участии В.Е. Сонюшкина и автора. Здесь блестящие округлые до шаровидных цирконы оказались полигенетичными. При исследовании под электронным микроскопом округлая форма оказалась сложной комбинацией граней роста. Зерна содержат ядра призматического габитуса, а внешняя зона лишена вторичных изменений и является новообразованной. Анализ расп-

ределения зерен циркона и других акцессорных минералов позволяет предполагать, что округлые цирконы образовались в результате собирательной перекристаллизации при метаморфизме осадочных отложений, изначально обогащенных тяжелыми минералами. Первичный облик терригенного циркона был призматический и сохранился при транспортировке только вследствие весьма малых размеров, когда существенной обработки кристаллов при водном переносе не происходит.

Экспериментальные исследования морфологической гетерогенности цирконов и их сопоставление с природными образцами позволяют разделить главные типы искаженных форм по их происхождению [5]. Поскольку правильные эвгдральные формы прямо свидетельствуют о магматическом источнике циркона или его новообразования в породе, именно искаженный габитус представляет наибольший интерес для установления происхождения полигенных типов и выявления терригенных цирконов. Определяется общая особенность микрорельефа роста — это выдержанность и четкость границ отдельных деталей (бугорков, слоев, валиков и т.п.), их блестящая гладкая поверхность, преимущественно положительные (выпуклые) формы. При стесненных условиях роста происходило дополнительное усложнение (структурирование) поверхности. В природных цирконах этого типа наблюдаются мелкие иррациональные субграницы, во многом определяющие округлый облик цирконов гранулитов.

Напротив, при растворении цирконов в первую очередь возникают треугольники травления, которые, сливаясь, образуют ямки, переходящие в каналы, а далее формируются ячеистый микрорельеф и грубая поверхность растворения, характеризующаяся образованием останцев, заливов, петель и других структурных форм. При малых увеличениях эти детали не выделяются, возникает представление о неровном (шероховатом) микрорельефе. Общей особенностью этого типа микрорельефа является преобладание отрицательных (вогнутых) форм. При длительном растворении кристаллы приобретают округлую форму, что при изучении их в совокупности с матовой поверхностью может привести к неверным выводам.

В отличие от форм роста и растворения механическое истирание поверхности кристалла не приводит к появлению скульптурных форм. При этом возникает однообразная поверхность, которая начинает проявляться с ребер и вершин, оставляя нередко гладкими центральные части граней.

Рассмотрение внутреннего строения кристаллов в связи с анализом причин расхождения радиологических определений возраста по циркону показывает, что важное значение имеет несовершенство кристаллической структуры цирконов (метамиктное состояние). Показано, что оно определяется физико-химическими условиями кристаллизации (генетическая метамиктность) и может быть противопоставлено метамиктному состоянию, возникающему при изменениях под действием радиоактивного облучения (радиационная метамиктность). Поэтому признаки сохранности первоначальной генетической метамиктности свидетельствуют об отсутствии значительно перекристаллизации под воздействием метаморфизма, что позволяет получить сходящиеся и наиболее древние значения возраста, близкие ко времени образования породы. Это также позволяет судить об условиях первоначальной кристаллизации при участии метасоматических (например, автомагматических), относительно низкотемпературных про-

цессов. Метамиктное состояние этого типа может возникнуть в истории минерала повторно при метаморфизме. Для того чтобы учесть эти изменения при радиогеохронологических исследованиях, необходимо использовать специальные методики обработки цирконов с целью разделения и самостоятельного исследования первоначальных и новообразованных (метамиктных и кристаллических) фаз.

С помощью селективного растворения нарушенных фаз открывается возможность индивидуального анализа различных фаз внутри зерен циркона, соответствующих разным этапам их жизни [1]. Такой анализ позволяет установить на графиках с конкордией как возраст субстрата, так и время наложенного метаморфизма. Комплексное минералогическое и радиологическое изучение позволило получить наиболее древние для цирконов СССР датировки в 3,4 млрд. лет для пироксеновых гнейсов Омолонского массива по первичному магматогенному циркону. В этих же породах по шаровидному циркону, возникшему в ходе гранулитового метаморфизма, время проявления этого метаморфизма определено в 2,8 млрд. лет назад.

Металлогения кристаллических комплексов докембрия во многом отражается в составе акцессорных минералов. По этому признаку удается наметить различную металлогеническую специализацию. Так, в пределах Малого Кавказа [6] выделены ассоциации акцессорных минералов, характеризующие потенциальную рудоносность соответствующих метаморфических серий: 1) давидит-браннерит-колумбит-касситерит-вольфрамитовая, 2) турмалин-ортит-гранат-молибденит-монацитовая, 3) ильменит-рутил-магнетит-апатитовая и др.

Присутствие руд среди метаморфических толщ оказывается также важным генетическим признаком. Использование магнетита, титаномагнетита и пирротина, образующих руды и входящие в состав вмещающих эти руды кристаллических сланцев фундамента Белоруссии, позволяет реконструировать первичную природу пород, выделить единую в формационном отношении вулcano-плутоническую базальт-андезитовую рудоносную ассоциацию и, используя закономерности ассоциации рудных минералов, оценить параметры метаморфизма и рудообразования.

Совершенно особое и еще не до конца понятое значение имеет изучение самородных элементов в метаморфических породах: золота, меди, свинца, железа (Г.М. Меликсетян и др.), а также органического вещества, графита и особенно алмаза [7].

Необходимо также отметить, что общепринятая методика опробования слоньих метаморфических пород отсутствует. В результате специальных исследований представительности опробования для пород амфиболитовой фации (Кольский полуостров) на основе статистических сопоставлений рекомендовано во избежание излишних затрат выбирать вес проб в обратной зависимости от содержания в породе акцессорных минералов. Экспериментально на большом и разнообразном материале показано, что минимальный вес пробы можно снизить от 10 (лейкократовые породы) до 4 кг (меланократовые породы), причем количество проб должно быть не менее 5—10 на каждую разновидность пород [4].

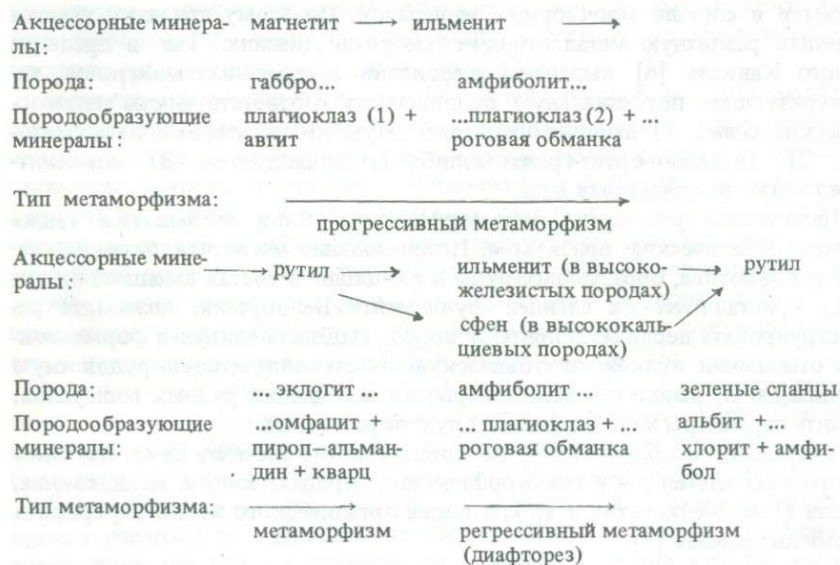
Изучение соотношения сохранности и новообразования акцессорных минералов в истории существования метаморфических пород дает важную

генетическую информацию для понимания закономерностей формирования глубокометаморфизованных комплексов. Раньше нередко полагали, что при региональном метаморфизме (вплоть до гранулитовой фации) и диафторезе основные морфологические характеристики цирконов остаются без изменений. Исключением является лишь окраска минерала. Существенным изменениям цирконы подвергаются в зонах активного проявления метасоматических процессов [12]. Сейчас очевидно, что на самом деле трансформация акцессорных минералов происходит гораздо сложнее.

Влияние метаморфизма проявляется в различных формах, среди которых к главным могут быть отнесены следующие.

1. Собирательная перекристаллизация, происходящая, например, при образовании шаровидных цирконов гранулитовой фации или укрупнении золота в амфиболитах и черных сланцах докембрия.

2. Рассеяние и исчезновение или смена одних минералов другими при сохранении определенной преемственности в связи с изменением ассоциаций породообразующих минеральных фаз в зависимости от условий метаморфизма. Например, теоретически в ряду пород основного состава вероятна следующая смена акцессорных минералов:



3. Новообразованными является большинство акцессорных минералов метаморфических пород, однако это только кажется очевидным. На самом деле необходимы конкретные исследования с целью выявления унаследования состава и морфологии в каждом виде акцессорных минералов. Уверенно новообразованными можно считать апатит во всех метаморфических породах, турмалин, ортит, монацит в мигматитах, алмаз и рутил в метаморфических эклогитах и др.

В этом свете, по-видимому, правильно подразделить акцессорные минералы метаморфических пород на: 1) реликтовые, сохранившиеся от исходных пород, 2) полигенные, или реоморфогенные, т.е. такие, которые

претерпели значительное влияние процессов метаморфизма и сохранили соответствующие реликтовые признаки, и 3) метаморфогенные, т.е. не несущие прямых реликтовых признаков, а образовавшиеся вместе с метаморфическим парагенезисом породообразующих минералов в определенный этап регионального метаморфизма, гранитизации, диафтореза.

В заключение необходимо сформулировать основные задачи исследования акцессорных минералов метаморфических пород.

1. Выявление первичной природы и разделение пара- и орто типов метаморфических пород.

2. Выявление генетических особенностей исходных пород, как магматических, так и осадочных.

3. Седиментологический анализ докембрийских отложений: исследование областей сноса, стратиграфическая корреляция отложений.

4. Установление радиологического возраста минералов и их генераций и соответственно возраста метаморфических и исходных пород, выявление этапов метаморфизма.

5. Изучение режима метаморфизма: температуры, давления, состава флюидов.

6. Выявление металлогенической специализации исходных пород, как магматических, так и осадочных, и метаморфогенной рудной минерализации, что должно войти составной частью в теоретические основы прогнозирования полезных ископаемых в регионах, сложенных метаморфическими комплексами докембрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Макарова В.А., Грачева Т.В., Калинин О.М. Древнейшие породы Омолонского массива. — В кн.: Докембрийские гранитоиды СССР: Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 137—146.

2. Горощенко Г.Л. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 56—79.

3. Горощенко Г.Л. Минералогические признаки осадочного генезиса метаморфических пород. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 182—185.

4. Зубатарева Л.И. О некоторых типоморфных особенностях циркона, апатита, сфена в метаморфических породах: Кольский полуостров. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 7, с. 27—31.

5. Краснобаев А.А. Некоторые особенности метамиктности—гетерогенности цирконов в связи с возрастными исследованиями. — В кн.: Актуальные вопросы геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 23—37.

6. Меликсетян Г.М. Минералого-геохимические типы гранитоидов Амбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР, 1977, № 4/5, с. 52—61.

7. Розен О.М., Заячковский А.А., Клюев Ю.И., Смирнов В.И. Особенности состава минералов-примесей и условия образования эклогитов в Северном Казахстане. — В кн.: Ранние стадии геологического развития Земли, седиментация, метаморфизм, металлогения докембрия. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 170—186.

8. Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—23.

9. Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

10. Сидоренко А.В., Ляхович В.В. Орто- и параграниты докембрия. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.

11. Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. — Геология и геофизика, 1962, № 12, с. 75–78.

12. Шулешко И.К., Савельев А.А. Сохранность обломочного циркона терригенных пород при метаморфизме. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с. 90–107.

13. Butterfield J.A. Outgrowths on zircon. — Geol. Mag., 1936, vol. 73, p. 511.

14. Bramlette M.N. The stability of minerals in sandstone. — J. Sediment. Petrol., 1941, vol. 11, p. 32–36.

15. Eckelman F., Poldervaart A. Geology and evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68, N 10, p. 1028–1037.

16. Hubert J.F. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. — J. Sediment. Petrol., 1962, col. 32, p. 440–450.

17. Kalsbeek F. Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger Area (Southern Norway). — Norsk. geol. tidsskr., 1964, bd 44, N 1, s. 71–88.

18. Kalsbeek F. On the origin of some banded amphibolites and gneisses in the Belledonne massif (French Alps). — Neues Jb. Miner. Abh., 1965, Bd. 102, N 2, S. 162–185.

19. Pettijohn F.J. Persistence of minerals and geologic age. — J. Geol., 1941, vol. 49, p. 610–625.

УДК 549.3 + 552.4

*В.А. Вахрушев*

## СУЛЬФИДНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БЕЛОРУССИИ

Сульфидная минерализация в породах кристаллического фундамента Белоруссии геологам известна давно. В работах многих авторов можно найти данные по видовому составу и распространенности сульфидных минералов применительно к локальным структурно-тектоническим или рудным зонам. Так, в Шучинской тектонической зоне, расположенной в западной части Белоруссии, В.Ф. Красовским [8] описано сульфидное рудопроявление с пиритом, марказитом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом и валериитом. Этим же автором [9] установлена пентландит-пирротиновая минерализация в основных и ультраосновных породах докембрия Белоруссии в пределах Глушковического и Шучинского районов. В Кареличской рудной зоне в ильменит-титаномagnetитовых рудах, связанных с габброидами, установлены пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, сфалерит и галенит [3, 4]. Пирит и халькопирит встречаются и в нижнепротерозойских метаморфических породах, в частности в железистых кварцитах Околовского месторождения [12]. О широком распространении сульфидных минералов в породах магматических и метаморфических комплексов докембрия Белоруссии можно судить и по результатам минералого-геохимических исследований, приведенных в работах [7, 11, 13].

С целью дальнейшего уточнения видового состава, генетической природы и распространенности сульфидных минералов в породах магматических и метаморфических комплексов докембрия Белоруссии автором было проведено дополнительное минералогическое изучение 450 полированных

шлифов пород и руд Березовско-Ивьевских гравимагнитных аномалий, Шучинской тектонической зоны и Припятской впадины. Образцы отобраны из керна скважин и принадлежат к породам разного состава и возраста, в том числе к гранодиоритовой формации среднего протерозоя (осиповщинский, мостовский, озерский, полонский и некоторые другие комплексы); габбро-норитовой формации архея (кореличский и березовский комплексы); к гранитоидному архейскому голеновскому комплексу и к метаморфическим образованиям околоской серии (амфиболиты, гнейсы, железистые кварциты), которые одни авторы [12] относят к нижнему протерозою, другие [7] — к верхнему архею. Минераграфически была изучена коллекция шлифов из пород неманской серии (разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы) нижнего архея.

В результате проведенных исследований в породах кристаллического фундамента всех районов Белоруссии установлено присутствие сульфидной минерализации. Исключения, как правило, составляют образцы, затронутые гипергенными процессами. В них сульфидные минералы частично или полностью преобразованы в окислы и гидроокислы железа и других металлов.

Практически во всех типах пород и руд среди сульфидов по их распространенности на первом месте стоят пирит и пирротин, затем халькопирит, пентландит, сфалерит, молибденит и другие более редко встречающиеся минералы. Однако содержание сульфидных минералов неодинаково. Из магматических (интрузивных) образований ими наиболее богаты габброиды.

В метаморфических породах зависимость содержаний сульфидных минералов от состава вмещающих пород проявлена менее четко. Здесь их максимальные концентрации чаще всего приурочены к зонам тектонических нарушений или, точнее, к зонам глубинных разломов. Такова Шучинская зона, в пределах которой отмечается повышенное содержание пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и некоторых других сульфидов. В связи с этим систематическое изучение сульфидной минерализации в пределах всего кристаллического фундамента может оказать существенную помощь в картировании глубинных разломов или по крайней мере зон повышенной проницаемости, служивших путями для восходящих минерализованных гидротермальных растворов.

Вместе с тем результаты минераграфического изучения однозначно указывают на двойственную генетическую природу сульфидной минерализации: первично-магматическую и наложенную гидротермально-метасоматическую. Возможность кристаллизации части сульфидных минералов в рудных габброидах Кореличской зоны в магматическую стадию допускалась и ранее [3, 4]. Нами типичные первично-магматические обособления пирротина, пентландита и халькопирита в значительных количествах выявлены в габброидах района Березовско-Ивьевских гравимагнитных аномалий и Шучинской зоны. Здесь они были встречены также в некоторых типах амфиболитов и кристаллических сланцев.

На примере изучения габброидов и амфиболитов фундамента, в частности Шучинской зоны, были установлены типоморфные особенности рудных минералов, которые в сочетании с данными по петрохимии и условиям залегания амфиболитов с успехом могут быть использованы

для их разграничения на орто- и парапороды. Ортоамфиболиты, образовавшиеся за счет габброидных пород, отличаются от параамфиболитов практически постоянным присутствием как остаточных структур распада титаномагнетита, так и каплевидных обособлений сульфидных минералов, относящихся к высокотемпературной (первично-магматической) халькопирит-пелландит-пирротиновой ассоциации.

Не исключено, что каплевидные включения сульфидных минералов могут быть использованы и в качестве одного из самых надежных минералогических критериев для уточнения способа образования гранитов (собственно магматического или метасоматического), поскольку микроскопические сульфидные "капли" изредка встречаются и в минералах интрузивных гранитоидов [1]. Среди гранитных пород фундамента Белоруссии единичные микроскопические каплевидные обособления пирротина и халькопирита встречены в нескольких образцах, в том числе в одном образце из гранитоидов, относимых к полонскому комплексу.

Однако рассмотрение литературных данных и результатов личных минералогических исследований приводит к выводу о широком, по существу повсеместном, распространении в породах кристаллического фундамента сульфидных минералов наложенного гидротермального происхождения. В составе ассоциации гидротермальных сульфидных минералов, помимо пирротина, пирита и халькопирита, часто встречаются сфалерит, реже галенит, молибденит и др.

Прямая генетическая связь этой сульфидной минерализации с конкретными интрузивами габброидов, гранитоидов и других типов магматических пород устанавливается далеко не во всех случаях. Одним из примеров, подтверждающих это положение, служат архейские породы гранито-гнейсового комплекса Припятской впадины. Во всех изученных образцах керна разведочных скважин, вскрывших кристаллический фундамент на Остаковичской, Тишковской, Комаринской, Мокановичской и других площадях, были установлены сульфидные минералы. Содержание их неодинаково и нередко с глубиной не только не уменьшается, а увеличивается. Особенно показательны породы гранито-гнейсового комплекса, вскрытые глубокой скважиной в пределах Осташковичской площади. Хотя сульфидные минералы распространены по всему разрезу скважины, наибольшие их концентрации приурочены к участку, пересекающему тектоническую зону. Эта сульфидная минерализация, несомненно, гидротермального происхождения. Исключение составляет лишь пирротин в сростании с пелландитом, наблюдающийся в виде типичных каплевидных включений внутри породообразующих цветных минералов в маломощной дайке лампрофира. Присутствие этих каплевидных сульфидов послужило первым признаком для установления магматической природы дайки, что в последующем было подтверждено и петрохимическими данными.

Гидротермальные процессы охватывают значительный отрезок геологического времени и, очевидно, связаны с регрессивным этапом метаморфизма. Об этом свидетельствует часто наблюдающееся преобразование пирротина в пирит, в том числе и первично-магматического пирротина габброидов и ортоамфиболитов Березовско-Ивьевского, Кореличского и Шучинского районов. Во всех случаях пирит в первую очередь развивается по наиболее крупным пирротиновым агрегатам, приуроченным к межзер-

новому пространству. При интенсивном проявлении гидротермальных процессов пирит псевдоморфно замещает каплевидные обособления пирротина внутри силикатных минералов. Установленные взаимоотношения между пирротиним и пиритом находятся в полном соответствии с термодинамическими расчетами [10], согласно которым падение температуры должно приводить к замещению минералов, не содержащих серу, и малосернистых сульфидов сульфидами, более богатыми серой.

К числу широко распространенных наложенных гидротермальных сульфидных минералов, помимо пирита и пирротина, как в магматических, так и в метаморфических породах относятся халькопирит и сфалерит. При этом для последней пары минералов в рудном габбро Новоселковского месторождения, в кристаллических сланцах Щучинской тектонической зоны и других типах пород выявлены закономерно ориентированные сростания в виде так называемой эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите, которые по всем признакам представляют собой типичные структуры распада твердого раствора. По опытным данным, выделение сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита происходит при температурах выше  $350^{\circ}\text{C}$ . Наличие структур распада твердого раствора халькопирита в сфалерите показывает, что и в наиболее поздних стадиях гидротермального минералообразования кристаллизация сульфидных минералов происходила при относительно высоких температурах.

Исключительно широкое распространение гидротермальных сульфидных минералов, отсутствие во многих случаях прямой генетической связи с конкретными интрузивами и ряд других признаков позволяют высказать предположение о большой роли глубинных, возможно, мантийных флюидов при формировании сульфидной минерализации в породах кристаллического фундамента Белоруссии.

Специальных исследований или обзоров по составу и распространенности сульфидных минералов в метаморфических породах докембрия других платформ и щитов нам не известно. По аналогии с кристаллическим фундаментом Белоруссии и с учетом имеющихся литературных данных можно уже сейчас достаточно уверенно говорить о широкой распространенности сульфидной минерализации в докембрийских образованиях земной коры в целом. Так, сульфидные минералы, в частности пирит и молибденит, обнаружены во всех разновидностях докембрийских гранитоидов сводовой части Воронежской антеклизы [5]. Установлены они и в биотитовых гнейсо-гранитах верхнепротерозойского возраста среднего течения р. Витим [6], и во многих других районах.

Сульфидная минерализация свойственна и другим типам метаморфических пород докембрия. Давно известна вкрапленность пирита в лазуритовых рудах практически всех месторождений мира, как и во вмещающих их докембрийских образованиях. Сульфидная минерализация распространена в метаморфических породах докембрия Монголии [14]. В обоих случаях связь сульфидной минерализации с конкретными магматическими телами весьма проблематична. Присутствие сульфидных минералов и сульфидного оруденения установлено в породах гранулитового пояса Кольского полуострова [2].

Показательны результаты бурения сверхглубокой скважины на

Кольском полуострове. Здесь, как известно, сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и других металлов вскрыты скважиной не только в верхних горизонтах геологического разреза, но и в пределах гранито-гнейсового слоя на глубинах до 9 км.

В свете приведенных данных существующие представления о преимущественном развитии сульфидных минералов и их руд только в локальных зонах самых верхних горизонтов земной коры требуют существенных уточнений. По имеющимся данным, нет оснований для ограничения распространенности сульфидных минералов на глубину вплоть до верхней мантии. В связи с этим следует отметить, что и в глубинных (мантийных) ультраосновных включениях из трубков взрыва и лавовых потоков современных и древних вулканов постоянно присутствуют сульфидные минералы [1].

В формировании сульфидной минерализации в изверженных и особенно в метаморфических докембрийских породах щитов и платформ и в целом в гранито-гнейсовом слое большая роль принадлежит глубинным мантийным флюидам. В настоящее время благодаря фотоснимкам земной поверхности из космоса установлено, что земная поверхность буквально испещрена тектоническими нарушениями различных простираний, протяженности и конфигураций [17]. Существование густой сети разломов и других линейных нарушений различной глубины заложения обеспечивает, по существу, глобальный характер процессов сульфидного минералообразования, связанных с проникновением в земную кору мантийных флюидов. Не без оснований рядом автором [18] многократная эндогенная активизация систем разломов глубокого заложения принимается за первопричину формирования наиболее крупных рудных объектов и сопровождающих их сложных многофазных и нередко контрастных по составу магматических комплексов.

По И.Д. Рябчикову и М.И. Новгородовой [15], из глубинных металлоносных флюидов предположительно водород-углеводородного состава на ранних стадиях происходило отложение самородных металлов и их сплавов, а затем уже выделение главной массы сульфидных минералов. Многочисленные находки самородных металлов, в том числе Al, Zn, Cu, Sn, Pb, Ni и Fe, в траппах, серпентинитах, гранитах, в рудах разных районов, сделанные в последние годы [16], также подтверждают глобальный характер проявления в земной коре мантийных восстановительных флюидов.

Наибольшие концентрации сульфидных минералов наблюдаются в пределах подвижных зон (или узлов), характеризующихся повышенной проницаемостью для восходящих глубинных рудоносных флюидов (положение справедливое и в отношении самородных металлов). В связи с этим систематическое изучение распространенности и видового состава сульфидных минералов может оказать геологам существенную помощь в выделении и картировании зон или полей, наиболее перспективных для обнаружения рудных объектов. Заслуживают внимания, особенно для уточнения геохимической (металлогенической) специализации рудных районов, распределение и видовой состав не только сульфидных минералов, но и элементов-примесей в них. В этом отношении интересен пирит — один из наиболее часто встречающихся минералов в метаморфических и изверженных породах докембрия.

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.
2. Виноградов Л.А., Богданова М.Н., Ефимов М.М. Гранулитовый пояс Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 208 с.
3. Доминиковская Д.А., Кошевенко М.К. О минеральном составе и генезисе Новоселковских ильменит-магнетитовых руд. — Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 9, с. 823–826.
4. Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.В. Железооруденение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1979. 184 с.
5. Египко О.И. Акцессорные минералы докембрийских гранитоидов сводовой части Воронежской антеклизы. — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 87–90.
6. Зылов А.Р., Жалсабон Д. Распределение акцессорных минералов в гранитоидах среднего течения р. Витим. — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 170–172.
7. Корнилов Н.В., Деревянкин Ю.А., Шатрубов Л.Л. Геологические и металлогенетические особенности Белорусского кристаллического массива. — Сов. геология, 1980, № 9, с. 73–84.
8. Красовский В.Ф. Сульфидные рудопроявления в Шнишкинской тектонической зоне Белорусского кристаллического массива. — В кн.: Литология и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 172–183.
9. Красовский В.Ф. Геологические условия генезиса рудной минерализации в докембрии Белоруссии и перспективы его никеленосности. — В кн.: Литология и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 184–198.
10. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
11. Махнач А.С., Вайтекунас А.К., Васильев В.А. и др. Геохимическая специализация магматических и метаморфических комплексов докембрия Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1976. 184 с.
12. Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.
13. Пап А.М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия БССР. Минск: Изд-во АН БССР, 1962. 234 с.
14. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С. и др. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. 96 с.
15. Рябчиков И.Д., Новогородова М.И. Восстановительные флюиды в гидротермальном рудообразовании. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 6, с. 1453–1456.
16. Самородное минералообразование в магматическом процессе: Тез. докл. Якутск, 1981. 208 с.
17. Суворов А.И. Сеть разломов земной коры. — Природа, 1981, № 7, с. 60–68.
18. Фаворская М.А., Ляхович В.В. Современные аспекты проблемы связи оруденения и магматизма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 521, с. 78–87.

*И.В. Носырев, В.М. Робул, П.Я. Голуб,  
В.Н. Кадурич, А.В. Чепижко*

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ШИТА

(классификация, типоморфизм, корреляционное значение)

Акцессорные минералы метаморфических пород изучены по сравнению с магматическими образованиями значительно хуже. Пока еще проведено мало детальных и специальных методических работ, а обобщения ограничиваются работами В.В. Ляховича [7, 8], Л.И. Зубатыревой и некоторых других. Приводимые в литературе данные нередко противоречивы и не подкреплены достаточным фактическим материалом. До сих пор не решены многие методические вопросы, связанные с отбором проб, способами их обработки и интерпретации получаемой информации. Мало используются количественные методы оценки генетико-информационных признаков, не разработана общая рациональная методика их изучения.

В настоящее время в основу методики изучения акцессорных минералов метаморфических пород положены известные разработки В.В. Ляховича, С.Д. Туровского, В.С. Коптева-Дворникова, созданные на материалах исследований главным образом гранитоидов. Между тем совершенно очевидно, что изучение акцессорных минералов в метаморфических породах требует новых методических разработок.

В частности, это касается и самого определения "акцессорный минерал". В настоящее время имеется несколько определений этого понятия, отражающих в той или иной мере наиболее существенные черты этих минералов: низкие содержания, малые размеры, своеобразие химического состава, а также некоторые особенности генезиса. Подробный обзор литературы и формулировка этого термина даны в работах В.В. Ляховича [6, 7, 8], О.И. Матковского [10] и др. Не вдаваясь в дискуссию о совершенстве этих определений, отметим, что по отношению к акцессорным минералам метаморфических пород они отражают не все их главные особенности.

В этом плане вполне приемлемы и необходимы в определении признаки, отражающие незначительность их содержаний и малые размеры. Учитывая это, некоторые, весьма характерные для метаморфических пород минералы, как гранат, ставролит, дистен и другие, должны перейти в разряд породообразующих. Возможность подобной трансформации в свое время подчеркивали В.В. Ляхович, С.Д. Туровский, Е.К. Лазаренко.

Вместе с тем генетический признак, отражающий условия их образования в магматических породах, а также преимущественное вхождение в них рудных, редких и тому подобных элементов, для акцессорных минералов метаморфических пород не совсем характерны, в частности, для такой важной группы, как реликтовые минералы<sup>1</sup>. В связи с изложенным главными признаками акцессорных минералов метаморфических пород,

<sup>1</sup> Это предположение дискуссионно, так как реликтовые акцессорные минералы также являются концентраторами редких и рудных элементов. — *Прим. ред.*

по нашему мнению, следует считать незначительность их содержаний и небольшие размеры.

Акцессорные минералы метаморфических пород Украинского щита (УЩ) изучены еще недостаточно. Как известно, УЩ относится к регионам многократного проявления метаморфических процессов. В его пределах И.С. Усенко с соавторами [12] выделяют регионально метаморфизованные породы, относящиеся к гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. Метаморфические образования гранулитовой фации развиты в юго-западной части щита, в меньшей мере – в Приднепровье и Приазовье. Максимальная степень метаморфизма фиксируется в образовании гиперстен-кордиеритовых и двупироксеновых гнейсов.

Амфиболитовой фацией метаморфизма охвачены породы центральной части УЩ, Кривбасса и Приднепровья, где развиты амфиболиты, амфиболовые гнейсы с силиманитом и кордиеритом, кварциты, кристаллические сланцы, а также различные ультраметаморфические гранитоиды. Среди образований эпидот-амфиболовой фации наиболее распространены следующие минеральные парагенезисы: по метабазитам – биотит + мусковит+кварц, гранат+биотит+кварц, мусковит+ставролит+кварц, ставролит+кварц+андалузит; по основным породам – роговая обманка+плаггиоклаз+эпидот+кварц+биотит(+кальцит). Наконец, породы зеленосланцевой фации метаморфизма установлены в Кривбассе (конско-верховцевская и базавлукская серии) и в северо-западной части УЩ (овручская серия). Для них характерны два парагенезиса: кварц+альбит+мусковит+хлорит и кварц+альбит+биотит+хлорит.

Регионально метаморфизованные породы нередко подвергались воздействию различных процессов локального метаморфизма, имевших по отношению к ним как прогрессивный, так и регрессивный характер, а также гранитизации. Все это обусловило большое разнообразие состава акцессорных минералов в метаморфических породах УЩ. Поэтому использование их для корреляционных и других целей вызвало необходимость прежде всего разобраться в генетической природе акцессорных минералов, т.е. наметить их соответствующую классификацию. Разработка последней возможна лишь при детальном изучении типоморфных признаков минералов.

Наиболее полно нами изучены породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, пользующиеся максимальным развитием в Кировоградском, Волыньском, Подольском и Приазовском блоках УЩ. Более ограничен материал по породам, которые часто подвергались воздействию более поздних наложенных процессов, что в существенной мере затрудняет восстановление их первично-метаморфических особенностей.

В табл. 1, 2 приведены некоторые данные по составу акцессорных минералов в различных породах высоких фаций метаморфизма (вес проб в среднем 15 кг). Прежде всего следует отметить большую пестроту видового состава акцессорных минералов. Он включает в себя свыше 40 наименований. Частота встречаемости одних минералов (апатит, циркон, магнетит и др.) выше 75%, другие зафиксированы примерно в половине изученных проб (молибденит, пирротин и др.), и довольно большая группа минералов относится к редким или очень редким с частотой встречаемости менее 30% (киноварь, халькопирит, монацит и др.).

Таблица 1. Акцессорные минералы из пород гранулитовой фации метаморфизма

Минерал	Гранат-биотитовые (23 пробы)	Биотитовые (19 проб)	Гранат-кордиерит-биотитовые (11 проб)	Гранат-гиперстеновые (27 проб)
Циркон	$\frac{0,45 (0,08-1,70)}{100}$	$\frac{0,04 (0,02-0,08)}{100}$	$\frac{0,05 (0,01-0,12)}{100}$	$\frac{37,51 (0,40-242,42)}{100}$
Цирколит	$\frac{0,8}{4,2}$	Ед.з.	Ед.з.	$\frac{8,95 (3,4-14,5)}{7,4}$
Монацит	$\frac{0,09 (0,07-0,12)}{14,3}$	$\frac{0,08 (0,05-0,11)}{21,2}$	$\frac{0,03 (0,02-0,12)}{45,5}$	$\frac{0,09 (0,06-0,12)}{29,5}$
Урано-титанат	$\frac{0,8}{4,2}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Пирохлор	$\frac{1,34}{4,2}$	”	”	”
Апатит	$\frac{(9,35-3400,0)}{1000}$	$\frac{1589,06 (34,5-8018,0)}{100}$	$\frac{1092,47 (3,10-5006,0)}{100}$	$\frac{350,05 (10,20-2507,7)}{100}$
Рутил	$\frac{0,4 (0,02-0,5)}{100}$	$\frac{0,07 (0,04-0,12)}{100}$	$\frac{0,02 (0,01-0,04)}{100}$	$\frac{1,68 (0,04-5,6)}{100}$
Ильменит	$\frac{0,62 (0,05-1,5)}{39,0}$	Ед.з.	Ед.з.	$\frac{69,86 (0,42-760,0)}{100}$
Лейкоксен	$\frac{1,2}{4,2}$	”	”	$\frac{7,76 (4,02-12,88)}{11,1}$
Гематит	$\frac{4,85 (0,5-9,2)}{8,7}$	”	”	Ед.з.
Магнетит	$\frac{823,76 (0,60-1780,0)}{100}$	$\frac{18,54 (0,50-90,0)}{100}$	$\frac{15,7 (0,5-61,7)}{100}$	$\frac{2093,01 (3,24-7950)}{100}$
Пирит	$\frac{375 (2,14-1377,0)}{100}$	$\frac{243,68 (0,75-1650,20)}{100}$	$\frac{503,17 (3,11-2321,0)}{100}$	$\frac{31,96 (1,21-900,0)}{100}$
Халькопирит	$\frac{0,04}{7,8}$	Не обн.	$\frac{0,18 (0,16-0,20)}{29,0}$	$\frac{1,48 (0,004-6,5)}{18,5}$
Пирротин	$\frac{67,97 (17,80-81,0)}{30,5}$	$\frac{22,9 (1,4-35,6)}{42,1}$	$\frac{1361,51 (623,0-2100)}{29,0}$	$\frac{270,0 (2,0-2600,0)}{37,0}$
Киноварь	$\frac{0,03 (0,02-0,06)}{24,0}$	Не обн.	$\frac{0,06}{14,6}$	$\frac{0,05 (0,05-0,08)}{11,1}$
Молибденит	$\frac{0,04 (0,01-0,07)}{78,0}$	$\frac{0,03 (0,01-0,05)}{31,5}$	$\frac{5,22 (0,08-20,6)}{54,5}$	$\frac{0,06 (0,01-0,09)}{33,3}$
Никелин	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{1,95 (1,40-2,50)}{11,1}$
Гранат	$\frac{18\ 612 (4300-54\ 000)}{100}$	$\frac{22,8 (12,3-43,2)}{315}$	$\frac{29\ 807 (4758-77\ 000)}{100}$	$\frac{12016 (5,1-29500)}{100}$
Турмалин	Не обн.	$\frac{27,9 (7,4-46,2)}{42,1}$	$\frac{(45,1-1310,5)}{14,6}$	$\frac{5,88 (0,44-25,5)}{18,2}$
Сфен	Ед.з.	Не обн.	$\frac{3337,5 (2275,0-4400,0)}{45,5}$	$\frac{25,32 (1,62-59,0)}{18,5}$
Графит	$\frac{3,37 (1,02-5,80)}{13,4}$	”	Ед.з.	Не обн.

Примечание к табл. 1, 2. В числителе — среднее содержание, г/т; в скобках — пределы колебания содержания; в знаменателе — частота встречаемости.

Т а б л и ц а 2. Аксессуары минералы из метаморфических пород амфиболитовой фации

Минерал	Амфиболиты (10 проб)	Кварциты (16 проб)	Чарнокиты (8 проб)	Кальцифиры (4 пробы)	Кристаллические сланцы (10 проб)
Циркон	$\frac{12,3 (0,01-45,82)}{100}$	$\frac{1,32 (0,02-3,68)}{100}$	$\frac{1,32}{100}$	$\frac{0,07 (0,01-0,09)}{100}$	$\frac{13,28 (0,72-36,01)}{30}$
Циртолит	$\frac{0,70}{10}$	Не обн.	Ед.з.	Не обн.	Не обн.
Монацит	$\frac{0,02}{20,0}$	$\frac{1,04}{12,5}$	$\frac{0,16 (0,08-1,13)}{100}$	"	$\frac{20,19 (5,28-35,10)}{20}$
Урано-титанат	$\frac{0,75}{10,0}$	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.
Апатит	$\frac{38 (0,28-258,45)}{100}$	$\frac{1,04 (0,2-1,88)}{12,5}$	$\frac{982,30}{100}$	$\frac{1,15 (0,14-2,18)}{100}$	$\frac{(1,08-714,50)}{80}$
Рутил	$\frac{21,99 (0,01-2199,3)}{100}$	$\frac{3,21 (0,10-49,82)}{100}$	Ед.з.	$\frac{0,02}{50}$	$\frac{2,53 (0,06-5,0)}{20}$
Ильменит	$\frac{81,27 (0,2-20\ 319,1)}{100}$	$\frac{44,65 (13,67-223,31)}{37,5}$	"	$\frac{3,17 (0,65-420)}{100}$	$\frac{36,93 (1,82-119,57)}{40}$
Лейкоксен	$\frac{4598,0}{10,0}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Гемагит	$\frac{(13,4-9215,0)}{20}$	"	"	"	$\frac{3,57}{10}$
Магнетит	$\frac{37,42 (16,21-10749,6)}{40,0}$	$\frac{1,48}{6,4}$	$\frac{907,43}{75}$	$\frac{614,44 (28,13-1201,78)}{50}$	$\frac{1317,16}{50}$
Пирит	$\frac{43}{100}$	$\frac{262,10 (0,09-524,13)}{56,25}$	$\frac{148,12 (4,5-573,9)}{100}$	$\frac{5,28 (0,78-12,41)}{100}$	$\frac{6,42 (0,02-24992)}{100}$
Хромит	$\frac{10,3 (6,24-14,40)}{20}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Никелин	Не обн.	"	"	"	$\frac{5,39}{10}$
Пирротин	$\frac{0,65 (0,12-1,43)}{50}$	$\frac{346,48}{6,4}$	"	"	$\frac{2163,15 (35,61-4290,70)}{20}$
Молибденит	$\frac{4,1 (0,22-11,5)}{30}$	Не обн.	Ед. з.	"	$\frac{80,73}{10}$
Пирит	$\frac{0,61 (0,36-0,86)}{20}$	$\frac{207,85}{6,4}$	"	"	$\frac{1,14 (0,08-2,16)}{20}$
Гранат	$\frac{18\ 884 (6,2-125\ 894,7)}{100}$	$\frac{28,14 (0,33-122,18)}{56,25}$	$\frac{9251,4 (8,20-21\ 600,0)}{100}$	"	$\frac{319,01 (15,76-1230,10)}{40}$
Гарниерит	$\frac{14,07}{10,0}$	Не обн.	Не обн.	"	$\frac{285,5}{10}$
Сфен	$\frac{0,001}{10,0}$	"	"	"	Не обн.
Силлиманит	$\frac{45,82}{10,0}$	"	"	$\frac{0,15}{25}$	$\frac{8,47}{10}$
Ставролит	$\frac{603,84}{10,0}$	$\frac{30,43}{6,4}$	"	Не обн.	Не обн.
Дистен	$\frac{70,60}{10,0}$	$\frac{1,11}{6,4}$	"	"	"
Турмалин	$\frac{16918,60}{10,0}$	$\frac{11,66 (0,2-33,64)}{20,0}$	Ед.з.	"	$\frac{22,95 (7,40-38,50)}{20}$
Шпинель	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{142,70 (4,08-421,46)}{10,0}$	

Таблица 3. Параметры распределения наиболее распространенных аксессуарных минералов в гнейсах гранулитовой фации

Минерал	$\bar{x}$	$V$	$Q_1$	$Q_2$
Гранат-биотитовые				
Циркон	0,45	122,81	0,23	0,67
Пирит	375,35	122,29	173,18	577,42
Апатит	956,75	110,59	450,76	1422,74
Гранат	18 668,20	96,74	10 681,06	26 535,34
Магнетит	823,76	199,75	99,10	1548,42
Молибденит	0,04	68,71	0,032	0,048
Биотитовые				
Циркон	0,04	54,06	0,03	0,05
Пирит	243,68	205,68	0,20	487,16
Апатит	1589,06	186,16	192,84	2985,18
Магнетит	18,54	191,14	1,33	35,75
Гранат-кордиерит-биотитовые				
Циркон	0,07	30,70	0,06	0,08
Пирит	503,17	167,15	56,54	1063,86
Апатит	1092,47	161,51	68,32	2254,07
Гранат	298 070,0	87,26	12 599,88	47014,12
Гранат-гиперстен-биотитовые				
Циркон	37,51	151,73	14,99	60,03
Пирит	31,96	127,50	15,83	48,09
Ильменит	69,86	256,57	1,06	140,79
Апатит	350,05	139,94	156,21	543,89
Гранат	12 016030	140,24	5348,20	18 684,80
Магнетит	2093,01	156,52	796,71	3389,81

Примечание.  $\bar{x}$  — среднее содержание, г/т;  $V$  — коэффициент вариации;  $Q_1$ ,  $Q_2$  — пределы колебания содержания.

Также широк диапазон изменения содержаний отдельных аксессуарных минералов. Концентрация некоторых из них достигает нескольких процентов, и они, таким образом, переходят в разряд породообразующих (гранат, магнетит и др.). Значительны вариации содержаний и некоторых других часто встречающихся минералов (апатит, циркон, пирит, ильменит и др.). Как видно из табл. 3, коэффициент вариации их средних содержаний выше 100%. Что касается редко встречающихся минералов, то концентрации их колеблются еще в более широких пределах, а коэффициент вариации нередко достигает 500% и более (брукит, флюорит, галенит и др.).

Вместе с тем ряд аксессуарных минералов в отдельных типах пород характеризуется сравнительно равномерным распределением (молибденит, гранат, циркон и др.). Такие особенности распространенности и распределения минералов, с нашей точки зрения, являются признаком их большого генетического разнообразия.

В качестве основополагающего принципа классификации аксессуарных минералов метаморфических пород нами взято время их образования по отношению к основному породообразующему процессу (т. е. регионально-

му метаморфизму). В соответствии с этим выделяются три группы минералов: реликтовые, синпетрогенные и наложенные.

Необходимо отметить, что решение вопроса о времени выделения минералов должно основываться на двух главных типах признаков, связанных со свойствами самих минералов, характером их распределения в толще пород и геологической позицией последних. Установление этих признаков требует проведения специальных детальных исследований. Пока их очень мало и в основном они посвящены циркону, магнетиту и ильмениту. Поэтому приводимые ниже результаты анализа фактического материала не окончательны. Мы старались использовать пробы метаморфических пород, лишенных воздействия иных процессов, кроме регионального метаморфизма.

К сожалению, многие авторы приводят "валовый" список минералов, не обращая внимания на их генетическое разнообразие, что затрудняет пользование этими данными.

Остановимся кратко на характеристике выделенных генетических групп минералов.

**Реликтовые акцессорные минералы.** К ним относятся минералы исходного субстрата, устойчивые в условиях последней фации прогрессивного регионального метаморфизма, и минералы-реликты, сохранившиеся в условиях регрессивного метаморфизма. Вполне естественно, что наиболее разнообразны реликтовые минералы в породах низких фаций метаморфизма. Однако уже в образованиях фации зеленых сланцев ряд широко распространенных акцессорных минералов изменяется или даже исчезает полностью. Монацит замещается рабдофанитом, ортит — агрегатом минералов, состоящим из эпидота и рутил-лейкоксена. В литературе есть указания, что в этих условиях растворяются циркон [3] и апатит [5]. В изученных нами породах мы такого процесса не наблюдали. В целом список реликтовых минералов в зеленосланцевой фации метаморфизма достаточно обширен: циркон, апатит, магнетит, кианит, ставролит, ильменит, сидерит, турмалин.

В породах более высоких ступеней метаморфизма число реликтовых минералов заметно сокращается. В эпидот-амфиболитовой фации наиболее часто встречаются циркон, апатит, магнетит, кианит, гранат. В амфиболитовой фации сохраняются циркон, хромшпинелиды, апатит. По данным А.Д. Савельева и И.К. Шулешко [11], в породах аналогичной фации сохраняются также монацит, ксенотим и рутил.

В породах гранулитовой фации с уверенностью можно назвать лишь один реликтовый минерал — циркон. Обоснование реликтовости других минералов требует специальных исследований. Любопытно, что в ультраметаморфических образованиях в качестве реликтовых устанавливается значительно большее число минералов (циркон, гранат, кордиерит, кианит и др.). Этот факт, очевидно, подтверждает некоторую "регрессивность" процесса гранитообразования по отношению к метаморфизму высоких ступеней.

Для суждения о реликтовом происхождении акцессорных минералов наибольшее значение имеют следующие типоморфные признаки: параметры распространения и распределения, "запрещенность" парагенезиса, характер поверхности зерен, наличие следов регенерации, степень изменения, окатан-

ность и другие. Наиболее полно эти признаки установлены для циркона. В последние годы появились работы, в которых рассматриваются основные черты распространенности и распределения реликтовых минералов [2, 13, 14]. Установлено, что наличие или отсутствие того или иного минерала, а также величина его содержания зависят от литологии исходного субстрата. В слоистых метаморфических породах распределение акцессорных минералов крайне неравномерно: в метапсефитовых — больше, а в метапелитовых — меньше. Однако в самих метапелитах они распределены более равномерно. Таким образом, анализ частоты встречаемости и коэффициента вариации средних содержаний должны тесно увязываться с геологическими данными. В то же время встает вопрос о рациональной методике опробования метаморфических пород, которая обеспечивала бы корректность выводов о распределении акцессорных минералов.

**Синпетрогенные минералы**<sup>1</sup>. Состав синпетрогенных, т. е. собственно метаморфических, минералов, в первую очередь зависит от литологического состава исходных пород и степени метаморфизма. Как уже отмечалось, гранат, графит, магнетит и некоторые другие в связи с их большими содержаниями переходят в породообразующие, определяя названия соответствующих пород.

Установлено, что к группе метаморфических минералов относится большое число представителей классов самородных элементов, сульфидов, окислов, карбонатов, силикатов, алюмосиликатов и т. д. [9]. К сожалению, специальных работ в этом направлении мало и нередко сингенетичность отдельных минералов остается недоказанной. Особенно трудно решается этот вопрос в породах низких фаций метаморфизма, претерпевших наложение поздних процессов минерализации. Используя в качестве основных критериев сведения о геологической позиции пород, данные о частоте встречаемости, характере распределения в них акцессорных минералов и некоторые другие признаки, мы пришли к выводу об отнесении следующих минералов в изученных породах УЩ к характерным синпетрогенным.

1. Фация зеленых сланцев: турмалин, пирит, магнетит, лейкоксен, сфен, пирротин, апатит.

2. Фация эпидот-амфиболитовая: пирит, турмалин, эпидот, апатит, корунд, магнетит, ильменит, гранат, гарниерит, кианит, андалузит и др.

3. Фация амфиболитовая: магнетит, графит, гранат, кианит, андалузит, корунд, молибденит, апатит, пирит, ильменит, халькопирит, пирротин, сфен, турмалин, рутил.

4. Фация гранулитовая: пирит, пирротин, гранат, кордиерит, молибденит, графит, рутил, магнетит, ильменит, апатит и др.

**Наложённые минералы.** Образование наложенных акцессорных минералов в метаморфических породах УЩ связано, по нашим представлениям, со следующими процессами: 1) гранитизации, 2) локального метаморфизма и сопутствующей ему минерализации, в том числе рудной, 3) минералообразования в зонах тектоно-магматической активизации. Парагенезисы наложенных минералов по отношению к породам регионального метаморфизма могут носить как прогрессивный, так и регрессивный характер. Это один из важных признаков, позволяющих производить предваритель-

<sup>1</sup> Термин дискуссионен. — Прим. ред.

ную оценку времени образования акцессорных минералов. Другими признаками этой группы минералов являются их низкая частота встречаемости, высокая дисперсия содержаний, морфология, наличие сростков, отсутствие продуктов их изменения.

Наиболее часто с гранитизацией связано образование в метаморфических породах монацита, ксенотима, циркона, анатаза, апатита. С локальным метаморфизмом связан широкий комплекс рудных и других минералов, включающих магнетит, гематит, пирит, циртолит, колумбит, касситерит, эпидот, топаз.

Также разнообразна группа акцессорных минералов, обусловленная проявлениями процессов тектоно-магматической активизации. С ней связано образование различных сульфидов (пирит, арсенипирит, галенит, киноварь, сфалерит), флюорита, барита, золота, ганита.

Приведенный краткий обзор генетических групп акцессорных минералов и их типоморфных признаков позволяет более осмысленно подойти к выработке корреляционных критериев. Очевидно, что для этих целей наиболее эффективно будет использование минералов первой и второй групп.

Реликтовые акцессорные минералы имеют наибольшее значение для решения петрологических и палеогеографических вопросов. В литературе имеется немало примеров подобных исследований [1, 4, 15]. Отрадно отметить, что при этом все четче проявляется стремление найти количественное выражение этих признаков. Наиболее важными из них, по-видимому, будут частота встречаемости, дисперсия содержаний, коэффициент вариации, коэффициент окатанности и др. Существенное значение имеют данные онтогенетического изучения минералов, позволяющие раскрыть новые черты палеогеографической обстановки прошлого. Однако использование этих критериев требует разработки соответствующей методики, о чем говорилось ранее. При этом необходимо стремиться к комплексированию такой методики с петрографическими, петрохимическими, петрофизическими и геохимическими методами, соблюдая их взаимнезависимость и добиваясь корректного сопоставления результатов.

Разработка корреляционных критериев по результатам исследования синпетрогенных акцессорных минералов должна вестись на количественной основе. Важную роль здесь играют параметры распределения акцессорных минералов. Это можно подтвердить данными табл. 4. Они показывают четкие различия в содержаниях наиболее распространенных минералов различных типов метаморфических и ультраметаморфических пород.

Изложенный материал позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Видовой и качественный состав акцессорных минералов метаморфических пород УЩ чрезвычайно разнообразен, что обусловлено в первую очередь генетическими причинами.

2. Выделяются три группы акцессорных минералов: реликтовая, сингенетическая и наложенная. Каждая из них характеризуется своим комплексом типоморфных признаков.

3. Разработка корреляционных критериев должна обязательно учитывать генетическое разнообразие акцессорных минералов метаморфических пород. Достоверность корреляционных критериев, палеогеографических и других выводов существенно повышаются при корректном комплексиро-

Таблица 4. Сравнительная таблица содержания наиболее распространенных акцессорных минералов в главных разновидностях метаморфических и ультраметаморфических пород, г/т.

Минерал	$\bar{x}$ и его доверительный интервал	Граниты грахитоидные	Граниты мелкозернистые	Гнейсы гранат-биотитовые	Гнейсы биотитовые	Гнейсы гранат-кордиерит-биотитовые	Гнейсы гранат-пироксен-биотитовые
Монацит	$\bar{x}$	22,13	5,38				
	$Q_1$	15,54	2,68				
	$Q_2$	28,72	8,08				
Циркон	$\bar{x}$	1,77	1,67	0,45	0,04	0,07	37,51
	$Q_1$	1,30	0,39	0,23	0,03	0,06	14,99
	$Q_2$	2,24	2,95	0,67	0,05	0,08	60,03
Анализ	$\bar{x}$	28,08	10,07	Нет	Нет	Нет	Нет
	$Q_1$	20,60	5,71				
	$Q_2$	35,56	14,43				
Апатит	$\bar{x}$	9,63	2,52	956,75	1589,06	1092,47	350,05
	$Q_1$	4,32	0,28	490,76	192,84	68,30	156,21
	$Q_2$	14,94	4,76	1422,74	2985,18	2254,00	543,89
Ильменит	$\bar{x}$		5,05		Нет	Нет	69,86
	$Q_1$		3,41				1,06
	$Q_2$		6,69				140,79
Пирит	$\bar{x}$		0,69	375,35	243,68	503,17	31,96
	$Q_1$		0,33	173,18	0,20	56,54	15,83
	$Q_2$		1,05	577,47	487,16	1063,88	48,09
Магнетит	$\bar{x}$			823,76	18,54		2093,01
	$Q_1$			99,10	1,33		796,71
	$Q_2$			1548,42	3575		3389,31
Гранат	$\bar{x}$	3055,41	2102,23	18618,20		29807,00	12016,50
	$Q_1$	2400,10	1264,45	10681,00		12599,88	5348,20
	$Q_2$	3710,71	2940,01	26555,30		47014,12	18684,80

Примечание. Вычисление статистических оценок не производилось в случае низкого содержания минерала.

ровании с петрохимическими, геохимическими и другими видами исследований.

4. Необходима количественная оценка типоморфных признаков акцессорных минералов.

5. Необходимо срочно разработать методику рационального опробования и изучения акцессорных минералов метаморфических пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вербицкий В.Н. Состав и первичная природа пород новоград-волынского метаморфического комплекса: Северо-запад Украинского щита. — Геол. журн., 1980, т. 40, № 6, с. 65–75.

2. Вербицкий В.Н., Гаврилюди О.Л. Типоморфные особенности акцессорного циркона из слоистых метаморфитов северо-запада Украинского щита. — Геол. журн., 1976, т. 36, с. 68–75.

3. Контев А.Ф., Щербин С.С. Преобразование некоторых редкометалльных минера-

- лов при зеленосланцевом метаморфизме древних рудоносных конгломератов. — В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 124–136.
4. *Левковская Н.Ю., Хатунцева А.Я.* Акцессорные минералы в породах лепитивовой формации крайнего северо-запада Украинского щита. — *Минерал. сб.* Львов. ун-та, 1970, вып. 2, № 24, с. 196–206.
5. *Литология и петрохимия осадочных пород в рудных зонах метаморфизма/ А.А. Савельев, В.Я. Хисатова, Н.К. Шулешко и др.* Л.: Наука, 1974. 192 с.
6. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы: Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 273 с.
7. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
8. *Ляхович В.В.* Методы сепарации акцессорных минералов. М.: Недра, 1981. 88 с.
9. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
10. *Матковский О.И.* О понятии термина "акцессорный минерал". — *Минерал. сб.* Львов. ун-та, 1965, вып. 2, № 19, с. 258–261.
11. *Савельев А.А., Шулешко И.К.* Обломочные акцессории в метаморфических породах. — *Литология и полез. ископаемые*, 1971, № 2, с. 62–73.
12. *Усенко И.С., Сироштан Р.Н., Шербаков И.Б.* и др. Основные черты метаморфизма Украинского щита. — В сб.: *Метаморфизм Украинского щита и его обрамления*. Киев: Наук. думка, 1978, с. 3–6.
13. *Чайка В.М.* К методике изучения метаморфических пород. — *Геология и геофизика*, 1962, № 12, с. 71–78.
14. *Чайка В.М.* Вторичные изменения минералов древних россыпей и проблема эволюции рудного вещества при метаморфизме. — *Литология и полез. ископаемые*, 1969, № 5, с. 17–26.
15. *Шербак Н.П., Левковская Н.Ю., Половко Н.И.* Кластогенные цирконы и монациты метаморфических пород Украины как критерий их возраста и генезиса. — В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 185–189.

УДК 549.1 → 552.4 [43+45] (470.531+470.55/57)

*Г.И. Крылова, Г.И. Кокарев, Е.М. Сучкова, Л.Н. Хетчиков*

## ВИДОВОЙ СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ РАЙОНОВ УРАЛА

Акцессорные минералы в породах докембрия изучались при проведении прогнозно-оценочных работ на горный хрусталь и жильный кварц. Исследования проводились в пределах центральной и северной частей Ляпинского антиклинория в зоне Центральноуральского поднятия на Приполярном Урале, а также на территории Южного Урала в пределах Кочкарского и Адамовского антиклинориев Восточно-Уральского поднятия. Были изучены концентраты 90 минералогических проб по Приполярному и 26 проб по Южному Уралу. Кроме того, в распоряжении авторов имелись обширный оригинальный материал (около 450 минералогических проб) и сводка В.В. Буканова [1] по минералогии кварцевых жил и хрусталеносных гнезд, что позволило сравнить состав акцессорных минералов вмещающих пород с таковым из зон поздних метасоматических изменений.

Для выделения и изучения акцессорных минералов из горных пород отбирались пробы весом 5–8 кг, которые дробились до фракции  $\leq 0,7$  мм

с последующей отмывкой тяжелой фракции и обработкой шлиха по общепринятой методике.

Хрусталеносность изученных районов связана с широким распространением в них безрудных кварцевых жил, в которых образовались латераль-секреционные гнезда. Генетически этот процесс относится к средне- и низкотемпературному регрессивному кремнещелочному метасоматозу. Формирование жил и гнезд на Приполярном Урале происходило из слабоконцентрированных углекислотных растворов при сравнительно низких температурах ( $T = 150 \div 300^\circ\text{C}$ ) и давлениях ( $P = 25 \div 250$  МПа) [3,13]. Для районов Южного Урала особенностью минералообразующих растворов были значительные концентрации в них различных солей и углекислоты, и начало хрусталеносных стадий там смещено в область более высоких температур ( $T = 360 \div 400^\circ\text{C}$ ) и давлений ( $P = 100 \div 250$  МПа) [5].

В пределах Ляпинского антиклинория, расположенного на изгибе Уралтауского геоантиклинория, согласно Тектонической карте Урала [10] развиты рифейско-вендские вулканогенно-осадочные породы. Метаморфизованные в амфиболитовой фации гнейсы николай-шорской свиты, обнажающиеся в ядре крупного брахиформного Хобеизского купола, представляют собой предположительно дорифейские фрагменты континентальной коры Урала. Их несогласно перекрывают различные кварцито-сланцевые толщи, среди которых встречаются линзы доломитовых мраморов, диабазы, порфириды, кварцевые порфиры, туфы. Разрез завершается молассой (лептопайская свита) и наземными кислыми эффузивами (саблегорская свита). Ко времени формирования молассы приурочены становление гранитоидов с абсолютным возрастом порядка 550 млн. лет и складчатость, связанная с гранито-гнейсовым диапиризмом. В палеозое Ляпинский антиклинорий снова развивался как весьма подвижная область. В нем отчетливо картируются палеозойские с "уральским", северо-восточным, простираением структуры II порядка и герцинские интрузии кожимского гранитоидного комплекса с возрастом от 365 до 240 млн. лет.

Синхронно упомянутым тектоно-магматическим циклам развивались метаморфические процессы. По данным Ю.М. Соколова и др. [8], Р.Г. Тимониной [11] и авторов, зона развития пород амфиболитовой фации в ядерной части антиклинория сменяется к его периферии зонами гранатсодержащих, биотитовых и, наконец, зеленых сланцев. Метаморфизм низких ступеней ( $T = 330 \div 430^\circ\text{C}$ ,  $P = 200 \div 500$  МПа) проявлен наиболее широко. Общий тип метаморфизма всех пород соответствует дистенсиллиманитовым комплексам с повышенным давлением, что вообще типично для Урала [6].

Таким образом, разновозрастные геологические образования со сложной и многоэтапной историей формирования должны были характеризоваться определенными комплексами акцессорных минералов, которые, как известно, весьма точно отражают генетические особенности включающих их пород. С этой целью были предприняты изучение и сравнительный анализ распространенности акцессорных минералов в районах Приполярного Урала — Хобеинском, Сураизском, Пелингичейском, Неройском.

На примере Хобеинского района, на восточном склоне Урала, где распространены в основном гранат-биотит-кварцевые кристаллические слан-

Т а б л и ц а 1. Видовой состав и распространенность аксессуарных минералов в Хобейнском районе, %

Частота встречаемости, % от числа проб	Минералы вмещающих пород (23 пробы)	Минералы кварцевых жил (40 проб)
Постоянно встречающиеся (100–90)	Циркон } 100	Апатит } 100
	Гранат }	Гранат }
Часто встречающиеся (90–70)	Сфен } 83	Сфен } 97
	Рутил } 78	Эпидот }
	Пирит }	Ильменит }
		Рутил } 82
Обычно встречающиеся (70–30)	Ортит 43	Циркон } 77
	Ильменит 39	Пирит }
	Турмалин 34	Турмалин }
	Муассанит 30	Анализ } 50
Редко встречающиеся (30–10)	Пирротин 26	Муассанит } 32
	Флюорит } 22	Брукит }
	Анализ } 17	Монацит }
	Молибденит }	Ксенотим }
	Ставролит }	Ксенотим }
	Галенит 13	Ставролит }
		Ортит }
Очень редко встречающиеся (< 10)	Брукит } 8	Ортит }
	Кальцит }	Галенит }
	Малахит }	Флюорит }
	Корунд }	Халькопирит }
	Анкерит } 4	Корунд } 5
	Ксенотим }	Кальцит }
	Ангидрит }	
	Дистен }	
	Флоренсит }	

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты ксеногенные минералы.

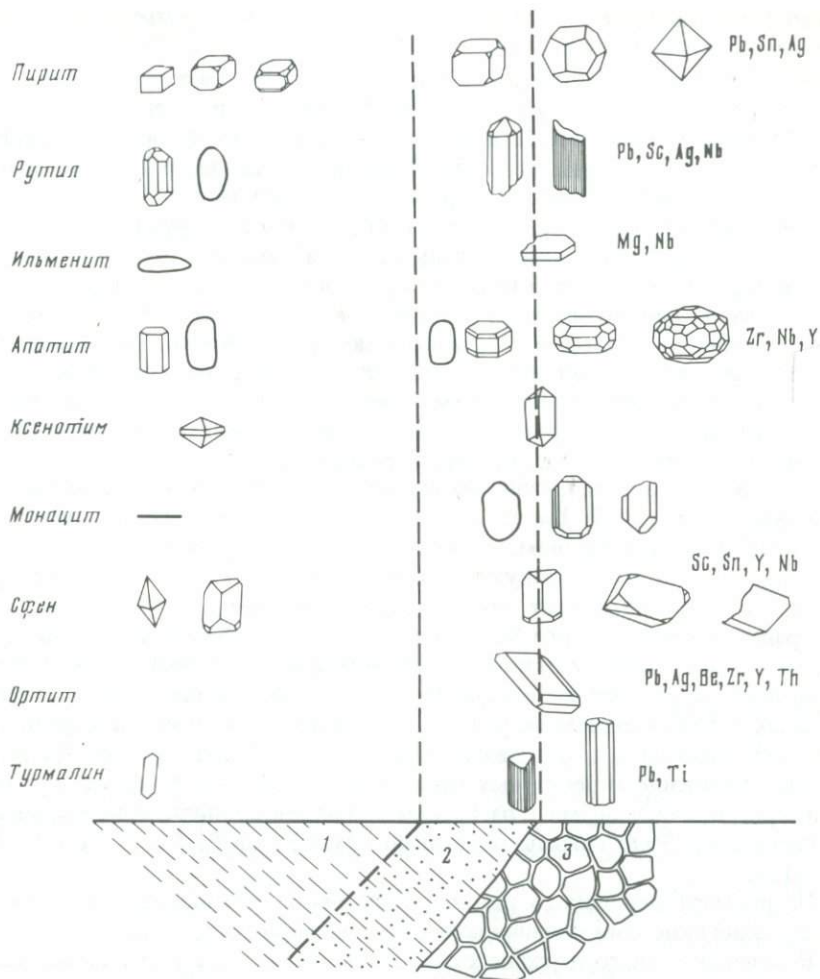
цы с подчиненным развитием полевошпатовых гнейсов и слюдястых кварцитов пуйвинской и хобейнской свит, установлено, что в неизменных породах постоянно встречаются до 20–25 аксессуарных минералов (табл. 1). Из них среди мало распространенных минералов зафиксированы явно метаморфические дистен и ставролит, которые, по-видимому, являются реликтовыми, свидетельствующими о ранних высоких стадиях метаморфизма этих пород. Содержания ильменита и сфена достигают здесь 1530 г/т, тогда как остальные аксессуарные минералы содержатся в количестве не более 2 г/т.

Распространенность аксессуарных минералов во вмещающих породах, зонах ожоложилных изменений и в хрусталеносных кварцевых жилах

значительно различается. Например, в хрусталеносных кварцевых жилах по сравнению с вмещающими породами (см. табл. 1) возрастает содержание апатита, постоянен анатаз, иногда обнаруживаются флоренсит, бадделеит, шеелит, магнетит, ангидрит, эпитактическое нарастание ксенотима на циркон, наблюдается появление у гранатов анизотропных зон, а также обрастание округлых зерен циркона и апатита оболочкой, имеющей хорошую кристаллографическую огранку, и т.д. Установлена ксеногенность таких минералов кварцевых жил, как дистен, ставролит, циркон, корунд, муассанит, а сфен, апатит, рутил, ильменит, турмалин можно отнести к частично ксеногенным [9].

При сравнении одноименных минералов во вмещающих породах и хрусталеносных гнездах отчетливо видны их морфологические различия (рисунок): у первых преобладают округлые формы и корродированная поверхность (apatит, ксенотим, ортит, сфен, рутил, ильменит), тогда как в гнездах те же минералы представлены укрупненными, хорошо ограненными кристаллами [1, 9]. В цирконе и апатите из вмещающих пород присутствуют газовой-жидкие и расплавные включения, показывающие температуры гомогенизации от 400 до 640°C, а в поздних генерациях апатита из кварцевых жил эти температуры не превышают 250–290°C. В аксессуарных минералах из хрусталеносных зон по сравнению с вмещающими породами происходит накопление редких, редкоземельных и рассеянных элементов (Pb, Sn, Sc, Be, Y, Nb, Zr). Монациты хрусталеносных зон обогащены тяжелыми лантаноидами. Ортиты по содержанию редкоземельных элементов (около 20%) относятся к эпидот-ортитам [9]. В них доминирует цериевая группа, а в поздних генерациях из хрусталеносных жил возрастают содержания иттрия и тория. Таким образом, типоморфные особенности аксессуарных минералов (форма кристаллов, тип включений, элементы-примеси) в неизмененных породах и хрусталеносных зонах значительно различаются. Кроме того, в последних общее содержание аксессуарных минералов резко возрастает. Это одинаково справедливо для всех рассматриваемых регионов с наложенной позднепалеозойской хрусталеносностью [14].

На западном склоне Приполярного Урала (в Сураизском и Пелингичейском районах) в пределах развития пуйвинской, хобеинской и маньинской кварцито-сланцевых свит, относящихся к более низкотемпературным фациям метаморфизма по сравнению с породами восточного склона Урала, видимое разнообразие аксессуарных минералов во многом сходно с вышеописанным для комплексов Хобеинского района. Здесь также редки сульфиды, но распространены окислы железа, постоянен рутил, в слюдястых сланцах и кварцитах довольно много турмалина, апатит в больших количествах локализован в полевошпатсодержащих кварцитах и измененных основных породах. В последних, кроме того, постоянно встречается сфен, обычно в ассоциации с эпидотом. В малых количествах отмечается циркон, хотя это постоянный аксессуарный минерал как сланцев, так и кварцитов. В метасоматически измененных породах появляется монацит, ксенотим, сульфиды. Последние в основном связаны с хлоритизацией, мусковитизацией или карбонатизацией сланцев и кварцитов вблизи выходов гранитоидов. Кубическая форма кристаллов пирита наблюдается в кварц-серицитовых образованиях и карбонатизиро-



Типоморфные особенности некоторых аксессуарных минералов Хобейнского района

1 — неизменные породы (гранат-биотит-кварцевые сланцы); 2 — сланцы околожильно измененные (хлоритизированные, альбитизированные); 3 — кварцевая жила

ванных кварцитах, тогда как в хлоритизированных породах пириты приобретают пентагондодокаэдрический или комбинированный икосаэдрический (пентагондодокаэдр+октаэдр) габитус, что может быть связано с несколько большей щелочностью среды, в которой они образованы [7]. В непосредственном контакте с гранитами отмечен молибденит. Вблизи тела гранит-порфиров в кварцитах встречаются крупные скопления лазулита в парагенезисе с мусковитом, сфеном, ильменитом. В сланцах пуйвинской свиты в отдельных пробах зафиксированы галенит и золото.

Мраморы аксессуарных минералов почти не содержат. Исключительно редко в них фиксируются апатит и сфен. Только на участках с хрусталеносной минерализацией в них появляется очень пестрый комплекс ак-

цессорных минералов: разнообразные сульфиды, каламин, штольцит, шеелит, анатаз, рутил и др. [1].

Из всех минералов окиси титана особенно широко в описываемом районе распространен рутил, причем в филлитовидных и зеленых сланцах он представлен войлокоподобными скоплениями тонкоигльчатых кристаллов. Последние особенно характерны для зеленых сланцев с хлоритоидом, где всегда имеются заметные содержания турмалина. В углистых сланцах особенно много лейкоксена, но местами отмечаются крупные кристаллобласты ильменита. В кварцитах чаще всего наблюдаются тонкодисперсный магнетит, гематит и иногда крупные кристаллы турмалина. К ксеногенным акцессорным минералам в кварцитах, по-видимому, относятся и циркон, гранат, монацит, ильменит. В перекрывающих докембрийские породы западного склона Приполярного Урала отложения раннего ордовика (тельпосская и хыдейская свиты) весьма широко представлен гематит, а пирит, халькопирит, турмалин, апатит, анатаз и брукит распространены локально и, несомненно, относятся к этапу хрусталеобразования.

В средне- и позднепалеозойских гранитоидах состав акцессорных минералов существенно иной. Наряду с обычно распространенным апатитом, цирконом, сфеном, турмалином, ильменитом в них встречаются торит, ортит, монацит, шеелит и как продукты изменения первичных породообразующих минералов — рутил, цоизит, эпидот, гематит. Интересно отметить, что в других районах Приполярного Урала, где с гранитами кожимского комплекса связана рудная минерализация, для гранитов и сопровождающих их метасоматитов характерен иной комплекс акцессорных минералов: появление богатых гафнием цирконов, реже — тантало-ниобатов. В связи с процессами грейзенизации и окварцевания в осевой зоне Приполярного Урала отмечено появление акцессорных минералов TR, Nb, Ta, W, Sn. И, наконец, примерно в конце перми с развитием процессов пропилизации и позднего окварцевания было связано образование сульфидов Bi, Cu, W, Mo, Au, Pb, Ag [12].

На примере Неройского района можно проиллюстрировать зависимость содержаний акцессорных минералов от химизма пород (табл. 2).

В зеленых гранатосодержащих сланцах постоянно встречающимися являются апатит, циркон, пирит, пирротин, арсенопирит, ильменит, турмалин, а относительно редкими — рутил, магнетит, халькопирит, галенит, муассанит. В аподиабазовых амфиболитах много сфена, апатита, а ильменит и рутил очень редки. Особенно беден (7–8 минералов) видовой состав акцессорных минералов в кварцитах, тогда как в гранитоидах и телах кварцевых порфиров их насчитывается до 25. При почти мономинеральном составе кварцитов в них все же отмечается постоянное присутствие циркона, ильменита, турмалина. В кварцевых жилах в 10–100 раз возрастают количества апатита, халькопирита, рутила, появляются заметные количества анатаза, брукита. В целом по району довольно широко распространены сульфиды и отсутствуют редкоземельные минералы — монацит, ксенотим, ортит и др.

Переходя к территории Южного Урала, отметим, что Восточно-Уральское поднятие относится в основном к палеозойской эвгеосинклинальной зоне с интенсивным развитием палингенного гранитообразования, максимум которого приходится на конец палеозоя. Но в структурах типа гранито-гней-

Т а б л и ц а 2. Видовой состав и содержание акцессорных минералов в породах Неройского района, г/т

Минерал	Среднее содержание (45 проб)			Пределы колебания содержания
	Гранатсодержащие сланцы	Аподиабазовые амфиболиты	Кварциты	
Пирротин	43,04	9,60	—	0—89,2
Халькопирит	0,28	—	—	0,5—44,8
Пирит	0,70	0,20	0,02	0,2—3,4
Арсенопирит	0,54	0,01	—	0—15,7
Ильменит	540,60	2,50	28,90	0,6—19,8
Магнетит	Ед. з.	0,02	—	—
Рутил	0,01	Ед. з.	Ед. з.	0,07—0,12
Анализ	Ед. з.	—	—	до 0,08
Брукит	0,01	—	—	до 10,1
Апатит	1,16	6,00	0,16	0,1—23,1
Циркон	0,60	8,40	19,08	—
Турмалин	3,40	—	2,40	0,001—0,7
Сфен	—	57,10	—	0,1—1,2
Гранат	331,1	0,23	1,41	—
Галенит	Ед. з.	—	—	Ед. з.—0,2

совых куполов выделяются гранитизированные и сильнометаморфизованные комплексы, которые в настоящее время считаются фрагментами докембрийской континентальной коры и датируются рифейским возрастом [10]. По сравнению с рассмотренными породами Приполярного Урала метаморфизованные комплексы распространены здесь гораздо шире.

В пределах Кочкарского антиклинория развиты кристаллические сланцы (метапелиты) со ставролитом, силлиманитом, кордиеритом, дистеном, гранатом. В герцинскую эпоху они претерпели метаморфизм, достигший эпидот-амфиболитовой фации ( $T = 530 \div 620^\circ\text{C}$ ;  $P = 400 \div 600 \text{ МПа}$ ). Хрусталеносность по возрасту близка позднепалеозойским гранитам (290—270 млн лет). Как и в других районах, здесь отчетливо проявляется зависимость видового состава и содержания акцессорных минералов от состава породы и их изменения. Так, сфен развивается в богатых кальцием породах — в апогаббровых амфиболитах или амфиболовых сланцах, молибденит, галенит и муассанит — в гранитизированных разностях. Пирротин характерен для графитистых кварцито-сланцев, а в графито-слюдистых сланцах возрастают содержания рутила (до 1%). Метапелиты богаты турмалином, в них широко распространены также апатит, магнетит, ильменит, обычно титаномагнетит, циркон, монацит, ксенотим (табл. 3). В единичных знаках обнаружены хромит, пикотит, висмутин, халькопирит, арсенопирит, в зонах хлоритизации — пирит. В мусковитизированных сланцах появляется много позднего октаэдрического магнетита за счет разложения биотита, тогда как в основной массе метапелитов преобладает ильменит. Поскольку наряду с ильменитом встречается немного гематита, то можно предполагать протекавшую при температуре около  $500^\circ\text{C}$  реакцию магнетит + рутил  $\rightleftharpoons$

Т а б л и ц а 3. Видовой состав акцессорных минералов в породах Восточно-Уральского поднятия на Южном Урале

Минерал	Кочкарский антиклинорий		Адамовский антиклинорий	
	Вмещающие породы (метапелиты)	Кварцевые жилы	Вмещающие породы (метапелиты)	Кварцевые жилы
Апатит	+	+	+	+
Турмалин	+	+	+	±
Циркон	+	+	+	+
Монацит	+	+	+	+
Ксенотим	+	+	+	+
Магнетит	+	+		+
Ильменит	+	+	+	+
Титаномагнетит	+			
Гематит	+			
Пирротин	+		+	
Пирит	+	+	+	+
Молибденит	+		+	
Галенит	+			
Киноварь			+	
Рутил	+	+	+	+
Анатаз			+	
Сфен	+	+	+	+
Лейкоксен	+	+		+
Муассанит	+			
Корунд		+	+	
Колумбит		+		
Танталит		+		
Микролит		+		
Берилл		+		
Сванбергит		+		
Висмутин		+		
Шеелит		+		
Флюорит		+		
Барит		+	+	+
Церуссит			+	
Амфибол-асбест		+		+
Золото	+	+	+	

П р и м е ч а н и е. Знаком + отмечено присутствие минерала.

⇒ ильменит + гематит. Она объясняет наличие двух генераций магнетита в этих кристаллических сланцах (учитывая сохранение реликтовых парагенезисов).

В хрусталеносных зонах встречаются почти все минералы вмещающих пород, кроме пирротина, молибденита, муассанита. Кроме того, в них дополнительно появляются танталит, колумбит, микролит, берилл, золото, сванбергит (или гинсдалит?), шеелит, корунд, барит, ярозит, малахит, гематит, лейкоксен, карбонаты, являющиеся как новообразованиями, так и продуктами изменений ранних минералов.

В метаморфических породах Кочкарского района акцессорные минералы обычно встречаются в виде четко ограненных форм. Однако, например, турмалин и монацит иногда бывают уплощенного "лепешковидного" облика. У цирконов ранней генерации встречаются округлые формы, а более поздние призматического габитуса цирконы часто оказываются в сростании с ксенотимом. Некоторые акцессорные минералы, хотя и не связаны с процессами хрусталеобразования, являются явно продуктами поздних метасоматических процессов. К таким относятся пирит, магнетит, золото (обычно дендритовидное, реже — с признаками октаэдрической огранки). Характерно, что эти поздние пириты и магнетиты содержат золото и серебро в качестве элементов-примесей. Следует отметить наличие в данном районе пегматитов с редкометалльной специализацией. Очевидно, с этим связан комплекс соответствующих акцессорных минералов хрусталеносных кварцевых жил, заметно отличающийся от видového состава таковых в кварцевых жилах Адамовского района (см. табл. 3). Ведущими разновидностями пород в западной части Адамовского антиклинория, где были сосредоточены наши работы, являются позднерифейские гранат-биотит-плаггиоклазовые сланцы, иногда с прослоями графит- или амфиболсодержащих разностей. Метаморфизм их отвечает эпидот-амфиболитовой фации с предельными значениями  $T = 530^{\circ} \text{C}$  и  $P = 500 \text{ МПа}$ . Локально проявлены довольно интенсивная микроклинизация пород и низкотемпературные изменения как результат кремнeshелочного метасоматоза, сопровождавшего хрусталеобразование при  $T = 250 \div 330^{\circ} \text{C}$ .

В метапелитовых разностях метаморфических пород Адамовского района зафиксировано до 17 видов акцессорных минералов. Из них обычно встречающимися являются ильменит, циркон, апатит, монацит, турмалин, ксенотим, рутил, сфен, которые можно назвать "сквозными" по отношению к породам Кочкарского антиклинория. В графитистых сланцах обычно присутствует пирротин, иногда в заметных количествах — рутил. В локальных зонах интенсивной фельдшпатизации сланцев резко возрастает содержания сфена. Он появляется в результате деанортитизации плаггиоклазов и разложения мафических минералов.

В кварцевых жилах и хрусталеносных гнездах Адамовского района видовой состав акцессорных минералов беднее, чем в Кочкарском районе (см. табл. 3). Следует отметить отсутствие в хрусталеносных гнездах по сравнению с вмещающими породами корунда, молибденита, пирротина, церуссита, киновари, анатаза. При этом в заметных количествах появляются магнетит, пирит, рутил. Общие виды акцессорных минералов в метаморфических породах и хрусталеносных зонах различаются по ряду типоморфных признаков подобно указанным для объектов Приполярного Урала.

На основании имеющихся материалов по распространенности акцессорных минералов выявляется присутствие одинаковых видов в породах разной степени метаморфизма. Это касается ильменита, сфена, рутила и ряда других минералов (см. табл. 1–3). Проявляющаяся конвергентность их генезиса обусловлена особенностями среды минералообразования. Но сохранению их в метаморфических породах должны способствовать специфические свойства устойчивости минералов к изменениям условий метаморфизма и метасоматоза. Известно, например, что поля устойчивости

таких минералов, как сфен, рутил, гематит, магнетит, ильменит, на  $P$ - $T$ -диаграммах весьма чувствительны к общему химическому составу пород, поведению углекислоты и активности кислорода [2, 4]. По-видимому, широкое распространение железисто-окисных минералов на Приполярном Урале свидетельствует о малой глубинности и высокой активности кислорода при метаморфизме и метасоматозе пород района. Повсеместное присутствие рутила в углисто-графитистых или непосредственно контактирующих с ними породах, вероятно, связано с особым геохимическим фоном этих разностей пород, где за счет разложения углеродистых компонентов локально повышалась концентрация углекислоты. Последнее способствовало устойчивости рутила, хотя  $P$ - $T$ -параметры метаморфизма, например в Адамовском антиклинории, были более благоприятны для образования сфена. В других случаях появление рутила в высокометаморфизованных породах обязано пониженным содержаниям в них магния и кальция или возрастанию общего давления, в результате чего реакция ильменит+дистен+кварц  $\rightleftharpoons$  гранат+рутил смещается вправо [4]. Такие переходы предполагаются для метаморфических минералов в Хобейнском районе. Изучение многих других особенностей парагенезисов и соответствующих изменений типоморфных свойств в акцессорных минералах пока является остро актуальной проблемой для метаморфических и метасоматических пород вообще.

Проведенные работы позволяют констатировать следующее. В породах древних комплексов на Южном и Приполярном Урале присутствует от 8 до 20 акцессорных минералов, видовой состав которых определяется как общим химизмом пород, так и особенностями их метаморфизма. Для зон поздних метасоматических изменений характерны увеличение содержаний таких акцессорных минералов, как рутил, анатаз, брукит, сульфиды, турмалин, появление редкоземельных минералов — монацита, ксенотима, ортита и др., изменение типоморфных признаков распространенных акцессорных минералов (апатита, сфена, турмалина, рутила и др.). В общем плане можно говорить об обогащенности акцессорных минералов хрустально-носных кварцевых жил и гнезд редкими, редкоземельными и рассеянными элементами (цирконием, ниобием, иттрием, торием, серебром, свинцом, скандием и др.), которые обладают подвижностью в слабощелочных и относительно низкотемпературных условиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 211 с.
2. Другов Г.М., Картов И.К., Дорогоскупец П.И. О значении специфики литологического состава метаморфических толщ при характеристике типов регионального метаморфизма. — Геология и геофизика, 1976, № 3, с. 153—158.
3. Карякин А.Е., Пизнюр А.В. К вопросу о вертикальной и горизонтальной зональности в минералообразовании. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1965, вып. 2, № 19, с. 220—225.
4. Кепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
5. Крылова Г.И., Хетчиков Л.Н., Ануфриев Ю.Н. Особенности генезиса и их интерпретация для оценки эрозионного среза месторождений горного хрустала на Южном Урале. — Геология руд. месторождений, 1978, т. 20, № 5, с. 112—121.
6. Минкин Л.Л. Геотектонические и фациальные типы метаморфизма горных

пород Урала. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972, т. 1, с. 78–90.

7. Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. — В кн.: Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976, с. 51–68.

8. Соколов Ю.М., Мельников Е.П., Маханек В.К., Мельникова Н.И. Минерогения метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца. Л.: Наука, 1977. 113 с.

9. Сучкова Е.М. Акцессорные минералы гидротермальных кварцевых жил и их значение для оценки хрусталеносности: На примере Хобейнской хрусталеносной полосы Приполярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1978. 17 с.

10. Тектоника Урала: Объяснительная записка к Тектонической карте Урала/Под ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.М. Нечухина и др. М.: Наука, 1977. 120 с. 5 л.

11. Тимошина Р.Г. Региональный метаморфизм позднепротерозойско-ордовикских отложений осевой зоны Приполярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977. 27 с.

12. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 249 с.

13. Хетчиков Л.Н. Включения минералообразующих сред в искусственных и природных кристаллах как индикаторы генезиса горных пород и полезных ископаемых: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. М., 1975. 48 с.

14. Хетчиков Л.Н., Кокарев Г.Н. Минерогеническая специализация хрусталеносных кварцевых жил. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя: Тез. докл. Сыктывкар, 1972, с. 109–110.

УДК 552.124.3 (470.1)

*М.Т. Орлова, К.Э. Якобсон, Г.Н. Акимова*

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ МЕЗЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

Минералогические особенности и потенциальная рудоносность рифейских толщ севера Русской платформы изучены недостаточно. В последние годы появились материалы, доказывающие перспективность древних толщ рифея на халькофильные и благородные металлы [2, 3].

В настоящей работе излагаются данные по минералогии и рудоносности рифейских отложений, вскрытых скв. Усть-Няфта, расположенной в Лешуконском прогибе Мезенской впадины. Минеральный состав древних образований изучался по kernовым образцам скважины весом 50–100 г. Оценка рудоносности пород среднего и верхнего рифея дана по результатам геохимических исследований, выполненных во ВСЕГЕИ.

В осадочных отложениях рифея Мезенской впадины по генетическим признакам выделяется несколько групп минералов. К первой группе мы относим аутигенные минералы [1]. Здесь важнейшее значение имеет пирит, который в большинстве проб аргиллитовой толщи среднего рифея (устьняфтинской серии) составляет 60–70%, а в карбонатно-терригенных породах верхнего рифея — 10–20% от веса тяжелой фракции. Пирит представлен зернистыми скоплениями или кристаллами октаэдрического облика, происходящими из метаморфических пород (зернистые скопления) и осадочных пород, формировавшихся в восстановительной среде (октаэдрические кристаллы).

Во вторую группу включены метаморфические минералы. Главными в ней являются ставролит, гранат, анатаз. Ставролит встречается в остроугольных, слабо окатанных, реже округленных зернах с характерной неровной ямчатой поверхностью. Цвет минерала пятнистый, светло-коричневый, иногда черный, обусловленный включениями углистых частиц, распределенных неравномерно. Для ставролита характерен полихроизм в желто-коричневых (по  $Ng'$ ) и бледно-желтых (по  $Np'$ ) тонах. Показатели преломления минерала:  $Ng' = 1,748 \div 1,750$ ;  $Np' = 1,738 \div 1,745$ .

Гранат распространен широко, хотя содержание его подвержено значительным колебаниям. Его наиболее высокие содержания установлены в аргиллитах среднего рифея. Встречается гранат в виде кристаллов ромбо-додекаэдрического облика и изометрических угловатых зерен лилово-розового цвета. Показатель преломления минерала больше 1,780.

Анатаз представлен кристаллами двух типов: остродипирамидальные неокатанные кристаллы голубовато-синего цвета характерны для кристаллических сланцев, а таблитчатые кристаллы коричнево-бурого цвета образуются за счет других титанистых минералов. Кристаллы первого типа количественно преобладают в породах среднего рифея, второго типа — в песчаниках верхнего рифея. Третья группа минералов представлена цирконом и турмалином, широко распространенным в породах всего разреза рифея. Для циркона выделяются две разновидности. Зерна шаровидной формы розового цвета, происходящие из осадочных пород (кварцитов и песчаников), преобладают как в немагнитной фракции аргиллитовой толщи среднего рифея, так и в терригенно-карбонатных образованиях верхнего рифея. Призматические кристаллы "цирконового" типа, бесцветные и желтые, обычные для циркона из щелочных и ультраосновных пород, характерны для отложений верхнего рифея (сафоновская серия).

Турмалин распространен в породах всего рифея. Он образует окатанные зерна бурого цвета. Подобно окатанному розовому циркону такой турмалин происходит из древних кварцито-песчаниковых толщ.

В карбонатно-терригенной толще верхнего рифея обнаружены, кроме того, призматические неокатанные кристаллы турмалина темно-синего цвета (индиголиты), поступающие из метаморфических пород.

К четвертой группе отнесены минералы ультраосновных пород, распространение которых в осадочных отложениях рифея неравномерно: в нижней аргиллитовой толще среднего рифея встречаются единичные зерна одного-двух минералов этой группы; в бурых песчаниках верхней части разреза среднерифейских отложений сильно возрастает содержание ромбического и моноклинного пироксена, хромшпинелида, оливина. Другие минералы этой группы: пироп, эгирин, базальтическая роговая обманка — в отложениях всего рифея встречаются в виде единичных зерен.

В карбонатно-терригенной толще верхнего рифея (сафонская серия) повышенные содержания минералов этой группы отмечаются в нижней части разреза.

Краткая характеристика минералов ультраосновных пород, широко распространенных в породах рифея Мезенской впадины, сводится к следующему.

**Пироксены.** В породах рифея распространены неравномерно. В небольшом количестве присутствуют в аргиллитах среднего рифея; в песчаниках

верхнего рифея приобретают значение ведущих минералов. Среди них наиболее обычны моноклинные, реже встречаются ромбические пироксены. Последние образуют крупные неокатанные короткопризматические кристаллы размером от 0,3 до 1–2 мм. Цвет кремово-коричнево-желтый. Показатели преломления:  $N_{g'} = 1,680$ ,  $N_{p'} = 1,668$ .

Моноклинные пироксены представлены минералами ряда диопсида, авгита, эгирина. Пироксены ряда диопсида присутствуют в короткопризматических кристаллах, обломках кристаллов, а также в неправильных удлинённых зернах. Цвет минерала зелёный. По оптическим свойствам выделяются диопсид ( $N_{g'} = 1,704$ ,  $N_{p'} = 1,678$ ,  $c : N_{g'} = 32^\circ$ ), авгит ( $N_{g'} = 1,718$ ,  $N_{p'} = 1,690$ ,  $c : N_{g'} = 44^\circ$ ), геденбергит ( $N_{g'} = 1,750$ ,  $N_{p'} = 1,726$ ,  $c : N_{g'} = 48^\circ$ ), хромдиопсид ( $N_{g'} = 1,706$ ,  $N_{p'} = 1,680$ ,  $c : N_{g'} = 39^\circ$ ), эгирин ( $N_{g'} = 1,751$ ,  $N_{p'} = 1,720$ ,  $c : N_{p'} = 66^\circ$ ).

**Оливин.** Встречается в неокатанных удлинённых зернах. По оптическим свойствам ( $N_{g'} = 1,684$ ,  $N_{p'} = 1,651$ ) минерал соответствует форстериту.

**Амфиболы.** В породах рифея присутствуют обыкновенная роговая обманка в чёрных удлинённых угловатых зернах ( $N_{g'} = 1,708$ ,  $N_{p'} = 1,684$ ,  $c : N_{g'} = 18^\circ$ ) и базальтическая роговая обманка в угловатых зернах чёрного цвета ( $N_{g'} = 1,703$ ,  $N_{p'} = 1,679$ ,  $c : N_{g'} = 10^\circ$ ).

**Хромшпинелид.** Встречается в неокатанных октаэдрических кристаллах смоляно-чёрного цвета.

**Пироп.** Представлен единичными зёрнами желтовато-розового цвета. Показатель преломления изменяется от 1,754 до 1,760.

Особо следует отметить, что в породах всего разреза рифея Мезенской впадины часто встречается карбид кремния от редких зёрен до 14,1% от веса тяжелой фракции. Образует неокатанные угловатые зёрна зеленовато-голубого цвета.

Из сульфидов в породах рифея, кроме пирита, встречаются галенит, пирротин, борнит, халькопирит. В отдельных пробах установлена повышенная концентрация сульфидов.

Интересно присутствие в породах рифея фосфатов. Кроме апатита, это находки флоренсита, который встречается в пробах в виде единичных зёрен.

Наконец, постоянным минералом в породах рифея является шеелит.

Приведённая характеристика минералов различных генетических групп, установленных в породах рифея Мезенской впадины, позволяет сделать некоторые выводы об условиях формирования древних толщ и генезисе рудных минералов.

Сульфидные минералы, по всей вероятности, относятся в породах рифея к различным генетическим типам. Прежде всего сульфиды (пирит, халькопирит и др.) образуют значительные сингенетичные скопления в чёрных аргиллитах, обогащённых органическим веществом. Эти породы формировались в резко восстановительных условиях.

В верхней песчаниковой толще среднего рифея и особенно в фосфоритоносных карбонатно-терригенных породах верхнего рифея в условиях частой смены окислительно-восстановительной среды (чередование карбонатных, сланцевых и песчаных пород) происходило разрушение сульфидов, сопровождавшееся выносом и накоплением слагающих их элементов

в благоприятных вторичных зонах окисления совместно с гидроокислами железа, баритом и ангидритом.

Другим источником металлов являются гидротермальные растворы, несущие халькофильную минерализацию, приуроченную к зонам дробления в сланцах, песчаниках, карбонатах. Образующиеся ассоциации минералов характерны для низкотемпературных месторождений (флюорит, пирит, галенит, барит).

Наконец, третьим источником халькофильных элементов следует считать основные и ультраосновные породы: участки с высоким содержанием минералов ультраосновных пород характеризуются повышенной концентрацией рудных элементов.

Геохимическое изучение пород рифея подтверждает выявленное закономерное изменение распределения полезных ископаемых при переходе от аргиллитовых толщ, заметно обогащенных халькофильными элементами, к терригенно-карбонатным породам верхнего рифея, характеризующимся аномальной концентрацией некоторых рудных элементов.

Особого внимания заслуживают данные о закономерностях распределения минералов ультраосновных пород, среди которых установлены пироп, эгирин, хромдиопсид, щелочная роговая обманка, свидетельствующие о наличии в рифее глубинного магматизма платформенного, возможно кимберлитового, типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Акимова Г.Н., Бурков Ю.К.* Ассоциации аксессуарных минералов как индикатор стратиграфической принадлежности и условий образования древних осадочных толщ: На примере верхнедокембрийских отложений Тимана. — В кн.: Материалы IX геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1979, с. 18–23.
2. *Акимова Г.Н., Орлова М.Т., Коссовой Л.С.* и др. Геохимические особенности и перспективы рудоносности доордовикских отложений севера Мезенской впадины. — В кн.: Материалы IX геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1979, с. 31–36.
3. *Акимова Г.Н., Орлова М.Т., Коссовой Л.С.* и др. Корреляция верхнедокембрийских отложений Мезенской впадины и Тимана по аксессуарным минералам. — В кн.: Материалы IX геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1979, с. 42–47.

Л.В. Ганзеева

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ДОКЕМБРИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В работе рассмотрены метасоматиты полевошпатового и полевошпат-грейзенового типов с редкометалльной минерализацией двух территориально близких тектонических зон в выступах докембрийского кристаллического основания Русской платформы. Обе зоны приурочены к крупным субширотным разломам, характеризуются блоковым строением и сложены почти одинаковыми комплексами пород с широким развитием метасоматических процессов, имеющих общую схему стадийного развития, которая хорошо согласуется со схемой, предложенной Д.С. Коржинским (1953 г.). К ранней щелочной стадии относятся процессы К-Na-метасоматоза (калишпатизация, альбитизация), к кислотной — окварцевание, грейзенизация, к поздней щелочной — альбитизация, карбонатизация.

Определяющую роль при формировании различных типов метасоматитов с характерными ассоциациями акцессорных минералов играют состав породы-субстрата (гнейсы, граниты, диабазы, амфиболиты), а также геохимическая специализация исходных пород и метасоматизирующих растворов.

Процессы метасоматоза в обеих зонах близки по абсолютному возрасту (1300—1500 млн. лет). Метасоматиты сопоставимы по составу и содержанию акцессорных минералов. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика этих зон, условно названных Северной и Южной, приведена в таблице. В осевой части Северной зоны находится мощная дайка габбро-диабазов. По трещинам в этой дайке локально развиты щелочные альбититы, в которых в ассоциации с альбитом, эгирин-диопсидом и магнезиорибекитом присутствуют лейкофан, бритолит, чевкинит, тайниолит — характерные минералы комплексов щелочных нефелиновых пород.

Акцессорные редкометалльные минералы являются чуткими индикаторами меняющихся условий образования аподиабазовых метасоматитов. Так, если лейкофан, бритолит и чевкинит характерны для ранней стадии альбитизации (при появлении щелочных темноцветных), то фенакит, даналит, берилл, ортит появляются в альбититах в стадию окварцевания, а бастнезит, бетафит, барилит — в позднюю слабощелочную стадию карбонатизации. При этом можно проследить, как бритолит постепенно замещается бастнезитом вплоть до образования полных псевдоморфоз с сохранением кристаллографических форм и унаследованным составом TR. Сходные изменения претерпевает и ортит.

Все редкоземельные минералы аподиабазовых метасоматитов характеризуются селективным лантан-цериевым составом. TR, характерным для щелочных пород. В этих же метасоматитах довольно распространенными являются циркон и циртолит, образующие удлиненные кристаллы простой формы. Более распространены циртолиты бурого, красно-бурого цвета с содержанием  $\Sigma TR_2O_3$  до 2,5% при селективно цериевом их составе.

Признаки	Северная зона		Южная зона
	Аподиабазовые	Апогранитные	Апогранитные
Ведущие стадии метасоматического процесса	Альбитизация (рибекит + эгирин)	Альбитизация	К-На-полевошпатализация
	Окварцевание, карбонатизация	Окварцевание	Грейзенизация
Геохимическая специализация	Be, TR, Zr, Li, Nb, Zr, F, CO <sub>2</sub>	Be, TR, Zr, F, CO <sub>2</sub>	Be, Zr, Ta, Nb, Li, Rb, Sn, Pb, Mo, Zn, F, S
Акцессорные минералы редких элементов	Лейкофан Даналит Фенакит Бритолит Чевкинит Ортит Бастнезит Бетафит Тайниолит Циртолит Барилит Берилл	Бертрандит Гадолинит Фенакит Гентгельвин Ортит Циркон Пирохлор Бастнезит Ксенотим Лейкофан	Гентгельвин Фенакит Касситерит Циркон Колумбит Вольфрамит Виллемит

Th и U в них практически не установлены, содержание HfO<sub>2</sub> низкое, от 0,2 до 0,49%; ZrO<sub>2</sub>/HfO<sub>2</sub> = 116 ÷ 280.

Кроме упомянутых акцессорных минералов, в диабазовых метасоматитах установлены ильменит, магнетит-мартит, сфен, апатит, флюорит, шеелит, монацит, манганит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, цинкит, топаз.

Апогранитные метасоматиты Северной зоны, геологически сопряженные с аподиабазовыми, имеют щелочно-гранитный состав, содержат щелочные темноцветные (эгирин, рибекит), но не образуют столь четко выраженных локальных зон. При сходной петрогеохимической характеристике и той же направленности метасоматического процесса главное различие этих двух типов метасоматитов обусловлено резкой контрастностью состава исходных пород. Все это отражается и на парагенетической ассоциации акцессорных редкометалльных минералов, характерных для этих апогранитных метасоматитов. Так, бериллиевые минералы в этой группе метасоматитов представлены в основном берtrandитом, в меньшей степени фенакитом, минералами группы гельвина и только в участках, обогащенных альбитом и щелочными темноцветными, по составу приближающимися к аподиабазовым метасоматитам, здесь встречаются лейкофан и барилит. Редкоземельные минералы в этих апогранитных метасоматитах представлены бастнезитом, ортитом, монацитом, характеризующимся высоким содержанием TR цериевой группы. В целом эти апогранитные метасоматиты имеют состав TR, сходный с таковым в аподиабазовых и не характерный для кварцсодержащих пород, что отразилось и на составе TR таких акцессорных минералов из апогранитных метасоматитов, как

циркон, циртолит, апатит. По-видимому, это свидетельствует о высокой щелочности минерализующих растворов и о влиянии основных пород расположенной вблизи дайки диабазов. В апогранитных метасоматитах, кроме рассмотренных минералов, встречаются также магнетит-мартит, сфен, ильменит, флюорит, гранат, топаз, касситерит, барит, сподумен, ксенотим, черчит, торит, колумбит, вольфрамит, пирит + марказит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, цинкит.

Апогранитные метасоматиты той же Северной зоны, не сопряженные с аподиабазовыми и находящиеся на удалении от них в другом блоке, характеризуются несколько иным составом самих пород и характером акцессорной минерализации в них. Это метасоматиты преимущественно кварц-микропертитового состава с высокожелезистым биотитом, заметно флюоритизированные и местами карбонатизированные. Образовались они по субстрату повышенной основности (породы ряда гранит-гранодиорит с линзами амфиболитов). Стадия альбитизации в процессе изменения пород довольно слабо проявлена.

Акцессорная редкометалльная минерализация представлена главным образом гадолинитом, ксенотимом — минералами, содержащими иттрий и TR иттриевой группы. Вообще гадолинит является характерным акцессорным минералом нормальных гранитоидов и гранитных пегматитов. В рассматриваемых метасоматитах выделения гадолинита приурочены главным образом к участкам флюоритизации и карбонатизации полевошпатовых пород, а также к полевошпат-карбонатным прожилкам в амфиболитах. Кроме гадолинита и ксенотима, встречаются акцессорные магнетит, сфен, ильменит, торит, монацит, бастнезит, даналит, сфалерит, анатаз, цоизит, апатит, гранат. Характер метасоматитов этого участка зоны, а также видовой состав акцессорных минералов в них свидетельствуют, по-видимому, не только о различии субстрата, но и прежде всего о более низкой температуре и меньшей щелочности воздействовавших на него растворов. На фоне единого метасоматического процесса преобразования пород в тектонической зоне эти метасоматиты, очевидно, образуют особую ветвь. Здесь наиболее заметно проявлены процессы калишпатизации, окварцевания и поздней карбонатизации.

Метасоматиты Южной тектонической зоны также развивались по породам как гранитоидного, так и базитового состава, но при определенном сходстве с метасоматитами Северной зоны имеют с ними существенные различия, особенно в характере акцессорной минерализации. В гранитоидных породах здесь широко проявилась ранняя калишпатизация, с которой почти не связана какая-либо редкометалльная акцессорная минерализация. Наибольший интерес в этом отношении представляют локальные зоны щелочной (K-Na) полевошпатизации и особенно грейзенизации, сложенные микропертит-слюдистыми, микропертит-кварцево-слюдистыми метасоматитами с флюоритом. Слюда в этих породах представлена сидерофиллитом. Видовой состав акцессорных минералов метасоматических пород этой зоны насчитывает несколько десятков видов, но главными здесь являются гентгельвин, виллемит, фенакит, циркон, малакон. Общее количество магнетита-мартита резко снижается с увеличением степени метасоматической переработки пород. Отмечаются также колумбит, касситерит, бастнезит, монацит, апатит, гадолинит, ферри-

торит, пирит, галенит, сфалерит, молибденит, вольфрамит, ильменит, алюмофториды.

Перечень аксессуарных минералов в целом одинаков для полевошпатовых и грейзеновых метасоматитов, различия заключаются в их количественном соотношении. Виллемит в кварц-сидерофиллитовых зонах иногда выступает в роли породообразующего минерала. Гентгельвин образует несколько генераций, но основное время его выделения — грейзеновая стадия процесса. Появление виллемита, когда цинк выступает в роли литофильного элемента, по-видимому, свидетельствует о повышенном кислородном потенциале и низкой активности серы.

По реликтовым участкам базитового субстрата зоны синхронно развивались сиенитоподобные породы, более меланократовые и более щелочные. Они характеризуются низким содержанием кварца; полевого шпата в них представлен микропертитом с высоким содержанием натрия. Местами появляются щелочные темноцветные — эгирин и арфведсонит. Более локально в этих породах развиты флюоритовые, флюорит-кварц-мусковитовые и кварц-мусковитовые ассоциации, свидетельствующие о проявлении здесь стадии грейзенизации, хотя и более низкотемпературной, чем в апогранитных породах. В них отмечаются неравномерное содержание гематита, иногда повышенное содержание циркона или циртолита, установлены бастнезит, торит, пирохлор, фенакит.

В метасоматитах Южной зоны циртолит распространен более, чем циркон. Он имеет простые формы и разнообразную окраску. Для циртолита здесь характерно высокое содержание Hf, что обуславливает низкое значение отношения  $ZrO_2/HfO_2$ , равное 16–30 для минералов из апогранитных метасоматитов и 20–50 — для них же из метасоматитов по базитовому субстрату. Но в целом это намного ниже, чем подобные отношения для цирконов из метасоматитов Северной зоны. Для циртолитов Южной зоны характерно также повышенное содержание TR — 2–6%  $\Sigma TR_2O_3$  при преобладании иттриевой подгруппы TR.

Сопоставление метасоматических комплексов двух соседних тектонических зон позволяет установить, что при определенном сходстве составов исходных пород, при одинаковой эволюционной направленности их преобразования наблюдается существенное различие между ними. Так, в Северной зоне более интенсивно проявились процессы ранней альбитизации, окварцевания и карбонатизации и весь процесс носил более щелочной характер, а в Южной зоне ведущая роль принадлежала калишпатазации и грейзенизации. Внутри каждой зоны наблюдаются различные продукты преобразования субстрата при воздействии на него одних и тех же растворов в зависимости от состава исходных пород.

В целом картина химической эволюции вещества для гранитоидного ряда пород в обеих зонах имеет большее сходство, чем для основных.

Процессы преобразования пород в Северной зоне носят "щелочно-гранитный" характер с образованием метасоматитов высокой натриевой щелочности, а в Южной зоне — "нормальный гранитный" характер, что подтверждается не только петрохимическими данными, но и такими геохимическими характеристиками, как отношения Nb/Ta, Zr/Hf, состав TR как в породах в целом, так и в аксессуарных минералах.

Сравнение аксессуарных минералов в этих зонах показывает, что

различная интенсивность одних и тех же стадий изменения определяет характер растворов (в частности, степень ювенильности их) и приводит к принципиальным различиям в форме нахождения редких и рудных элементов. Чуткими индикаторами процесса могут служить как само появление акцессорных минералов в метасоматитах (например, лейкофана, бритолита, чевкинита, барилита, гентгельвина), так и особенности их состава (преобладание цериевых или иттриевых TR, отношения  $Zr/Hf$ ,  $Nb/Ta$  и т.п.).

УДК 552.4 : 551.72 : 234.853 (045)

*Н.Д. Сергеева, А.А. Краснобаев, В.И. Козлов*  
АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УРАЛТАУСКОГО  
АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В пределах Южного Урала докембрийские образования слагают большую часть Центральноуральского поднятия, где выделяются Башкирский мегантиклинорий и Уралтауский антиклинорий. Последний имеет сложное внутреннее строение и почти нацело сложен терригенными различно метаморфизованными образованиями, расчленение и корреляция которых в удаленных друг от друга районах и разрезах являются одной из важнейших проблем геологии Южного Урала.

Метаморфические породы Уралтауского антиклинория впервые были расчленены Д.Г. Ожигановым [6, 7] на максютковский и суванякский комплексы, что принято в настоящее время всеми геологами, изучающими регион. На основании различия в составе пород, особенностей складчатости, магматизма и метаморфизма в указанных комплексах в пределах антиклинория нами выделены районы (с севера): Кирябинско-Узянбашский, Суванякско-Сакмарский и Поимско-Каялинский [2, 3]. На рис. 1 приведены стратиграфические колонки верхнедокембрийских образований выделенных районов, предложена схема расчленения и корреляции метаморфических толщ. При этом нами использовались акцессорные минералы, особенно циркон — его типоморфизм, возраст и состав редкоземельных элементов. Содержание и распределение TR в цирконах приведены в табл. 1 и на рис. 2. Циркон выделен из проб с исходным весом 200—300 кг, отобранных в стратотипических разрезах максютковского и суванякского комплексов.

Основными минералами тяжелой фракции кварцитов галеевской свиты максютковского комплекса (пробы 79—81, см. рис. 1) являются циркон и апатит; характерно незначительное содержание турмалина. Циркон преимущественно хорошо окатан (эллипсоидальной и округлой формы), но встречаются и призматические кристаллы цирконового и гиацинтового типов. Цвет от бледно- до темно-розового с малиновым, красноватым и желтым оттенками. Коэффициент удлинения (среднее из замеров 200 зерен) 1,42—1,72. Возраст розовых и темно-розовых цирконов по данным  $\alpha$ -Pb-метода — 2130—2200 млн. лет.

Таблица 1. Содержание TR в цирконах из метаморфических пород Уралтау-ского антиклинория, г/т

Свита. Опробованная порода	Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Галеевская. Кварциты	79	68	—	—	—	—	—
То же	80	80	Сл.	—	—	—	50
”	81	70	250	—	—	—	—
Юмагузинская. Кварциты	76	770	1500	120	480	Сл.	—
То же	77	190	—	—	—	—	—
”	83	40	—	—	—	—	—
Юмагузинская. Гравелиты	95	140	—	—	—	—	—
Уткальская. Кварциты	11	90	—	—	—	—	—
Курташская. Кварциты	10	—	—	—	—	—	—
То же	12	60	—	—	—	—	—
”	49	150	—	—	—	—	—
”	50	65	—	—	—	—	—
Курташская. Кварциты	63	—	—	—	—	—	—
Мазаринская. Гравелиты	45	60	—	—	—	—	—
Мазаринская. Конгломерато-видные сланцы	57	110	—	—	—	—	—
Мазаринская. Конгломераты	58	40	—	—	—	—	—
То же	59	40	—	—	—	—	—
Акбиикская. Кварцито-песчаники	31	110	—	—	—	—	—
То же	32	160	—	170	1000	—	—
”	33	370	—	—	270	—	—
”	34	60	Сл.	—	—	—	—
”	36	620	1200	255	620	—	—
Аршинская. Кварцито-песчаники	22	30	—	—	—	—	—
То же	24	80	—	—	—	—	—
”	25	380	1000	—	380	—	—

\*  $\Sigma La = \frac{La + Ce + Pr + Nd}{\Sigma Sc + Er + Tu + Yb + Lu}$

В юмагузинской свите цирконы (см. рис. 1) представлены окатанными зернами с шероховатой поверхностью и кристаллами цирконового, гиацитного и копьевидного облика с различной степенью развития граней, редко хорошо окатанными зернами. Окраска большинства кристаллов бледно-желтая, а их коэффициент удлинения — 1,55–2,77.

Цирконы обеих свит часто содержат ядра округлой формы, а оболочки иногда имеют зонарное строение. В юмагузинской свите некоторые округлые цирконы имеют тонкие, порой разобщенные каемки нарастания.

Известно, что цирконы являются концентраторами наиболее тяжелых лантаноидов [1,5]. Не представляют исключения и рассматриваемые образцы (см. рис. 2). Цирконы из юмагузинской свиты по сравнению с таковыми из галеевской заметно обогащены  $\Sigma TR = 1990$  г/т и  $Y = 1738$  г/т. Содержания этих элементов в галеевской свите составляют соответственно 1461 и 1666 г/т (среднее из 3 анализов, табл. 2).

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	$\Sigma TR$	$\frac{\Sigma La^*}{\Sigma Sc}$	Y
120	—	170	—	190	70	550	84	1252	0,18	1800
160	—	260	70	250	70	460	110	1510	0,09	1700
160	—	230	70	250	80	410	100	1620	0,38	1500
100	—	200	80	250	80	6600	140	4320	2,68	1600
—	—	150	88	180	68	620	140	1430	0,19	2000
160	—	150	80	220	70	390	110	1220	0,05	1450
—	—	220	60	150	50	290	80	990	0,25	1900
100	—	—	120	200	100	440	150	1200	0,10	1500
—	—	—	—	190	30	340	170	730	—	1400
—	—	—	100	250	60	440	170	1080	0,07	1800
—	—	190	59	217	47	46	70	779	0,25	1500
170	—	330	110	195	100	400	90	1460	0,28	2800
120	—	210	94	270	84	410	82	1170	0,29	2900
170	—	230	110	250	70	450	100	1440	0,068	1950
Сл.	—	150	60	230	60	410	90	1110	0,139	1900
140	—	240	80	250	70	430	110	1360	0,046	1500
—	—	190	80	200	70	340	100	1020	0,056	1550
140	—	370	120	310	67	630	18	1765	0,09	2600
760	—	1300	240	540	120	640	250	5180	0,86	2900
130	—	240	90	280	58	470	170	2078	0,52	2400
190	—	320	110	250	110	440	90	1570	0,07	2600
200	—	220	110	270	50	410	150	4105	3,28	2300
110	—	240	100	240	50	410	190	1370	0,03	2100
210	—	430	130	260	80	400	260	1850	0,08	2300
190	—	240	120	340	80	490	160	3380	1,64	2400

В тяжелой фракции пород суваянского комплекса определено 38 минералов. Однако обычно основными коррелятивными акцессорными минералами могут считаться лишь турмалин, циркон, апатит, сфен и рутил, причем для всех свит характерно постоянно высокое содержание турмалина. Количественное соотношение апатита и циркона меняется в кварцитах и кристаллических сланцах. В последних циркона значительно меньше, чем апатита.

Почти во всех пробах суваянского комплекса цирконы хорошо окатаны, имеют округлую и эллипсоидальную форму; изредка встречаются кристаллы цирконового и гиацитного типов. Окраска цирконов преимущественно розовая, разных оттенков, реже отмечаются молочно-белые зерна, соответствующие малаконам. В мазаринской и арвякской свитах встречены желтые цирконы. Коэффициенты удлинения розовых цирконов — 1,32–1,61, темно-розовых — 1,20–1,50, желтых — 1,86–2,19, а их возраст — 1160–2100 млн. лет — для темно-розовых разностей.

Кирябинско - Узнявшский район

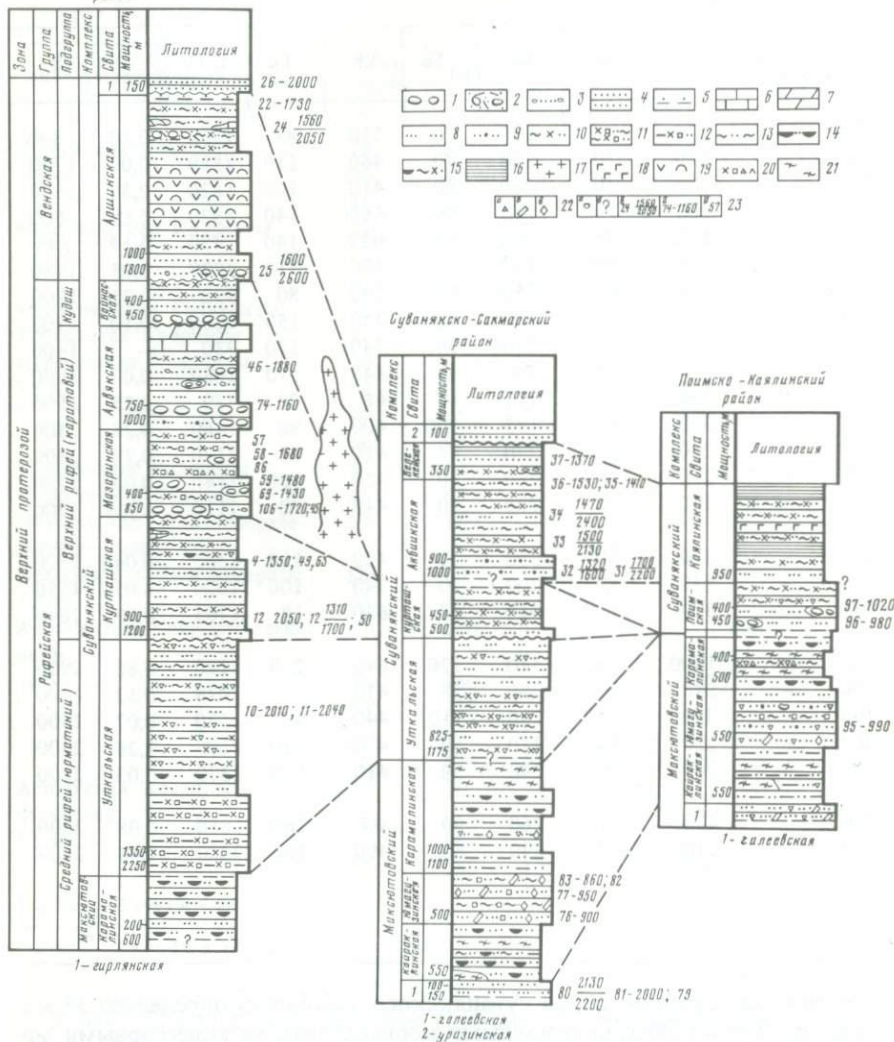


Рис. 1. Схема расчленения и корреляции верхнедокембрийских образований Уралтауского антиклинория

1 - конгломераты; 2 - тиллитовидные конгломераты; 3 - гравелиты; 4 - песчаники; 5 - алевролиты; 6 - известняки; 7 - доломиты; 8 - кварциты; 9 - кварцито-песчаники; 10-16 - сланцы; 10 - мусковит-хлорит-кварцевые, 11 - мусковит-хлорит-альбит (плагноклаз)-кварцевые, 12 - слюдяно-хлорит-плагноклаз-кварцевые, 13 - мусковит-кварцевые, 14 - графит-кварцевые, 15 - мусковит-графит-хлорит-кварцевые, 16 - филлитовидные; 17 - граниты; 18 - габбро; 19 - измененные эффузивы основного состава; 20 - ортопороды; 21 - ортосланцы; 22-23 - минералы: 22 - а - альбит, б - глаукофан, в - гранат, 23 - а - редкая галька, б - взаимоотношение неясно, в, г - изотопный возраст акцессорного циркона, млн. лет, α - Rb-метод, д - номер пробы

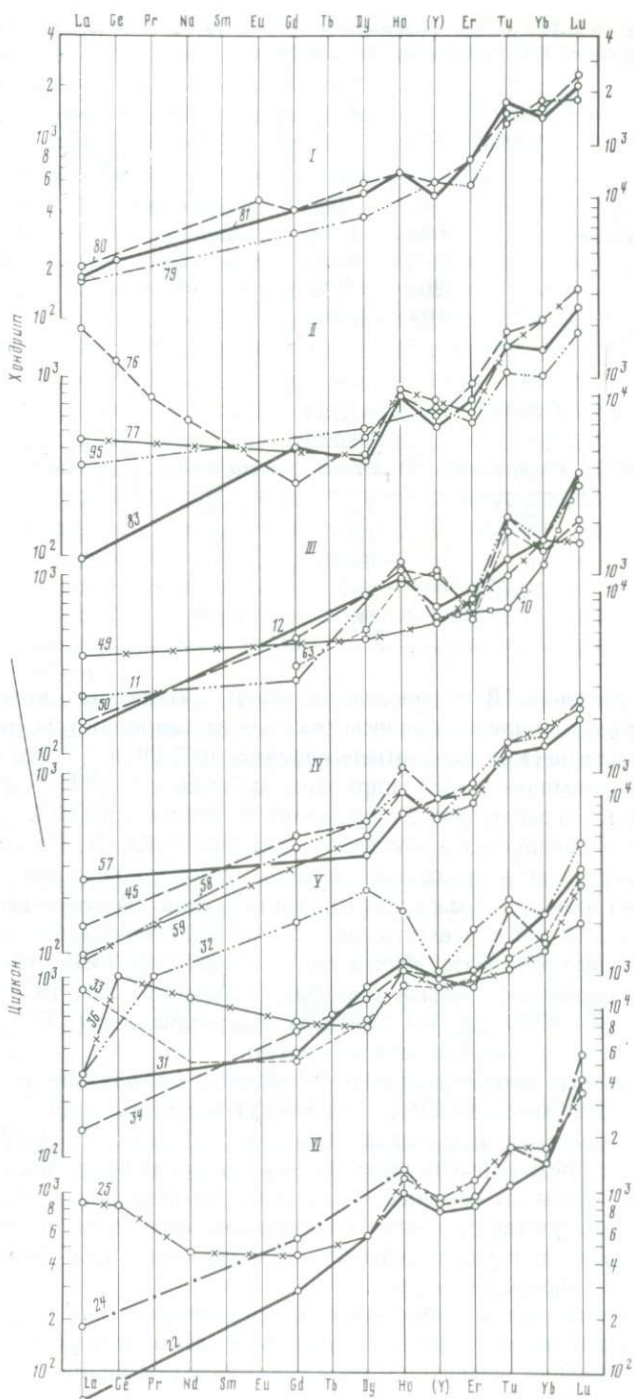


Рис. 2. Распределение TR в цирконах из пород максютовского и суваянского комплексов

Свиты: I — галеевская, II — юмагузинская, III — уткальская+курташская, IV — мазаринская, V — акбикская, VI — аршинская. Состав хондрита см. в табл. 3

Таблица 2. Средние содержания суммы TR и Y в цирконах из метаморфических пород Уралаутского антиклинория, г/т

Свита	Количество проб	$\Sigma TR$	Y	Свита	Количество проб	$\Sigma TR$	Y
Галеевская	3	1461	1666	Мазаринская	4	1232	1725
Юмагузинская	4	1990	1738	Арвякская	1	1310	1700
Поимская	1	2210	1200	Аршинская	3	2200	2267
Уткальская	1	1200	1500	Акбиикская	5	2940	2560
Курташская	5	1044	2080				

Таблица 3. Состав TR хондрита, г/т

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
La	0,42	Eu	0,101	Er	0,29
Ce	1,16	Gd	0,38	Tu	0,045
Pr	0,15	Tb	0,06	Yb	0,289
Nd	0,81	Dy	0,42	Lu	0,044
Sm	0,27	Ho	0,099	Y	2,7

Распределение TR в цирконах из пород суванякского комплекса также характеризуется преобладанием тяжелых лантаноидов (см. рис. 2).

Наиболее высокие абсолютные содержания  $\Sigma TR$  и Y характерны в суванякском комплексе для цирконов акбиикской ( $\Sigma TR = 2940$  г/т, Y = 2560 г/т, среднее из 5 анализов) и аршинской ( $\Sigma TR = 2200$  г/т, Y = 2267 г/т, среднее из 3 анализов) свит (см. табл. 2). По содержанию TR и Y, распределению и составу лантаноидов цирконы аршинской и акбиикской свит сходны. В мазаринской свите состав TR более выдержан, а содержание  $\Sigma TR$  и Y соответственно 1232 и 1725 г/т. Абсолютные содержания TR и Y в цирконах мазаринской свиты значительно ниже, чем в вышележащих акбиикской и аршинской свитах, но близки к подстилающим уткальской ( $\Sigma TR = 1200$  г/т, Y = 1500 г/т) и курташской ( $\Sigma TR = 1044$  г/т, Y = 2080 г/т, среднее из 5 анализов) свитам.

Изложенные выше материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Породы максютовского (исключая юмагузинские) и суванякского комплексов, хотя и содержат цирконы, близкие по морфологическим признакам, резко различаются по: а) содержанию турмалина, который является одним из основных акцессорных минералов в суванякских породах и присутствует в явно подчиненном количестве в максютовских; б) содержанию и распределению TR в цирконах (см. рис. 2, табл. 2); в) возрасту циркона (см. рис. 1).

По типоморфизму цирконов и распределению в них лантаноидов галеевская свита максютовского комплекса резко отличается от юмагузинской; последняя выделяется также своеобразием видового состава основных акцессорных минералов (апатит, сфен и циркон, а в галеевской — циркон и апатит).

2. Цирконы, подобные юмагузинским, встречены только в поимской свите (юг Уралтауского антиклинория), а в других свитах суванякского комплекса не отмечались.

3. Типоморфные признаки цирконов в породах суванякского комплекса близки. Распределение и состав TR в цирконах уткальской, курташской, акбиикской и аршинской свит также сходны (см. рис. 2). Однако по абсолютному содержанию  $\Sigma TR$  и Y суванякский комплекс четко делится на два уровня: нижний, объединяющий уткальскую, курташскую, мазаринскую и арвякскую свиты, характеризуется относительно низкими содержаниями  $\Sigma TR$  (1044–1310 г/т) и Y (1500–2080 г/т); верхний, отвечающий акбиикской и аршинской свитам, имеет наиболее высокие содержания  $\Sigma TR$  (2200–2940 г/т) и Y (2267–2560 г/т) (см. табл. 2).

4. Нижний возрастной предел образований максютовского комплекса определяется возрастом кластогенного циркона из галеевской свиты 2000–2200 млн лет, а суванякского – значениями 1300 млн лет (курташская свита) и 1160 млн лет (арвякская свита, см. рис. 1). Верхний возрастной предел суванякского комплекса определяется возрастом цирконов из Барангуловского гранитного массива (630 млн лет), прорывающего отложения мазаринской свиты [4] (см. рис. 1).

5. Акбиикская и аршинская свиты по типоморфизму цирконов, содержанию в них  $\Sigma TR$  и Y и распределению лантаноидов сопоставляются между собой достаточно уверенно (см. табл. 2), что подтверждает схему корреляции этих свит [2,3].

В то же время резкие различия в содержании  $\Sigma TR$  и Y в цирконах из пород курташской и мазаринской свит, с одной стороны, и акбиикской свиты, с другой (см. табл. 2), допускают их различное стратиграфическое положение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 234 с.
2. Козлов В.И. Рифей Уралтауского антиклинория. – В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 210–223.
3. Козлов В.И. Стратиграфия рифея Южного Урала. – В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с. 3–32.
4. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Бородин Н.С., Богатырева Г.И. Новые данные о геологическом строении метаморфических образований Уралтау. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973, с. 94–96.
5. Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 102 с.
6. Ожиганов Д.Г. Геология хребта Уралтау и районов перидотитового массива Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1941. 103 с.
7. Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау и Южного Урала. – Уч. зап. Башкир. пед. ин-та, 1955, вып. 4, с. 3–54.

*А.А. Басалаев, А.А. Предовский, Н.Б. Бекасова,  
Н.Е. Козлов, Т.А. Федкова, А.А. Мищенко*

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ  
МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПРИ КОМПЛЕКСНЫХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ  
ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Интенсивно развивающееся новое направление — экзогенная геология докембрия [11, 12, 13] — предусматривает комплексное изучение древнейших осадочных образований земной коры. Так, наряду с собственно геологическими, литологическими и геохимическими методами исследований начинает широко применяться минералогический анализ тяжелой фракции метаосадочных пород. Во многих работах показана возможность применения минералогического анализа для реконструкции первичной природы метаморфических пород и выявления фациальных условий и палеогеографических обстановок докембрийского осадконакопления.

В последние годы на Кольском полуострове предпринималось изучение минералов тяжелой фракции осадочных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций [2, 3, 4, 14]. Однако минералогические исследования сталкиваются с некоторыми методическими трудностями, связанными в основном с механической обработкой проб и неполнотой извлечения акцессорных минералов. В настоящее время не существует унифицированной и эффективной методики обработки проб и извлечения акцессорных минералов, которая учитывала бы первичную природу пород и степень их метаморфизма. Значительной помехой при проведении таких работ является также недостаточная изученность акцессорных минералов докембрийских магматических и супракрустальных образований региона, сведения по которым необходимы для сравнения толщ и суждения об источниках сноса осадочного материала в докембрийское время. Наиболее обстоятельные данные имеются по докембрийским гранитоидным комплексам [5]. В то же время сводки по акцессорным минералам древнейших основных и ультраосновных интрузивных пород отсутствуют, а акцессорные минералы докембрийских вулканитов Кольского региона совершенно не изучены.

Наиболее изученными, в ряде случаев и минералогически, являются первично-осадочные образования Печенгской и Имандра-Варзугской зон карелид. Породы этих синклинирных зон метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фаций. Изучение минерального состава тяжелой фракции показало, что для зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций характерна существенная сохранность первичных признаков аллотигенности для ряда акцессорных минералов. Но уже в эту стадию происходят частичная регенерация и новообразование ряда минералов, таких, как апатит, турмалин, актинолит, эпидот, ильменит, гематит. В амфиболитовой фации первичные признаки сохраняются только у циркона, частично у рутила.

Значительная сохранность минералов тяжелой фракции в условиях

Таблица 1. Минеральный состав тяжелой фракции метасадочных пород протерозойской Имандра-Варзугской зоны

Серия	Свита	Комплекс аллотигенных минералов	Предполагаемый состав размывавшихся пород
Панская	Панареченская	Циркон, рутил, апатит, роговая обманка, хлоритоид, ильменит (?)	Гнейсы, гранитоиды
Варзугская	Ильмозерская Умбинская Полисарская	Циркон, ильменит, рутил, минералы группы амфибола (роговая обманка, щелочная и базальтическая роговая обманка, гастингсит), минералы группы пироксена (моноклинный и ромбический пироксен, эгирин, эгирин-диопсид), хромит, перовскит, кианит, ставролит, альмандин	Породы гранито-гнейсового фундамента, вулканогенные и осадочные образования стрельнинской серии, базиты и ультрабазиты, щелочные породы кислого состава
Стрельнинская	Сейдореченская Кукшинская Пурначская	Циркон, ильменит, рутил, турмалин, апатит, в редких знаках арфведсонит, хромит, монацит	Гранитоиды, гранито-гнейсы

зеленосланцевого метаморфизма позволила разработать достаточно детальную характеристику для пород Печенгской и Имандра-Варзугской зон (табл. 1, по данным Н.Б. Бекасовой и А.А. Басалаева). Так, нижние части разреза Имандра-Варзугской зоны, сложенные граувакковыми, аркозовыми и кварцевыми метапесчаниками стрельнинской серии, характеризуются наличием устойчивых аллотигенных минералов гранитного ряда (циркон, апатит, магнетит, ильменит, рутил, турмалин). Гранитоидная ассоциация аксессуарных минералов в этих породах несколько изменяется как по латерали, так и по разрезу серии. Для центрального района зоны Имандра-Варзуга характерно значительное количество аллотигенного турмалина, несвойственного западному и восточному районам. В малых количествах отмечаются монацит и хромит. Для верхних частей разреза серии (сейдореченская свита) характерно преимущественное развитие аллотигенного ильменита. Наличие типичной для сейдореченской свиты аллотигенной ассоциации (ильменит, апатит, циркон) позволяет достаточно уверенно, в совокупности с литологическими и геохимическими признаками, распознавать породы данной части разреза в разобщенных районах.

Примером использования результатов минералогического анализа тяжелой фракции в комплексе с литологическим и геохимическим изучением пород стрельнинской серии может служить проведенная А.А. Басалаевым и В.А. Мележиком [2] корреляция сейдореченских образований центрального района зоны Имандра-Варзуга и Монче. Два разобщенных разреза характеризуются различным строением. В одном широко развиты кварциты с линзами карбонатных пород, в другом большую часть разреза составляют аркозы, а карбонатные породы отсутствуют. Отмеченные различия позволили ряду исследователей относить эти образования к различным свитам. Геохимические исследования выявили специфическое

развитие среди пород обоих районов первично лептохлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых метапелитов [1,8], а ильменит-апатит-цирконовая аллотигенная ассоциация определила дополнительную возможность сопоставления этих различающихся разрезов стрельнинской серии.

Изменение набора акцессорных аллотигенных минералов в верхней части разреза имандра-варзугского комплекса, для которого установлено присутствие наряду с минералами гранитоидной ассоциации аллотигенного хромита, перовскита, минералов групп пироксена и амфибола, в том числе заметных содержаний щелочных их разновидностей (эгирина, эгириндиопсида, щелочной роговой обманки), а также кианита, корунда и силлиманита, по-видимому, указывает на вовлечение в процессы выветривания и размыва на определенном этапе развития зоны основных и ультраосновных магматических образований, щелочных пород, гнейсов и сланцев кейвского типа.

Таким образом, изучение тяжелой фракции метаосадочных пород Имандра-Варзугской зоны с учетом данных по геолого-петрогеохимической интерпретации их первичной природы представило возможность судить о составе пород, слагающих области сноса, а в совокупности с другими методами – проводить сопоставление разобщенных разрезов.

Для метаосадочных пород Печенгской и Имандра-Варзугской зон на основе комплексного подхода предприняты первые попытки детального изучения аллотигенного циркона. Морфометрическая и морфологическая характеристики цирконов позволяют отчетливо охарактеризовать различные типы метапсаммитов, относящихся к разным уровням разреза. Граувакковые и аркозовые толщи характеризуются незначительной окатанностью и плохой сортировкой цирконов, что, вероятно, связано со слабой дифференциацией осадочного материала. Эти наблюдения подтверждаются и текстурно-фациальными признаками. Кварцевые метапсаммиты отличаются хорошо окатанным, отчетливо дифференцированным по размерам цирконом.

Сходные характеристики получены для пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Высокая степень окатанности подтверждает сделанный ранее вывод о том, что в сейдореченское время в строении областей размыва участвовали осадочные породы, а в областях седиментации в условиях прибрежных фаций осуществлялась интенсивная дифференциация вещества. Наблюдения над распределением цирконов по размерам в разных частях толщи показали, что имеются различия в средних размерах аллотигенных цирконов в отдельных слоях. Вероятно, этот признак, на который указывают ряд авторов, должен сохраняться и в породах, метаморфизованных в большей степени.

Таким образом, наблюдения над формой и размерами зерен циркона в породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев и отчасти эпидот-амфиболитовой, в совокупности с результатами литолого-геохимического изучения дают возможность существенной детализации выводов о первичных условиях осадконакопления.

Наиболее сложно решаются вопросы изучения аллотигенных минералов тяжелой фракции в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Метаморфизм высоких ступеней приводит к полному исчезновению аллотигенных признаков практически у всех

Т а б л и ц а 2. Химический состав гранулитов яурийюкской толщи, % мас.

Компоненты	П-753	Ш-611	П-798а	П-798б	Л-793а
SiO <sub>2</sub>	54,04	44,11	72,39	83,53	65,78
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,71	0,10	0,21	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,44	21,03	14,12	7,97	14,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,51	0,19	0,37	0,97
FeO	11,44	10,83	4,15	3,04	4,46
MnO	0,12	0,08	0,057	0,045	0,12
MgO	4,41	4,21	1,29	1,24	2,64
CaO	0,70	0,39	0,54	1,30	3,54
Na <sub>2</sub> O	1,06	0,88	1,52	1,58	2,96
K <sub>2</sub> O	3,25	3,78	4,96	0,78	3,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,06	0,32	0,26	0,21	0,74
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	1,42	0,07	0,03	0,24
CO <sub>2</sub>	0,00	0,06	0,01	0,03	0,33
Сумма	100,11	100,33	99,66	100,33	99,82
F	0,307	0,288	0,075	0,055	0,121
A	147	144	51	21	4
K	17	25	29	-18	-15

П р и м е ч а н и е. П-753 — кислые гранулиты, мыс Пильской; Ш-611 — кислые гранулиты к востоку от мыса Шомбач, на границе с порье-губской толщей; П-798а, П-798б — верхняя и нижняя части слоя метакварцитов, мыс Пильской; Л-793а — нижний элемент ритма основных гранулитов, мыс Лов.

минералов. Единственным из минералов, у которого сохраняются признаки аллотигенности, является циркон. Но даже и он в этих условиях подвержен регенерации.

Для изучения акцессорных цирконов наиболее высокометаморфизованных супракрустальных ассоциаций были выбраны древнейшие метаморфизованные конгломераты лувенгской толщи Кольского Беломорья, а также обнажающиеся в том же районе породы яурийюкской толщи гранулитового комплекса [6], обладающие полосчатостью типа ритмичной слоистости.

Анализ геологических и петрографических особенностей, а также содержания и распределения петрогенных элементов, бария и стронция в цементе конгломератов, представленном биотит-амфиболовыми гнейсами, позволил предположить их происхождение за счет метаморфизма андезитовидных туфов, предварительно претерпевших выветривание или содержащих примесь осадочного материала [7]. Результаты предпринятого дополнительно детального изучения акцессорного циркона цемента и галек конгломератов не противоречат такому предположению, тем более, что гнейсы в сравнении с плагиигранитоидными гальками характеризуются повышенным содержанием циркона с коэффициентом удлинения ( $K$ ), близким к 2, при наличии 20–40% зерен с  $K < 2$ . В то же время результаты исследования циркона не дают возможности однозначных интерпретаций. Необходимо отметить, что решение вопроса о первичной природе лувенгских конгломератов, о роли и степени выветривания входящего в

Т а б л и ц а 3. *Характеристика метасадочных пород яурийюкской толщи гранулитов*

Номер пробы	Петрографический состав	Первичная природа	Характер залегания, текстурные признаки	Акцессорные минералы	Содержание циркона, г/т	I (цирконов)	K (цирконов)
П-753	Кислые гранулиты	Гидрослю- дистые пели-	Полосчатые сланцы сос-	Циркон, рутил, лейкоксен, монацит	77÷100	0,070	1,12
Ш-611	Силлиманит- биотит-гран- нат-плагио- класовые сланцы	ты с хлорито- вой примесью	тавляют основную часть разре- за толщи				
П-798б	Гранат-пла- гиокварце- вые грану- литы	Высокогли- нистые гра- увакки и субграувак- ки	Выполняют линзы среди кислых гра- нулитов от 0,5 до 1,5 см	Циркон, ру- тил, мона- цит лейко- ксен, ильме- нит, магне- тит	154	0,055	1,37
П-798а	Биотит-пла- гиокварце- вые грану- литы		Имеют рит- мичное стро- ение (соот- ветственно нижняя и верхняя час- ти ритма)		36	0,050	1,30
Л-793а	Гранат-био- тит-плагио- кварцевые гранулиты	Граувакки	Выполняют мелкие лин- зы среди кислых гра- нулитов мощ- ностью до 0,5 м	Циркон, пирит, иль- менит, апа- тит	31	0,11	1,6

состав цемента предположительно туфогенного андезитоидного материала не является окончательным. В связи с этим, по-видимому, необходимо и специальное сравнение характеристик акцессорного циркона конгломератов с особенностями цирконов осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических образований фанерозоя.

Среди слоистых и ритмично-слоистых пород яурийюкской толщи изучались силлиманит-биотит-гранат-плагиокласовые гранулиты с прослоями и линзами метакварцитов и гранат-биотит-амфиболовые гранулиты.

Химический состав некоторых типичных представителей изучавшихся пород приведен в табл. 2. Там же показаны основные параметры состава, рассчитанные по методике А.А. Предовского [9, 10]. Результаты реконструкции протосостава, выполненной по тому же методу с учетом геолого-петрографических и текстурных особенностей пород, отражены в графе "Первичная природа" табл. 3. В той же табл. 3 приведены результаты исследований акцессорного циркона метаморфических пород — содержание в породах и медианные характеристики размеров зерен и коэффициента удлинения. Результаты исследования показывают, что характеристики

циркона не противоречат выводам о первично-осадочной природе изученных метаморфических пород. Даже цирконы из соседствующих слоев различаются по своим морфологическим и морфометрическим характеристикам и по содержанию в породах. Уменьшение размеров зерен циркона от нижних элементов ритма к верхним, а также различные средние размеры кристаллов в слоях, отражающие, вероятно, их кластогенное происхождение, позволяют подтвердить выводы о реликтовом, т.е. первичном, характере слоистости и связанной с ней первичной гранулометрии пород.

Изложенные примеры и выводы, как представляется авторам, указывают на возможность и необходимость использования минералогического анализа тяжелой фракции при изучении метаморфических пород, причем наиболее целесообразно это проводить в комплексе с литологическими, петрологическими и петрогеохимическими исследованиями первичной природы и первичных условий формирования супракrustальных толщ.

В настоящее время, по-видимому, назрела необходимость более широкого минералогического исследования метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова на единой методической основе с получением сравнимых результатов и эталонных минералогических характеристик типичных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Басалаев А.А.* Метапелиты сейдореченской свиты. — В кн.: Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1980, с. 42–49.

2. *Басалаев А.А., Мележик В.А.* Терригенные породы стрельнинской серии. — В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1979, с. 16–27.

3. *Бекасова Н.Б.* Опыт применения минералогического метода при изучении осадочно-вулканогенных толщ имандра-варзугского комплекса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М.: Наука, 1973, с. 138–140.

4. *Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю.* Аллотитенные минералы тяжелой фракции метатерригенных пород Имандра-Варзугской зоны. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 33–44.

5. *Бельков И.В.* Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1979. 184 с.

6. *Беляев К.Д.* Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 62–69.

7. *Козлов Н.Е.* Распределение бария и стронция в метаморфитах среднего состава как критерий их первичной природы. — В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 44–49.

8. *Мележик В.А., Предовский А.А., Басалаев А.А., Мартынов Е.В.* Первичный состав метапелитов раннедокембрийского имандра-варзугского комплекса как показатель условий осадконакопления. — В кн.: Природа и хозяйство Севера. Мурманск: Кн. изд-во, 1981, вып. 9, с. 18–23.

9. *Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970. 115 с.

10. *Предовский А.А.* Черты эволюции состава докембрийских метапелитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1976, с. 15–30.

11. Сидоренко А.В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 1, с. 148–159.
12. Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5–15.
13. Сидоренко А.В. Осадочная геология как основа познания геологической истории докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 9–25.
14. Федкова Т.А. Литологические особенности кислых гранулитов Кольского полуострова. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия: Тез. докл. Всесоюз. семинара "Литология и геохимия терригенных пород раннего докембрия...". Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977, с. 16–17.

УДК 552.24:551.72:551.3

*Т.Ф. Негруца*

## РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЗНАНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Акцессорным минералам докембрия, так же как и фанерозоя, принадлежит ведущая роль в реставрации условий континентального выветривания в течение этапов корообразования, закономерностей транспортировки и состава обломочного материала областей сноса, отложения и постседиментационного преобразования терригенных компонентов породы. Литогенетические исследования, палеогеографические и палеовулканологические реконструкции, выполнявшиеся на территории восточной части Балтийского щита, сопровождались изучением состава и типоморфных особенностей акцессорных минералов. С этой целью каждый тип пород и их фациальные разновидности характеризовались серией минералогических проб весом до 15 кг. При изучении состава и типоморфизма акцессорных минералов использовались статистические приемы. Наиболее полные данные собраны по Карелии [7, 8, 9]. Для Кольского полуострова использованы в основном литературные источники [1, 2, 3]. К сожалению, в этих публикациях вес тяжелой фракции обычно не приводится, а описание акцессорных минералов дается на основании изучения шлифов. Лишь в отдельных случаях выделены аллотигенные и аутигенные минералы. Поэтому характер распределения акцессорных минералов в породах Кольского полуострова может быть намечен только в общих чертах.

Результаты изучения акцессорных минералов нижнепротерозойского комплекса свидетельствуют об определенном изменении видового состава акцессорных минералов. Последнее обусловлено усложнением строения областей сноса во времени и изменением условий выветривания и осадконакопления. В целом в терригенных породах снизу вверх по разрезу было установлено увеличение количества минералов и их разнообразие. При этом наблюдалось снижение роли аутигенных и увеличение — аллотигенных минералов. Анализ общего содержания акцессорных минералов в породах показал его колебание в широких пределах; максимальное значение было установлено в конгломератах и сланцах двух нижних серий нижнего протерозоя (сумийской и сариолийской) [7].

Сумий и сариолий — этапы, охватывающие первые 300 млн. лет раннего

Серия	Район	Ассоциация минералов
Сумийская	Карелия	Пирротин-сфен-пирит-гематитовая (циркон, золото)
	Кольский полуостров	
	Кейвы	
Сариолийская	Имандра–Варзуга	Пирротин-ильменит-ставролит-кианитовая (рутил, циркон, апатит, гранат, халькопирит, пирит, пентландит, магнетит, силлиманит, эпидот, золото) Магнетит-циркон-апатитовая (ильменит, пирит, гематит, турмалин, гранат)
	Карелия	
	Кольский полуостров	
	Кейвы Имандра–Варзуга	
Сариолийская	Имандра–Варзуга	Монацит-циркон-пиритовая (сфен, пирротин, лимонит, торит, апатит, гранат, турмалин, рутил, анатаз, лейкоксен, эпидот, гематит, магнетит, молибденит, халькопирит, арсенипирит, золото, кобальтин) Апатит-ильменит-кианит-ставролитовая (циркон, рутил, эпидот, пирротин, пирит) Апатит-магнетит-цирконовая (сфен, лимонит, гематит, хромит, монацит, рутил, флюорит, лейкоксен, турмалин)
	Карелия	
	Кольский полуостров	
	Кейвы Имандра–Варзуга	

Примечание. В скобках – сопутствующие минералы.

протерозоя – характеризуются четким циклическим развитием, отражающим двукратную смену тектонических и ландшафтных обстановок от платформенных → к рифтогенным (деструкция) → и снова к платформенным. В соответствии с этим изменяется процесс литогенеза: в платформенные этапы преобладало интенсивное химическое выветривание, продуктами которого явились мономиктовые и олигомиктовые формации; в периоды рифтогенеза, сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом, образовывались мезо- и полимиктовые формации. Все они по комплексу литогенетических признаков соответствуют фанерозойским аналогам гумидного и вулканогенно-осадочного типов литогенеза [11, 12].

Ассоциации аллотигенных минералов в этих формациях (таблица) образуют закономерные ряды: весьма устойчивые к выветриванию для мономиктовой → устойчивые для олигомиктовой → слабо устойчивые для мезомиктовой → неустойчивые для полимиктовой формаций. Соответственно снижается роль аутигенных минералов и возрастает – аллотигенных. Устанавливается увеличение количества минералов от псефитов и псаммитов к пелитам и от более древних к более молодым отложениям.

Наиболее распространенным и информативным обломочным минералом является циркон (рис. 1,2). Его количество и типоморфные особенности зависят от времени и места образования пород. В целом размер зерен циркона уменьшается от конгломератов к сланцам и в направлении от континентальных к пелагическим осадкам. В этом же направлении, как правило, возрастает среднее значение индекса окатанности зерен циркона. Статистический анализ коэффициентов удлинения цирконов свидетельствует о их преимущественно гранитоидном происхождении.

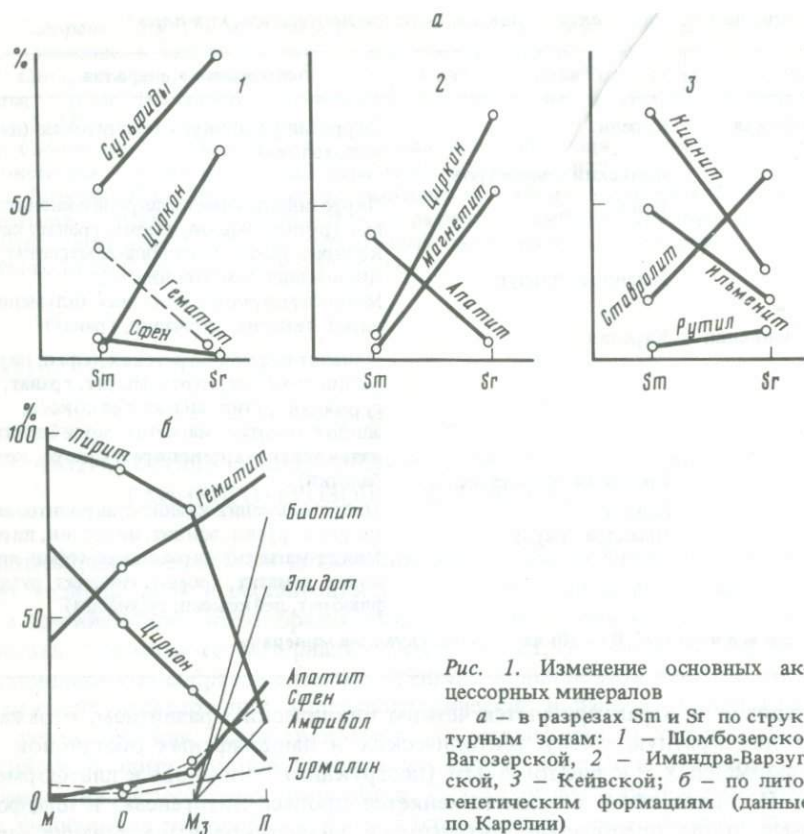


Рис. 1. Изменение основных акцессорных минералов

а — в разрезах Sm и Sr по структурным зонам: 1 — Шомбозерско-Вагозерской, 2 — Имандра-Варзугской, 3 — Кейвской; б — по литогенетическим формациям (данные по Карелии)

Цвет цирконов меняется от светло-розового до бурого и пурпурного. Выделяется 6 типоморфных разновидностей цирконов (рис. 3).

Копьевидные цирконы отличаются свежестью. Они содержат многочисленные включения пузырьков газа и точечные выделения непрозрачных минералов. Часто на гранях призм наблюдаются наросты мелких кристаллов; иногда встречаются уплощенные разновидности.

Дипирамидально-призматические цирконы имеют различные кристаллографические дефекты. Среди них часто попадаются изогнутые, деформированные, спиралевидные, залеченные и зональные цирконы. Они отличаются повышенной трещиноватостью, легче подвергаются малаконизации.

Окатанные и слабоокатанные цирконы часто наследуют первоначальные формы кристаллических цирконов: яйцевидную (по копьевидным), продолговатую (по призматическим), овальную (по гиацинтовым и изометрическим).

Малаконы и малаконизированные цирконы не устойчивы к транспортировке. Они типичны для континентальных отложений и практически не наблюдаются в паралических и тем более пелагических осадках. Процессы малаконизации происходят как от центра к краям, так и от краев зерен к их ядрам.

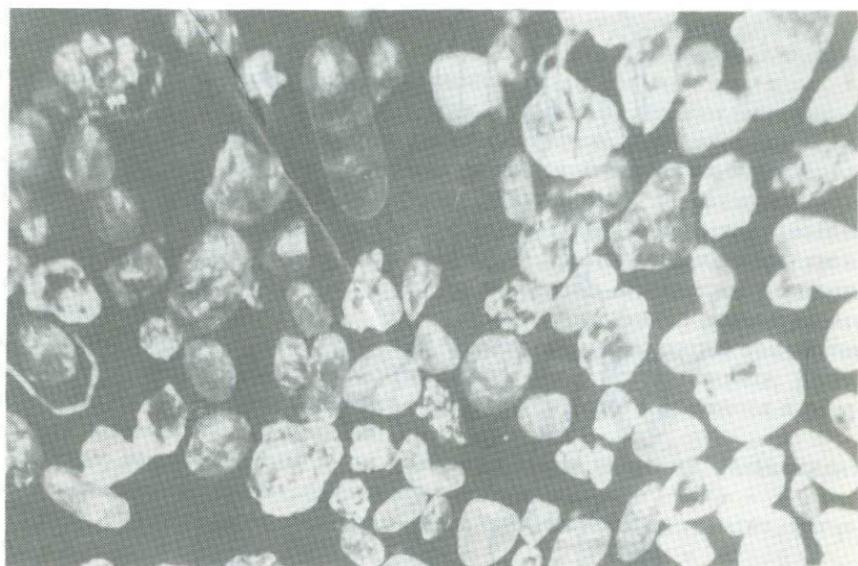


Рис. 2. Типы цирконов из кварцевых конгломератов сариолийской серии

Длиннопризматические цирконы полупрозрачны. Среди них редко встречаются бесцветные разновидности. Согласно А.А. Кухаренко [5], такие цирконы типичны для сиенитов, габбро, пироксенитов и перидотитов. Они особенно характерны для полимиктовых конгломератов и туфоконгломератов сариолийской серии, состоящих преимущественно из галек и бомб основного состава.

Изометрические цирконы встречаются по всему фациальному профилю. Они разнообразны по форме и окраске: темно-розовые, красно-бурые, черно-бурые разновидности, лишенные включений, прозрачные.

Весьма обычен в составе акцессорных минералов турмалин. Преобладает его магнезиальная разновидность — дравит, наиболее характерный для осадочно-метаморфических пород и гранито-гнейсов архея. Большая часть турмалинов — новообразования.

Довольно распространенным минералом является монацит. Он встречается в виде хорошо окатанных зерен, идиоморфных кристаллов и их обломков. Зерна неокатанного монацита отличаются исключительной свежестью и прозрачностью, что свидетельствует о близости области сноса. По классификации А.А. Кухаренко [4], он близок к монацитам из кристаллических сланцев. Спектральный анализ монацитов показал, что они относятся к бесториевому типу, что также свидетельствует о метаморфическом происхождении [10].

Торит устанавливается в виде хорошо окатанных зерен размером 0,05—0,1 мм.

Гранат встречается как в слегка окатанных, так и в идиоморфных кристаллах додекаэдрической формы.

Эпидот наблюдается в виде угловатых или хорошо окатанных зерен зеленоватой и желтовато-бурой окраски.

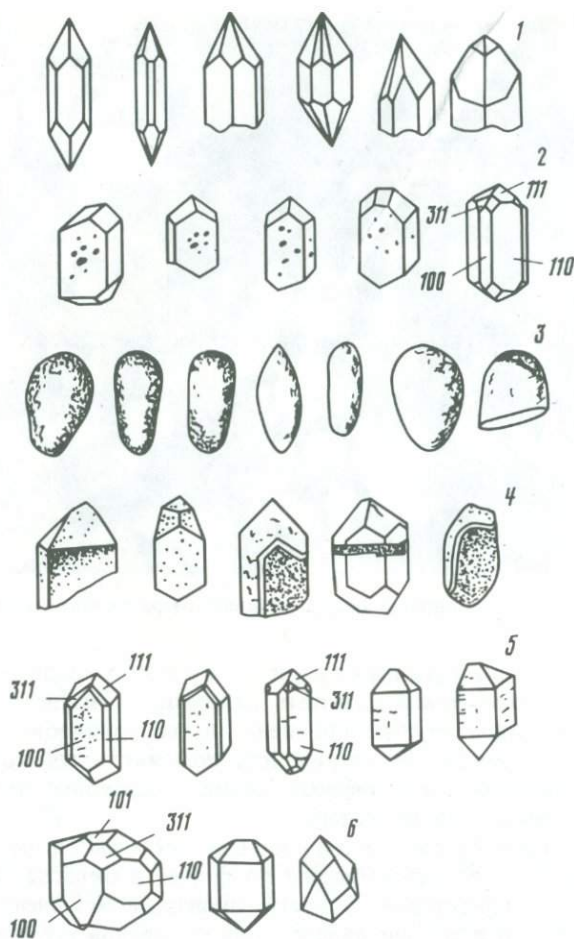


Рис. 3. Морфологические типы цирконов

1 - копьевидные; 2 - дипирамидально-призматические; 3 - окатанные; 4 - малаконы; 5 - длиннопризматические; 6 - изометрические

Роговая обманка и пироксен образуют слегка окатанные обломки кристаллов размером до 1 мм.

Апатит представлен шестоватыми или короткопризматическими кристаллами, иногда встречаются обломки со следами окатанности.

Характерную особенность терригенных толщ составляют разнообразные рудные минералы. Наиболее распространены среди них сульфиды, окислы и гидроокислы железа, а также группа титановых минералов; спорадически встречаются хромит, золото и минералы редкоземельных элементов.

Сульфиды весьма характерны для кварцевых конгломератов и гравелитов, являющихся типоморфными отложениями мономиктовых формаций. Содержание сульфидов достигает иногда 80 кг на тонну. Они равномерно рассеяны по породе, заполняют вместе с кварцем и слюдой промежутки между гальками. Местами сульфиды локализуются по косой

слоистости, приурочиваясь к плоскостям раздела слоев или концентрируясь в горизонтальные слои мощностью до 1–2 см. Иногда они образуют округлые конкреционные стяжения размером до 5 см, которые содержат графитистое вещество. Среди сульфидов преобладает пирит. Он наблюдается в виде кристаллов кубической, реже — пентагон-додикаэдрической формы. На гранях куба наблюдается характерная штриховка. Встречаются зерна шаровидной формы с бугорчатой поверхностью, нередко обнаруживающие концентрическое или радиально-лучистое строение с ядром, выполненным кварцем и графитом. Это дает возможность трактовать такие зерна как сфероидные образования, возможно, первично биогенного происхождения. В зернах пирита, образующего идиоморфные кристаллы, иногда содержатся кварц и серицит, наблюдаются тончайшие дендриты золота. Помимо преобладающего аутигенного пирита, редко присутствуют зерна, несущие следы окатанности; они встречаются в отложениях полимиктовых формаций.

Широко распространены среди сульфидов также пирротин, халькопирит, реже молибденит, галенит, арсенопирит, кобальтин.

Среди окислов железа наиболее широко представлены гематит, магнетит, ильменит, реже лимонит.

Магнетит наблюдается преимущественно в виде хорошо ограненных кристаллов. Встречаются агрегаты разной величины. В кристаллах магнетита нередко отмечаются мелкие включения зерен кварца, захваченных при росте из вмещающей породы. Магнетит часто переходит в лимонит или мартит. Хорошая огранка кристаллов, отсутствие следов обработки и весьма свежий облик дают возможность рассматривать магнетит как типичный аутигенный минерал. Во многих случаях отчетливо видно, как магнетит вместе с породами подвергается процессу кливажирования. Все это позволяет определить магнетит как дометаморфический минерал, возможно, возникший при диагенезе. В отложении полимиктовых формаций обычен аллотигенный магнетит.

Гематит — как аутигенный (особенно характерный для сумийской серии), так и аллотигенный минерал. Первый наблюдается в тесном сравнении с ильменитом и рутилом, в котором образует различно окатанные изометрические или слегка удлиненные зерна с отчетливой реликтовой структурой распада, обычно окруженной каемкой новообразованного гематита второй генерации. Последний нигде не содержит включений ильменита, но часто образует сростки с рутилом, брукитом, анатазом и лейкоксеном.

Титановые минералы представлены разнообразной группой.

Ильменит в основной своей массе имеет аутигенное происхождение и возник в начальные этапы литификации осадков.

Сфен встречается главным образом в сумийских кварцевых конгломератах, менее характерен для сариолийской серии. Обычно он переполнен многочисленными непрозрачными включениями, располагающимися в центре кристаллов. Чаще сфен имеет аутигенное происхождение; грани его гладкие, иногда корродированы, ребра закругленные.

Рутил — наиболее распространенный из титановых минералов. По генезису он является как аллотигенным, так и аутигенным. Последняя генерация преобладает. Встречаются хорошо окатанные рутилы округлой

формы, отличающиеся интенсивной темно-красной окраской, реже — почти черные.

Состав ассоциаций титановых минералов зависит от степени метаморфизма пород. В слабометаморфизованных породах преобладают лейкоксен, брукит и анатаз, с повышением степени метаморфизма — рутил. Это позволяет предположить, что титановые минералы в какой-то мере являются индикаторами степени метаморфизма пород.

В кварцевых конгломератах, гравелитах, реже кварцито-песчаниках обычны знаки золота [6, 7].

Весьма типичными аутигенными минералами являются кианит, ставролит, гранат, силлиманит. Все они характерны для глубокометаморфизованных отложений, особенно высокоглиноземистых кейвских сланцев, относящихся к мономиктовой формации (первично-каолинитовые и каолин-гидро-слоистые глины).

Анализ приведенного материала дает возможность говорить о крайне интенсивном выветривании на древних материках в периоды их платформенного стояния. Происходила полная дезинтеграция пород области сноса; в осадок попадали лишь минералы, весьма устойчивые к выветриванию.

Обильная аутигенная минерализация, возникшая в дометаморфический период формирования пород, указывает на обогащение отложений тонкодисперсным железом, титаном, алюминием.

В периоды тектонических активизаций и синхронного вулканизма накапливались продукты эксгальций, фуларол, за счет которых образовывались магнетит, гематит, лимонит, минералы титана. Весьма характерен апатит.

Областями сноса служили граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы, основные породы и кристаллические сланцы.

Морфогенетический анализ акцессорных минералов терригенных пород раннего протерозоя открывает большие возможности не только в реставрации ландшафтов, но и в палеометаллогенетических исследованиях докембрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Басалаев А.А., Мележик В.А.* Терригенные породы стрельнинской серии. — В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1979, с. 16—27.
2. *Бекасова Н.В.* Опыт применения минералогического метода при изучении осадочно-вулканогенных толщ имандра-варзугского комплекса. — В кн.: Осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 138—140.
3. *Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А.* и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Недра, 1980, 240 с.
4. *Кухаренко А.А.* Кианитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 320 с.
5. *Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. М., 1961, 317 с.
6. *Негруца В.З.* Некоторые закономерности распределения золота в докембрийских метатерригенных породах восточной части Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 1, с. 197—200.
7. *Негруца Т.Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, 255 с.
8. *Негруца Т.Ф., Казак А.П.* Типоморфные разновидности цирконов в карельских метаосадочных породах Северо-Восточной зоны карелид. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1151—1154.

9. *Негруца Т.Ф., Негруца В.З., Казак А.П.* Опыт оценки палеогеографических условий среднепротерозойского седиментогенеза в Карелии по данным анализа состава акцессорных минералов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 140—143.

10. *Сердюченко Д.П.* Бесториевый монацит из докембрийских гнейсов Белоруссии и его генезис. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 917—920.

11. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.

12. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: АН СССР, 1963. 534 с.

УДК 549.903.12 : 551.72 : 925.12

*В. Е. Корнилина*

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В МЕДЕНОСНЫХ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИГАРСКОГО РАЙОНА

Игарский район приурочен к зоне сочленения двух крупных докембрийских структур: Игарского выступа байкалитид и окаймляющего его с востока предгорного прогиба. Игарский выступ представляет собой крупный блок, сложенный осадочными и вулканогенно-осадочными породами рифея, интенсивно дислоцированными и пересеченными рядом разнонаправленных разломов. Вулканогенные образования представлены микропорфиритами, туфами, диабазовыми порфиритами [4, 5]. На породах рифея несогласно залегают осадки венда.

Меденосная минерализация связана с красноцветной излучинской свитой, отличающейся значительной фациальной изменчивостью. С востока на запад от центра прогиба к Игарскому выступу происходит смена карбонатно-глинистых прибрежно-лагунных бассейновых отложений аллювиально-озерными алеврито-песчаными, а затем грубообломочными образованиями предгорных конусов выноса. В том же направлении уменьшается мощность свиты от 1200—1300 до 200—300 м.

Морские отложения чернореченской и сухарихинской свит, подстилающие и перекрывающие излучинскую свиту, характеризуются постоянством фациального состава на всей территории района: это существенно карбонатные отложения (доломиты, известняки, мергели, реже прослойки песчаников) со значительным содержанием органического вещества [3—5].

Задачей исследований являлось изучение ассоциации тяжелых минералов в осадках чернореченской, излучинской и сухарихинской свит. Анализировались комплексы минералов в образцах пород названных свит по скв. СХ-115 и СХ-117. В работе использован каменный материал Л.И. Шилова. В каждом образце подсчитывалось 300—500 зерен во фракциях 0,1—0,01 мм и 0,25—0,1 мм. Содержание каждого минерала выражалось в процентах по отношению ко всем подсчитанным зернам. Выделение тяжелых минералов производилось обычным методом в бромформе.

Чернореченская свита, представленная битуминозными серыми известняками, доломитами, глинистыми сланцами, содержит довольно бедный комплекс тяжелых минералов, состоящий из циркона, граната, турмалина

Минерал	Скв. СХ-115					
	Сухарихинская					
	115-1	115-2	115-3	115-4	115-5	115-6
Циркон	0,1	6,0	1,0	+	+	1,5
Гранат	1,0	1,0	—	1,0	1,0	0,5
Турмалин	1,0	—	0,5	—	—	1,0
Сфен	0,5	0,5	0,5	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	0,5
Анагаз	—	—	—	—	—	+
Апатит	—	0,5	—	—	—	0,5
Пирит	76,5	86,0	91,5	99,0	96,0	40,0
Халькопирит	5,0	1,0	+	—	—	1,0
Халькозин, борнит	10,0	—	—	—	3,0	48,0
Бурые окислы железа	5,0	5,0	6,0	+	—	7,0
Магнетит, ильменит	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Знаком + отмечено присутствие минерала.

и рутила. Из рудных преобладают пирит, магнетит-ильменит, лейкоксен и бурые окислы железа (таблица, рисунок).

Породы излучинской свиты характеризуются преобладанием бурых окислов железа (до 90% тяжелой фракции), магнетита, ильменита, лейкоксена, несколько повышенным содержанием циркона (по сравнению с нижележащими породами), граната, турмалина, рутила, анатаза.

В отложениях сухарихинской свиты установлено преобладание пирита (до 99%); кроме того, присутствуют циркон, гранат, турмалин, сфен.

При сходном видовом разнообразии аксессуарных минералов в породах изученного региона их содержание и типоморфные особенности варьируют.

**Ц и р к о н** — один из постоянно присутствующих аксессуарных минералов в осадочных отложениях Игарского района. Содержание его от 3 до 13% (выход тяжелой фракции не более 0,03–0,4%).

В многочисленных работах по изучению циркона в изверженных породах показано исключительное разнообразие его типов даже в пределах одного магматического тела [2]. Несомненно, что некоторые морфологические разновидности циркона связаны с определенными типами изверженных пород. Тем не менее использовать особенности циркона для суждения о материнских породах в осадочных толщах следует с большой осторожностью. Для выяснения происхождения обломочного материала необходимо учитывать определенные особенности каждого минерала.

В изученных отложениях выделяются следующие морфологические типы циркона: 1) округленные и хорошо окатанные короткостолбчатые

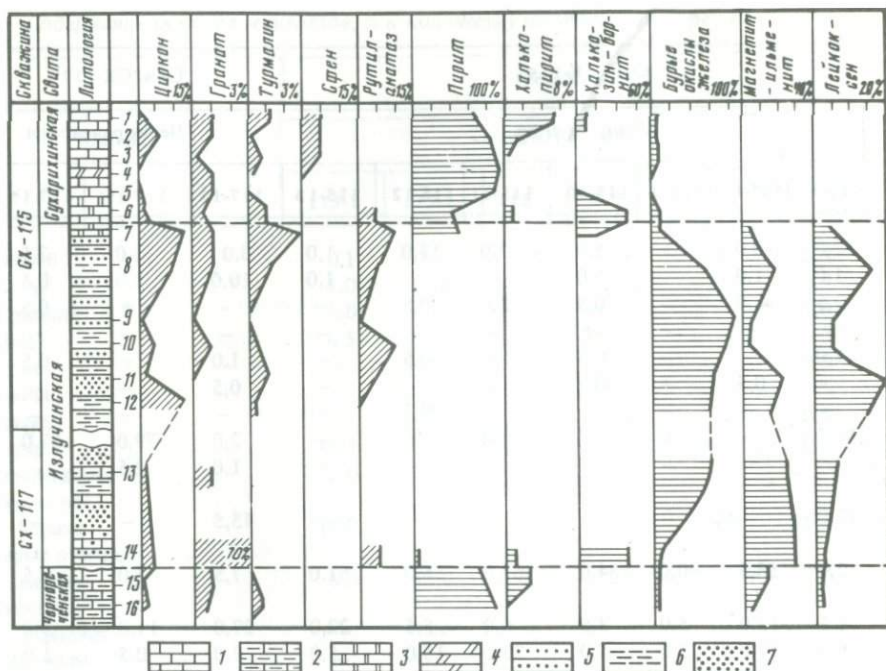
Скв. СХ-115							Скв. СХ-117		
Излучинская							Чернореченская		
115-7	115-8	115-9	115-10	115-11	115-12	115-13	117-14	117-15	117-16
12,0	10,0	+	5,0	2,0	13,0	1,0	3,0	1,0	2,5
1,0	1,0	—	1,0	+	—	1,0	10,0	1,0	0,5
3,5	1,0	—	0,5	1,0	0,5	—	—	+	0,5
+	—	—	+	—	—	—	—	—	—
1,0	—	—	0,5	—	0,5	—	1,0	—	0,5
—	0,5	—	0,5	—	—	—	0,5	—	—
—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—
45,5	—	+	—	1,0	+	—	2,0	79,0	87,0
—	—	—	—	—	—	—	1,0	2,5	—
17,0	—	—	—	—	—	—	45,5	—	—
12,0	58,5	90,0	84,0	67,0	65,0	61,0	7,5	5,0	5,5
1,5	12,0	5,0	3,5	6,0	5,5	22,0	27,0	11,0	3,0
6,0	17,0	5,0	5,0	23,0	15,0	5,0	2,0	0,5	1,0

кристаллы розового, буро-розового цвета, реже бесцветные, с удлинением 1–1,5; 2) призматические, слабо окатанные, бесцветные цирконы, у которых грани сохранены, но ребра (особенно ребра пирамид) несколько закруглены, коэффициент удлинения этих цирконов 2–3.

Первые часто характеризуются наличием зональности. Окраска зональных кристаллов пятнистая, неравномерная, от темного внутреннего ядра до более светлоокрашенной внешней оболочки. Двупреломление окрашенных цирконов несколько ниже, чем бесцветных.

Призматические кристаллы обычно характеризуются простотой кристаллографических форм, из которых главными являются: призма (110), дипирамиды (111). Реже встречаются мелкие грани дитетрагональной дипирамиды (311). Для некоторых кристаллов характерно присутствие базального пинакоида (001).

Размеры зерен циркона отличаются однородностью и колеблются от 0,1 до 0,05 мм. При рассмотрении распределения различных типов циркона по разрезу установлено, что округленные короткопризматические зерна развиты преимущественно в породах сухарихинской и чернореченской свит. В породах же излучинской свиты цирконы призматического габитуса преобладают над округленными. Наличие сходных типов цирконов во всех отложениях позволяет предположить, что характер материнских пород также был достаточно однотипен. Состав и характер всех других минералов свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительной переработки обломочного материала.



Распределение тяжелых минералов в разрезах верхнекембрийских отложений Игарского района

1 — известняки; 2 — известняки глинистые и алевролитовые; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — алевропелиты; 6 — алевроглинистые сланцы; 7 — песчаники

Округлая форма циркона, видимо, являлась первичной, а не возникла вследствие седиментационной переработки. Таким образом, округлая форма циркона присуща материнским породам и объясняется их первично-осадочным происхождением. Иной характер имеет преобладающая часть цирконов в отложениях излучинской свиты. Здесь появляется значительное количество призматических бесцветных цирконов с удлинением 2—3, что характерно для эндоконтактовых диорит-порфиров [2].

Гранат встречается постоянно, но в небольшом количестве в виде неправильных зерен с раковистым изломом, как правило, со следами окатывания. Реже наблюдаются хорошо окатанные зерна. Некоторые зерна граната обладают ступенчатыми поверхностями, развитыми обычно в пределах узкого наружного края зерна.

Гранаты с характерным ступенчатым строением довольно часто встречаются в осадочных породах и описаны многими авторами в отложениях разного возраста. Единого мнения о природе этого явления нет. Некоторые исследователи считают подобные образования формами роста, возникшими в процессе диагенеза осадка. А.Г. Косовской [1] было экспериментально доказано, что ступенчатые формы гранатов являются формами растворения, а не роста. Образование подобных форм связано, видимо, с растворяющим действием высококонцентрированных поровых растворов.

Цвет гранатов, принадлежащих, видимо, к пироп-альмандиновому ряду, — от бесцветного и светло-розового до буровато-розового. Размер 0,1—0,3 мм.

Турмалин приурочен в основном к породам излучинской свиты. Встречается в виде хорошо окатанных призматических или округленных зерен. Окраска чаще светлых тонов, плеохроирующих от бесцветных, светло-бурых до зеленовато-бурых и золотисто-коричневых. Большинство зерен содержит темные, непрозрачные включения в виде отдельных точек или нитей неправильной формы. Погасание прямое, удлинение отрицательное.

Турмалин светлых окрасок с черными углистыми включениями мог быть заимствован из филлитов или из других пород низкой степени метаморфизма.

Хорошая степень окатанности турмалина подтверждает вывод о том, что он заимствован из осадочных пород или претерпел длительную транспортировку.

Сфен — сравнительно мало распространенный минерал. Встречается только в отложениях сухарихинской свиты в виде окатанных зерен неправильной формы размером 0,15—0,2 мм. Зерна медово-желтого цвета, полупрозрачные. Некоторые зерна несут следы изменений: покрыты пленками непрозрачного лейкоксена.

Рутил присутствует в незначительных количествах в породах излучинской свиты в виде хорошо окатанных кристаллов призматического габитуса. Цвет охристо-желтый, реже красно-бурый. Размер зерен от 0,05 до 0,1 мм. Вторичные изменения рутила не отмечены.

Анатаз — минерал редкий, в изученных породах встречается совместно с рутилом. Представлен окатанными зернами таблитчатого или призматического габитуса. Цвет желтовато-бурый. Часто зерна содержат включения бурого и темного непрозрачного вещества.

Пирит широко распространен в отложениях сухарихинской и чернореченской свит. Встречается в виде бесформенных зерен с микрозернистой структурой и шаровидных агрегатов, реже наблюдаются хорошо ограненные кубические кристаллы. Встречаются также отдельные лимонитизированные зерна. Облик пирита в изученных отложениях и условия его нахождения в породе показывают, что в подавляющем большинстве случаев он является аутигенным минералом. При этом часть его образовалась во время формирования породы (на это указывает равномерное распределение его во всей породе), а другая часть (заполнение трещин конкреции) сформировалась в процессе диагенеза осадков.

Магнетит, ильменит образуют преимущественно ксеноморфные выделения. Магнетит иногда присутствует в хорошо образованных октаэдрах. По поверхности зерен магнетита развиваются бурые окислы железа. Оба минерала встречаются в отложениях излучинской и в меньшем количестве — чернореченской свит.

Бурые окислы железа присутствуют преимущественно в отложениях излучинской свиты, имеют вид бесформенных зерен с микрозернистой структурой красновато-бурого или кирпично-красного цвета.

Лейкоксен встречается в отложениях излучинской и чернореченской свит. Зерна светло-желтого, реже ржаво-бурого цвета, поверхность ровная или бугристая.

Сходный видовой состав акцессорных минералов в осадках изученных свит дает основание считать, что при их образовании размывались близкие по составу исходные породы, среди которых основную роль играл первично-осадочный комплекс пород Игарского выступа. Наряду с первично-осадочными породами в составе питающих зон достаточно широко были представлены интрузивные образования, что привело к появлению в излучинской свите призматического бесцветного циркона (наряду с округленными короткопризматическими розовыми цирконами).

Изменение ассоциаций тяжелых минералов вверх по разрезу, с одной стороны, по-видимому, отражает зональность в распределении тяжелых минералов в профиле коры выветривания, с другой — является следствием изменения климатических условий, влиявших на интенсивность процессов выветривания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Косовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
2. Ляхович В.В. Акцессорные минералы. М.: Наука, 1968. 275 с.
3. Ржевский В.Ф., Габлина И.Ф. Типы медного оруденения в Игарском районе. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых: Тез. докл. Фрунзе: ПНИЛСМ, ФПИ, 1981, с. 231–232.
4. Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.М. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 81–84.
5. Ржевский В.Ф., Чехович К.М. Стратиграфия докембрия Игарского района. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 101–113.

УДК 552.124.3 : 551.72 (477.7)

*Р.М.Полуновский, К.И.Розанов*

#### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЯ ПРИАЗОВЬЯ

В пределах Приазовского кристаллического массива широко распространены пестрые по составу метаморфические толщи, ультраметаморфические и магматические комплексы докембрия, сформированные в результате многократно проявившихся процессов регионального метаморфизма, магматизма и метасоматоза [2].

Изучение содержания, морфологических особенностей и физических свойств акцессорных минералов сыграло важную, а в отдельных случаях и решающую роль при расшифровке спорных вопросов стратификации, генезиса, реконструкции первичного состава и перспективной оценки металлоносности метаморфических и интрузивных комплексов. В первую очередь это касается таких разновидностей горных пород, как пегматиты, апограниты, карбонатиты, нефелиновые сиениты и другие, в которых концентрации акцессорных минералов в ряде случаев достигают промышленно интересных содержаний [3–5, 9, 11].

Характеристике отдельных акцессорных минералов различных петрографических типов пород Приазовья и описанию особенностей их ассоциаций посвящены работы многих исследователей [4, 5, 7–12, 14–16], показавших, что выделяемые в составе докембрийского кристаллического фундамента Приазовья архейские и протерозойские метаморфические, ультраметаморфические и интрузивные образования характеризуются специфическими особенностями состава и содержания акцессорных минералов.

К архею в пределах Приазовского массива отнесены супракрустальные образования западноприазовской серии и комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород.

Западноприазовская серия мощностью около 7 км образует крупные региональные структуры первого порядка — Салтычанский антиклинорий и Ремовскую антиклиналь. Она сложена переслаивающимися вулканогенными и в меньшей мере осадочно-вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации: амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, пироксен-биотитовыми и пироксен-амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Минеральный состав указанных образований довольно беден. Во всех разновидностях гнейсов и кристаллических сланцев присутствуют от единичных знаков до 1–5 г/т апатит, циркон, ильменит и магнетит. На отдельных участках западного крыла Салтычанского антиклинория в амфиболитах, амфибол-пироксен-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах и кристаллических сланцах количество магнетита возрастает до 3–7, редко до 10%. В амфиболсодержащих разновидностях гнейсов и амфиболитах дополнительно присутствует сфен в количествах от единичных знаков до 0,5%, а в пироксенсодержащих разновидностях установлены рутил и ортит (до 1 г/т) [14–16]. Пироксениты и перидотиты архея содержат до 10 кг/т магнетита, до 20 г/т апатита и до 3 г/т циркона. Очень редко в них отмечается халькопирит, а в единичных случаях установлены знаки пентландита. Габбро, габбро-амфиболиты, горнблендиты, актинолититы, тремолититы характеризуются более разнообразной минерализацией. Они содержат до 1–3 кг/т магнетита, до 1 кг/т апатита, до 200 г/т циркона, до 2,5 кг/т сфена, до 1 кг/т ильменита, до 80 г/т ортита, до 500 г/т пирита и до 15 г/т рутила.

Циркон в описываемых породах в подавляющем большинстве случаев наблюдается в виде кристаллов гиацинтового типа и лишь изредка образует плохо ограненные зерна. Удлинение циркона повсеместно более 2, размер зерен — от 0,01 до 0,1–0,3 мм.

В пределах Приазовья к нижнему протерозою относятся глубокометаморфизованные породы центральноприазовской серии, сланцевая толща оспенковской свиты, ультраметаморфические и интрузивные образования приазовского комплекса (мигматиты, гранодиориты, диориты, плагιοграниты, биотитовые микроклиновые граниты, пегматиты). К среднему протерозою относятся черниговский карбонатитовый (карбонатиты, сиениты, ультрабазиты) и восточноприазовский граносиенитовый комплексы. Последний объединяет в своем составе граносиениты, сиениты, щелочные сиениты, мариуполиты, фойяиты, сиенит-пегматиты, субщелочные граниты, основные и ультраосновные породы.

Центральноприазовская серия сложена ритмично переслаивающимися, в основном первично-осадочными, породами, метаморфизованными в усло-

виях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В разрезе серии отмечаются биотитовые, гранатовые, графитовые, амфиболовые, высокоглиноземистые (силлиманит-корунд-кордиерит- и шпинельсодержащие), реже биотит-пироксеновые и пироксен-амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, полевошпатовые, слюдястые, мономинеральные, пироксен- и амфибол-магнетитовые кварциты, мраморы, кальцифиры и диопсид-плаггиоклазовые гнейсы, амфиболиты и изредка гранатовые гранулиты. О первичной осадочной природе этих пород достаточно определенно свидетельствуют закономерное ритмичное переслаивание литологических разностей, наличие маркирующих горизонтов, значительно выдержанных по простиранию. Для доказательства первично-осадочного генезиса описываемых образований огромную роль сыграли установление в отдельных разностях гнейсов и кварцитов blastopсаммитовых структур, горизонтальной и косой слоистости, а также результаты изучения морфологических форм циркона и минеральных ассоциаций других аксессуарных минералов [6, 7].

Карбонатные породы центральноприазовской серии (мраморы, кальцифиры, диопсид-плаггиоклазовые гнейсы) в качестве аксессуарных минералов содержат сфен, апатит, шпинель, графит, магнетит, пирротин, пирит, циркон, реже турмалин, уваровит, родонит, волластонит, скаполит, минералы группы клиногумита—хондродита [5]. Сфен и апатит являются наиболее распространенными аксессуарными минералами этих пород. Сфен образует обычно клиновидные, ромбоздрические кристаллы, реже округлые зерна размером от 0,02 до 1 мм. В отдельных разновидностях кальцифиров его количество достигает 2–3%.

Апатит чаще образует призматические зерна размером 0,02–0,1, редко до 1–1,5 мм. Цвет минерала голубой или голубовато-бирюзовый. В ряде случаев содержание его в кальцифирах достигает 5–6%.

Для мраморов и кальцифиров в разрезах р. Берды и Мариупольского железорудного поля характерно наличие октаэдрических, иногда как бы оплавленных зерен шпинели. Ее содержание варьирует от 0,05 до 3–5%, а размер кристаллов — от 0,05 до 2–2,5 мм.

В кальцифирах Демьяновского участка Мариупольского железорудного месторождения установлены линзовидные прослойки мощностью до 0,5 м, обогащенные уваровитом и родонитом [3]. В кальцифирах в карьере у с. Старый Крым и Мариупольского рудного поля иногда отмечаются изометричные и шестоватые зерна клиногумита и хондродита. В единичных случаях в кальцифирах Приазовья встречаются мелкие призматические с пирамидальными окончаниями кристаллики красновато-коричневого рутида, кубические зерна пирита, мелкие изогнутые чешуйки графита, призматические зерна турмалина, копьевидные кристаллики циркона и неправильной формы зерна коричневого лейкоксена.

Для биотитовых, гранатовых, высокоглиноземистых и графитовых гнейсов, полевошпатовых, мономинеральных и слюдястых кварцитов характерна следующая ассоциация аксессуарных минералов: циркон, апатит, монацит, магнетит, ильменит, пирит. В амфибол- и пироксенсодержащих гнейсах и амфиболитах, помимо указанных минералов, повсеместно присутствуют сфен, а в ряде случаев — рутил и ортит. Количество аксессуарных минералов варьирует от единичных знаков до нескольких граммов на тонну. В редких случаях в амфиболах, биотитовых и гранатовых гнейсах

количество циркона и апатита возрастает до 100–200 г/т, а в гнейсах и кристаллических сланцах основного состава сфена — до 1–2 г/т. В магнетит-содержащих кварцитах присутствуют гранат, циркон, апатит, ильменит, пирит, шпинель.

Для выяснения первичной природы гнейсовых образований большое значение имели результаты изучения цирконов [13]. В породах центрально-приазовской серии установлено три типа цирконов: кластогенные, регенерированные и метаморфогенные [2, 6, 7]. Все эти типы довольно часто существуют в одних и тех же разновидностях гнейсов, а также в кварцитах.

Кластогенные цирконы, составляющие в полевошпатовых кварцитах, биотитовых, гранатовых и высокоглиноземистых гнейсах от 5 до 10% общего количества минерала, характеризуются округлой или овальной формой зерен с удлинением от 1,1 до 1,6 и размером от 0,01 до 0,2–0,3 мм по длинной оси (рис. 1). Изредка на зернах заметны грани пирамид и призм, но ребра при этом сглаженные. Поверхность зерен обычно шероховатая, иногда с бухтообразными углублениями. Цвет минерала буровато-красный, красновато-сиреневый, реже красный светлых тонов.

Регенерированные кристаллы циркона составляют около 70% общего количества минерала. Они состоят из окатанного или слабоокатанного ядра, окруженного каймой регенерации (рис. 2). В целом зерна таких цирконов имеют свойственную этому минералу кристаллографическую форму. Ядра обычно полупрозрачные, кайма регенерации прозрачная и чаще всего имеет характерную для цирконов зональную окраску.

Цирконы третьего типа, составляющие около 20% всех цирконов описываемых пород, образовались при перекристаллизации исходных осадков в процессе регионального метаморфизма. Они представлены идиоморфными призматическими кристаллами с пирамидальными окончаниями и характеризуются четкой зональной окраской.

В силлиманит-гранат-биотитовых гнейсах Юрьевского участка Мариупольского железорудного месторождения регенерированные и реже кластогенные цирконы концентрируются в кварц-полевошпатовых прослоях, четко фиксируя горизонтальную слоистую текстуру породы. В разрезах рек Берда и Темрюк, а также на Первомайском участке Мариупольского рудного поля регенерированные зерна циркона иногда отмечаются в биотит-пироксеновых и амфибол-пироксен-биотитовых кристаллических сланцах и гнейсах [2, 6]. В биотит-гранатовом гнейсе разреза р. Темрюк в одном случае отмечено регенерированное зерно апатита, состоящее из полуокатанного ядра и каймы регенерации.

Нижнепротерозойская метаморфическая толща осипенковской свиты, распространенная в пределах Сорокинской, Федоровской и Куйбышевской грабеновых структур, представлена ритмично переслаивающимися биотитовыми, двуслюдяными, гранатовыми, ставролитовыми, графитовыми, биотит-амфиболовыми и амфибол-гранатовыми сланцами, мраморами и кальцифирами, магнетитсодержащими и полевошпатовыми кварцитами, метагравелитами и метаконгломератами. Породы образовались в условиях эпидот-амфиболитовой фации и являются наиболее молодыми метаморфическими образованиями Приазовья.

Сланцы осипенковской свиты содержат в основном ту же ассоциацию

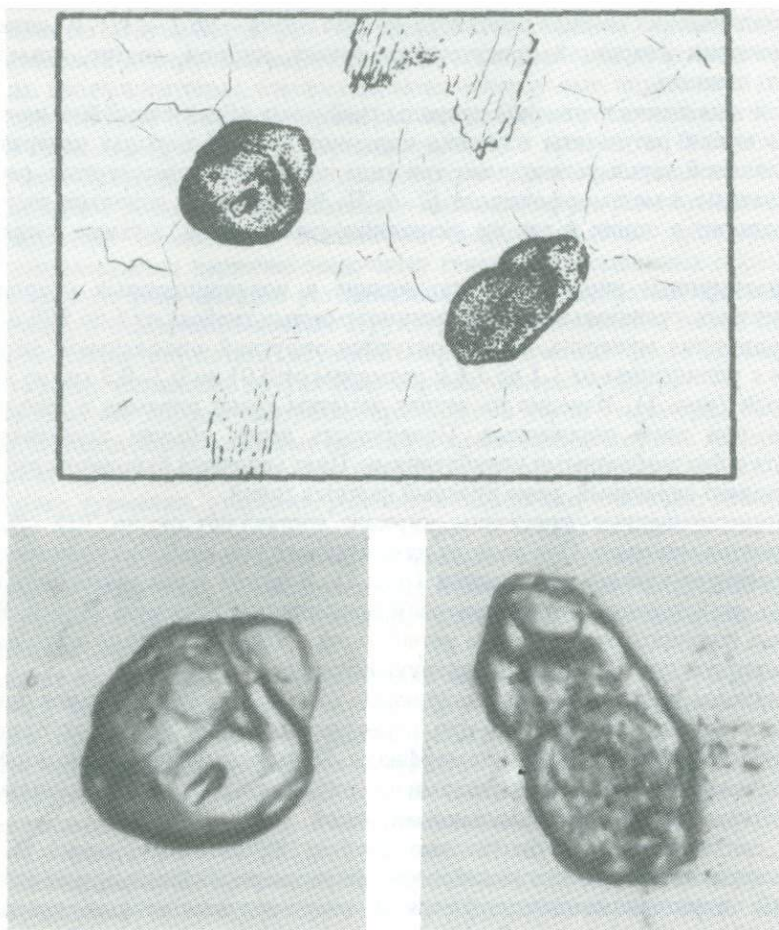
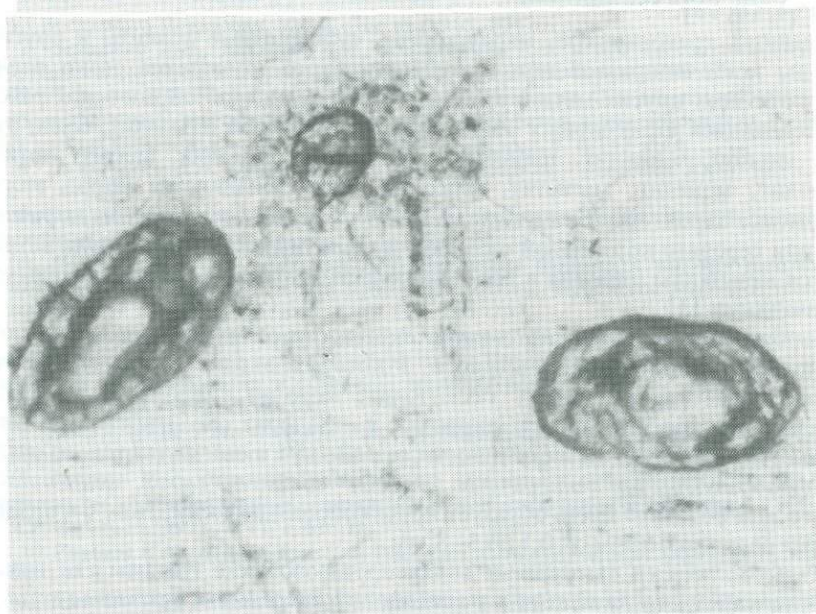


Рис. 1. Окатанные зерна циркона в кварците (ник. №, ув. 40x8), на одном зерне циркона видно зарождение каймы регенерации

акцессорных минералов, что и породы центральноприазовской серии. Основное различие заключается в присутствии среди всех разновидностей пород осипенковской свиты акцессорного турмалина, ставролита и андалузита. В ряде случаев количество этих минералов в породах достигает 10–15% и они приобретают значение породообразующих [7].

Весьма своеобразен минеральный состав ультраметаморфических и интрузивных пород приазовского гранитоидного комплекса. Так, анатектические и палингенные гранодиориты и диориты содержат до 7 кг/т магнетита, до 1,1 кг/т апатита, до 1 кг/т сфена и до 100 г/т циркона, а также меньшее количество ортита, пирита и монацита. Цирконы этих пород обычно образуют хорошо ограненные столбчатые кристаллы размером до 0,3–0,4 мм по длинной оси и удлинением 2,5–3,0.

Салтычанские серые граниты, слагающие в Западном Приазовье ряд мелких массивов, прорывающих гнейсо-мигматитовую толщу, по содержа-



*Рис. 2.* Кристаллы циркона в биотит-силлиманитовом гнейсе (ник. 1, ув. 40x8), видны полуокатанные ядра и кайма регенерации

нию аксессуарных минералов резко отличаются от всех других гранитоидов района. Эти граниты содержат до 10 кг/т сфена, до 1,5 кг/т ортита, до 10 кг/т магнетита, до 0,8 кг/т апатита и зонального циркона и до 1,5 кг/т ильменита [11, 15].

Весьма пестр минеральный состав пегматитов приазовского комплекса. По видовому разнообразию аксессуарных минералов можно в общих чертах выделить три основные группы этих пород.

Пегматиты Центрального Приазовья характеризуются наличием редкоземельных акцессорных минералов: монацита, ксенотима, апатита, циркона, магнетита, редко ортита и турмалина. Монацит образует изометричные таблитчатые, чаще всего уплощенные кристаллы с характерной красновато-коричневой окраской размером от 1 до 6–8 мм. Циркон встречается в призматических кристаллах серого, серовато-фиолетового, буровато-серого цвета; размер зерен – от 0,5 до 3–5 мм по длинной оси.

Пегматиты, распространенные на участках развития сланцев осипенковской свиты, характеризуются наличием наряду с турмалином, апатитом и гранатом редкометалльных акцессорных минералов: колумбита, танталита, сподумена, берилла, холмквистита, тапиолита, циркона, лепидолита, дюмортьерита, амблигонита, трифилина и др. Монацит и ксенотим здесь практически отсутствуют [4, 10].

Пегматиты Западного Приазовья по видовому составу акцессорных минералов занимают промежуточное положение между описанными выше типами. Они содержат гранат, апатит, магнетит, турмалин, в значительно меньшем количестве циркон, берилл, колумбит, эльсвортит, приазовит, самарскит, приорит, ильменорутил, монацит, танталит, ксенотим, циртолит, сфен [4, 10, 13].

Сиениты, граносиениты, мариуполиты, субщелочные граниты и другие породы восточноприазовского граносиенитового комплекса резко отличаются от всех других метаморфических и интрузивных образований района ассоциацией акцессорных минералов, включающей ильменит, сфен, рутил, циркон, чевкинит, пироксид, колумбит, циртолит, апатит, ортит, бритоцит, монацит, магнетит, флюорит. Для большинства пород этого комплекса характерен бипирамидальный тип кристаллов циркона коричневой или серовато-коричневой окраски. В щелочных сиенитах иногда встречаются кристаллы циркона в виде укороченной призмы с пирамидальными окончаниями [1].

Карбонатиты черниговского комплекса также отличаются своеобразной ассоциацией акцессорных минералов, в которую входят ильменит, апатит, сфен, бадделейт, колумбит, гачеттолит, монацит, пироксид, анкилит, паризит, молибденит, пирит, пирротин и сфалерит. Во многих случаях количество апатита и магнетита достигает 10–15% и они являются, по сути, породообразующими минералами. Апатит светло-зеленого, зеленовато-серого или розового цвета образует короткопризматические, как бы ошпаленные зерна размером от 0,1 до 5–8 мм.

Метасоматически измененные верхнепротерозойские граниты так называемого каменноугольского типа слагают в Центральном Приазовье четыре массива: Каменноугольский, Екатериновский, Новоянисольский и Стародубовский, представляющие собой малые дискордантные интрузии. Ассоциация акцессорных минералов в этих гранитах включает апатит, циркон, колумбит, бастнезит, флюорит, берилл, ильменит, топаз и торит. Флюорит образует обычно неправильной формы кристаллы размером 0,1–0,4 мм, содержит массу включений разложившегося торита. Иногда отмечается зональный флюорит, в котором только центральная часть зерен содержит включения торита [8, 9, 11, 12]. Топаз представлен таблитчатыми и неправильной формы зернами размером до 1 мм в поперечнике, часто трещиноватыми и корродированными кварцем и бесцветными слюдами. Ни в ка-

ких других типах пород Приазовья топаз не обнаружен. Циркон в гранитах этого типа характеризуется часто повышенным удлинением (3,0–3,5 и более) и образует правильные призматические кристаллы размером 0,08–0,5 мм по длинной оси. В шлифах чаще всего видны квадратные и ромбовидные сечения. Циркон зональный, часто метамиктно разрушен, содержит мелкие включения красно-бурого торита. Зерна разрушенного циркона окружены плеохроичными ореолами.

Топаз-берилл-циркон-флюорит-бастнезит-колумбитовая минеральная ассоциация является наиболее характерным отличительным признаком гранитов каменноугольного типа [9, 11, 12].

Приведенные данные показывают значительные перспективы использования акцессорных минералов для стратиграфических, петрологических, минералогических и металлогенических построений и хорошую их информативность в поисково-оценочных и прогнозных целях. Это обстоятельство диктует необходимость оперативного комплексного и целенаправленного изучения акцессорных минералов Приазовского региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.; Л.: Наука, 1965. 204 с.
2. Зарицкий А.И., Каныгин Л.И., Кирикилица С.И. и др. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля. М.: Недра, 1974. 150 с.
3. Каныгин Л.И., Кирикилица С.И., Кривонос В.П. и др. О перспективах выявления метаморфогенных месторождений марганца и фосфатов в докембрийских карбонатных толщах Приазовья. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 4, с. 143–144.
4. Литовченко Е.И. Гранитные пегматиты Западного Приазовья. Киев: Наук. думка, 1976. 130 с.
5. Половко Н.И., Сироштан Р.И., Бондарева Н.М. и др. Карбонатные породы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 150 с.
6. Полуновский Р.М., Каныгин Л.И. Первичная природа и условия накопления осадочно-метаморфической толщи Приазовья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 256–263.
7. Полуновский Р.М., Лавриненко Л.Ф., Лулева О.И. и др. Метаморфические обломочные породы в разрезе осипенковской свиты Приазовского кристаллического массива. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., 1973, с. 56–57.
8. Полуновский Р.М., Ласков В.А., Гладышевская Н.Н. Новый массив гранитов каменноугольного типа в Приазовье. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3, с. 74–77.
9. Розанов К.И., Золотарев Б.П. Редкие элементы и акцессорные минералы как индикаторы рудообразования, связанного с альбитизацией гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 61–71.
10. Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф. Редкометалльные пегматиты Украины. М.: Наука, 1979. 137 с.
11. Розанов К.И., Минеев Д.А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитоидов Приазовья. — Геохимия, 1973, № 2, с. 238–248.
12. Розанов К.И., Шумкова Н.Г. Особенности состава акцессорного колумбита из метасоматических измененных гранитоидов Приазовья. — В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М.: ИМГРЭ, 1972, № 7, с. 125–128.
13. Сидоренко А.В., Лулева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
14. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 150 с.
15. Эйвор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1971. 184 с.
16. Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 122 с.

*М.Г.Руб, А.К.Руб, Т.Н.Вознесенская*АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ РУДОНОСНЫХ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

На территории СССР рудоносные граниты допалеозойского возраста локализируются по периферии кристаллических щитов (Балтийского, Украинского), лишь изредка проникая в их внутренние части (Кольский полуостров). Они приурочены также к выступам древнего фундамента байкалид (Восточный Саян, Енисейский кряж). Открытие в Северном Приладожье оловянного и редкометалльного оруденения, связанного с докембрийскими гранитами, привлекло к ним внимание большого круга исследователей.

Северное Приладожье, расположенное на юге Балтийского кристаллического щита, представляет собой юго-восточную часть крупной Восточно-Финляндской синклиналиной зоны, северо-западная часть которой находится на территории Финляндии.

Магматические образования Северного Приладожья представлены: 1) раннеорогенными олигоклазовыми гнейсо-гранитами и плагиомикроклиновыми гранитами; 2) орогенными гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами и мигматитами, слагающими совместно с ксенолитами кровли куполовидных структур; 3) позднеорогенными (постладожскими) плагиомикроклиновыми гранитами, переходящими в плагиограниты и гранодиориты; 4) посторогенными оловоносными гранитами.

Оловоносные граниты слагают крупный (площадью около 3000 км<sup>2</sup>) Питкярантско-Тулумозерский массив, расположенный в северо-восточном борту Ладожского грабена и тяготеющий к глубинному разлому в зоне сочленения Карельского срединного массива с Восточно-Финляндской синклиналиной зоной карелид.

Вопросы петрологии, петрохимии и геохимии Тулумозерского массива освещены в работах советских и зарубежных исследователей. Его формирование связано с процессами тектоно-магматической активизации. Оно происходило в течение трех последовательных фаз, относящихся к одному интрузивному комплексу. Граниты I фазы представлены красными крупнозернистыми порфировидными и овоидными разновидностями, которые слагают большую часть массива. Они прорывают глубокометаморфизованные нижне- и среднепротерозойские отложения и перекрываются верхнепротерозойскими осадочно-вулканогенными породами салминской свиты. Абсолютный возраст этих гранитов 1630–1570 млн. лет, что соответствует средне-позднепротерозойскому времени.

Граниты II фазы вскрыты в северной части массива. Они представлены красными среднезернистыми, иногда порфировидными биотитовыми гранитами, которые прорывают и метаморфизуют как нижне- и среднепротерозойские отложения, так и граниты первой фазы. Абсолютный возраст этих гранитов 1590–1570 млн. лет. Иногда в рассматриваемых гранитах наблюдаются миароловые пустоты, выполненные калиевым полевым шпатом, кварцем, топазом, флюоритом и касситеритом.

Граниты III фазы слагают в западной части массива два относительно

крупных штока, а также многочисленные мелкие штоки и дайки во вмещающих породах экзоконтакта. Макроскопически это темно-розовые или красные порфирировидные биотитовые граниты, содержащие не выше 2–3% биотита. На контакте с рассматриваемыми гранитами вмещающие породы ороговикованы. В ряде участков граниты грейзенизированы и альбитизированы. Абсолютный возраст гранитов III фазы, так же как и их альбитизированных и грейзенизированных разностей, —  $1570 \pm 35$ –40 млн. лет.

Развитое в исследованном районе оловянное и редкометалльное оруденение во времени и пространстве ассоциирует с гранитами II и III фаз. Так, все известные в Северном Приладожье проявления оловянного и редкометалльного оруденения локализованы в первично-карбонатных породах питкарентской свиты в экзоконтактовой зоне рассматриваемых гранитов. В пределах этой зоны широко развиты апофизы, дайки и штоки гранитов III фазы. Оловянное оруденение образовалось после гранитов III, заключительной, фазы и носит наложенный характер.

Для протерозойских оловоносных гранитов Северного Приладожья характерны повышенное содержание кремнезема (71,4–74,9%) и щелочей (8,39–8,81%) с преобладанием K над Na, летучих, особенно F, редких щелочей и олова и пониженное содержание Mg и Fe.

В процессе дифференциации от пород I фазы к III происходят постепенное увеличение содержания кремнезема, редких щелочей и F и уменьшение содержания Mg и Fe. Биотит рассматриваемых гранитов высокожелезистый, причем коэффициент железистости увеличивается до 90,8 и 93,3 соответственно в гранитах II и III фаз. Коэффициент окисления Fe возрастает от 0,53 в гранитах I фазы до 0,81–0,89 в гранитах II и III фаз, что свидетельствует о формировании последних на относительно небольшой глубине, в условиях более высокого окислительного потенциала. От вмещающих гранито-гнейсов оловоносные граниты отличаются большим количеством K, редких щелочей и F и меньшим количеством Na.

По геологическому положению, петрографическому составу и петрохимическим особенностям рассматриваемые рудоносные граниты близки оловоносным гранитам Южной Финляндии [8].

В изученных гранитах Северного Приладожья установлено более 30 акцессорных минералов (табл. 1). Характерной типоморфной ассоциацией акцессорных минералов этих гранитов является циркон-ильменит-флюоритовая. Ведущая роль данных акцессорных минералов весьма типична для рудоносных гранитов других регионов, перспективных в отношении оловянно-вольфрамового (касситерит-вольфрамит-кварцевая формация) и танталового оруденения (типа апогранитов) [5, 7].

Анализ, рутил, гранат постоянно в незначительном количестве присутствуют в гранитах всех фаз.

Содержание апатита, циркона и ильменита направленно уменьшается, а флюорита увеличивается от гранитов I фазы к гранитам III фазы. В биотитовых гранитах II и III фаз обычно отмечается также небольшое количество касситерита, шеелита, монацита, а в гранитах III фазы — топаза и колумбита. Наличие в гранитах среди акцессорных минералов касситерита, колумбита, пироклора — "прямых" индикаторов оруденения свидетельствует наряду с другими фактами о связи рудообразования с посторогенными гранитами туломозерского комплекса.

Т а б л и ц а 1. Видовой состав и содержание акцессорных минералов протерозойских оловоносных гранитоидов Северного Приладожья, г/т

Порода	Номер пробы	Циркон	Апатит	Рутил	Анализ	Флюорит
Крупнозернистые порфиroidные биотит-роговообманковые граниты – I фаза	906/70 907/70 Данные Р.А.Хазова	420 440 19,06	130 125 0,47	4 10 Ед.з.	9 7 Ед.з.	270 230 Ед.з.
Средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты – II фаза	900/70 909/70 Данные Р.А.Хазова	380 405 7,24	4 20 Ед.з.	– 5 Ед.з.	140 95 Ед.з.	489 630 9,67
Средне- и мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты – III фаза	904/70 902/70 917/70	180 195 170	17 16 0,6	– Ед.з. –	20 12 –	2500 2050 2080
Грейзены и альбитизированные граниты	Данные Р.А.Хазова	4,5 494	Ед.з. 193,5	Ед.з. 18,9	Ед.з. –	183,6 727,7

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Порода	Молибденит	Бастнезит	Пиррохлор	Ортит	Монацит	Колумбит – танталит
Крупнозернистые порфиroidные биотит-роговообманковые граниты – I фаза	0,5 – 0 2,78	790 410 – –	– – – –	– – 0 255	– – Ед.з. 0,76	– – – –
Средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты – II фаза	0,5 Ед.з. – –	1020 610 – –	30 – – –	– Ед.з. – –	– Ед.з. – –	– – – –
Средне- и мелкозернистые порфиroidные биотитовые граниты – III фаза	– – 5	70 – 19	– – 0,6	– – –	13 10 20	– 5 100
Грейзены и альбитизированные граниты	– –	– –	– –	0 37,15	– –	– –

Ниже приведена краткая характеристика отдельных акцессорных минералов, дающих наиболее полную информацию об условиях формирования и металлоносности рудоносных докембрийских гранитоидов.

Ц и р к о н в гранитах всех фаз представлен кристаллами призматического габитуса "цирконового" типа с удлинением обычно 3 : 1 – 4 : 1. Не наблюдается значимых различий морфологии кристаллов циркона из грани-

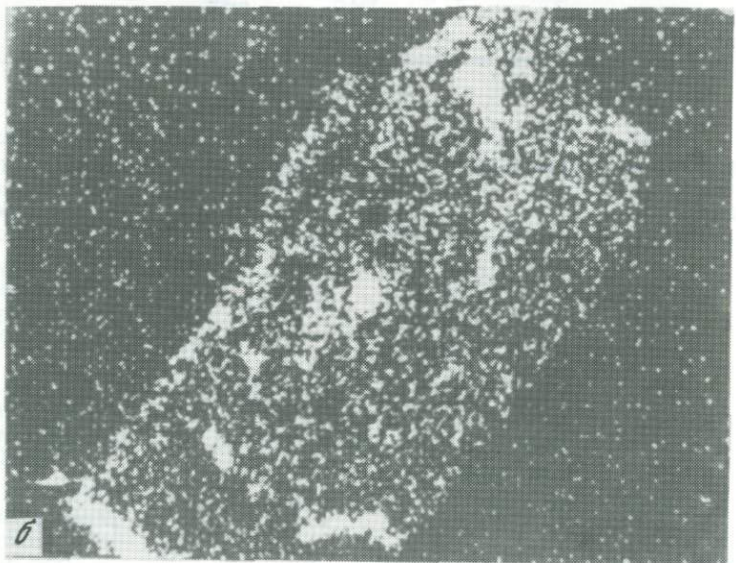
	Топаз	Ксенотим	Касситерит	Шеелит	Пирит	Арсенопирит	Галенит
–	–	–	–	–	6	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	0	–	–
–	–	–	–	–	13,6	–	–
–	1	0,5	0,3	1	–	–	
–	Ед.з.	Ед.з.	–	Ед.з.	–	–	
–	–	0	–	0	–	–	
–	–	3,32	–	50,7	–	–	
–	–	0,5	0,2	0,8	–	–	
–	–	–	–	–	–	–	
270	0,2	–	0,1	5	–	–	
–	–	Ед.з.	0	Ед.з.	0,27	0	
–	–	–	0,19	2,26	–	0,5	

	Сфен	Турмалин	Гранат	Ильменит	Магнетит	Магнетит-мартит	Халькопирит	Сфалерит	Гидрокислы железа
–	–	–	8	630	–	–	2	–	40
–	–	–	12	720	–	–	6	–	70
Ед.з.	–	–	41,26	–	–	–	–	–	0
–	–	–	1388,6	–	–	–	–	–	880
–	20	18	1710	–	135	0,5	–	–	180
–	–	10	820	150	–	–	–	Ед.з.	200
Ед.з.	–	Ед.з.	Ед.з.	0	–	–	–	Ед.з.	0
–	–	338	280,6	2781	–	–	–	–	270,4
–	–	–	170	–	–	–	0,2	–	470
–	–	–	140	–	–	–	–	–	230
–	–	0,9	–	–	–	–	2	7	16
–	0	Ед.з.	Ед.з.	–	0,4	0,8	–	–	0
–	22,7	31,7	152,7	–	4,52	–	–	–	235

тов различных фаз. Количество циркона уменьшается от 440–420 г/т в гранитах I фазы до 170–195 г/т в гранитах III фазы.

По данным лазерного микроспектрального анализа (аналитик Ю.Г.Косовец) в цирконах всех фаз постоянно присутствуют, %: Hf – 1–2, Се – 1–2, Y – 0,03–0,05, La – 0,001–0,01%.

Цирконы гранитов I и II фаз характеризуются высоким содержанием



Распределение иттрия (а) и фосфора (б) в кристалле циркона размером  $200 \times 200$  мкм, полученное методом растровой развертки (сканирование). Светлые участки соответствуют максимальной концентрации

Th (1–3%) и практически не содержат U (0,01%). Спорадически в цирконах II и III фаз встречаются Nb и Sn (до 0,05%).

Специальное изучение цирконов на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca MS-46 (аналитик) Т.И.Лосева показало часто наблюдающуюся гетерогенность кристаллов циркона в отношении редкоземельных элементов, Sn, F, P. Повышенное содержание Y в цирконах обычно обусловлено

Таблица 2. Состав ильменитов верхнепротерозойских оловоносных гранитоидов Северного Приладожья, % мас.

Оксид	Овоидный порфириновый биотит-роговообманковый – I фаза	Порфириновый биотитовый – II фаза		Средне- и мелкозернистый порфириновый биотитовый – III фаза
FeO	$\frac{48,38(7)}{45,32-50,17}$	$\frac{41,14(7)}{37,36-49,80}$	$\frac{44,39(4)}{42,43-45,81}$	$\frac{38,60(10)}{36,76-41,12}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{49,12(7)}{48,15-50,38}$	$\frac{57,22(7)}{50,94-61,88}$	$\frac{52,83(4)}{50,85-55,00}$	$\frac{59,74(10)}{56,79-61,13}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0,03(6)}{0,02-0,04}$	$\frac{0,02(3)}{0,01-0,04}$	Не обн.	Не обн.
CoO	Не обн.	Не обн.	”	”
NiO	$\frac{0,08(4)}{0,04-0,15}$	$\frac{0,04(4)}{0,01-0,07}$	$\frac{0,05(4)}{0,03-0,08}$	$\frac{0,02(3)}{0,01-0,02}$
MnO	$\frac{1,84(7)}{0,82-4,44}$	$\frac{1,27(7)}{0,10-3,69}$	$\frac{2,26(4)}{1,37-3,73}$	$\frac{1,30(10)}{0,52-2,77}$
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	”	”	”	$\frac{0,13(6)}{0,02-0,24}$
MgO	”	”	”	Не обн.
Сумма	99,41	99,53	99,53	99,84

присутствием микровключений ксенотима. Это хорошо видно на растровом изображении, иллюстрирующем распределение Y и P в цирконе из гранитов III фазы (рисунок). Финские исследователи указывают даже на существование структур распада твердого раствора ксенотима в цирконе [9].

Концентраторами Ce и La в цирконах являются микровключения ортита и монацита, F и Sn – флюорит и касситерит.

Как указывалось выше, характерной особенностью изученных гранитов является повышенное содержание F, что сказывается и на минеральной форме нахождения TR. Так, характерный аксессуарный минерал докембрийских гранитов Северного Приладожья – бастнезит. Другой фторкарбонат TR – паразит обнаружен нами с помощью микрозонда в виде микровключений размером 10–50 мкм в цирконе из гранитов III фазы.

В отличие от редких земель Hf распределен обычно равномерно. В отдельных кристаллах удается установить некоторое повышение содержания Hf к краевым частям кристалла.

Цирконы из синкинематических гранито-гнейсов отличаются от цирконов гранитов. Они характеризуются призматически-окатанным габитусом кристаллов, сильно пониженным содержанием Hf (не более 0,3%) и самыми низкими содержаниями Ce, La, Y и Th.

Апатит наряду с цирконом является ведущим аксессуарным минералом рассматриваемых гранитов. Содержание апатита также уменьшается от 125–130 г/т в гранитах I фазы до 16–17 г/т в гранитах III фазы (см. табл. 1).

Таблица 3. Состав магнетитов среднезернистых порфиридных биотитовых гранитов II фазы верхнепротерозойских оловоносных гранитоидов Северного Приладожья, % мас.

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	94,76	97,53	96,40	MnO	0,16	0,16	0,10
TiO <sub>2</sub>	3,12	0,05	1,67	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	Не обн.	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,08	0,18	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,82	0,04
CoO	0,04	0,05	Не обн.	MgO	0,04	0,07	0,06
NiO	0,05	Не обн.	0,11	Сумма	98,37	98,71	98,57

Апатит наблюдается в виде призматических кристаллов и зерен неправильной формы, бесцветных или зеленовато-желтых. Судя по показателям преломления ( $N_g = 1,636$ ;  $N_p = 1,632$ ), это фторапатит.

Ильменит постоянно присутствует в гранитах всех фаз, причем максимальное количество ильменита (1710 г/т) установлено в гранитах II фазы. Ильменит образует толстостолбчатые кристаллы и зерна неправильной формы. Обычно он ассоциирует с биотитом, рутилом, анатазом, магнетитом и другими минералами. Содержание Ti закономерно увеличивается от 49,1% (в среднем) в ильменитах гранитов I фазы до 59,7% в ильменитах гранитов III фазы, соответственно увеличивается отношение Ti к Fe от 1 до 1,5 (табл. 2). В отличие от акцессорных ильменитов рудоносных гранитоидов других регионов рассматриваемые ильмениты характеризуются отсутствием V, Mg, Co и относительно небольшим количеством Mn.

Высокое содержание Ti в исследованных ильменитах объясняется обогащенностью магматического расплава титаном, благодаря чему наряду с ильменитом в гранитах всех фаз постоянно присутствуют рутил и анатаз (см. табл. 1).

Таблица 4. Содержание TR в флюоритах гранитоидов Северного Приладожья, %

Порода	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CeO <sub>2</sub>	Pr <sub>6</sub> O <sub>11</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
		1			2		
Крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты – I фаза	0,51	10,0	27,3	3,8	15,4	3,8	3,6
Среднезернистые порфиридные биотитовые граниты – II фаза	0,65	6,7	12,1	2,5	6,0	2,4	2,5
Средне- и мелкозернистые порфиридные биотитовые граниты – III фаза	0,96	4,1	10,9	1,4	7,8	2,7	3,5
Скарны с флюоритом и магнетитом	0,011	6,4	17,8	2,3	12,4	4,0	4,1

Примечание. Подгруппы TR: 1 – цериевая, 2 – промежуточная, 3 – иттриевая.

Магнетит в рассматриваемых гранитах встречается редко в небольшом количестве в виде октаэдров или зерен неправильной формы. Обычно образует сростки с ильменитом. Для акцессорных магнетитов протерозойских оловоносных гранитов характерно незначительное количество V, Mg и Al (табл. 3). Однако по повышенному содержанию Cr, Ni и Co они занимают промежуточное положение между магнетитами сиалических гранитоидов и магнетитами гранитоидов – дифференциатов более глубокой трахибазальтовой магмы.

Флюорит является ведущим акцессорным минералом рассматриваемых гранитов, причем его содержание увеличивается от 230–270 г/т в гранитах I фазы до 2500 г/т в гранитах III фазы. Флюорит образует зерна неправильной формы, окрашенные в светло-фиолетовый цвет, реже встречаются бесцветные зерна. Обычно он ассоциирует с биотитом и другими акцессорными минералами. Изученные флюориты характеризуются высоким содержанием TR.

Анализ распределения TR в флюоритах (табл. 4) показал, что от флюоритов гранитов I фазы к флюоритам гранитов III фазы наряду с общим увеличением содержания редких земель происходят значительное увеличение отношения элементов иттриевой подгруппы и Y и понижение содержания элементов цериевой подгруппы (от 0,7 до 3,0).

Интересно, что в флюоритах скарнов, связанных с этими гранитоидами, резко уменьшается общее содержание TR и при этом вновь падает доля элементов иттриевой подгруппы, что свидетельствует о повышении щелочности постмагматических растворов.

Сравнение видового разнообразия и содержания акцессорных минералов в рассматриваемых гранитах и в докембрийских оловоносных гранитах Южной Финляндии [8] показало их большое сходство. Характерными акцессорными минералами гранитов Южной Финляндии также являются циркон, апатит, ильменит, флюорит, бастнезит. Кроме того, обычно

Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ Ce	Σ Y	Σ Er, Tu, Yb, Lu
2			3						
31,6	1,4	0,3	1,4	0,1	1,4	0,1	56,5	40,7	2,8
56,0	2,2	0,5	5,9	0,2	3,1	0,1	27,3	63,6	9,3
59,5	2,2	1,0	3,5	0,1	3,2	0,1	24,2	68,9	6,9
28,8	5,5	0,2	6,5	0,1	11,7	0,2	28,9	42,6	18,5

встречаются рутил, анатаз, ксенотим, колумбит, касситерит, а в гранитах заключительных фаз — топаз.

Сравнение акцессорных минералов, потенциально рудоносных в отношении Sn и редких металлов докембрийских гранитоидов Северного Приладожья, с рудоносными в отношении этих же элементов фанерозойскими гранитами Приморья, Рудных гор (ЧССР), Южного Тянь-Шаня, Хабаровского края и Северо-Востока СССР показало, что они обладают рядом общих черт. По видовому разнообразию и содержанию акцессорных минералов они незначительно отличаются друг от друга. Во всех упомянутых потенциально рудоносных гранитоидах от ранних фаз гранитов к поздним и от глубинных частей интрузивов к апикальным уменьшается содержание циркона, апатита, ильменита, магнетита и увеличивается содержание таких акцессорных минералов, как флюорит, топаз, касситерит.

Все вышеизложенное подтверждает выводы В.В. Ляховича [3, 4], М.Г. Руб [6, 7], Вахрушева [1] и многих других исследователей о том, что акцессорные минералы являются индикаторами генезиса, условий формирования и рудоносности магматических пород.

1. Наличие среди акцессорных минералов рассматриваемых гранитоидов флюорита, фторапатита и топаза свидетельствует о богатстве магматического расплава, из которого кристаллизовались редкометалльные и оловоносные граниты летучими, в частности F. Это подтверждается присутствием литийсодержащих биотитов и протолитионитов с повышенным количеством F (1,00—1,54 и 4,47—4,87 соответственно).

2. Наличие среди акцессорных минералов магнетита, характеризующегося повышенным количеством Ni, Cr и особенно Co по сравнению с акцессорными магнетитами сиалических гранитоидов, позволяет предполагать, что генерация магматических расплавов, из которых образовались рассматриваемые рудоносные гранитоиды, происходила в глубоких горизонтах земной коры или в верхней мантии, что подтверждается соответствующим отношением  $Sr^{87}$  к  $Sr^{86}$ , которое для рапакиви Салминского массива составляет 0,709, а для рапакиви Выборгского массива — 0,704 [2].

3. Акцессорный ильменит менее четко реагирует на генетические особенности гранитоидов. Однако появление в породах большого количества ильменита свидетельствует об обогащенности магматического расплава Ti и щелочами. Ильмениты изученных гранитоидов отличаются от рудоносных гранитоидов других регионов отсутствием Mg и V и небольшим количеством Mn.

4. Детальное изучение состава акцессорных минералов дает дополнительные данные о направленности изменений кислотности—щелочности магматических расплавов и постагматических растворов. Наиболее рельефно изменение указанных условий отражается вариациями относительных содержаний TR иттриевой и цериевой подгрупп в акцессорных флюоритах. В акцессорных флюоритах рассматриваемых гранитоидов от флюоритов гранитов I фазы к гранитам III фазы происходят постепенное увеличение содержания TR иттриевой подгруппы и понижение содержания элементов цериевой подгруппы. Отмеченное подтверждает данные петрохимического изучения гранитоидов и свидетельствует о том, что процесс эволюции рудоносных гранитоидов Северного Приладожья шел на фоне похлещения магматического расплава и обогащения его летучими и рудны-

ми элементами, в частности F и Sn. Завершился этот процесс образованием обогащенных F и Sn лейкократовых гранитов и сопровождающей их оловяно-рудной минерализацией.

5. Акцессорные минералы являются индикаторами рудоносности гранитов. В гранитах II и III фаз установлены колумбит и касситерит, а в акцессорных цирксонах и рутилах гранитов III фазы обнаружены микро-включения оловосодержащих минералов.

Присутствие Sn и Ta в акцессорных минералах гранитов, кристаллизующихся в позднемагматическую стадию, свидетельствует о магматической природе этих металлов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 68 с.
2. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Происхождение и дифференциация родоначальной магмы анортозит-рапакиви-гранитной формации. — В кн.: Анортозит-рапакиви-гранитная формация. Л.: Наука, 1978, с. 255–279.
3. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 447 с.
4. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах. М.: Наука, 1972. 199 с.
5. Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980. 152 с.
6. Руб М.Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. — Сов. геология, 1964, № 1, с. 49–64.
7. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.Г. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977, с. 197–236.
8. Naapala I. Petrography and geochemistry of the Eurgjoki stock a rapakivi granite complex with greisen type mineralization in Southwestern Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1977, N 286, p. 1–28.
9. Vorms A. Alkali feldspars of the Wibory rapakivi massif in Southeastern Finland. — Bull. Commis. geol. Finl., 1971, N 246, p. 1–72.

# РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В УСТАНОВЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

УДК 552.124.3:552.4

*А.А. Алексеев, Г.В. Алексеева*

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ АССОЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При решении многих вопросов геологии метаморфических толщ докембрия (стратиграфических, петрологических, формационных, палеотектонических, металлогенических и др.) необходимо выяснение первичной природы, состава и по возможности условий образования пород субстрата. Это особенно важно для пород, имеющих близкий химический состав, но различное — осадочное или метаморфическое — происхождение. К ним относятся амфиболиты и коровые эклогиты.

В настоящее время для расчленения метаморфических пород на орто- и парапороды широко и с успехом используются общегеологические, структурно-текстурные и петрохимические данные. Не менее убедительно для этих же целей могут быть использованы и акцессорные минералы.

Предлагаемая работа основана на материалах, полученных авторами при изучении метаморфических комплексов докембрия западного склона Южного Урала. Ассоциация наиболее распространенных акцессорных минералов в осадочно-метаморфических породах Южного Урала включает циркон, турмалин, рутил, апатит, гранат, магнетит (ильменит). Если циркон и возможности его использования в метаморфической петрологии изучены хорошо и описаны во многих работах [4, 5], то остальные из перечисленных минералов как индикаторы первичной природы и состава субстрата метаморфитов изучены недостаточно. Кроме циркона, для целей реставрации пара- или ортоприроды первичного субстрата метаморфических пород могут быть успешно использованы турмалин и рутил.

Турмалин известен как характерный акцессорный минерал в продуктах низкотемпературного метаморфизма терригенных пород. Возможности использования турмалина в воссоздании первичной природы метаморфических пород обусловлены различным содержанием В в осадочных (среднее содержание в глинах и сланцах — 0,01%) и магматических (менее 0,0015%) [3] породах и возможностью образования им самостоятельного минерала при метаморфизме за счет содержащегося в осадочных породах В. При этом в грубообломочных метаморфических породах (конгломераты, песчаники, алевролиты) турмалин присутствует как обломочный или отчасти регенерированный минерал, а в апелитовых кристаллических сланцах он является почти полностью новообразованным, мета-

морфогенным. Обычная концентрация В в глинистых и песчано-глинистых толщах, равная в среднем 0,005–0,015%, при метаморфизме обеспечивает образование акцессорного турмалина в количестве 0,15–0,45% от объема всей породы.

Относительно постоянное и выдержанное в однотипных метаморфических породах присутствие акцессорного турмалина (в количествах от сотых долей до 0,5% и реже — более) можно считать надежным признаком осадочной природы субстрата метаморфических пород. В метаморфических породах, образовавшихся по песчано-алевролитовым отложениям, турмалин большей частью регенерированный, с ясно заметными ядрами из окатанных зерен турмалина. В метаморфических и кристаллических апоизвестковисто-глинистых и апоглинистых породах турмалин почти весь метаморфогенный и представлен хорошо образованными одиночными кристаллами, имеющими форму призмочек и очень редко образующими сростки мелких кристалликов. В породах более высокотемпературных фаций параллельно с увеличением линейных размеров турмалина наблюдается значительное уменьшение количества его кристаллов. Среди новообразованных турмалинов наиболее типичны разности с 40–65% дравита и 35–60% шерла. При этом не отмечается определенной зависимости в изменении оптических свойств и химизма турмалинов от фациальных условий регионального метаморфизма. Главным фактором, обуславливающим состав акцессорного турмалина, видимо, является химический состав осадочной породы, в первую очередь ее железистость.

Как наиболее распространенный акцессорный минерал турмалин присутствует в осадочно-метаморфических породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В породах амфиболитовой фации содержание турмалина в связи с перераспределением В значительно снижается.

Другим характерным акцессорным минералом осадочно-метаморфических пород является рутил, появляющийся как новообразованный минерал в глинистых и песчано-глинистых породах уже в начальной стадии метаморфизма. Отличительной морфологической особенностью рутила осадочно-метаморфических пород является его игольчатый и тонкопризматический облик, в то время как в продуктах начального метаморфизма магматических пород широко развит сфен, а в ортопородах высокотемпературных фаций — рутил удлинненно-округлой формы. Длиннопризматический облик кристалликов рутила с постепенным увеличением его размерности (до 0,3–0,5 мм, редко больше) в кристаллических сланцах и других осадочно-метаморфических породах сохраняется вплоть до амфиболитовой фации, хотя в высокотемпературных метаморфических породах количество кристалликов рутила в связи с их укрупнением, вхождением  $Ti$  в биотит и развитием ильменита резко сокращается.

Для новообразованных турмалина и рутила, так же как и для остальных регенерированных и метаморфогенных акцессорных минералов парапород, характерной особенностью является почти всегда достаточно ясная тенденция к послойному распределению, обогащению ими отдельных микрослоев породы, нередко приводящая к заметной концентрации акцессорных минералов. Эта особенность хорошо заметна в кварцитах и существенно кварцевых метаморфических породах, но она часто фиксируется



*Рис. 1.* Рутил (темно-серые рельефные зерна) в скоплениях, сохранивших форму и некоторые элементы ориентировки пластинок ильменита в структурах распада первичного титаномагнетита. Эклогит из белорецкого комплекса. Основная масса — гранит, омфацит и альбит-амфиболовый симплектит по омфациту. Ув. 190, ник. ||

и во внешне однородных кристаллических сланцах при изучении их в шлифах. Необходимо отметить, что подобное полосчато-послойное распределение минералов (преимущественно рудных, представленных магнетитом, гематитом и цирконом) можно наблюдать и в ортопородах кислого и среднего состава. В ортогнейсах по кислым эффузивам, по результатам наших наблюдений, полосчато-послойное распределение рудных и акцессорных минералов, часто заметное в штуфах, имеет выдержанный ритмичный характер и проявлено в чередовании прослоек, обогащенных рудными минералами и обедненных ими. В осадочных и осадочно-метаморфических породах со слабой или макроскопически заметной концентрацией акцессорных минералов чередование обогащенных ими полосок в разрезе не выдержано, неравномерно, наблюдаются прослойки непостоянной мощности с резкими, контрастными переходами между ними.

В породах амфиболитовой, эклогитовой, гранулитовой фаций метаморфизма основными акцессорными минералами, пригодными для изучения генезиса метаморфических пород, являются рутил, магнетит и циркон; возможности петрологического использования последнего хорошо известны по многочисленным работам. Рутил — наиболее характерный акцессорный минерал в пара- и ортопородах указанных фаций метаморфизма. При петрологическом изучении амфиболитов и эклогитов Южного Урала нами были установлены некоторые особенности в характере распределения,



Рис. 2. Микрозернистый рутил (темно-серый) в псевдоморфных выделениях, сохранивших форму первичного титаномагнетита, в кристаллах граната. В кварц-омфацитовой массе он образует более крупные выделения (рельефные темно-серые удлиненно-округлые зерна). Эклогит из белорецкого комплекса. Ув. 170, ник. ||

морфологии и структуры выделений рутила и магнетита, убедительно свидетельствующие о магматической природе их субстрата.

В массивных разностях ортоэклогитов и ортоамфиболитов рутил равномерно рассеян в виде субидiomорфных короткопризматических, почти всегда округленных, мелких выделений или их скоплений. В последних рутил обычно распределен незакономерно, но нередко его зерна образуют параллельно ориентированные цепочки кристалликов, иногда даже 2–3 системы таких параллельных цепочек, пересекающихся под разными углами (рис. 1), которые можно интерпретировать только как нетрансформированные реликты структур распада твердого раствора первично-магматического титаномагнетита, в которых ильменитовые пластинки преобразованы в рутил, а магнетитовые замещены силикатами (роговой обманкой, омфацитом или гранатом). Часто по таким скоплениям кристаллов рутила можно судить о форме и размерах замещенного титаномагнетита, а также о степени кристалличности подвергшейся метаморфизму породы (рис. 2). По крупно- и среднезернистым породам (габбро, габбро-диабазы и диабазы) образуются амфиболиты и эклогиты с сравнительно крупными (0,2–0,5 мм и более) скоплениями кристаллов рутила, а по мелкозернистым и тонкозернистым – с мелкозернистыми (менее 0,1–0,2 мм) их скоплениями или одиночными рассеянными выделениями.

Иногда в эклогитах и амфиболитах в составе таких "псевдоморфных" выделений рутила участвует и реликтовый магнетит, образующий тонкие

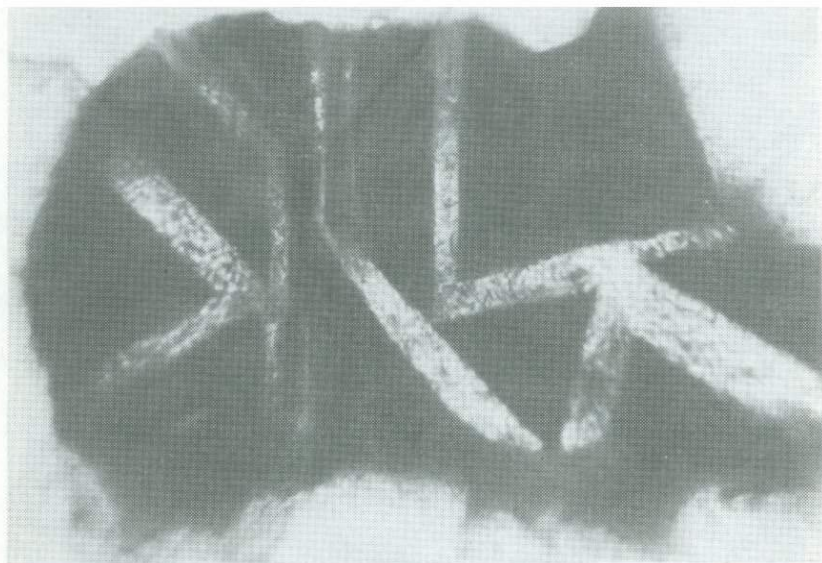
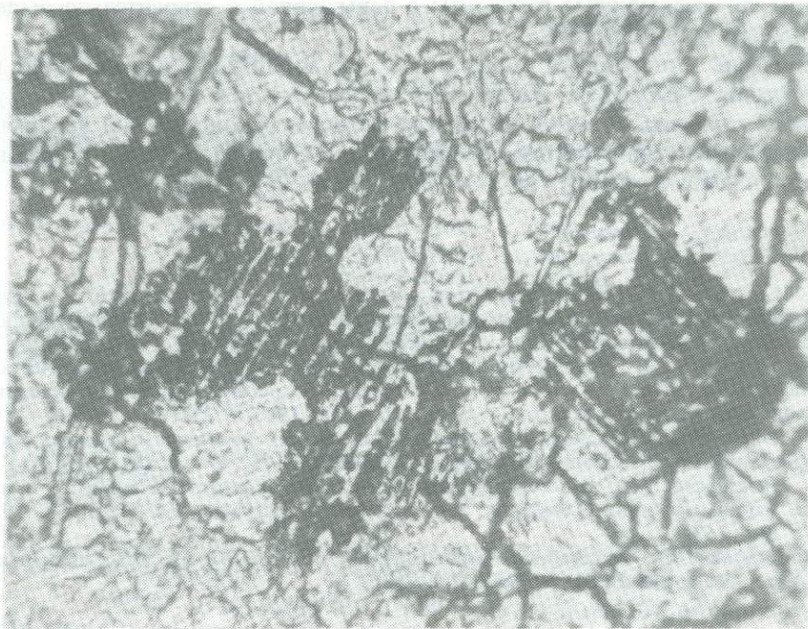


Рис. 3. Развитие рутила (серые полоски) по пластинкам ильменита в титаномагнетите с четкой реликтовой структурой распада твердого раствора. Вокруг рудного минерала — омфациит. Эклогит, д. Шубино, максютковский комплекс. Ув. 930, ник. I с масляной иммерсией

пластинчатые вроски в рутиле или содержащий в себе тонкие пластинки рутила. В прослое наиболее железистых эклогитов Шубинского участка на Южном Урале (максютковский метаморфический комплекс), представляющих метаморфизованные габброиды с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением, наблюдаются тонкополосчато-линзовидные выделения относительно крупнозернистого (до 0,2 мм) агрегата рутила и магнетита, в отношении примерно 1:2, с пластинчатыми прорастаниями рутила и магнетита (рис. 3), по которым уверенно восстанавливаются титаномагнетитовый состав замещенных рудных минералов и магматическая природа исходных пород [2].

В эклогитах четкие реликтовые структуры распада титаномагнетита лучше сохраняются в скученных выделениях мелкозернистого рутила в порфиробластах граната. Такие выделения рутила обычно приурочены к краевым зонам кристаллов граната и состоят из нескольких систем очень тонких параллельных полосочек или цепочек микрозернистого рутила, образующих сетку, характерную для структуры распада твердого раствора титаномагнетита и видимую только при значительных увеличениях (рис. 4). Такие рутиловые "псевдоморфозы" по титаномагнетиту наряду с пластинчатыми сростками рутила и магнетита наблюдались нами в эклогитах белорецкого комплекса на Южном Урале и в нескольких изученных образцах эклогитов Кокчетавского поднятия Северного Казахстана. Генезис этих эклогитов остро дискусионен и связывается с



*Рис. 4. Мелкозернистый рутил (черное, темно-серое) в цепочечно-пластинчатых и сетчатых агрегатах, хорошо передающих форму и реликтовую структуру распада титаномагнетита, в порфиробласте граната. Эклогит из белорецкого комплекса. Ув. 170, ник. ||*

метаморфизмом магматических пород основного состава или осадочных пород близкого химизма. Судя по присутствию выделений рутила, отвечающих нетрансформированным структурам распада твердого раствора титаномагнетита, исходные породы эклогитов белорецкого комплекса и Кокчетавского поднятия в процессе регионального метаморфизма не подверглись существенным деформациям и рассланцеванию. В сланцеватых эклогитах (эклогиты максютковского комплекса, отчасти белорецкого комплекса и Северного Казахстана) агрегаты рутила с сетчатым расположением рутила не сохраняются. В основной массе этих эклогитов рутиловые агрегаты, образовавшиеся за счет одного кристалла титаномагнетита, трансформируются в линзовидно-удлиненные густовкрапленные или даже линейно-ориентированные цепочечные скопления мелких зерен рутила, уже не имеющих закономерного расположения.

Подобные реликтовые признаки морфологии, распределения и внутреннего строения акцессорных рутила и магнетита однозначно указывают на метаморфогенный генезис и магматическую природу исходных пород изученных эклогитов или амфиболитов, испытавших аутометаморфизм и распад гомогенного титаномагнетита еще до эклогитизации или амфиболитизации [1].

В параамфиболитах скоплений рутила и равномерного их распределения, как правило, не наблюдается; в них рутил более идиоморфен и неравномерно рассеян в породе, образуя в той или иной степени выраженные по-

лоски или маломощные горизонты с повышенной и относительно выдержанной его концентрацией.

Изучение акцессорных минералов и их ассоциаций, особенностей их содержания и характера распределения, особенностей морфологии и внутреннего строения является надежным методом реконструкции первичной природы и состава субстрата метаморфических пород, особенно незаменимым при невозможности использования других критериев.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев А.А.* Генезис эклогитов в метаморфических комплексах по петрографо-минералогическим и петрохимическим данным. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л., 1981, с. 173–174.
2. *Алексеев А.А.* Типы и генезис эклогитов максютковского метаморфического комплекса (Южный Урал) в связи с некоторыми вопросами петрологии эклогитов гнейсово-сланцевых комплексов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6, с. 1402–1405.
3. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
4. *Зубатарева Л.И.* Акцессорные минералы метаморфических пород. — В кн.: Итоги науки и техники: Геохимия. Минералогия. Петрография. М.: ВИНТИ, 1975, т. 8, с. 116–153.
5. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.

УДК 552.125.4:552.321.1:552.4

*Б.К. Львов, Н.И. Петрова*

### ЭВОЛЮЦИЯ АССОЦИАЦИЙ И ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССАХ МНОГОЭТАПНОГО УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Согласно существующим представлениям ультраметагенные гранитоидные комплексы формируются при взаимодействии химически активных глубинных агентов с субстратом, представленным метаморфическими образованиями варьирующего состава [1]. Изучение гнейсово-мигматитовых и собственно гранитоидных комплексов Урала, Карелии, Забайкалья, Калифорнии и других регионов свидетельствует о часто пространственном совмещении нескольких последовательных этапов ультраметаморфизма и закономерно изменяющемся химизме продуктов взаимодействия глубинных агентов с породами субстрата — от существенно натровых к все более калиевым. Это, в свою очередь, приводит к образованию полиформационных гранитоидных комплексов [4].

Метаморфические толщи субстрата в наблюдаемых гранитизационных сериях варьируют по составу от существенно гнейсовых (относительно кислых) до амфиболитовых. Помимо этих крайних вариантов состава субстрата, может быть выделен также промежуточный, представленный либо относительно меланократовыми кристаллическими сланцами, либо чередованием гнейсов и амфиболитов.

Сочетание этих трех типов состава субстрата с градуированными по ще-

Таблица 1. Схема формационного расчленения гранитоидных серий

Тип щелочности	Формационный ряд	Формация		
		I	II	III
Существенно натровый	Плагноклазовых гранитоидов	Диорит-плагногранитная	Тоналит-плагногранитная	Плагногранитная
Калинатровый	Калишпат-плагногранитоидов	Диорит-гранодиорит-калишпат-плагногранитная	Гранодиорит-калишпат-плагногранитная	Калишпат-плагногранитная
Существенно калиевый	Нормальных и плагнокалишпатовых гранитоидов	Монцодиорит-граносиенит-гранитная	Адамеллит-гранитная	Гранитная

Примечание. Состав субстрата: I — меланократовый, II — промежуточный, III — лейкократовый.

лочности типами состава глубинных агентов представляется рациональной основой для формационного расчленения природных гранитоидных серий (табл. 1). Толщи с преобладанием карбонатных пород, кварцитов и других специфических по составу образований редко вовлекаются в активное гранитообразование и потому в схеме не учитываются.

Состав и природа субстрата наряду с составом глубинных агентов существенным образом влияют на состав ультраметабазальных гранитоидных серий и их металлогению. Этим определяется важность реконструкции субстрата, которую не всегда удается надежно осуществить, если иметь в виду, что формирование гранитоидных массивов включает в себя интенсивное метасоматическое преобразование исходных пород, сопровождаемое частичным, а иногда и почти полным их плавлением.

Для решения этой задачи могут быть привлечены данные по аксессуарным минералам как реликтовым, сохранившимся при упомянутых преобразованиях, так и новообразованным, но косвенно отражающим особенности исходных пород. Эти возможности рассматриваются ниже на примере гранитоидных комплексов Урала с переходом от автохтонных и параавтохтонных массивов, где сохраняются реликты субстрата, к аллохтонным, где о типе субстрата можно судить лишь по косвенным данным.

В гранитоидах Урала установлено и изучено более 50 аксессуарных минералов, в той или иной степени концентрирующих рудные и редкие элементы. Характерные ассоциации и типоморфные особенности некоторых минералов дают существенную информацию о генезисе гранитоидов, а также об их потенциальной и реальной рудоносности [2, 3]. В наиболее общей форме оценка рудоносности гранитоидов может быть произведена на основании определения их формационной принадлежности. Гранитоиды различных моно- и полиформационных комплексов характеризуются специфическими ассоциациями ведущих аксессуарных минералов.

В изученных плутонических ареалах установлены до четырех последовательных этапов гранитообразования и соответствующее им количество формационных серий.

Т а б л и ц а 2. Содержание главных акцессорных минералов в породах плагио-гранитоидных серий, г/т

Серия	Порода	Магнетит	Ильменит	Сфен
Верхисетская (ранняя)	Амфиболиты	1200	Ед.з. — 1690	300
	Диориты	2200	Ед.з. — 3600	3590
	Тоналиты	1300	Ед.з.—220	3860
	Плагиограниты	560	240	1800
Пластовская	Тоналитогнейсы	Ед.з.—10	Ед.з.—27	90
	Тоналиты	Ед.з.	Ед.з.—250	Ед.з.—205
	Плагиограниты	Ед.з.—100	0—700	Ед.з.—470

Т а б л и ц а 3. Содержание главных акцессорных минералов в породах гранодиорит-гранитных серий, г/т

Серия	Порода	Магнетит	Ильменит	Сфен	Монацит
Неплюевская	Диориты	Ед.з.—100	Ед.з.	1940	—
	Амфибол-биотитовые тоналиты	1950	80	3870	—
	Гранодиориты	1370	140	4260	—
	Биотитовые плагио-микроклиновые граниты	1210	680	Ед.з.—50	Ед.з.—10
	Лейкократовые граниты	760	640	20	Ед.з.—5
Верхисетская (поздняя)	Слюдистый сланец	32 820	—	20	—
	Амфибол-биотитовые гнейсы	390	480	866	—
	Гранодиориты	250	205	4725	—
	Существенно плагиоклазовые граниты	1200	170	2360	0—ед.з.
	Плагио-микроклиновые граниты	10—230	890	0—10	50

Как показывают наблюдения, процесс плагиогранитизации проявляется преимущественно в зонах с основным либо промежуточным субстратом. В первом из этих случаев полно выраженная типовая серия пород имеет следующий вид: амфиболиты—фельшпатизированные амфиболиты—диориты—тоналиты—плагиограниты. Диориты в этом ряду являются обычно гибридными породами, палеосома которых представлена фельшпатизированными основными породами, а неосома — плагиогранитами. Из цветных компонентов в большинстве пород преобладает роговая обманка, хотя среди плагиогранитов встречаются и биотитсодержащие разновидности.

Характерными чертами в породах этой серии обладают и ассоциации акцессорных минералов. Так, в плагиогранитоидной (ранней) серии Верхисетского массива (Средний Урал) начинающие ее амфиболиты содержат значительное количество магнетита, апатита, циркона, небольшое количество сфена, рутила, граната. В ходе преобразований в образующихся тоналитах и

Рутит	Апатит	Циркон	Второстепенные минералы
Ед.з. — 50	300	150	Рутит, гранат
Ед.з. — 5	860	200	Рутит, пирит,
Ед.з.—10	1180	250	халькопирит, сфалерит, ор-
Ед.з.—5	1070	200	тит, муассанит
Ед.з.	470	47	Пирит
Ед.з.	620	10	Гранат, ортит
Ед.з.	300	35	Пирит, ортит

Ортит	Апатит	Циркон	Гранат	Второстепенные минералы
Ед.з.	2190	130	—	Пирит
Ед.з.	1070	248	Ед.з.—10	Пирит, рутит
Ед.з.—20	1015	374	Ед.з.	Пирит, рутит
Ед.з.—5	50	30	Ед.з.—150	Пирит, кианит, муассанит
Ед.з.	28	30	Ед.з.—900	Пирит, флюорит
—	20	10	—	Рутит, пирит
Ед.з.	800	240	Ед.з.	Кианит, сфалерит пирит
Ед.з.	650	190	Ед.з.	Сфалерит, кианит
—	655	110	Ед.з.	Рутит, кианит, муассанит, турмалин
—	390	50	—	Сфалерит, кианит, рутит

плагиогранитах сохраняется сравнительно высокое содержание магнетита, хотя и прослеживается тенденция к его уменьшению, увеличивается количество апатита, циркона и сфена за счет освобождающихся из решеток цветных минералов Ca, Ti, Zr (табл. 2).

Изначально невысокое содержание в исходных породах литофильных редких элементов наследуется и конечными продуктами гранитизации этого этапа. Поэтому для гранитоидов данного формационного типа не характерны редкометалльные и редкоземельные минералы. Редкоземельные элементы преимущественно рассеиваются в решетках кальций- и титансодержащих минералов (сфена, апатита) и лишь изредка образуют собственный минерал — ортит. Из второстепенных минералов для рассматриваемых пород установлено постоянное присутствие пирита, халькопирита, сфалерита, рутила, довольно характерен муассанит, иногда присутствует гранат.

На Южном Урале формирование плагиогранитоидной серии, представлен-

ной пластовским комплексом, начинается с биотит-амфиболовых и биотитовых сланцев, а заканчивается биотитовыми плагиогранитами с тоналитами в качестве переходной разновидности, имеющей преимущественно метасоматическую или гибридную природу. Диориты для этой серии не характерны.

Эти гранитоиды бедны акцессорными минералами как в качественном, так и в количественном отношении. Постоянно присутствуют в них лишь апатит, циркон, сфен и пирит, содержащиеся в небольшом количестве (см. табл. 2). Весьма характерны низкое содержание (вплоть до исчезновения) магнетита и ильменита и почти полное отсутствие редкоземельных и редкометалльных минералов. Из второстепенных акцессорных минералов отмечают рутил, кианит, гранат (альмандин-спессартин) со значительным содержанием гроссулярового компонента. Бедность этих гранитоидов редкими элементами находит отражение и в составе акцессорных минералов. Так, апатит и сфен характеризуются пониженным содержанием редких земель, циркон обеднен иттрием, гафнием, ураном.

Процессы гранитизации калиевого этапа накладывают существенный отпечаток на вновь формирующиеся ассоциации акцессорных минералов в поздних полиформационных гранитоидах.

Результатом взаимодействия гранитизирующих агентов данного этапа с субстратом "среднего" состава, представленным меланократовыми кристаллическими сланцами и подвергшимся предварительной плагиогранитизации амфиболитами, и сопутствующих процессов плавления является формирование серий, относимых к формациям батолитов гранодиорит-гранитного состава. На Урале это гранитоиды неплюевского и верхисетского комплексов. Для этих пород, варьирующих от биотитизированных и микроклинизированных кристаллических сланцев и диоритов до мезократовых и лейкократовых микроклин-плагиоклазовых гранитов, характерна следующая ассоциация акцессорных минералов: магнетит—сфен—ильменит—apatит—циркон—пирит—ортит (табл. 3). Последний является типоморфным минералом данных серий, содержание которого при сильных вариациях достигает местами 300—900 г/т. В наиболее кислых породах серии содержание ортита сильно снижается и вместо него или иногда вместе с ним в небольшом количестве появляется монацит, в целом для этих комплексов не характерный. По физическим особенностям и составу он сильно отличается от монацита и гранитов джабыкско-санарского комплекса, где этот минерал является типоморфным. Появление монацита в рассматриваемых комплексах сопряжено главным образом с повторной стадией калиевого этапа гранитизации.

Среднее содержание главных акцессорных минералов: магнетита, сфена, апатита и циркона, как правило, уменьшается от диоритов и тоналитов к гранодиоритам и гранитам, в то время как количество ильменита увеличивается.

Редкометалльные минералы не характерны для пород рассматриваемой серии в связи с невысоким валовым содержанием в них редких элементов и их рассеянием в породообразующих минералах, главным образом в цветных и плагиоклазе. Из второстепенных здесь часто отмечают рутил, пирит, гранат (особенно в лейкократовых гранитах), иногда кианит и муасанит.

Т а б л и ц а 4. Содержание главных акцессорных минералов в гранитах варшавского и джабыкско-санарского комплексов, г/т

Комплекс	Порода	Магнетит	Ильменит	Апатит	Циркон	Гранат	Второстепенные минералы
Варшавский	Гранито-гнейсы	Ед.з.—20	Ед.з.—30	40	10	Ед.з.—40	Турмалин, пирит, кианит
	Граниты	Ед.з.	Ед.з.—40	100	20	200	Турмалин, кианит, пирит
Джабыкско-санарский	Бiotитовые сланцы	1000	Ед.з.—50	330	Ед.з.—20	Ед.з.—100	Турмалин, пирит, рутил
	Бiotитовые гнейсы	400	3600	670	95	Ед.з.—3900	Рутил, кианит, турмалин
	Гранито-гнейсы	2100	3000	800	100	Ед.з.—100	Рутил, кианит, турмалин
	Бiotитовые граниты	1410	3100	325	75	3—20	Ксенотим, рутил, кианит, флюорит, тантало-ниобаты, пирит
	Двуслюдяные и мусковитовые граниты	25—50	85	590	30	470	Ксенотим, ильменорутит, турмалин, пирит, тантало-ниобаты

Процессы ранней стадии гранитизации калиевого этапа, преобразующие лейкократовый субстрат (сланцистые гнейсы, плагιοгранито-гнейсы, плагιοграниты), приводят к формированию коротких серий от перечисленных пород к микроклинсодержащим гранито-гнейсам и микроклин-плагιοклазовым гранитам. На Южном и Среднем Урале они выделены в варшавский комплекс, представленный Варшавским, Варламовским и западной частью Адуйского плутонов. Породы этого комплекса, характеризующиеся постоянным преобладанием плагιοклаза над микроклином, наследуют от пород субстрата бедность акцессорными минералами, из которых наиболее устойчиво присутствуют лишь апатит, циркон и гранат. Показательно низкое содержание магнетита, ильменита и сфена, что отличает данные гранитоиды от близких по составу пород предыдущих калишпатсодержащих серий, сформированных за счет более меланократового субстрата. По сравнению с последними в них заметно чаще и в большем количестве присутствует монацит, а из второстепенных минералов — установлены ильменорутит, турмалин, ксенотим, фиксирующие некоторый привнос редкоземельных и редких элементов при меньшей степени рассеяния их в порообразующих и главных акцессорных минералах.

Последующая более интенсивная гранитизация пород варшавского комплекса и вмещающих их слюдястых гнейсов и сланцев, сопряженная с явлениями палингенеза и анатексиса, приводит к образованию массивов

Таблица 5. Содержание главных акцессорных минералов в серии пород степнинского комплекса, г/т

Порода	Магнетит	Ильменит	Сфен
Амфибол-биотитовые сланцы	1850	560	110
Эпидотизированные амфиболиты	240	Ед.з.—20	2800—33900
Диорито-гнейсы	7320	300	5900
Монцодиорито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы	7130	Ед.з.—50	13 830
Гранодиориты	3290	—	7910
Биотит-амфиболовые граниты	7080	Ед.з.—45	7420
Адамеллиты и граносиениты	7460	Ед.з.—2090	6650
Биотитовые граниты	5690	Ед.з.—15	3880
Лейкократовые биотитовые граниты	5600	45—1335	1090

Апатит	Циркон	Торит	Пирит	Второстепенные минералы
4340	800	—	14	Гранат, халькопирит
2500—8000	Ед.з.—15	—	Ед.з.1430	
650	780	—	20	
6800	706	0—17	230	Гранат, рутил
2440	590	—	3—260	Рутил
1375	310	0—24	Ед.з.—320	Рутил, гранат
830	440	24	Ед.з.—2	Рутил, халькопирит
410	200	28	Ед.з.—5	Рутил, эвксенит
1080	350	16	Ед.з.	Рутил, гранат, эвксенит

наиболее гомогенных плагиомикроклиновых гранитов, относимых на Урале к джабыкско-санарскому комплексу. Представляющая его серия включает породы прогрессивной (гнейсы—гранито-гнейсы—биотитовые граниты) и регрессивной ветвей. К последней относится ряд: биотитовые граниты—двуслюдяные и мусковитовые граниты—лейкократовые граниты—пегматиты, сформированные в результате магматической (преимущественно эманационной по механизму) дифференциации.

Граниты этого комплекса в отличие от предшествующих характеризуются присутствием ряда редкоземельных и редкометалльных минералов: монацита, ксенотима, циртолита, ильменорутила, колумбита, пирохлора, самарскита и др. (табл. 4).

В гранито-гнейсах, выплавках из них, в реоморфических и гомогенных гранитах, а также в жильных гранитах рассматриваемого комплекса проявляется унаследованность минеральных ассоциаций от первичных биотитовых сланцев и гнейсов. При этом в процессе гранитизации и плавления в образующихся породах уменьшается содержание магнетита, апатита и циркона и увеличивается количество ильменита, монацита, ксенотима и второстепенных минералов.

Генетическая близость всех перечисленных пород подчеркивается частым присутствием в них таких реликтовых минералов, как кианит, силлиманит, ставролит, окатанный розовый гранат — альмандин, окатанный и остропирамидальный циркон — типичный для гнейсов, сланцев и гранито-гнейсов. Перераспределение редких элементов, их мобилизация и образование повышенного количества редкометалльных акцессорных минералов происходят далее на стадиях пегматитизации и метасоматического изменения гранитов.

Монцодиорит-граносиенит-гранитная серия, представленная на Урале в массивах степнинского и султаевского комплексов, образована в результате взаимодействия глубинных агентов с меланократовым субстратом, сложенным амфиболовыми сланцами, амфиболитами, метаморфизованными габброидами и диоритами. Проникновение гранитообразующих агентов вдоль активных тектонических зон обуславливает, с одной стороны, большую интенсивность, а с другой — локальность и контрастность проявления этих процессов. Повышенная активность К уже на ранних ста-






















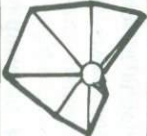





диях способствует образованию субщелочных гранитоидов, наиболее характерных для мигматитовых и реоморфических зон.

Породы серии характеризуются сильной обогащенностью магнетитом, сфеном (нередко вместе с ильменитом), апатитом, что обусловлено очевидно высоким содержанием этих элементов в исходных породах и их высвобождением из цветных минералов в процессе вытеснения последних полевыми шпатами и кварцем (табл. 5). С действием глубинных агентов, определяющих повышенную щелочность системы, связаны, по-видимому, привнос ряда литофильных редких элементов и обогащение пород такими акцессорными минералами, как циркон, торит, редкоземельный сфен, а в конечных членах серии и тантало-ниобаты (преимущественно эвксенит).

Торит является типоморфным минералом гранитов степнинско-султаевского комплекса. Наиболее богаты торитом и минералами ниобия биотитовые и лейкократовые граниты гомогенных зон массивов. Присутствие в них тантало-ниобатов в ассоциации с ильменитом и сфеном, в решетках которых рассеивается часть Nb и Ta, подчеркивает геохимическую специфику рассматриваемых гранитов. Из второстепенных минералов для гранитоидов степнинско-султаевского комплекса характерны минералы титана — рутил, анатаз, брукит, а также пирит, иногда молибденит и муассанит.

Сравнительный анализ рассмотренных серий показывает, что участие основного субстрата в процессах гранитообразования на различных его этапах вне зависимости от характера щелочности обуславливает качественно однородную ассоциацию главных (по содержанию) акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит и циркон (рисунок). Взаимодействие гранитизирующих агентов с субстратом повышенной основности способствует увеличению содержания этих минералов в породах формирующихся серий. Переход от ранних, существенно натровых, к поздним, более калиевым, этапам гранитообразования характеризуется прогрессирующим увеличением привноса редких элементов, которые не только обогащают породообразующие минералы, но и образуют собственные: ортит, бастенезит, торит, титано-тантало-ниобаты, уранинит и некоторые другие.

Качественно сходная ассоциация главных акцессорных минералов воз-

Тип гранито- идной серии	Состав и степень переработки субстрата								
	Основной			Промежуточный			Кислый		
	1а	1б	1в	2а	2б	2в	3а	3б	3в
Na									
K - Na									
K									

Ассоциации и содержание аксессуарных минералов в существенно натровых (Na), калинатровых умеренной щелочности (K-Na) и существенно калиевых нормальной и повышенной щелочности (K) гранитоидных сериях, формирующихся по раз-

никает и в ранних сериях, формирующихся за счет преобразования смешанного субстрата. Различие состоит в меньшем содержании этих минералов, которое к тому же еще убывает с переходом к более поздним этапам. Характерно присутствие обогащенного кальцием граната. Привнос редких элементов проявлен здесь менее отчетливо, находя минеральное выражение в появлении обогащенного редкоземельными элементами эпидота и небольших количеств ортита в меланократовых разновидностях гранитоидов и монацита — в лейкократовых.

Наконец, плагиогранитоиды, образовавшиеся за счет наиболее кислого гнейсо-сланцевого субстрата, выделяются бедностью акцессорными минералами, из которых наиболее постоянны только апатит и циркон. Эта бедность наследуется и гранито-гнейсами, образующимися на следующей — ранней, калиевой (калинатровой), стадии гранитизации, хотя ассоциация акцессорных минералов несколько и расширяется за счет небольших количеств монацита, ксенотима, ильменорутила, образующихся в результате начинающегося привноса редких элементов. Последний особенно ощутим при формировании последующих плагиомикроклиновых гранитоидов, отличающихся наиболее широкой гаммой акцессорных минералов, прежде всего редкоземельных и редкометалльных. При этом их содержание сохраняется на низком или среднем уровне.

Гранитоиды различных формационных рядов, образующихся за счет субстрата разного состава, различаются между собой по типоморфным особенностям некоторых "сквозных" акцессорных минералов. Одним из таких минералов, довольно устойчиво сохраняющим основные морфологические особенности в последовательном ряду этапов гранитизации, является циркон.

Так, для различных разновидностей гранитов варшавского и джабыкско-санарского комплексов, субстрат которых включал гнейсы и сланцы, характерны средне- и длиннопризматические кристаллы циркона гиацинтового типа. В гранито-гнейсах и гранитах присутствует, кроме того, окатанный и остродипирамидальный циркон, типичный для исходных метаморфических пород.

В гранитоидах полиформационного неплюевского комплекса, включающего производные по крайней мере двух этапов гранитизации промежуточного субстрата, циркон представлен более крупными длинно- и среднепризматическими, нередко искаженными и уплощенными кристаллами гиацинтового типа, усложненными узкими гранями призмы (110) и дипирамиды.

Гранитоиды повышенной щелочности степнинского и султаевского комплексов, для субстрата которых характерно присутствие пород основного состава, содержат средне- и короткопризматические сложные дитетрагонально-призматические и дипирамидальные кристаллы циркона.

По морфологическим и химическим особенностям различается монацит из гранитов джабыкско-санарского и неплюевского комплексов, сформировавшихся при участии различного субстрата. В первом случае монацит образует правильные, довольно крупные кристаллы оранжевого цвета, во втором он присутствует в виде неправильных зерен и мелких светло-желтых кристалликов.

Систематически различаются по облику и составу и гранаты из гранито-

идов этих комплексов; в гранитоидах неплюевского комплекса они более кальциевые и образуют менее правильные кристаллики.

Магнетиты из гранитоидов, образовавшихся по меланократовому субстрату, обогащены Ti, Ni, Co, Cr. Специфические особенности в разных формационных рядах присущи и таким минералам, как апатит, сфен и др.

Вместе с тем в различных рядах, отличающихся по составу исходного субстрата, наблюдается сходная эволюция свойств отдельных минералов и их ассоциаций. Так, в плаггиомикроклиновых гранитах из разных рядов появляются одинаковые минералы, как, например, монацит, торит, редкоземельный эпидот, рутил, тантало-ниобаты. В результате этого образуются смешанные ассоциации акцессорных минералов, например сфен-монацит-торитовая, монацит-ортитовая, сфен-торит-эпидотовая и другие, затрудняющие формационный анализ гранитов. Расшифровка природы таких ассоциаций и определение формационной принадлежности гранитов оказываются возможными при рассмотрении закономерных серий пород и учете широкого распространения явлений наложения поздних этапов гранитообразования на производные более ранних этапов. Выявление с привлечением данных по акцессорным минералам состава исходного субстрата, характера и последовательности процессов его преобразования открывает путь к расшифровке закономерностей поведения рудных элементов при образовании полиформационных гранитоидных комплексов, что необходимо для обоснованной качественной и количественной оценки их металлогенического потенциала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлургических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В кн.: Проблемы петрологии и генетики минералов. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 7–20.
2. Львов Б.К., Петрова Н.И. Закономерности распределения и типоморфизм сфена и апатита в гранитоидах Урала. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, т. 5, с. 92–111.
3. Львов Б.К., Петрова Н.И. Характерные ассоциации акцессорных минералов и расчленение верхнепалеозойских гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, т. 3, с. 62–63.
4. Львов Б.К., Степанов К.И. Полиформационные гранитоидные комплексы — проблемы диагностики, картирования и рудоносности. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: ВСЕГЕИ, 1981, с. 209–210.

*Н.А. Плаксенко, В.В. Ильях*

## ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ С ПОМОЩЬЮ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Метод расчленения и корреляции разрезов с помощью тяжелых минералов применяется преимущественно к слабометаморфизованным фанерозойским отложениям. Что же касается докембрия, то считалось [21], что с помощью этого метода можно выделять не стратиграфические горизонты, а площади распространения метаморфических минеральных ассоциаций. Это могло бы быть верным при условии исключительно метаморфогенного генезиса всех минералов в метаморфических породах. Однако минеральные ассоциации в последних не достигают абсолютного равновесия и в них практически всегда сохраняются реликтовые дометаморфические минералы, большинство из которых являются акцессорными в общепринятом их понимании [13].

Наличие в метаморфических породах реликтовых минералов дает ключ к установлению ряда первичных литологических признаков и через это — к различного рода геологическим реконструкциям, которые в той или иной степени оказывают влияние на региональные стратиграфические построения [2, 3, 10, 14]. Кроме того, существует возможность и прямого использования акцессорных минералов, впервые проведенного в нашей стране, в основном на примере докембрия КМА [7, 8, 16, 17].

В этом регионе к наиболее древним (раннеархейским) породам относятся супракрystalльные образования обоянской серии, представляющие собой комплексы высокометаморфизованных пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Позднеархейские отложения михайловской серии преобразованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в различные по составу сланцы, гнейсы и амфиболиты. Раннепротерозойские отложения представлены мощной продуктивной толщей железистых кварцитов, входящей в состав курской серии. Оскольская серия, имеющая также протерозойский возраст, с размывом залегает на породах курской серии. Степень метаморфизма толщ изменяется от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации.

Особенностью геологии докембрия КМА является широкое развитие железистых кварцитов, имеющих различную формационную природу, что подтверждается не только геолого-петрографическими данными [15], но и результатами изучения в них акцессорных минералов [8]. Применительно к стратиграфии докембрия КМА основной задачей изучения акцессорных минералов является установление комплекса таких их свойств и признаков, которые могли бы служить в качестве маркирующих при расчленении и корреляции разрезов.

Акцессорные минералы, наблюдаемые в метаморфических породах, могут иметь различное происхождение. Имеется ряд признаков, по которым достаточно надежно диагностируются реликтовые (обломочные) минералы. Гораздо труднее отличать минералы, образованные *in situ*. В стратиграфии

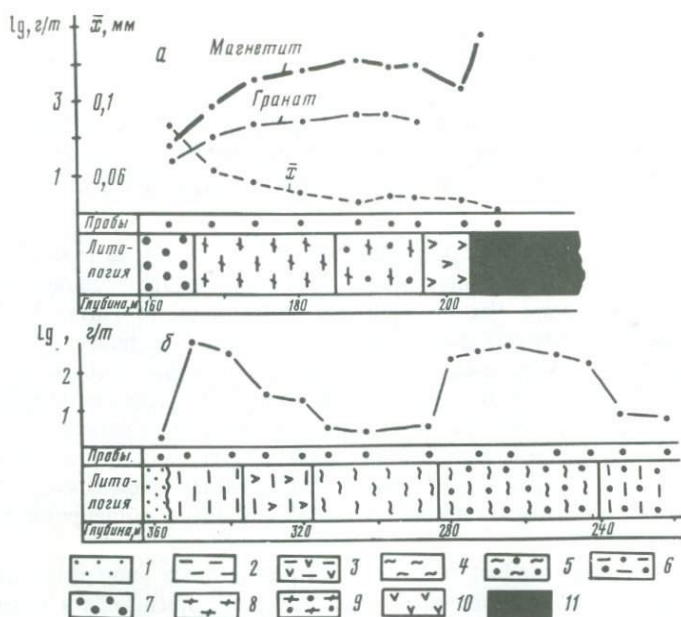


Рис. 1. Распределение аутигенных магнетита и граната в разрезе седиментационного ритма обоянской серии (а) и аутигенного турмалина в сланцевой толще михайловской серии (б)

1 — метапесчанники; 2—6 — сланцы: 2 — мусковитовые, 3 — актинолит-хлоритовые, 4 — ставролитовые, 5 — гранат-мусковитовые, 6 — мусковит-гранатовые; 7—9 — гнейсы: 7 — лейкократовые, 8 — биотит-гранатовые, 9 — с кордиеритом и силлиманитом; 10 — амфиболиты; 11 — магнетитовые гнейсы;  $\bar{x}$  — средний размер циркона

ческих целях представляется целесообразным и достаточным различать минералы лишь двух генетических групп, как это предлагалось И.К. Шулешко [23]: аллотигенные, имеющие главным образом реликтовую природу, и аутигенные, образованные в породе, начиная с раннего диагенеза и кончая ультраметаморфизмом.

В целях литолого-стратиграфического расчленения метаосадочных толщ достаточно информативными являются не только первые. Качественный состав аутигенных минералов, их свойства и характер распределения в породах в значительной мере определяются особенностями состава и природы первичных пород. Так, содержание метаморфогенных граната и магнетита в гнейсах обоянской серии зависит не только от состава последних, но и от положения в разрезах седиментационных ритмов, выявляемых, в частности, по размерности аллотигенного циркона (рис. 1). Степень концентрации аутигенного турмалина в метаморфических породах различна и имеет строгий литологический контроль. Во-первых, турмалин фиксируется в основном в метапелитах, и, во-вторых, содержание его довольно резко колеблется в зависимости от их минералогического состава (рис. 2). Известно, что весьма хорошим сорбентом бора являются гидрослюдистые глины [6], в связи с чем становится понятной приуроченность максимальных содержаний турмалина к мусковитовым сланцам (рис. 2).

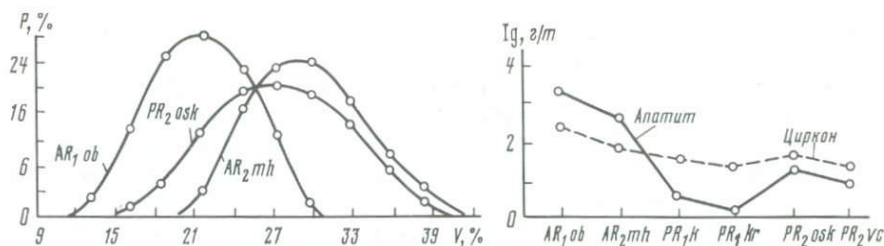


Рис. 2. Плотность распределения вероятностей (частота встречаемости —  $p$ ) разновозрастных терригенных пород докембрия КМА с различными значениями коэффициента вариации размеров циркона ( $V$ )

Серии:  $AR_1 ob$  — обоянская,  $AR_2 mh$  — михайловская,  $PR_1 k$  — курская,  $PR_1 kr$  — криворожская,  $PR_2 osk$  — оскольская,  $PR_2 vc$  — воронцовская

Рис. 3. Средние содержания апатита и циркона в разновозрастных толщах докембрия. Условные обозначения см. на рис. 2

Состав элементов-примесей в аутигенных минералах также может отражать генетические особенности и положение пород в фациальном ряду [15].

Приведенные примеры имеют целью показать широкие возможности использования аутигенных минералов, что необходимо иметь в виду, так как наблюдается односторонняя увлеченность реликтовыми минералами, особенно цирконом (рис. 3).

Каковы же основные методические принципы расчленения и корреляции супракристалльных толщ докембрия по акцессорным минералам?

Выборка тех или иных признаков в качестве коррелятивных основывается: 1) на изучении акцессорных минералов из всех петрографических разновидностей пород в пределах стратотипов; 2) на изучении характера изменчивости признаков по простиранию и разрезу стратиграфических подразделений; 3) на сравнительном сопоставлении комплексов акцессорных минералов из пород однотипных, но заведомо разновозрастных.

Для выявления возможных коррелятивных признаков изучаются видовой состав акцессорных минералов, содержание, частота встречаемости, характер распределения в породах, количественные соотношения между минералами, типоморфизм и т.д. Все это объединяется нами в понятие "комплекс акцессорных минералов".

Необходимым условием включения тех или иных особенностей акцессорных минералов в комплекс коррелятивных является оценка их устойчивости по разрезу и латерали. Выделенные нами характерные комплексы для стратиграфических подразделений КМА достаточно контрастны между собой, ведущие признаки их отличаются стабильностью. Вместе с тем имеет место некоторая изменчивость, обусловленная рядом факторов, основные из которых: 1) первичная литологическая неоднородность стратиграфических подразделений, 2) различное положение пород в разрезе и по латерали, 3) неоднородность степени метаморфических преобразований.

Первичные литологические различия являются наиболее определяющими, хотя и не в одинаковой степени, для различных серий докембрия КМА. Наиболее заметно различаются по акцессорным минералам группы пород внутри обоянской и михайловской серий ввиду того, что они объединяют

весьма гетерогенные комплексы пород. Гораздо менее контрастны различия по аксессуарным минералам между литологическими разностями терригенных пород курской серии. Они сводятся в основном лишь к избирательной концентрации отдельных минералов в породах определенного гранулометрического класса. Например, максимальные содержания циркона характерны для тонкозернистых метапесчаников или даже металаввролитов. Слабым литологическим контролем распределения аксессуарных минералов отличается оскольская серия, по-видимому, вследствие слабой зрелости ее отложений.

Изменчивость комплексов аксессуарных минералов, обусловленная положением пород на различных уровнях разреза стратиграфических единиц, имеет двоякую причину. Во-первых, эти уровни различаются литологически. Во-вторых, вверх по разрезу постепенно уменьшается влияние на состав аксессуарных минералов подстилающих пород. Так, в нижнекурсской свите уменьшается содержание рутила по мере удаления от ее базальных слоев, залегающих на частично размытой коре выветривания. Породы ее основания обогащаются также и определенным типом циркона, который обычно обнаруживается и в подстилающих толщах.

Особенностями петрографического состава питающих провинций объясняются некоторые специфические черты комплексов аксессуарных минералов в отдельных районах КМА, в чем отражается изменчивость их по латерали. Так, отложения оскольской серии Михайловско-Новоялтинского рудного поля в большей степени обогащены гематитом, чем магнетитом, а в Старооскольском рудном районе наблюдается обратное соотношение между этими минералами. Это вполне согласуется с преимущественным развитием гематитосодержащих фаций железистых кварцитов курской серии в первом районе и магнетитовых – во втором.

В определении роли неоднородности метаморфизма пород, принадлежащих единому стратиграфическому уровню, необходимо отметить следующее. Метаморфизм пород КМА изучен пока еще слабо. Отсутствует соответствующая карта как в целом для региона, так и для отдельных районов и месторождений, что без сомнения затрудняет исследование аксессуарных минералов в этом аспекте. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что на КМА отсутствует метаморфическая зональность, а в пределах каждого комплекса поле регионального метаморфизма достаточно однородно. Контактный метаморфизм вплоть до пироксен-роговиковой фации широко проявлен на Чернянском и Орловском месторождениях. Но и в этих случаях сохраняются наиболее характерные особенности комплексов аксессуарных минералов курской серии, хотя в их составе появляются метаморфогенные минералы (рутил, апатит, сульфиды) в количествах, не превышающих средние значения, свойственные слагающим ее породам [8].

Следует подчеркнуть, что колебания содержаний и частот встречаемости наиболее распространенных аксессуарных минералов внутри стратиграфических подразделений КМА (серий), обусловленные выше перечисленными факторами изменчивости, обладают сравнительно незначительной дисперсией. Однако сравнение средних для этих же параметров при сопоставлении в целом серий показывает существенные различия между ними [8].

Как уже указывалось выше, для отдельных литологических разностей

пород характерна избирательная концентрация тех или иных акцессорных минералов, поэтому, чтобы сопоставлять их комплексы, принадлежащие различным по возрасту толщам, необходимо сопоставление лишь по однотипным породам. Однотипность метаморфических образований определяется прежде всего их петрографическим сходством: минеральным и химическим составом, текстурно-структурными признаками, данными о реконструкции первичного состава и генезиса пород. Чем ближе по литологии сравниваемые толщи, тем легче и надежнее выявляются различия между комплексами их акцессорных минералов, обусловленные различным возрастом, а не петрографическими особенностями пород.

Практика картировочных и геологоразведочных работ на КМА свидетельствует о том, что труднее всего различаются между собой: 1) гнейсы обоянской и михайловской серий; 2) метапесчаники курской и михайловской серий; 3) сланцы различных толщ внутри курской серии, а также нередко схожие с ними сланцы оскольской серии. Поэтому при изучении коррелятивных свойств акцессорных минералов нами акцентировалось внимание прежде всего на различиях этих пород.

Особенностью курской серии по сравнению с остальной частью разреза докембрия КМА является то, что отложения ее отличаются значительной дифференцированностью, обусловленной пассивным тектоническим режимом накопления за счет размыва коры выветривания, остаточные зоны которой фиксируются в подстилающих породах на ряде месторождений [15].

Высокая степень зрелости осадочного материала этой серии не могла не отразиться и на комплексе ее акцессорных минералов. Среди аллотигенных минералов здесь фиксируются лишь наиболее устойчивые в экзогенных условиях, и прежде всего циркон. Зерна его отличаются хорошей и совершенной окатанностью (при коэффициенте окатанности  $\sim 100\%$ ), а также хорошей сортированностью по размеру (см. рис. 2).

Иное наблюдается в других возрастных толщах. Разрезы обоянской, михайловской, оскольской серий в значительной мере сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными полимиктовыми породами. Все эти толщи в целом значительно отличаются по комплексам акцессорных минералов от курских. Циркон в них количественно уступает менее устойчивым минералам, среди которых доминирует апатит, широко распространены ильменит, рутил, сфен, анатаз, хромит (особенно в михайловской серии), генетически связанные с вулканогенными породами. Значительно ниже коэффициенты окатанности и сортированности аллотигенных акцессорных минералов, количественно преобладают их слабоокатанные и субидиоморфные кристаллы. Эти отличительные черты комплексов акцессорных минералов являются унаследованными и отражают прежде всего формационные особенности материнских пород.

На круговых диаграммах (рис. 4), иллюстрирующих данный вывод, показано соотношение ведущих акцессорных минералов в вулканогенно-терригенных и терригенных толщах разного возраста КМА, а также (для сравнения) Кривбасса (криворожская серия) и юго-востока ВКМ (воронцовская серия).

Не отрицая полностью влияния метаморфизма, следует подчеркнуть, что воздействие его на характер изменчивости комплексов акцессорных минералов не является определяющим. Так, несмотря на то, что в целом мета-

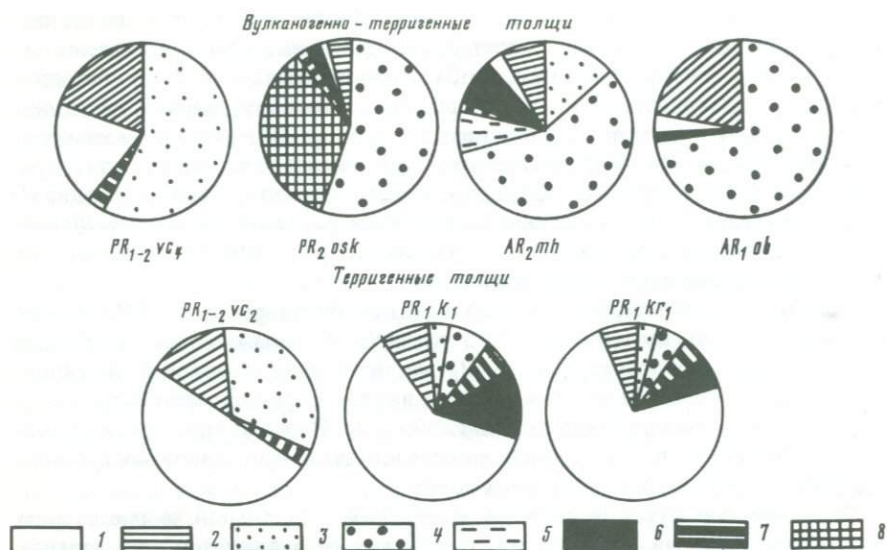


Рис. 4. Относительные содержания ведущих акцессорных минералов в разновозрастных толщах докембрия КМА и сопредельных районов

1 - циркон; 2 - апатит; 3 - ильменит; 4 - магнетит; 5 - хромит; 6 - рутил; 7 - турмалин; 8 - гематит. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

морфизм михайловской серии выше, видовой состав аллотигенных акцессорных минералов здесь все же разнообразнее, чем в курской серии, более высоки содержания и частота встречаемости сравнительно не очень устойчивых минералов, таких, как апатит, ильменит. Породы оскольской и курской серий сопоставимы по степени метаморфизма, и тем не менее концентрации апатита в первой всегда намного выше.

По-видимому, минеральный состав крупных, стратиграфических подразделений КМА определяется не только их формационными особенностями. Различия между ними, вероятно, также обусловлены и эволюционными изменениями в процессе литогенеза. Очевидно, заметнее всего эти изменения будут при сопоставлении наиболее крупных структурно-вещественных комплексов, отражающих определенные этапы развития земной коры. К числу таких комплексов относятся главные стратиграфические подразделения докембрия КМА и их возрастные аналоги в смежных районах (указаны в скобках): обоянская, михайловская, курская (криворожская) и оскольская (воронцовская) серии. При сравнении средних содержаний в породах некоторых постоянно встречающихся минералов (apatит, магнетит, циркон) нельзя не отметить последовательного уменьшения содержания тех же минералов в более молодых образованиях (см. рис. 3). Аналогичное распределение акцессорных минералов и в разновозрастных докембрийских гранитоидах отмечают ряд исследователей [1, 4, 12, 18, 19, 20].

С этих же позиций следует обратить внимание на установленное нами последовательное уменьшение вверх по разрезу докембрия КМА соотношения метамиктных и нормальных цирконов. В обоянской серии аллоти-

генные цирконы в значительной степени изотропированы и характеризуются относительно высокими содержаниями в них урана. Аналогичными свойствами обладает и аутигенный циркон в наиболее древних на КМА салтыковских плагиогранитах.

Во всех типах пород михайловской серии доля метамиктных цирконов составляет 50%, в нижней свите курской серии их не более 20–30% и очень мало — в породах верхней курской свиты и оскольской серии. Пока трудно найти однозначное объяснение этому факту, но на возможную закономерную его природу обращают внимание подобные же наблюдения и в других регионах [5, 9, 19].

Правильность общей методики применения акцессорно-минералогического анализа в стратиграфических целях, выбор тех или иных признаков в качестве коррелятивных на основе историко-геологических и формационных позиций подтверждается нашими данными и по межрегиональной корреляции, хотя в этом направлении и сделаны пока лишь первые шаги.

Многие исследователи курскую серию или отдельные ее свиты по-разному сопоставляли с воронцовской серией юго-востока ВКМ. Детальный анализ состава последней, выполненный И.П. Лебедевым [11], позволяет считать, что воронцовская серия сложена вулканогенно-осадочными граувакко-глинистыми толщами, сформированными в иных условиях, чем курская, — в миогеосинклинальных. Отсюда вытекают и различия между комплексами акцессорных минералов этих серий: в первой заметно преобладают слабо устойчивые акцессорные минералы, генетически связанные с вулканитами (апатит, ильменит), в противоположность толщам курской серии, на всех уровнях разреза которой доминирует циркон со всеми признаками происхождения его из достаточно зрелых отложений [17].

С этих же позиций становится понятной почти полная аналогия комплексов акцессорных минералов пород нижних свит курской и криворожской серий как следствие сходства составов материнских пород, тектонических режимов или даже бывшего структурного единства этих ныне разобщенных геологических регионов [16, 22].

Вышеизложенные методические принципы выделения коррелятивных признаков применимы при стратиграфических исследованиях регионального плана. Весьма тонкие и незначительные, на первый взгляд, особенности минерального состава пород, связанные с распределением в них акцессорных минералов, отражают кардинальные черты различия крупных стратиграфических единиц, обусловленные как эволюцией докембрийского литогенеза в целом, так и историей развития какой-либо крупной геологической структуры, например бассейна КМА. Такие признаки устойчивы и в разрезе и по площади, они также мало зависят от различий пород по степени метаморфизма. Как свидетельствует опыт наших исследований, наиболее эффективно использование метода для корреляции толщ с детальностью расчленения, не превышающей ранга свит.

1. Амшинский И.Н., Мариш И.В., Молчанов В.И. и др. Аксессуары гранитоидов Алтая и методика их изучения. М.: Недра, 1964. 176 с.
2. Бекасова Н.Б. Опыт применения минералогического метода при изучении осадочно-вулканогенных толщ имандра-варзугского комплекса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 138—140.
3. Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Аллотипные минералы тяжелой фракции метатерригенных пород зоны Имандра-Варзуга и их значение. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 22—28.
4. Висловных А.А., Гладких А.П. Распределение некоторых акцессорных минералов в оскладчатых гранитоидах Юго-Западного Забайкалья и Хамар-Дабана. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М.: ИМГРЭ, 1969, с. 212—216.
5. Горелов Б.Г. Использование формы цирконов при расшифровке генезиса докембрийских гранитоидов Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье). — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М.: ИМГРЭ, 1969, с. 55—59.
6. Ивановская А.В. Бор в глинистых формациях и гидрослюдах мезозойских отложений Лено-Оленекского района и его значение для определения палеосолёности. — В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965, с. 35—43.
7. Ильяш В.В. Опыт корреляции разрезов михайловской серии КМА по комплексам акцессорных минералов. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977, с. 11—22.
8. Ильяш В.В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977, с. 30—43.
9. Краснобаев А.А. Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей сноса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 145—147.
10. Кременецкий А.А. Метаморфизм основных пород докембрия. М.: Наука, 1979. 110 с.
11. Лебедев И.П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии. Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Воронеж, 1977. 28 с.
12. Ляхович В.В. Акцессорные минералы: Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 273 с.
13. Матковский О.И. Значение единого понятия термина "акцессорный минерал" при решении некоторых вопросов петрологии магматических комплексов. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических процессов. М.: ИМГРЭ, 1969, с. 132—136.
14. Негруца Т.Ф., Негруца В.З., Казак А.П. Опыт оценки палеогеографических условий среднепротерозойского седиментогенеза Карелии по данным анализа состава акцессорных минералов. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 140—144.
15. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 253 с.
16. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В. Сравнительная характеристика комплексов акцессорных минералов метаосадочных пород криворожской и курской серий. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1978, с. 56—65.
17. Плаксенко Н.А., Щеголев И.Н., Ильяш В.В., Лебедев И.П. Использование акцессорных минералов для литолого-стратиграфического расчленения метаморфических пород воронцовской серии ВКМ. — В кн.: Вопросы геологии КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1978, с. 97—105.
18. Пугалова Р.В. Акцессорные минералы гранитоидов хребта Чингис. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М.: ИМГРЭ, 1969, с. 312—326.
19. Усик В.И., Жаркова И.В. Об акцессорных минералах древних гранитоидов северо-

ро-западного Кавказа. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М.: ИМГРЭ, 1969, с. 289—296.

20. *Царовский И.Д.* Использование акцессорного циркона для корреляции докембрийских пород Украинского щита. — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 272—280.

21. *Чайка В.М.* К методике изучения метаморфических пород. — Геология и геофизика, 1962, № 12, с. 71—78.

22. *Чекунов А.В.* О раздвижении и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена. — Геол. журн. 1976, т. 36, № 1, с. 123—127.

23. *Шулешко И.К., Савельев А.А.* Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме. — В кн.: Литология, петрология осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974, с. 75—88.

УДК [552.124.3(47)]:553

*К.И. Розанов*

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ГЕНЕЗИСА И ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

В последние десятилетия благодаря работам многих исследователей изучение акцессорных минералов от накопления отдельных фактов и общего описания перешло в стадию выявления закономерностей их образования, особенностей распределения и концентрации, а также использования этих данных в качестве критериев генезиса, геохимической специализации и потенциальной рудоносности различных метаморфических и интрузивных комплексов [1—7, 12—15 и др.].

В пределах древних кристаллических щитов сконцентрированы многие крупные месторождения черных, цветных и редких металлов. До 70—90% ресурсов этих редких металлов, таких как тантал, ниобий, бериллий, редкие земли, литий, цезий и ряд других элементов, сосредоточено в докембрии Северной и Южной Америки, Африки, Европы, Азии и Австралии. Поэтому очевиден непрестанный интерес исследователей к докембрийским образованиям, изучение которых расширяет наши знания об особенностях эволюции древнейших этапов становления Земли и их сырьевом потенциале.

В последние годы, несмотря на значительную изученность европейской части СССР, на ее территории в зонах тектоно-магматической активизации краевых частей кристаллических щитов и срединных массивов Русской платформы выявлен ряд площадей и участков с комплексной редкометалльной минерализацией и рудопроявлениями, пространственно и генетически связанными, как правило, с докембрийскими формациями гранитоидов Русской платформы. К ним относятся, в частности, ортитоносные и бастанезит-колумбитоносные граниты в Приазовье, метасоматически измененные палингено-анатектические гранитоиды Полесья с комплексной редкометалльной акцессорной минерализацией и, наконец, цинк-вольфрам-оловянно-редкометалльные рудопроявления, связанные с гнейсо-гранитами купольных структур и формацией гранитов рапакиви в Северном Приладожье и на юге Финляндии [3, 8—11, 16—19 и др.].

Как известно, докембрийские образования Украинского и Балтийского щитов, Воронежского и Белорусского массивов, Тиманского кряжа и ряда других территорий, как правило, перекрыты фанерозойским осадочным чехлом различной мощности (от 10–20 до 200–400 м). Отдельные выходы коренных пород на дневную поверхность не позволяют однозначно и достоверно оценивать перспективы рудоносности этих территорий без привлечения ряда дополнительных критериев. Одним из таких критериев потенциальной рудоносности гранитоидов и перспектив выявления в связи с ними различного редкометалльного или комплексного оруденения являются акцессорные минералы и их парагенетические ассоциации, используемые при изучении гранитоидов и эндогенных рудопоявлений в условиях перекрытого осадочным чехлом докембрия Русской платформы.

В результате многолетних работ в европейской части СССР были опробованы и изучены докембрийские гранитоиды Приазовья, Волыни, Полесья, северо-запад и юго-восток Украинского кристаллического щита и Северного Приладожья на юго-востоке Балтийского щита. Всего было изучено более 250 минералогических проб рассматриваемых гранитоидов. Выделено и исследовано около 80 акцессорных минералов. Некоторые из этих минералов и их парагенетические ассоциации характерны только для определенных типов и комплексов гранитоидов, определяют их минералого-геохимическую специализацию и могут использоваться в прогнозно-оценочных целях. Так, в наиболее древних метаморфогенных палингенно-анатектических гранитоидах геосинклинального этапа развития регионов часто отмечаются "реликтовые" унаследованные минералы первично-вулканогенно-осадочных метаморфических пород, такие, как графит, силлиманит, андалузит, ставролит, глауконит, шпинель, корунд и ряд других. В то же время в метасоматически измененных гранитоидах появляются новые акцессорные минералы и ассоциации, не характерные для нормальных неизмененных гранитов, такие, как флюорит, топаз, бастнезит, колумбит-танталит, гадолинит, лейкофан, группа гельвина и ряд других [4, 7–11, 13, 17–19 и др.].

Несмотря на заметное различие гранитоидных комплексов отдельных регионов, отражающее специфику их эволюции, они обладают рядом общих геологических черт, показывающих особенности формирования и состава гранитоидов. Это позволило рассмотреть некоторые черты сходства и различия в минеральном составе гранитоидных комплексов докембрия нескольких регионов Русской платформы и попытаться выявить их коррелятивные и индикаторные признаки.

Гранитоиды рассматриваемых регионов делятся на две большие серии, различия между которыми отражают различные условия формирования этих регионов и слагающих их пород. В геосинклинальный этап развития регионов образовались палингенно-анатектические метаморфические гранитоиды (рис. 1, А), сформировавшиеся в результате длительного регионального метаморфизма и гранитизации первично-вулканогенно-осадочных пород. В платформенный этап развития были сформированы различные интрузивные (Б) и метасоматические (В) гранитоидные комплексы. Последние чаще других несут редкометалльную специализацию и оруденение, даже если их первоначальное формирование относится к геосинкли-

нальному этапу развития, так как редкометалльная акцессорная минерализация связана в основном с последующим метасоматическим преобразованием этих гранитоидов, сопровождавшимся новообразованием ряда минералов [4,7–11, 17–19 и др.].

На рис. 1 приведен характер распределения главных, наиболее информативных, акцессорных минералов метаморфических и гранитоидных комплексов отдельных регионов докембрия Русской платформы. В общем виде акцессорные минералы делятся на три группы. Часть минералов редкометалльной группы (колумбит-танталит, гадолинит, гельвин, лейкофан, бастнезит и др.) характерна только для гранитоидов, в той или иной степени затронутых процессами метасоматического преобразования. Эти минералы, как правило, отражают металлогеническую специализацию пород и их потенциальную рудоносность. Большая же часть минералов этой группы (ксенотим, монацит, бастнезит и др.) встречается почти во всех разновидностях метаморфических и гранитоидных пород. Здесь главным признаком потенциальной рудоносности становится их количественная характеристика, например, резкое увеличение (до сотен и тысяч г/т) содержания ортита, бастнезита, ксенотима и т.п. К этой же группе относятся такие, в общем, не характерные для гранитоидов минералы, как флюорит и топаз, которые в незначительных количествах (десятки, реже сотни г/т) отмечаются во многих гранитоидах. Увеличение их содержаний до ураганных (кг/т и более) характерно только для метасоматически измененных разновидностей пород, с которыми обычно и связано редкометалльное минералообразование.

Большая часть акцессорных минералов (апатит, гранат, сульфиды, минералы железа, титана и др.) характерна для большинства метаморфических и интрузивных пород. Количественные же их характеристики отражают генетическую принадлежность, геохимическую и металлогеническую специфику отдельных комплексов пород.

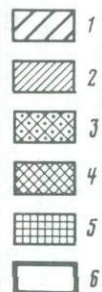
И, наконец, третья группа акцессорных минералов (графит, андалузит, силлиманит, ставролит, шпинель, корунд, глауконит и др.) является типоморфной для метаморфических пород. Их нахождение в тех или иных гранитоидах или метасоматитах свидетельствует о метаморфическом происхождении этих пород. Это хорошо видно на примере отдельных комплексов Приазовья, Полесья и Северного Приладожья. Гранодиориты и плагиограниты Приазовья, а также гранито-гнейсы и гнейсо-граниты Северного

Рис. 1. Характер распределения главных акцессорных минералов в докембрийских метаморфических комплексах и гранитоидах кристаллических щитов Русской платформы

Периоды развития регионов: А – геосинклинальный, метаморфическая серия, Б – платформенный, интрузивная серия, В – метасоматически измененные породы – и слагающие их породы: 1 – гнейсы, 2 – гранодиориты и плагиограниты, 3 – ортоносные [3, 4, 8, 9] салтычанские граниты, 4 – монацитонасные [3, 4, 8, 9] анадолийские граниты, 5 – граносиениты, 6 – колумбитонасные [8, 9] граниты каменноугольного типа, 7 – их метасоматически измененные разновидности, 8 – гнейсы и гранитоиды осницкого комплекса, 9 – гнейсы, сланцы и порфиروبластиты, 10 – житковичские граниты, 11 – их метасоматически измененные разновидности, 12 – гнейсо-граниты и гранито-гнейсы срединного Карельского массива, 13 – гнейсо-граниты купольных структур, 14–17 – граниты рапакиви: 14 – I фаза, 15 – II фаза, 16 – III фаза, 17 – апогранитные метасоматиты. Содержание, г/т: 1 – до 10, 2 – до 100, 3 – до 500, 4 – до 1000, 5 – > 1000, 6 – наиболее типоморфные минералы, значительно превышающие обычные стандартные содержания

Минерал	Приазовье - юго-восток Украинского кристаллического щита							Полесье - северо-запад Украинского кристаллического щита				Северное Прикарпатское - юго-восток Балтийского кристаллического щита					
	1-А	2-А	3-А	4-Б	5-Б	6-Б	7-БВ	8-А	9-А	10-А	11-АБ	12-А	13-А	14-Б	15-Б	16-Б	17-БВ
	7	14	12	12	15	26	Число 42	7	10	21	27	8	12	8	7	5	11
Пирохлор																	
Колумбит																	
Габолит																	
Гр. гальвина																	
Лейкофан																	
Ксенотим																	
Монацит																	
Рабдофанит																	
Ортит																	
Бастнезит																	
Паризит																	
Циркон																	
Террит																	
Флюорит																	
Топаз																	

Апатит																	
Гранат																	
Турмалин																	
Зидит																	
Магнетит																	
Гематит																	
Ильменит																	
Сфен																	
Рутил																	
Касситерит																	
Сульфиды																	
Шпинель																	
Бидерит																	
Корунд																	
Графит																	
Ставролит																	
Силлиманит																	
Андалузит																	
Глаукофанит																	
Кванцит																	



Приладожья являются продуктом гранитизации метаморфических пород в геосинклинальный этап развития этих регионов, поэтому они наследуют минеральные ассоциации гнейсов, сланцев и других метаморфических пород. *Метасоматически измененные гранитоиды Полесья имеют первоначально метаморфическое происхождение, о чем красноречиво свидетельствуют их минеральные ассоциации (см. рис. 1).*

Таким образом, качественное и количественное изучение акцессорных минералов даже без анализа их внутреннего строения и состава может достаточно убедительно свидетельствовать о метаморфогенном или интрузивном происхождении тех или иных гранитоидов и об их потенциальной рудоносности.

Одним из самых распространенных акцессорных минералов метаморфических и изверженных пород является циркон, встречающийся во всех разновидностях гранитоидов, часто в весьма ощутимых количествах. К тому же этот минерал очень стоек к различным химическим и физическим воздействиям. Все это позволяет проводить его детальное и разностороннее изучение. Сравнительный анализ морфологических особенностей цирконов дает возможность выявить различные типы пород, особенности их формирования и т.п. С этой точки зрения были исследованы цирконы гнейсовых комплексов и различных типов гранитоидов Приазовья. Для этих пород характерны многообразие кристаллографических типов минералов, разнообразная окраска от прозрачных до мутных и метамиктных разностей и некоторые другие особенности.

Распространенность различных морфологических типов цирконов в гранитоидах Приазовья приведена на рис. 2. Удлинение кристаллов самое разнообразное, наиболее распространенное — 1:2 и 1:3. Кристаллы с большим удлинением чаще более светлоокрашенные и характеризуются хорошей прозрачностью и блеском. Бипирамидальным цирконам свойственны более густая окраска, меньшая прозрачность и уменьшение отражательной способности. Некоторым исключением являются цирконы метасоматически измененных гранитов каменноугольного типа, которые характеризуются как простотой форм и большей удлинённостью кристаллов, так и их непрозрачностью и значительной степенью метамиктности.

Для метаморфических пород и гранитоидов геосинклинального этапа развития региона более характерны прозрачные цирконы малых размеров, сложных кристаллографических форм, с преобладанием бледно-розовой окраски, часты окатанные зерна и кристаллы с ядром и каймой регенерации.

Для интрузивных гранитоидов платформенного этапа развития характерны более крупные кристаллы цирконов простых форм, более разнообразно окрашенные. Часто отмечаются полупрозрачные, иногда трещиноватые и зональные кристаллы, в них чаще отмечены микровключения.

Цирконы метасоматически измененных разностей гранитов отличаются большей удлинённостью и простотой кристаллографических форм, цветом и матовостью окраски, слабым блеском и значительной степенью метамиктности. В них встречаются искаженные кристаллы и колеччатые двойники.

Резюмируя вышеизложенное, следует отметить, что изучение формы и содержания акцессорных минералов, которое не требует специального

Характеристика		1-А	2-А	3-А	4-А	5-Б	6-БВ
Размер зерен							
Крупные ( $> 0,25$ мм)		1	2	3	1	2	3
Мелкие ( $< 0,25$ мм)		3	3	3	1	1	1
Форма							
Простые		1	1	1	1	2	3
Сложные		3	3	3	1	1	1
Удлинение	до 2,5	3	3	3	1	1	1
	$> 2,5-3$	1	1	1	1	1	3
Бипирамидальные короткопризматические		1	1	1	1	3	3
Искаженные (уплощенные, клевчатые)		1	1	1	1	1	3
Окатанные (с ядром)		1	1	1	1	1	1
Цвет							
Бледно-розовые		3	3	3	1	1	1
Светло-оранжевые		1	1	1	1	1	1
Винно-желтые		1	1	1	1	1	1
Коричневые		1	1	1	1	1	1
Бура-коричневые		1	1	1	1	1	1
Серо-голубые		1	1	1	1	1	3
Другие особенности							
Прозрачные		3	3	3	1	1	1
Полупрозрачные		1	1	1	1	1	1
Матовые, мутные		1	1	1	1	1	1
Треугольные		1	1	1	1	1	1
Включения		1	1	1	1	1	1

 1
  2
  3

Рис. 2. Характерные особенности кристаллов цирконов в метаморфических и гранитоидных комплексах Приазовья

Содержание, %: 1 — до 15–20, 2 — до 40–50, 3 — более 50. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

сложного оборудования и высокочувствительных аналитических методов, вполне осуществимо в геологических партиях и экспедициях и может дать интересные данные, способствующие выявлению генезиса изучаемых пород, их геохимической и металлогенической специализации, потенциальной рудоносности и ряда других характеристик.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гогель Г.Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966. 181 с.
2. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
3. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы: Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
5. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 310 с.
6. Матковский О.И. Акцессорные минералы гранитоидов осницкого комплекса Вольни. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. 168 с.
7. Недашковский П.Г. Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 204 с.
8. Розанов К.И., Золотарев Б.П. Редкие элементы и акцессорные минералы как индикаторы рудообразования, связанного с альбитизацией гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 61–71.
9. Розанов К.И., Минеев Д.А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитоидов Приазовья. — Геохимия, 1973, № 2, с. 238–248.
10. Розанов К.И., Смирнова Н.В. Особенности дифференциации редкоземельных элементов в докембрийских гранитоидах юго-востока Украинского и Балтийского щитов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 205–208.
11. Розанов К.И., Флерова Л.Б., Хомич П.З., Зингерман А.Я. Особенности фракционирования и концентрации лантаноидов и иттрия в докембрийских комплексах западной части Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 2, с. 472–476.
12. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
13. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.Г. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977, с. 197–234.
14. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
15. Туровский С.Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1960. 60 с.
16. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.
17. Haapala I. Observations on the tin and beryllium contacts of the rapakivi granites. — Geol. Surv. Finl. Otaniemi Eripainos-Repr.: Geologi, 1973, vol. 25(6), p. 61–67.
18. Haapala I., Ojanpera P. Genthelvit-bearing greisens in southern Finland. — Bull. Geol. Surv. Finl., 1972, N 259, p. 1–22.
19. Khazov R., Rozanov K. Tin mineralization in the precambrian Russian platform. — In: Symp. IAGOD—MAWAM, Pr., 1974, vol. 1, p. 304–306.

*К.Дж. Боконбаев*

ПОВЕДЕНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ  
И ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
ПРИ МЕТАМОРФОГЕННОМ ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ  
(Тахталыкская гряда Тянь-Шаня)

Акцессорная минералогия метаморфических пород и тем более метаморфогенных гранитоидов Киргизии специально практически не изучалась. Большинство исследователей отрицали возможность метаморфогенного генезиса гранитов в условиях Тянь-Шаньских складчатых систем. Интерес к метаморфогенным породам докембрия и их рудоносности в Киргизии значительно возрос в последние годы благодаря научным разработкам и идеям академика А.В. Сидоренко.

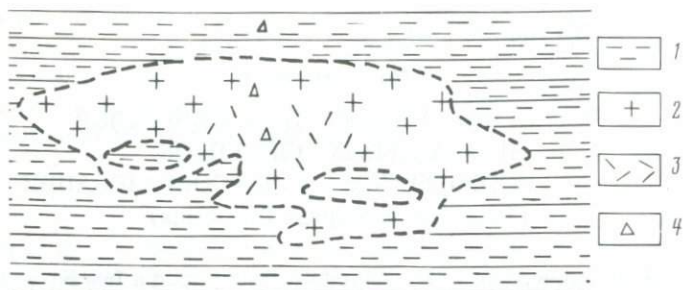
Настоящая работа является первой попыткой рассмотреть качественный состав и некоторые закономерности распределения акцессорных минералов в кристаллических сланцах, гнейсах каргышской свиты и гранитах Тянь-Шаня и установить их значение для понимания особенностей метаморфогенного гранитообразования.

Каргышская свита докембрия изучалась многими геологами. Большинство из них полагают, что граниты так называемой Каргышской интрузии являются позднепалеозойскими, возраст их по К—Аг-датировке определялся в 257—273 млн. лет. Считалось, что они прорывают одноименную свиту [4, 6]. Однако здесь наблюдается весь набор геологических признаков, характерных для гранитов, возникших на месте за счет вмещающих пород. В частности, в каргышской свите отсутствуют интрузивные тела или послонные дайки, а в кристаллических сланцах и гнейсах есть мелкие (от долей метра до нескольких метров в длину) разрозненные шпирь гранитного состава, имеющие линзовидную и гнездообразную форму. Контакты гранитных шпиров с вмещающими их гнейсами расплывчатые. В гранитах отчетливо проявляются "тенева" структура и слоистость вмещающих пород.

Характерно присутствие в гранитах в различной степени растворенных реликтов субстрата сланцев и гнейсов, не несущих следов перемещения. В ряде случаев можно видеть, как полосчатая текстура гнейсов и сланцев без малейшего смещения прослеживается в их реликтовых останцах в гранитном шпире (рисунок).

Таким образом, метаморфогенный генезис гранитных пород каргышской свиты находит свое отражение в особенностях структуры, текстуры и петрографического состава гранитов.

Граниты развиты в серых и розовых гнейсах, но в последних их количество заметно возрастает. Структура гранитов аллотриоморфнозернистая, гранобластовая, участками перегородчатая. Состав гранитов варьирует от лейкократовых гранитов (редко биотитовых плагиогранитов) до аляски-тов: микроклин (30—50%), плагиоклаз (5—20%), кварц (20—35%), альбит (5—10%), биотит (до 5%), мусковит (до 5%), хлорит, эпидот, гранат, кордиерит, кальцит.



Обособление гранитного материала в гнейсах

1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматоидные граниты, пегматиты; 4 — места отбора минералогических проб

Отличительной особенностью гранитов является отчетливо и широко проявленный порфиробластез микроклина, логически завершающийся образованием в центральных частях тел гранитных обособлений пегматоидных структур, в которых преобладают крупные блоки микроклина. На стыке порфиробласт микроклина, как правило, развивается реакционный альбит, в свою очередь, корродирующийся кварцем. Переход между гранитами и гнейсами осуществляется через маломощные зоны гнейсо-гранитов — пород, промежуточных между ними по составу и структуре.

Необходимо отметить следующие важные для понимания процесса гранитообразования особенности. Гранитные шпирь всегда более лейкократовые по составу, чем вмещающие породы, и в экзоконтакте их часто наблюдается зона, обогащенная цветными минералами. Калиевый полевой шпат гранитов представлен максимальным микроклином со степенью рентгеновской триклинности, равной единице. Практически одинаковый для всех пород свиты парагенезис минералов: силлиманит—гранат—кордиерит—биотит—плаггиоклаз—калишпат — свидетельствует об их формировании в близких термодинамических условиях, соответствующих амфиболитовой фации. Различия в количественных соотношениях главных минералов объясняются различным составом исходных осадочных пород [2].

Процесс метаморфогенного гранитообразования начинается с формирования зародышевых центров в гнейсах, которыми являются очковые обособления. Центробежно разрастаясь, они преобразуются в линзы и гнезда гранитов. Нередко гранитные шпирь в центре сложены кварц-микроклиновыми пегматитами, которые по направлению к периферии сменяются пегматоидными гранитами, далее средне-, неравномернозернистыми гранитами, переходящими постепенно в гнейсо-граниты. Таким образом, степень метаморфогенной перекристаллизации в центре зарождения была более интенсивной и затухала к периферии, что также подтверждается увеличением реликтов гнейсового субстрата в краевых зонах гранитных шпиров (см. рисунок). Следует отметить еще одну особенность описываемого процесса — автолизия, которая проявляется в вытеснении цветных минералов при образовании очковых обособлений к их периферии. В результате "экзоконтакты" гранитных шпиров обогащаются биотитом, причем биотит становится крупочешуйчатым. Процесс автолизи, начинаясь в очковых обособлениях, продолжается и в гранитных шпирях.

Отсутствие значительных процессов анатексиса подтверждается расплывчатым, метасоматическим "контактом" гранитных шпиров с гнейсами и отсутствием структур, которые возникают в породах при кристаллизации расплава. Вместе с тем нельзя полностью исключить возможность перехода части гранитизируемых пород в жидкую фазу. По крайней мере участие межгранулярной жидкости совершенно отчетливо фиксируется развитием новообразований кварца и альбита из интерстициальных полостей с явлениями коррозии ранее образованных минералов.

Степень рентгеновской триклинности полевых шпатов может служить индикатором температур их образования. Как говорилось выше, степень триклинности микроклина гранитов каргышской свиты оказалась максимальной, равной единице, что не характерно для магматических микроклинов. Этот факт также подтверждает метасоматический генезис микроклина и свидетельствует об относительно низких ( $\sim 500^{\circ}\text{C}$ ) температурах формирования гранитов в шпирях.

Парагенезис породообразующих минералов, наличие крупночешуйчатых слюд, а также состав и поведение акцессорных компонентов свидетельствуют, что гранитообразование сопровождалось увеличением роли свободной воды [7].

Формирование гранитов происходило, по всей вероятности, на фоне снижения как давления, так и температур. Если бы метаморфогенное гранитообразование шло при нарастании давления, то неизбежно возникали бы процессы выжимания жидкой фазы и, следовательно, имели бы место явления интродуирования, хотя бы и на небольшие расстояния. В условиях нарастания давления порфиробластез невозможен, так как имеет место уменьшение объема, возникновение более плотных модификаций минералов. Мы же наблюдаем возрастание роли менее плотных модификаций калиевого полевого шпата и альбита. Таким образом, укрупнение зерен, порфиробластез, формирование очковой текстуры, идущей с раздвиганием основной ткани, и, наконец, образование гранитных и гранит-пегматитовых шпиров с крупнозернистой и даже блочной пегматитовой структурой свидетельствуют о незначительном литостатическом давлении.

При гранитообразовании происходит дегазация гнейсов — вынос Fe, Mg, Ti, Ca и потеря летучих компонентов.

Видовой состав и типоморфизм акцессорных минералов в изученных породах соответствует таковому в метаморфогенных породах [1, 3, 5]. Состав и распределение акцессорных минералов и элементов в породах каргышской свиты представлены в табл. 1, 2. Анализ их позволяет выявить закономерности поведения акцессорных минералов в процессе гранитообразования и геохимические особенности поведения элементов, образующих эти минералы.

Типоморфными акцессорными минералами в породах свиты являются минералы: Fe (магнетит, мартит, гематит, пирит), Ti (сфен, ильменит, рутил), Zr (циркон), TR (ортит, карбонаты), F (флюорит), P (апатит),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (эпидот, гранат). Для понимания их поведения в процессе гранитообразования необходимо рассмотреть их распределение.

Взаимоотношения акцессорных и породообразующих минералов свидетельствуют о том, что образование основной массы акцессорных минералов было наиболее поздним.

Т а б л и ц а 1. Распределение акцессорных минералов в породах каргышской свиты, г/т

Номер пробы	Фация	Характеристика пород	Минералы				
			рудных элементов				
			Магнетит	Мартит	Гематит	Лимонит по пириту	Ильменит
1519	Сланцево-гнейсовая	Сланец	100	—	5	+	176
1236		Серый гнейс	249	—	+	+	—
1238		Серый полосчатый гнейс	756	—	0,14	425	—
1229	Гранитная	Серый гнейс	77	—	—	—	29
1232		Аплито-гнейс	840	—	11,4	34	—
1234		”	923	—	0,1	139	12,4
		Среднее	490,8	—	2,3	99,6	36,2
		Сумма по группе					
1521		Средне-крупно-зернистый гранит	163	—	6	17	+
1233		Гранит	2974	—	+	—	—
1235	”	1184	—	169	42	21	
1239	”	2407	—	18	9	—	
	Среднее	1682	—	48,2	17	5,3	
	Сумма по группе						
1520	Пегматоидных гранитов	Средне-крупно-зернистый гранит	66	+	+	+	+
1524		То же	97	+	699	—	—
1231		Среднее	13	—	+	+	—
	Сумма по группе	58,6	+	233,0	+	+	
1525	Пегматитов	Пегматит	3	—	+	—	—
1526		”	3,6	—	1	3,6	—
1227		”	14	—	71	—	0,05
1228		”	3,1	—	—	—	—
		Среднее	5,9	—	18,0	0,9	0,01
	Сумма по группе						

Примечание. Знаком + отмечено присутствие минерала.

В процессе метаморфогенного гранитообразования акцессорные минералы резорбировались, растворялись, регенерировались, переоткладывались. Особенности распределения акцессорных минералов и поведения отдельных элементов в породах будут рассматриваться в последовательности гнейс—гранит, гранит—пегматоидный гранит, пегматоидный гранит—пегматит, т.е. в той последовательности, в которой шел процесс гранитизации.

Магнетит образует октаэдрические, изометричные и неправильные зерна в интерстициях породообразующих минералов, ассоциирует с измененным биотитом.

Среднее содержание магнетита (в г/т) в гнейсах 490,8, в гранитах 1682, а в пегматоидных гранитах 58,6, а в пегматитах самое минимальное — 5,9.

Минералы					
рудных элементов					
Сфен	Лейкоксен	Рутил	Пирит	Арсенопирит	Галенит
5	—	—	+	—	+
+	—	—	+	—	—
142	—	—	0,4	42,6	—
149	—	—	0,7	+	+
345	11,4	—	+	—	+
+	—	—	+	—	—
106,8	—	1,9	0,03	7,1	+
—	—	744,7	—	—	—
20	—	—	+	—	—
12,6	+	—	+	+	—
109	—	—	+	—	+
35,4	+	—	+	+	+
—	—	1787,9	—	—	—
+	—	—	+	+	—
+	—	—	2,3	—	—
+	—	—	+	—	—
—	—	—	0,8	—	—
—	—	292,4	—	—	—
—	—	—	+	—	+
—	—	—	+	—	+
+	—	—	0,3	—	+
+	—	—	0,1	—	—
—	—	—	0,1	—	+
					24,9

В гранитах по сравнению с гнейсами резко снижается общее содержание Fe при относительном увеличении его окисной формы. Можно предположить, что в процессе преобразования гнейсов в граниты происходят высвобождение Fe и его вынос. В связи с возрастанием на этой стадии парциального давления кислорода часть высвобождаемого Fe окисляется и фиксируется в форме магнетита, что и подтверждается увеличением содержания в гранитах не только магнетита, но и гематита. При дальнейшем развитии процесса при преобразовании гранита в пегматоидные граниты и пегматиты продолжает расти роль окисного Fe (возрастают содержания гематита) и усиливается общий вынос Fe (снижаются содержания как Fe, так и магнетита).

Таблица I (окончание)

Номер пробы	Фация	Характеристика пород	Минералы					
			редких элементов					
			Циркон	Торит-орацит	Монацит	Ортит	Танталониобаты	Карбонаты TR
1519	Сланцево-гнейсовая	Сланец	+	-	-	+	-	-
1236		Серый гнейс	0,66	-	-	-	-	-
1238		Серый полосчатый гнейс	+	-	-	-	-	-
1229	Гранитная	Серый гнейс	1,0	-	-	-	-	-
1232		Аплито-гнейс	1,4	-	-	-	-	-
1234		"	0,09	+	+	-	+	-
		Среднее	0,5	+	+	+	+	-
		Сумма по группе			0,5			
1521		Средне-крупнозернистый гранит	12	-	57	+	-	-
1233		Гранит	24	-	0,98	36,9	-	+
1235	"	21	32	-	106	43,2	-	
1239	"	3	-	-	27	-	-	
	Среднее	15	8	14,4	42,5	10,8	+	
	Сумма по группе			90,7				
1520	Пегматоидных гранитов	Средне-крупнозернистый гранит	0,6	+	-	8,6	4,3	4,3
1524			14	-	-	-	16	-
1231	Пегматитов	То же	+	-	-	-	-	-
		Среднее	4,8	+	-	2,8	6,8	1,4
		Сумма по группе				16,0		
1525		Пегматит	+	-	-	-	-	-
1526	"	3	-	1,7	-	-	-	
1227	"	3	-	-	-	-	-	
1228	"	4,1	-	-	-	-	-	
	Среднее	2,5	-	0,4	-	-	-	
	Сумма по группе	24,9						

С ф е н наблюдается в виде как кристаллов, так и зерен изометричной и правильной форм. Минерал обычно приурочен к инерстидиям породообразующих минералов, где образует агрегативные скопления. Иногда встречается в виде включений в полевых шпатах, тесно ассоциируя с магнетитом и находясь с ним в реакционных взаимоотношениях. Характер его распределения в породах несколько иной, чем у магнетита. Содержание сфена устойчиво понижается от гнейсов к пегматоидным гранитам и пегматитам. В этом же направлении понижается и содержание Ti. Аналогичная картина наблюдается и для ильменита.

Ц и р к о н в гранитах и гнейсах различается по форме выделения. В

Минералы									
летучих компонентов				самородных элементов		прочие			
Флюорит	Апатит	Турмалин	Топаз	Свинец	Медь	Гранат	Эпидот	Актинолит	Корунд
370	0,6	-	-	+	-	1000	346	-	-
35	1	18	-	+	-	-	+	192	-
5	8	-	-	+	-	+	992	-	+
5	42	15	-	+	-	1101	-	-	-
3,5	34	+	-	+	-	-	343	+	-
14,9	16	9,3	-	+	-	+	+	-	-
94,6	16,9	7,0	-	+	-	350,0	280,1	32,0	+
		118,5						662,1	
6	7,3	-	-	+	-	22	-	-	-
2	2	-	-	+	-	-	-	-	-
6	0,2	-	-	+	-	-	-	-	-
19	1	-	-	+	-	+	+	-	-
8,3	2,6	-	-	+	-	5,5	-	-	-
		10,9			+			5,5	
27	0,58	0,86	+	+	-	516	-	+	-
45	+	-	-	+	-	-	16,4	-	-
5	0,4	-	-	+	+	1420	7,5	-	-
25,6	0,3	28,6	+	+	+	219,3	30,5	+	-
		54,5			+		249,8		
9	+	69	-	-	-	69	+	-	-
32,3	-	280	-	0,2	+	161	-	-	0,05
0,6	4,4	106	-	0,02	-	353	35	-	-
+	39,8	7223	-	-	-	-	-	-	-
10,5	11,0	1919,5	-	0,05	+	143,7	8,8	-	0,1
		1940,5						151,8	
					0,05				

гнейсах это мелкие, короткопризматические, с множеством мельчайших, не диагностируемых включений кристаллы, как правило, сильно резорбированные. В гранитах размер циркона больше, формы его кристаллов несколько упрощаются и нередко можно наблюдать признаки их регенерации — обрастание мелких зерен неправильной формы более светлыми каемками, появляются грани. Но все же в гранитах циркон большей частью резорбирован. Количество циркона возрастает от гнейсов к пегматитам, хотя содержание Zr (см. табл. 2) в этом направлении существенно снижается. Снижение содержания Zr от гнейсов к пегматитам, широкое развитие явлений резорбирования циркона свидетельствуют о выносе его в процессе гранитизации.

Таблица 2. Средние содержания аксессуарных элементов в породах Каргышской свиты, г/г

$\bar{x}$	Порода	n	Be	Zr	V	Pb
$\bar{x}_1$	Гнейсы	6	$\frac{3,5}{0,63}$	$\frac{347}{1,73}$	$\frac{51,3}{12,8}$	$\frac{17,5}{0,87}$
$\bar{x}_2$	Граниты	4	$\frac{7,2}{1,3}$	$\frac{110}{0,55}$	$\frac{6}{1,5}$	$\frac{21,2}{1,06}$
$\bar{x}_3$	Пегматоидные граниты	3	$\frac{6,6}{1,2}$	$\frac{70}{0,35}$	$\frac{6}{1,5}$	$\frac{25,6}{1,28}$
$\bar{x}_4$	Пегматиты	4	$\frac{5,2}{0,94}$	$\frac{25}{0,12}$	$\frac{4,2}{1,05}$	$\frac{36,7}{1,83}$
			5,5	20	4	20
				$\bar{x}_1 > \bar{x}_2$		$\bar{x}_4 > \bar{x}_1$
				$\bar{x}_1 > \bar{x}_3$		
				$\bar{x}_1 > \bar{x}_4$		

Примечание. Кларк в кислых породах, по А.П. Виноградову (1962 г.). Различия средних с 5%-ным уровнем значимости (по критерию Фишера для малых выборок), в числителе — среднее содержание, в знаменателе — коэффициент концентрации

Флюорит и апатит в наибольших количествах наблюдаются в гнейсах. В гранитах и пегматоидных гранитах содержания их заметно снижаются. В этом же направлении по данным химанализов (см. табл. 2) снижаются концентрации Са и F. Прямая корреляция содержаний аксессуарных минералов и Са и F в серии гнейс—гранит определенно свидетельствует о выносе этих элементов в процессе гранитизации.

Ортит образует довольно крупные, но плохо сохранившиеся кристаллы, которые в той или иной мере резорбированы. Ортит и эпидот находятся в породах в "антагонистической" взаимосвязи. С уменьшением содержания эпидота возрастают содержания ортита.

В гнейсах он встречается в знаках. В гранитах его содержание возрастает в среднем до 42,5 г/г, в пегматоидных гранитах составляет 2,8 г/г и в пегматитах вновь снижается до знаков. Обращает на себя внимание тот факт, что уменьшение содержания ортита в пегматоидных гранитах сопровождается параллельным относительным повышением в них карбонатов редких земель.

Содержание редких земель (см. табл. 2) существенно понижается от гнейсов к пегматитам. Это позволяет считать, что в процессе гранитизации редкие земли, рассеянные в породообразующих минералах, высвобождаются из них и частью выносятся, а частью на стадии образования гранитов фиксируются в ортите. При дальнейшем нарастании процесса гранитизации до пегматообразования продолжается вынос из системы редких земель. Они почти не осаждаются в виде ортита, а ранее образованный ортит даже разрушается, преобразуясь в карбонаты редких земель. В этом процессе Се подвижнее Y.

Гранат и эпидот — типичные минералы сланцев и гнейсов, где они в отдельных разновидностях являются породообразующими. В гранитах и пегматоидных гранитах их содержание существенно снижается,

	B	F	Y	Ce	La	Yb
	$\frac{27,1}{1,80}$	$\frac{240}{0,3}$	$\frac{28,6}{0,8}$	$\frac{130}{1,3}$	$\frac{72}{1,2}$	$\frac{3,9}{0,97}$
	$\frac{6,5}{1,1}$	$\frac{< 50}{< 0,06}$	$\frac{11,8}{0,3}$	$\frac{62,3}{0,62}$	$\frac{35,3}{0,58}$	$\frac{1,7}{0,42}$
	$\frac{23,3}{1,5}$	$\frac{< 50}{< 0,06}$	$\frac{31}{0,9}$	$\frac{27}{0,27}$	$\frac{65}{1,08}$	$\frac{6,3}{1,57}$
	$\frac{50}{3,3}$	$\frac{< 50}{< 0,06}$	$\frac{12,1}{0,3}$	$\frac{15,6}{0,15}$	$\frac{10,4}{0,17}$	$\frac{2,7}{0,67}$
	15	80	34	100	60	4
		$x_1 > x_2$	$x_1 > x_2$	$x_1 > x_4$	$x_1 > x_4$	

относительно кларка. Be, Zr, V, Pb, B, F определялись количественным спектральным методом в лаборатории Бронницкой экспедиции; Y, Ce, La, Yb — количественно в спектральной лаборатории ИГ АН КиргССР.

закономерно коррелируясь с уменьшением в этой серии глинозема, Са и Mg.

Турмалин, монацит и тантало-ниобаты — минералы, картина распределения которых иная, чем у большинства других. Значимые содержания монацита и тантало-ниобатов фиксируются в гранитах и пегматоидных гранитах, тогда как в гнейсах и сланцах они встречаются в единичных знаках. Содержание турмалина в пегматоидных гранитах неравномерно, но в целом выше, чем в гнейсах и сланцах, и резко возрастает в пегматитах, что согласуется с геохимией бора.

Таким образом, можно констатировать, что при метаморфогенном преобразовании гнейсов в граниты, которое в данном случае протекало без существенных явлений переплавления, значительно изменяются химический состав субстрата и количественные соотношения аксессуарных минералов.

Для большинства аксессуарных минералов отчетливо проявлена тенденция уменьшения их содержания в процессе гранитизации. Вместе с тем происходят изменение форм нахождения отдельных элементов и видовые преобразования минералов. Так, часть Fe и TR, высвобождавшаяся из породообразующих минералов на начальной стадии, образовала собственные минералы — магнетит, ортит и монацит, которые в дальнейшем разрушались и преобразовывались соответственно в мартит, гематит и карбонаты TR.

В процессе гранитообразования происходила автолизия не только породообразующих минералов, но и в целом образующихся гранитов, выносились Fe, Ti, Mg, Ca, F, Zr, V, TR.

Постоянное присутствие в гранитах граната, по составу и морфологии зерен идентичного гранату сланцев и гнейсов, а также широкое развитие в них детритового циркона подтверждают их метаморфогенный генезис. Следовательно, эти минералы могут быть использованы в качестве индикаторов генезиса пород.

1. Бельков И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1979. 185 с.
2. Белькова Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. 230 с.
3. Васильева В.И. Особенности поведения акцессорных минералов при некоторых метаморфических процессах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, т. 100, № 3, с. 318–321.
4. Горецкая Е.И., Додонова Т.А., Лесков С.А. Интрузивные формации орогенных этапов. — В кн.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. 112 с.
5. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 446 с.
6. Сагындыков К.С. Докембрий и нижний палеозой хр. Кок-Ийрим-Тоо и Тахталынской гряды (Тянь-Шань): Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе, 1964. 26 с.
7. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24–35.

УДК 549.903.12 : 552.4 (571.53)

*В.Н. Мазилев*

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В процессе изучения кор выветривания, развитых на разновозрастных метаморфических породах Прибайкалья и связанных с позднепалеоценово-раннеэоценовой эпохой корообразования [3], накопился значительный материал по минералогии исследованных толщ. В связи с тем, что для анализа акцессорных минералов метаморфических пород использовались гипергенные профили выветривания, аутигенное минералообразование было снято и изучались только минералы материнских пород.

Исследовались микроклиновые мигматиты Нарын-Кунтинского карьера и Приольхонья и сланцы п-ова Святой Нос. Образование мигматитов связывается с процессом раннепалеозойского (?) щелочного метасоматоза [1]. Наиболее распространенными акцессорными минералами мигматитов являются эпидот и гранат, менее распространены сфен, циркон и некоторые другие. Намечаются различия в составе минералов в вертикальном разрезе. Для верхней его части характерно преимущественное развитие эпидота, для нижней — гроссуляра.

Г р а н а т присутствует в виде бесцветных зерен. Встречаются разноцветные, окрашенные в бурые и розовые тона. Зерна угловатые, полуугловатые. Изредка отмечаются непрозрачные включения и пузырьки газа. Показатель преломления — 1,735. В нижней части 15-метрового разреза измененных мигматитов гранат образует концентрации до 28,7–93,9 кг/т.

М и н е р а л ы группы эпидота установлены только в верхней части разреза мигматитов, представлены в основном эпидотом; цоизит и клиноцоизит встречаются реже. Эпидот большей частью наблюдается в

виде бесформенных угловатых зерен с неровной шероховатой поверхностью. Изредка встречаются кристаллы удлиненнопризматического облика. Окраска неравномерная. Преобладают зеленые, зеленовато-желтые и фишашковые тона. Плеохроизм от светло-желтого по  $Np$  до зеленого различной интенсивности по  $Ng$ . Показатели преломления изменяются в зависимости от интенсивности окраски минерала. Наиболее часто наблюдаемые  $Ng' = 1,762$ ,  $Np' = 1,750$ . Концентрация минералов группы эпидота в рассматриваемой части разреза измененных мигматитов — от 0,6 до 11,5 кг/т, в среднем около 6,5 кг/т.

Ц и р к о н распространен по профилю повсеместно. Максимальное содержание его (195 г/т) приурочено к нижней части разреза. Морфология и окраска циркона находятся в зависимости от местонахождения в разрезе. Для нижней части характерны бледно-розовые прозрачные зерна, несущие заметные следы окатанности. В верхней части разреза наряду с удлиненными угловато-окатанными зернами встречаются кристаллы призматической формы, бесцветные и окрашенные в светло-серые тона.

С ф е н определен почти во всех пробах. Его содержание в низах изученного разреза достигает 681 г/т. Морфологические особенности и цвет минерала по всему профилю выветрелых мигматитов практически не меняются. Это бледно-желтые угловато-окатанные зерна уплощенной формы. Отмечается лейкоксенизация сфена.

Л е й к о к с е н встречается практически постоянно и в довольно больших количествах (до 2,9 кг/т). Установлено заметное преобладание его в верхней части разреза. Не исключено, что повышенные концентрации лейкоксена связаны с лейкоксенизацией сфена. Минерал наблюдается в пористых зернах скорлуповатой формы. Цвет лейкоксена серовато-желтый.

М а г н е т и т обнаружен лишь в одной пробе (156 г/т), где он представлен угловатыми и округлыми зернами черного цвета. Кроме того, встречаются кристаллы октаэдрической формы.

Формирование профиля выветривания по исходным материнским породам сопровождалось образованием гипергенных минералов.

В мигматитах Приольхонья продукты выветривания представлены не только глинистыми минералами, но и лимонитом, сидеритом, минералами фосфора и марганца. Лимонит отмечается в профиле выветривания постоянно. Максимальное содержание его достигает 2169 г/т. Встречается обычно в бесформенных агрегатах, скорлуповатых зернах и редко в выделениях таблитчатой формы. Сидерит присутствует крайне редко и в очень незначительных количествах. В основном он наблюдается в конкрециях бурого цвета с неровной шероховатой поверхностью.

Среди акцессорных минералов выветрелых архейских амфибол-пироксеновых сланцев п-ова Святой Нос доминирующее значение имеют сфен, апатит и биотит. Циркон, турмалин, лейкоксен, ортит и другие встречаются эпизодически и в небольших количествах. Для профиля выветривания характерна интенсивная карбонатизация продуктов гипергенной переработки сланцев [2].

С ф е н — самый распространенный акцессорный минерал. Содержание его — от 17 до 15 235 г/т, в среднем 5456 г/т. Зерна сфена бесцветные или желтые, уплощенной формы, со скошенными краями.

А п а т и т представлен призматическими кристаллами хорошей сохран-

ности, обломками кристаллов и полуокатанными зернами. Цвет светло-желтый, часто бесцветный. Максимальная концентрация в породе 3026—5128 г/т.

**Ц и р к о н** образует короткопризматические и удлиненные кристаллы, бесцветные и бледно-розовые, часто со сглаженными ребрами. Наибольшее содержание его — 74 г/т.

**Т у р м а л и н** подобно циркону не образует больших концентраций и в породах часто отсутствует. Его содержание не превышает 40 г/т. Турмалин встречается в виде короткопризматических кристаллов грязно-зеленого, реже темно-коричневого цвета. **Л е й к о к с е н**, **д и с т е н**, **р у т и л** и **б р у к и т** распространены спорадически. В редких пробах обнаружены минералы группы **э п и д о т а**. Форма зерен угловатая и округлая.

**И л ь м е н и т** представлен уплощенными зернами с полуметаллическим блеском. В одной пробе содержание его равно 40 г/т.

Иногда в выветрелых гранитизированных сланцах встречается **о р т и т**. Его содержание достигает 1513 г/т. Минерал представлен кристаллами призматической, часто уплощенной формы. Хорошо сохранившиеся кристаллы отмечаются довольно редко. Показатели преломления  $N_g' = 1,698$ ,  $N_p' = 1,690$ .

Минеральные преобразования в профиле коры выветривания на кристаллических сланцах выразились в появлении лимонита и сидерита.

Обобщая результаты исследований акцессорных минералов мигматитов Приольхонья и кристаллических сланцев п-ова Святой Нос, необходимо отметить, что группа акцессорных минералов в этих образованиях не отличается большим разнообразием. Для акцессорных минералов из мигматитов Приольхонья характерна значительная изменчивость. В архейских сланцах п-ова Святой Нос спорадически отмечаются пробы с повышенными содержаниями ортита. Магнетит в мигматитах в редких пробах образует концентрации до 156 г/т. Вторичные изменения акцессорных минералов мигматитов и кристаллических сланцев в зоне гипергенеза в основном проявились очень слабо.

В результате проведенных исследований пополнились сведения о составе акцессорных минералов архейских (?) метаморфических пород Прибайкалья, что в какой-то мере позволит полнее представить эволюцию формирования рассмотренных древних образований в докембрийский период их существования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ескин А.С., Эз В.В., Грабкин О.В.* и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
2. *Мазюков В.Н., Кашик С.А.* Минералогия продуктов гипергенной переработки изверженных и метаморфических пород п-ова Святой Нос. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 185—192.
3. *Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К.* Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.

*Г.Н. Кокарев, А.А. Смирнов, Л.Н. Шуляева*

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД МАКБАЛА (Киргизский хребет)

В западной части Киргизского хребта широко развиты глубокометаморфизованные кристаллические сланцы и кварциты докембрийского возраста. Наиболее полный разрез этих отложений наблюдается в районе р. Макбаль. Здесь в ядерной части Макбальского антиклинория обнажаются породы, относящиеся к нижнедокембрийскому комплексу основания киргизской серии [2].

Акцессорные минералы изучались в кварцитах макбальской и нельдинской свит, а также в метасоматически измененных породах. Для их выделения отбирались пробы весом 15–20 кг.

Кварциты макбальской и нельдинской свит по составу и степени метаморфизма не отличаются друг от друга. Макроскопически это серые или темно-серые массивные тонко- и толстошлитчатые породы.

Акцессорные породы в кварцитах и сланцах макбальской и нельдинской свит характеризуются довольно бедным видовым составом (таблица).

Постоянно присутствующими минералами являются пирит, халькопирит, арсенопирит, рутил, апатит, циркон, гранат и турмалин. В виде единичных знаков отмечаются галенит и флюорит, явно наложенные.

Содержание пирита в серых кварцитах не превышает 3 г/т. Обычно это мелкие (0,01–0,1 мм) зерна кубической формы, тогда как в белых кварцитах зерна пирита достигают размеров до 3–5 мм и его количество резко увеличивается.

Рутил присутствует в трех генерациях. В серых кварцитах и сланцах макбальской и нельдинской свит развит рутил первичный, терригенный. Это обломки кристалликов или полуокатанные и окатанные его зерна, обычно сильно корродированные. Рутил второй генерации встречен в слюдястых сланцах, обогащенных графитом. Здесь рутил представлен идиоморфными кристалликами, ориентированными вдоль сланцеватости пород. Размер кристаллов рутила — от 0,2 до 1 мм. Установлено, что повышенные содержания рутила в таких породах обычны в местах большей концентрации графита [1]. Рутил третьей генерации представлен более крупными (до 2–3 мм) кристаллами и встречается в белых кварцитах, а также в метаморфизованных кварцевых жилах, сложенных гранулированным кварцем. Такой рутил находится в ассоциации с крупнокристаллическим пиритом второй генерации.

В серых кварцитах апатит представлен полуокатанными, корродированными зернами и является, по-видимому, первичным терригенным минералом. Содержание апатита довольно постоянное и не превышает 10 г/т. В белых кварцитах практически не встречается корродированных зерен апатита. Здесь обычны призматические или короткопризматические формы кристаллов.

Циркон представлен также двумя генерациями кристаллов. В серых неизмененных кварцитах циркон явно терригенного происхождения. Это

Порода	Пирит	Халь- копирит	Арсе- нопирит	Рутил	Апа- тит	Цир- кон	Гран- нат	Турма- лин
Кварциты серые	3	0,1	—	20	10	15	40	50
Кварциты белые пере- кристалли- зованные	50	0,01	0,3	0,1	0,6	0,01	3,5	0,1
Кристалли- ческие сланцы	—	—	—	50	15	10	100	—

корродированные кристаллики или их обломки. Циркон второй генерации встречается только в белых кварцитах. Для него характерны хорошо образованные кристаллы с развитыми гранями призмы (100). Кристаллы бледно-розового цвета, без включений.

Наиболее высокие содержания граната отмечаются в сланцах. В серых кварцитах его значительно меньше (см. таблицу).

Среди сланцев встречаются разности, содержащие до 40–50% граната. По составу гранат таких сланцев относится к альмандин-пиропу. В кварцитах содержание граната резко падает. Белые кварциты содержат только 3,5 г/т граната, тогда как в серых кварцитах его до 40 г/т.

Приведенные данные о распространении аксессуарных минералов в докембрийских кварцитах и сланцах Макбальского антиклинория показывают, что в целом эти породы характеризуются довольно бедным составом аксессуарных минералов.

Такие минералы, как рутил, апатит, циркон и гранат, характеризуются довольно высокой устойчивостью к процессам метаморфизма. Являясь первичными терригенными минералами в породах макбальской и нельдинской свит, они не претерпели сколько-нибудь заметных изменений. И только в зонах интенсивной метасоматической проработки кварцитов, превращенных в перекристаллизованные белые гранулированные разности, они подверглись почти полному растворению. На их месте образовались новые генерации одноименных минералов, отличающихся не только своим габитусом, но и значительно меньшим содержанием.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Байбулатов Э.Б. Ачик-Ташское серно-колчеданное месторождение и его генезис. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. 192 с.
2. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. 79 с.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ – ИНДИКАТОРЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА И СТАНОВЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Характеризуя современное состояние минералогии и ее задачи, академик А.В.Сидоренко указал, в частности, на то, что изучение минералов, в том числе и акцессорных, должно быть направлено на расшифровку геологических процессов и условий среды минералообразования, т.е. способствовать выявлению существовавшей геологической обстановки. Для установления генезиса раннедокембрийских толщ единственным источником такой информации являются минералы и их парагенезисы. На примере Украинского щита (УЩ) удастся показать, какая большая геологическая информация для определения происхождения раннедокембрийских образований может быть получена при изучении типоморфных признаков минералов.

Подавляющая часть площади УЩ сложена в той или иной степени гранитизированными раннеархейскими породами, которые принято называть кристаллосланцами, предположительно претерпевшими гранулитовую или амфиболитовую фации регионального метаморфизма.

Изучение акцессорного апатита, повсеместно присутствующего в породах, указывает на ошибочность этого представления. В апатите были обнаружены включения минералообразующей среды, представленные раскристаллизованными расплавами. Гомогенизация включений в апатитах наступает при 1050°C или несколько выше. Такая термометрическая характеристика акцессорного апатита наблюдается как для лейкократовых, так и меланократовых разностей сланцев на всей площади УЩ.

Термометрические исследования акцессорных апатитов указывают, что древнеархейские породы УЩ могут иметь и магматическое происхождение. В пользу этого свидетельствуют также массивный облик пород, текстуры, отвечающие ритмичному рассеянию магм. Радиологический возраст этих пород по циркону достигает 3,5 млрд. лет, что дает основание считать их самыми древними породами УЩ.

Расчетами Рингвуда установлено, что первоначально в процессе уплотнения внешняя оболочка Земли глубиной 400–600 км была расплавленной. По всей вероятности, описываемые выше породы являются продуктом кристаллизации расслоенной магмы расплавленной верхней оболочки Земли и представляют собой ранние образования литосферы.

Поскольку описываемые породы не являются метаморфическими, к ним не должны применяться такие термины, как гранулиты или кристаллосланцы. Мы предлагаем называть их протолитами, подчеркивая их раннее образование и первичное магматическое происхождение.

Таким образом, пример исследования включений в акцессорных апатитах из протолитов УЩ указывает на большие потенциальные возможности получения важной генетической геологической информации при изучении акцессорных минералов.

*Г.Б. Ферштатер, В.А. Чащухина, Н.С. Бородина, Т.Г. Драпеко*

## ПАРАГЕНЕЗИСЫ АКЦЕССОРНЫХ ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ И ФЕРРОФАЦИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Железо-титановые минералы — это наиболее распространенные акцессорные минералы изверженных и метаморфических пород. В магматических породах они давно стали важными индикаторами их условий формирования, формационной и фациальной принадлежности, металлогенической специализации. Детальное изучение геохимии Fe и Ti в гранитоидах, и в частности распределения этих элементов между силикатами и окислами, позволило нам разработать схему феррофаций гранитоидов, отражающую режим кислорода и кислотности—щелочности на магматической и постмагматической стадиях формирования этих пород [13, 14]. Развитие исследований применительно к метаморфическим породам столкнулось с рядом трудностей, и прежде всего с меньшей изученностью этих минералов в метаморфических породах. В имеющейся по теме литературе либо описаны железо-титановые окислы в отрыве от цветных минералов [26–28], либо при совместном описании не приведены составы окислов [17, 23].

Нами при детальном изучении метаморфических пород тараташского комплекса и Кочкарского антиклинория были исследованы ассоциации акцессорных железо-титановых минералов и распределение железа и титана между этими минералами и цветными силикатами. Ниже изложены результаты исследования обычных метаморфических пород гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, в которых железо-титановые минералы находятся в акцессорных количествах. Образование рудных концентраций этих минералов представляет собой особую проблему.

В Тараташском блоке изучены породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и регрессивной амфиболитовой фаций. В области Восточно-Уральского поднятия в Кочкарском антиклинории детально исследованы продукты зонального метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, развитые вокруг массивов позднепалеозойских плутонических гранитов.

Тараташский метаморфический комплекс сложен тремя главными группами пород: двупироксеновыми кристаллическими сланцами базальтового состава, орто- и парагнейсами среднего состава и кварц-полевошпатовыми породами кислого состава. Метаморфические породы этого комплекса подробно описаны ранее [5, 13]. Отметим, что амфиболы и биотиты из породы тараташского комплекса обладают особенностями состава, свойственными гранулитовой фации: повышенным содержанием Ti и F, пониженной глиноземистостью по сравнению с таковой этих минералов из одноименных пород амфиболитовой фации. Соответственно повышенным содержанием Ti характеризуется и главный рудный минерал — магнетит (табл. 1). Он отличается по этому признаку как от диафоритов амфиболитовой фации, развитых в пределах тараташского комплекса, так и от

Т а б л и ц а 1. Содержание элементов-примесей в магнетитах пород тараташского комплекса, % вес.

Номер пробы	Порода	TiO <sub>2</sub>	V	Mn	Cr	Ni	Co
Породы гранулитовой фации							
1	Кварц-полевошпатовая порода	1,90	0,12	0,06	0,02	0,023	0,006
2	Очковый биотитовый гнейс	1,37	0,15	0,06	0,02	0,022	0,005
3	Мигматит	1,29	0,037	0,11	0,43	0,022	0,004
4	"	1,85	0,28	0,18	0,14	0,028	0,006
5	Мигматит с гранатом	1,59	0,26	0,32	0,48	0,037	0,005
6	Мигматит	1,47	0,17	0,18	0,10	0,010	0,004
7	"	0,31	0,15	1,18	0,17	0,150	0,010
8	"	1,04	0,20	0,85	0,36	0,041	0,006
9	"	1,41	0,41	0,32	0,43	0,330	0,068
10	Гиперстен-биотитовый гнейс	1,84	0,24	0,20	0,20	0,032	0,005
11	"	1,94	0,31	0,25	0,10	0,100	0,013
12	Гнейсо-диорит	1,94	0,15	0,14	0,15	0,009	0,004
13	Амфиболизированный кристаллический сланец	1,82	0,15	0,17	0,16	0,029	0,005
14	Двупироксеновый кристаллический сланец	1,82	0,11	0,02	0,21	0,084	0,013
15	"	1,94	0,31	0,25	0,10	0,100	0,013
Руды							
16	Кварц-магнетитовая руда	0,81	0,001	0,05	—	0,0004	—
17	"	0,69	0,002	0,07	0,01	0,0007	—
18	Пироксен-магнетитовая руда	0,51	0,001	0,05	—	0,0003	—
19	Массивная магнетитовая руда	0,84	0,001	0,07	—	0,0009	—
Диэфториты амфиболитовой фации							
20	Амфибол-биотитовый гнейс	0,26	0,014	0,96	0,22	0,082	0,007
21	"	0,23	0,100	0,76	0,03	0,280	0,140
22	Амфиболит	0,12	0,001	0,01	—	0,004	—

пород амфиболитовой фации Кочкарского антиклинория. Обращает на себя внимание резкая разница в составе акцессорного и рудного магнетита, образующего промышленные концентрации в тараташском комплексе. Рудный магнетит заметно менее титанистый, чем акцессорный, и практически стерилен в отношении рассеянных элементов.

Типоморфные парагенезисы железо-титановых минералов (табл. 2) представлены в двупироксеновых гранулитах и в биотит-роговообманково-гиперстеновых гнейсах мт + ил<sup>1</sup>, в глиноземистых гранатовых гнейсах —

Таблица 2. Минеральный и химический состав метаморфических пород, % вес.

Зона	Порода	Минеральная ассоциация	Ассоциация рудных минералов	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
Пелитовые						
I	Сланцы	Би-ст-муск-кв-пл <sub>16-26</sub>	Гем	1	63,33	0,90
II	Гнейсы	Би-гр-пл <sub>25-28</sub> -анд-кв (муск, хл)	Ил+гем	2	60,24	0,83
III		Би-ст-пл <sub>20-28</sub> -кв	Ил+гем	3	55,24	0,70
III		Би-ст-сил-гр-кв-пл <sub>25-30</sub> (муск, дис, корд)	Ил+гем	4	68,20	0,80
			Ил	5	54,92	2,05
			Ил	6	72,42	0,67
IV		Би-сил-кв-муск-пл <sub>25-30</sub> (хл, гр)	Ил	7	75,00	0,69
Кварц-полевошпатовые						
I	Микрогнейсы	Микро <sub>10-15</sub> -пл <sub>13-15</sub> -би-кв	Мт	8	73,20	0,04
			Мт	9	70,42	0,04
II-III	Плаггиогнейсы	Би-пл <sub>25-44</sub> -кв-муск (микр)	Мт+ил+гем	10	67,40	0,53
			Мт+гем	11	63,12	0,56
			Гем	12	60,60	0,80
			Мт+ил+гем	13	65,40	0,55
			Мт+гем	14	71,06	0,22
IV	Гранито-гнейсы	Би-пл <sub>25-32</sub> -микр <sub>10-15</sub> -кв	Мт	15	72,90	0,26
			Мт+гем+ил	16	69,76	0,25
Основные						
I	Гнейсы	Рог-би-пл <sub>20-36</sub> -эн (ка, муск, хл)	Гем	17	53,38	0,77
II-IV		Рог-би-пл <sub>30-40</sub> -кв (микр, кум, муск, хл, эп, ка)		18	42,60	0,95
			Мт	19	61,46	0,65
			Ил+гем	20	56,38	0,95
Известковистые						
III-IV	Роговикоподобные породы	Ка-ди-пл <sub>35-85</sub> -микр-трем-би-клинц (+ск) -гр	Пир	21	54,36	0,43
II		То же + анд	Пир	22	52,27	0,51
			Пир	23	53,85	0,46
			Пир	24	66,30	0,60
III-IV		Би-пл <sub>31-44</sub> -микр-ка-кв-гр-ди, трем, корд, муск, хл)	Пир	25	55,96	0,60
			Пир	26	53,15	0,75
II		То же + анд, хл	Пир	27	63,20	0,50

Примечание. I — мусковит-ставролитовая зона эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; II-IV — зоны амфиболитовой фации: II — ставролит-андалузитовая, III — ставролит-силлиманитовая, IV — мусковит-силлиманитовая. Принятые сокращения минералов: анд — андалузит, би<sub>0,5</sub> — биотит с общей железистостью 0,5, гр — гранат, ди — диопсид, дис — дистен, ка — кальцит, кв — кварц, клинц — клиноцоизит, корд — кордиерит, кум — куммингтонит, микро<sub>10</sub> — микроклин с 10% альбита, муск —

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Л.п.л.	CO <sub>2</sub>	F	Сумма
Пелитовые												
15,21	3,22	4,11	0,04	3,58	1,01	2,26	2,91	0,13	2,05	—	0,08	99,33
16,69	1,05	5,89	0,14	3,22	2,70	4,85	2,08	0,15	2,12	0,50	—	100,46
16,08	0,86	8,76	0,12	7,44	1,91	2,35	2,61	0,18	3,32	—	0,05	99,62
13,70	0,70	6,85	0,10	3,48	1,77	0,93	1,79	0,24	1,60	0,10	0,03	100,29
30,21	0,63	4,38	0,02	0,93	0,86	3,69	1,23	0,09	0,81	0,12	—	99,94
13,05	1,11	4,90	0,13	3,05	0,80	0,96	1,31	0,22	1,08	0,10	0,08	99,88
9,70	6,50*	—	—	2,65	1,04	1,46	2,01	—	—	—	—	98,60
Кварц-полевошпатовые												
13,27	1,23	1,46	0,04	0,40	0,44	2,91	5,92	0,03	1,72	—	0,03	100,69
15,09	0,93	1,47	0,03	0,30	0,88	3,26	6,02	0,03	1,90	—	0,02	100,39
14,00	4,50*	—	—	2,10	1,75	5,42	1,48	—	—	—	—	97,18
16,88	3,67	2,08	0,06	2,55	3,01	4,32	2,10	0,15	1,20	0,12	0,05	99,87
15,20	7,00*	—	—	6,00	3,72	2,43	4,23	—	—	—	—	99,98
15,70	5,10*	—	—	3,64	3,35	4,84	1,68	—	—	—	—	100,26
13,26	0,81	2,92	0,04	0,54	1,29	3,13	4,72	0,06	—	0,12	0,05	98,22
13,85	2,25*	—	—	1,30	0,95	3,55	5,20	—	—	—	—	100,26
14,33	0,49	2,48	0,06	1,17	2,22	2,98	5,35	0,08	0,97	0,24	0,05	100,43
Основные												
16,93	2,98	5,27	0,11	5,65	6,18	3,24	1,88	0,27	2,62	—	0,06	99,34
11,70	11,10*	—	—	17,00	5,94	1,34	4,57	—	—	—	—	95,20
15,82	1,26	5,15	0,09	3,77	3,70	3,76	2,40	0,24	1,62	—	0,05	99,97
16,88	2,28	5,12	0,14	3,67	9,12	2,88	1,10	0,33	1,34	—	0,07	100,26
Известковистые												
11,22	0,11	3,73	0,26	2,86	13,42	1,01	3,77	0,19	1,85	6,52	0,13	99,86
12,94	0,60	7,17	0,08	5,19	12,06	2,30	3,28	0,23	1,34	—	0,09	98,06
15,10	7,72*	—	—	4,94	8,85	2,21	4,44	—	—	—	—	97,57
14,50	5,17*	—	—	3,71	2,63	2,26	5,10	—	—	—	—	100,27
17,54	0,83	6,26	0,01	3,39	4,43	3,21	4,66	0,14	1,85	—	0,13	99,01
20,93	0,85	4,80	0,01	3,92	2,51	3,31	7,10	0,23	2,32	—	0,22	100,10
13,94	1,36	5,48	0,03	3,58	2,46	2,26	4,62	0,18	2,26	—	0,07	99,94

мусковит, пл<sub>18</sub> — плагиоклаз с 18% анортита, рог — роговая обманка, сил — силлиманит, ск — скаполит, трем — тремолит, хд — хлоритид, хл — хлорит, эп — эпидот, мт — магнетит, гем — титаномагнетит, ил — ильменит, пи — пирит, пир — пирротин, уш — ульвошпинель, пб — псевдобрुकит, ру — рутил, гр — графит, орт — ортоклаз, сф — сфен. Звездочкой обозначено Fe<sub>общ</sub> в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

ил, в кварц-полевошпатовых породах — мт. В диафторитах амфиболитовой ступени появляется сфен.

В Кочкарском антиклинории метаморфические породы образованы в основном по терригенным и карбонатным осадочным породам флишоидного облика. Низы разреза представлены биотитовыми гранито-гнейсами, выше которых залегает пестрая по составу толща, сложенная мраморами, роговикоподобными диопсид-кальцит-полевошпатовыми и биотит-кальцит-

полевошпатовыми породами, глиноземистыми гнейсами с андалузитом, силлиманитом, гранатом, ставролитом, биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами. Эта часть разреза метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Выше залегают породы эпидот-амфиболитовой фации: биотитовые микрогнейсы и пятнистые биотит-амфиболитовые гнейсы, ставролит-мусковитовые сланцы. Названные метаморфические породы вмещают крупные гранитные массивы: Варламовский, Борисовский, Санарский (рис. 1), принадлежащие к типу водных палингенных гранитоидов, описание которых приведено в ряде работ [6, 10, 11].

<sup>1</sup> Принятые сокращения минералов см. в примечании к табл. 2.

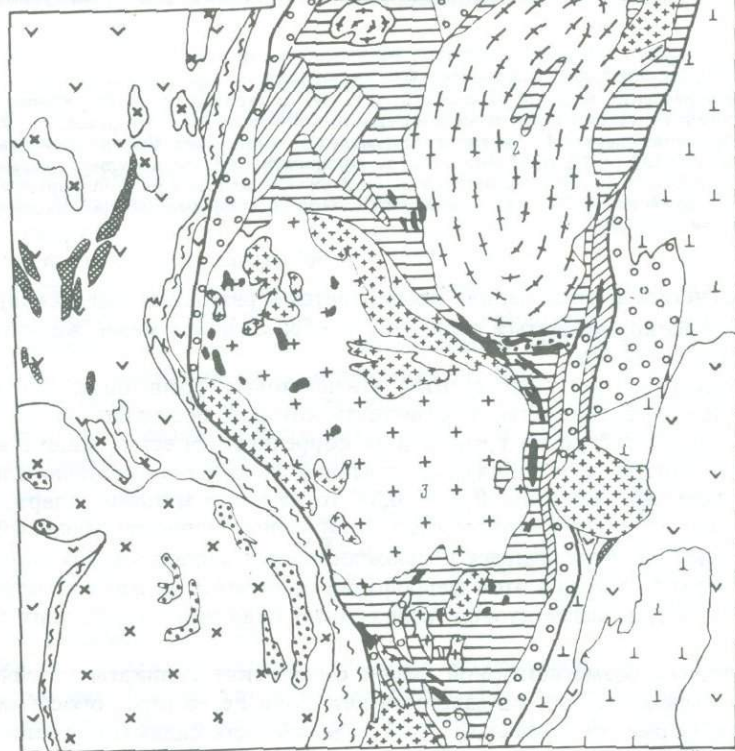
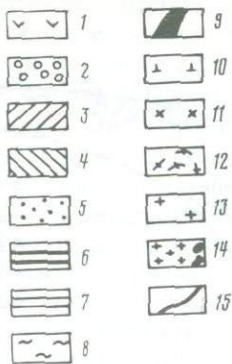
Анализ минеральных парагенезисов позволяет выделить ряд метаморфических зон, расположенных закономерно по отношению к гранитным массивам и образующих зональный метаморфический ореол,  $P$ - $T$ -условия формирования которого, реставрированные с помощью ряда экспериментально изученных минеральных равновесий, показаны на диаграмме (рис. 2). Внутренние части ореола представлены зонами амфиболитовой фации: мусковит-силлиманитовой, ставролит-андалузитовой, а внешняя — мусковит-ставролитовой зоной эпидот-амфиболитовой фации. Внутри каждой из выделенных зон градиенты температуры слабые. В целом метаморфизм Кочкарского антиклинория отвечает типу низкого давления [2, 3, 7]. Он близок к фациальной серии Абукума, которую можно рассматривать как серию фаций контактового метаморфизма, возникшую в отличие от классических серий роговиковых фаций на больших глубинах.

Минеральный и химический состав главных типов метаморфических пород приведен в табл. 2, химический состав биотитов — в табл. 3. Парагенезис железо-титановых минералов обнаруживает отчетливую корреляцию с петрографическим типом метаморфических пород. В известковистых породах в ассоциации с графитом широко развит пирротин, обычно совместно с пиритом. В метапелитах преобладают ильменит и титаномагнетит, в кварц-полевошпатовых породах: биотит-амфиболитовых гнейсах, биотитовых плагиогнейсах, гранито-гнейсах, микрогнейсах, близких по составу к граниту или гранодиориту (табл. 2), — обычно присутствует магнетит в парагенезисе с ильменитом и титаногематитом. Как и в других метаморфических комплексах, породы с разным видовым составом железо-титановых аксессуарных минералов переслаиваются друг с другом.

Большая часть железо-титановых окислов устойчива в широком диапазоне  $P$ - $T$ -условий, и парагенезисы этих минералов в значительной мере определяются устойчивостью и взаимодействием главных породообразующих минералов, чем и вызвана необходимость их совместного рассмотрения. Ранее нами было выделено четыре феррофации магматических пород: титаномагнетитовая, магнетитовая, магнетитсодержащая и безмагнетитовая [12]. В трех первых фациях, различающихся между собой  $P_{O_2}$ - $T$ -условиями, магнетит играет большую роль в распределении Fe. На его долю в магнетитовой фации приходится более половины общего количества этого элемента в породе, а в магнетитсодержащей — не менее 20%. Основная

Рис. 1. Карта гранитоидных комплексов и метаморфизма. Составлена по материалам И.Л. Лучинина, С.Н. Маркова, геологического объединения Уралгесология и авторов

1 — вулканогенно-осадочные толщи обрамления Кочкарского антиклинория, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации; 2 — карбонатные породы; 3, 4 — мусковит-ставролитовая зона эпидот-амфиболитовой фации: 3 — микрогнейсы, мусковит-ставролитовые, биотит-амфиболитовые, эпидот-амфиболитовые сланцы, 4 — ставролит-биотит-мусковитовые сланцы; 5, 6 — ставролит-андалузитовая зона амфиболитовой фации: 5 — гнейсы, 6 — роговикоподобные диопсид-кальцит-полевошпатовые и биотит-кальцит-полевошпатовые породы; 7 — ставролит-силлиманитовая и мусковит-силлиманитовая зоны амфиболитовой фации; 8 — бластомилониты зеленосланцевой фации; 9 — гипербазиты; 10 — тоналиты, гранодиориты и плагиограниты; 11 — габбро, сиенито-диориты, граносиениты и граниты; 12–14 — комплексы гранитоидов Кочкарского антиклинория: 12 — гнейсо-гранитный, 13 — гранитный, 14 — гранит-лейкогранитный; 15 — граница Кочкарского антиклинория. Гранитные массивы: 1 — Варламовский, 2 — Борисовский, 3 — Санарский



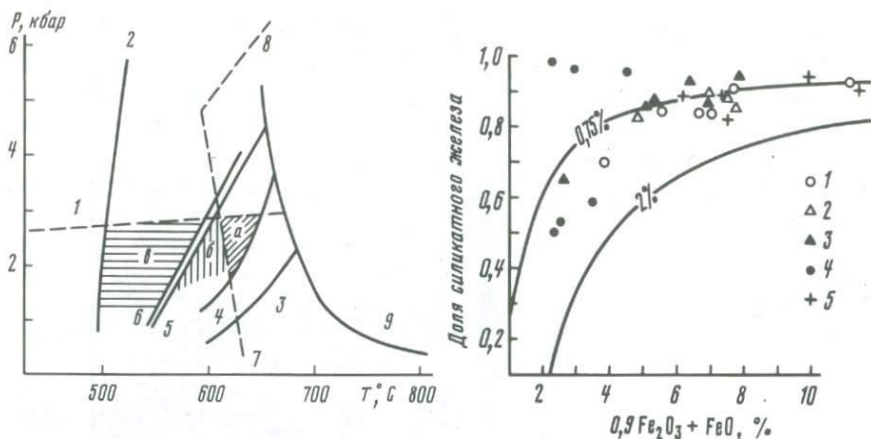


Рис. 2.  $P$ - $T$ -условия метаморфизма в Кочкарском антиклинории

Метаморфические зоны: *a* — мусковит-силлиманитовая и ставролит-силлиманитовая, *b* — ставролит-андалузитовая, *в* — мусковит-ставролитовая.

Линии равновесия минеральных ассоциаций: 1 — диопсид (твёрдый раствор) + кварц = диопсид+анортит+кварц [21], 2 — тальк+форстерит = серпентин [25], 3 — кальцит+кварц = волластонит (при высоком  $P_{CO_2}$ ), 4 — силлиманит+микроклин+ $H_2O$  = мусковит+кварц [7], 5 — клинодозит+кварц = анортит+гроссуляр+ $H_2O$  [19, 29], 6 — ставролит+мусковит+кварц = биотит+андалузит [9], 7 — силлиманит  $\rightleftharpoons$  андалузит [15], 8 — силлиманит  $\rightleftharpoons$  дистен [22], 9 — кривая плавления гранита ( $P = P_{H_2O}$ )

Рис. 3. Распределение железа в магматических породах

Метаморфические породы кочкарского (1-4) и тараташского (5) комплексов, содержащие в качестве главного железорудного минерала: 1 — сульфиды, 2 — ильменит, 3 — титаномagnetит, 4 — магнетит+ильменит, 5 — магнетит. Сплошными линиями с индексами 0,75% и 2% показано весовое содержание железа в рудной форме. Эти линии разграничивают поля магнетитовой (содержание железа в рудной форме  $\geq 2\%$ ), магнетитосодержащей (0,75-2%) и безмагнетитовой (0,75%) феррофаций, выделенных для гранитоидов [12]

масса магнетита в этих фациях обособляется в результате окисления, разложения высокожелезистых силикатов с образованием менее железистых разновидностей и магнетита.

В полном соответствии с этим магнетитовые гранитоиды содержат низкожелезистые силикаты, железистость которых постоянна во всех породах серии от габбро до гранита и не коррелируется естественно с железистостью породы. В условиях магнетитовой феррофации устойчивы лишь низкожелезистые силикаты ( $f_{би} < 0,5$ ), тогда как в магнетитосодержащей фации вследствие более низкого  $P_{O_2}$  — стабильные силикаты с большей железистостью, что ограничивает возможность этих минералов как источников магнетита. Отсюда в этой феррофации отмечается меньшее количество магнетита, чем в магнетитовой, и возможно появление железистых силикатов.

В условиях безмагнетитовой фации фермические силикаты устойчивы, поэтому ограничений их железистости нет. Доля Fe, которая обособляется в рудной форме, не превышает 20%, железистость силикатов увеличивается параллельно с железистостью породы, которая, в свою очередь, растёт с кремнекислотностью.

Нетрудно заметить, что соотношение количества магнетита с величиной железистости силикатов в магнетитовой и магнетитсодержащей фациях, с одной стороны, и в безмагнетитовой, с другой, противоположно. В первых двух фациях количество магнетита в породе возрастает с уменьшением силикатов, а в безмагнетитовой — параллельно с возрастанием железистости силикатов. Это различие обусловлено тем, что в магнетитовой и магнетитсодержащей феррофациях силикаты неустойчивы и разлагаются с выделением магнетита, а в безмагнетитовой — небольшое количество магнетита либо сохраняется от магматической стадии кристаллизации (для магнетитов), либо представляет собой реликтовый минерал пород субстрата (для метаморфитов).

В метаморфических породах отмечаются феррофации, аналогичные вышеописанным. Изученные нами комплексы, судя по распределению Fe между силикатными и рудными минералами (рис. 3), принадлежат к безмагнетитовой и частично магнетитсодержащей фациям и характеризуются высокой долей Fe в силикатной форме [12]. Даже в сравнительно богатых магнетитом метаморфитах тараташского комплекса доля силикатного Fe не менее 0,8. Примерно такие же значения характерны и для пород Кочкарского антиклинария, и только в биотитовых гранито-гнейсах, т.е. в предельно лейкократовых породах, она падает до 0,5. Метаморфические породы с разным набором железорудных минералов слабо различаются между собой по той доле Fe, которая приходится на эти минералы в общем балансе (см. рис. 3).

В соответствии с закономерностями распределения Fe между силикатами и окислами находится и соотношение количества магнетита с железистостью силикатов, характерное для безмагнетитовой феррофации. Во всех исследованных метаморфических породах четко проявлена корреляция железистости биотита — главного фемического силиката — и пород в целом (рис. 4). Магнетит в заметных количествах, редко превышающих, однако, 0,5%, появляется только в породах повышенной железистости ( $f > 0,55$ ) и в парагенезисе с железистым биотитом ( $f > 0,5$ ).

Магнетит из метаморфических пород гранулитовой фации тараташского комплекса отличается повышенным содержанием Ti по сравнению с этим минералом из пород амфиболитовой фации (см. табл. 1, 4), что отражает разную температуру их формирования [1, 16].

Вследствие высокой чувствительности магнетита ко вторичным изменениям первичные различия в составе магнетита из гранулитовой и амфиболитовой фаций сохраняются не всегда. Более того, можно предполагать, что и тот уровень содержания Ti, который наблюдается в магнетитах из пород тараташского комплекса, не является первичным. По имеющимся наблюдениям [26], содержание  $TiO_2$  в магнетите из гранулитов достигает 11–18%, т.е. сравнимо с таковым в магнетите из базальтов. Во всех известных нам случаях содержание  $TiO_2$  в магнетите из пород амфиболитовой фации не превышает 1–1,5%.

Обычным железо-титановым окислом в метаморфических породах является ильменит. Так же, как и в гранитоидах [14], ильменит метаморфических пород содержит повышенное количество  $Fe_2O_3$  (рис. 5), но в отличие от гранитного обеднен Mn (рис. 6). Особенно четко эта его особенность заметна в бедных марганцем глиноземистых гнейсах (табл. 4). Ильменит

Т а б л и ц а 3. Химический состав биотитов из метаморфических пород, % вес.

Зона	Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Пелитовые								
I	1	37,88	1,50	19,26	0,48	14,73	0,17	12,07
III	4	37,20	2,20	19,95	1,60	15,12	0,09	11,67
Кварц-полевошпатовые								
I	8	32,54	1,04	18,57	4,14	19,56	0,47	10,03
	9	34,40	1,28	17,16	4,12	19,48	0,47	9,65
	10	36,40	2,60	18,00	4,79	15,11	0,29	9,47
II	11	36,36	1,75	18,52	4,90	11,53	0,17	13,60
	12	35,41	2,57	19,14	2,36	11,53	0,31	14,53
	13	38,12	1,56	15,83	6,39	6,52	0,54	14,85
	14	37,20	1,90	17,28	4,06	13,08	0,37	13,30
IV	15	35,58	2,66	17,45	5,09	16,91	0,33	8,61
	16	34,60	2,83	17,65	4,87	16,34	0,60	8,87
Основные								
III	18	40,00	1,62	15,15	1,80	9,85	0,10	17,14
	19	36,62	2,54	17,15	2,36	14,55	0,23	12,45
	20	40,00	2,41	14,15	4,45	12,08	0,35	13,88
Известковистые								
III	21	39,30	2,10	16,00	1,24	10,08	0,16	16,98
	22	37,00	2,68	14,48	н/о	18,80	0,14	11,80
	23	37,78	2,25	15,68	0,53	15,36	0,11	13,28
II	25	37,94	2,77	13,44	1,02	15,61	0,13	12,03
	26	38,96	2,46	17,69	0,42	13,13	0,13	14,95
	27	36,76	2,06	14,59	0,84	17,21	0,14	13,28

Примечание. Химический анализ пород, из которых выделен биотит, и расщифровка зон, приведены в табл. 2. Цвет биотита проб 1, 4, 21–23, 25–27 – бурый; остальных – зеленый.

из биотитовых гнейсов, имеющих состав, близкий к граниту, отличается несколько большим содержанием Mn, что подтверждает известную закономерность: количество Mn в ильмените в значительной мере определяется концентрацией этого элемента в окружающей среде. В высокожелезистых породах ильменит ассоциирует с магнетитом и высокожелезистыми силикатами, в менее железистых обычных его парагенезис с пирротинитом и пиритом. Представителями первых в Кочкарском антиклинории могут служить биотитовые шагиогнейсы и гранито-гнейсы, вторых – некоторые глинозёмистые гнейсы.

Типоморфным железо-титановым окислом метаморфических пород является титаномагнетит, содержащий около 10% TiO<sub>2</sub> (см. табл. 4, см. рис. 5–7). Такой состав имеют оптически однородные зерна, наиболее распространенные. Однако наряду с ними отмечаются и зерна, содержащие ламеллы обогащенной Ti фазы, вплоть до ильменита. Так, в пробе 166 (см. табл. 4) из биотитового гранито-гнейса, залегающего в основании Кочкарского антиклинория, в титаномагнетите, содержащем 7,9% TiO<sub>2</sub>,

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	F	Cl	Сумма
Пелитовые								
0,12	0,37	8,42	–	4,22	–	0,17	0,05	99,44
0,23	0,37	7,82	0,11	3,26	0,10	0,12	–	99,84
Кварц-полевошпатовые								
0,17	0,15	5,86	0,01	6,50	–	0,35	0,05	99,44
0,19	0,18	6,48	0,01	5,38	–	0,38	–	99,18
0,09	0,26	8,73	0,02	3,67	–	0,16	–	99,59
0,15	0,25	8,48	0,01	3,41	–	0,21	0,05	99,39
0,82	0,02	8,06	0,41	3,65	0,10	0,11	0,15	99,17
0,54	0,50	7,60	0,02	4,89	–	0,55	0,05	97,96
0,23	0,20	8,00	0,01	4,10	0,10	–	–	99,83
0,09	0,25	8,52	–	3,97	–	0,31	–	99,77
0,52	0,23	8,28	–	3,82	–	0,24	–	99,39
Основные								
0,85	0,63	8,15	0,07	4,50	0,10	0,12	–	100,08
0,52	0,17	9,15	0,08	3,32	0,11	0,21	0,04	99,50
0,13	0,16	8,59	–	3,65	0,10	0,40	0,02	100,26
Известковистые								
0,20	0,35	7,85	0,05	4,55	0,99	–	–	99,85
0,26	0,06	9,61	0,11	3,08	0,60	0,98	0,07	99,67
0,67	0,35	8,76	0,11	4,60	–	–	–	99,48
0,11	0,08	8,50	0,09	3,49	3,94	0,49	0,06	99,70
–	–	8,72	0,14	2,65	0,33	0,79	0,04	100,40
–	0,09	9,15	0,10	3,45	2,16	0,31	0,09	100,23

обособляются ламеллы ильменогематита с 18% TiO<sub>2</sub> и ильменита. Обращает на себя внимание, что параллельно с Ti в фазах растёт содержание Mn (см. табл. 4). Аналогичная картина наблюдается и во многих других случаях.

Исследование титаномагнетита привело к заключению о том, что этот минерал является продуктом окисления ильменита [28]. Устойчивый состав конечного продукта окисления – однородного титаномагнетита – свидетельствует о том, что этот состав отвечает гематитовой фазе в низкотемпературной области ильменит-гематитового сольвуса, который по этим данным и был калиброван. На рис. 5 отчетливо виден разрыв в серии ильменит-гематит, обусловленный субсольвусными составами того и другого минералов. Промежуточные продукты окисления, более богатые Ti, и исходный ильменит обособляются в титаномагнетите-хозяине в виде ламелл, морфология которых подробно описана П. Рамдором [8].

В отдельных случаях при относительно слабом окислении ильменита образуется ильменогематит, который имеет валовый состав, промежу-

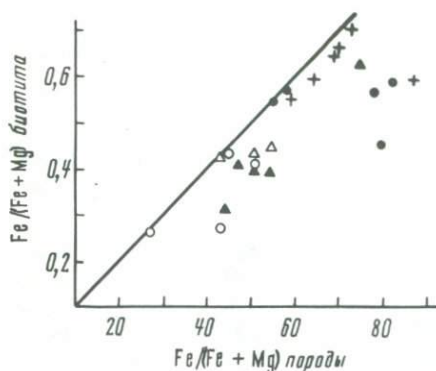


Рис. 4. Соотношение железистости метаморфических пород и биотита из них  
Условные обозначения см. на рис. 3

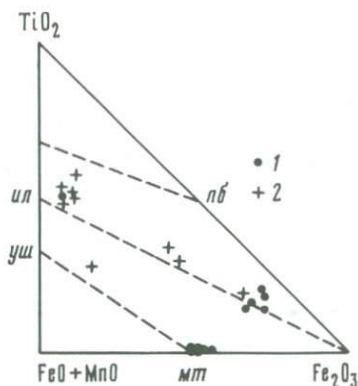


Рис. 5. Состав магнетита, ильменита и титаномagnetита из метаморфических пород (1) и гранитоидов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации (2)  
Принятые сокращения минералов см. в табл. 2

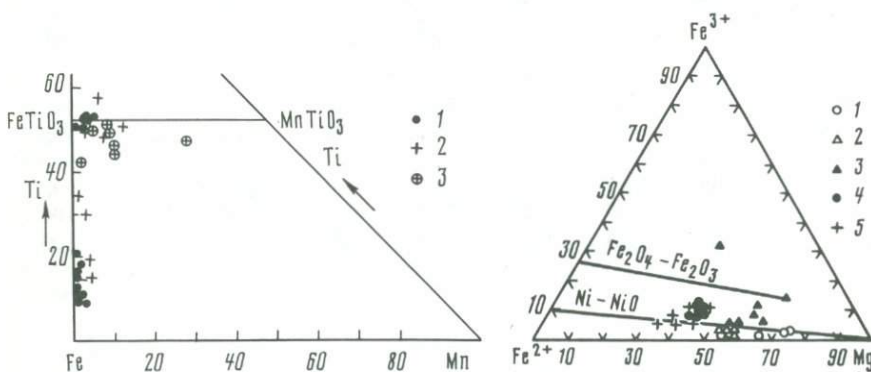


Рис. 6. Состав ильменита и титаномagnetита из метаморфических пород (1), гранитоидов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации (2), и водных plutонических гранитов Кочкарского антиклинория (3)

Рис. 7. Состав биотитов из метаморфических пород с разными железорудными минералами

Условные обозначения см. на рис. 3. Сплошными линиями показаны составы биотита, соответствующие обозначенным буферам [30]

точный между субсольвусными составами ильменита и титаномagnetита (см. рис. 6). Нам известны такие ильменогематиты в гранитоидах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Они представлены двухфазными зёрнами, состоящими из ильменита и развитого по нему титаногематита.

Титаногематит в качестве единственного железо-титанового минерала или в парагенезисе с ильменитом отмечается в низкожелезистых породах, для которых характерен и ильменит. Однако биотит в парагенезисе с титаногематитом имеет повышенную степень окисления Fe (см. рис. 7, 8),

Т а б л и ц а 4. Химический состав железо-титановых окислов из гранитов и метаморфических пород Кочкарского антиклинория, % вес.

Номер пробы	Зона	Порода	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
И л ь м е н и т ы							
ЧС-198		Гранит	43,44	Не обн.	9,37	31,59	9,11
СН-117		"	45,50	—	11,88	24,75	6,08
АР-16		"	43,00	0,95	23,41	29,81	1,47
ДЖ-3		"	49,71	—	44,78*		4,02
ВЛ-22	"	"	45,48	0,64	13,38	27,99	8,43
074/127	"	"	50,12	—	8,14	32,85	7,55
074/299	"	"	51,40	—	23,50*		26,90
28	IV	Биотит-силлиманитовый гнейс	53,50	—	43,00*		2,50
29	IV	"	49,00	—	50,00*		0,40
5	III	Ставролит-силлиманитовый гнейс	47,57	1,83	13,45	36,61	Не обн.
30	III	"	53,00	—	47,80*		1,43
31	III	Биотит-амфиболовый гнейс	53,50	—	43,20*		2,70
32	III	"	53,30	—	32,60*		4,30
Т и т а н о г е м а т и т ы							
ПЛ-6		Гранит	9,01	2,33	81,87	—	1,33
16а	IV	Гранито-гнейс	10,72	0,38	85,77	4,01	0,35
16б	IV	"	7,90	—	89,60*		1,90
16в	IV	"	18,00	—	81,00*		1,80
16г	IV	"	53,00	—	40,70*		3,20
14	IV	"	10,00	—	90,00*		Не обн.
33	III	Биотитовый гнейс	12,60	—	88,20*		"
35	III	"	10,50	—	89,00*		"
11	III	Биотитовый плагиогнейс	8,94	0,48	82,23	9,75	"
36	III	"	11,70	—	88,00*		"
12	III	"	8,33	1,24	81,77	7,03	0,15
13	III	"	9,07	0,41	78,14	7,79	0,21
34	III	"	10,00	—	90,00*		Не обн.
20	III	Биотит-амфиболовый гнейс	11,74	0,65	81,97	3,62	0,19
М а г н е т и т ы							
8		Микрогнейс	0,31	—	66,60	33,00	0,40
9	"	"	0,31	—	66,60	33,00	0,33
35	"	"	0,37	—	67,47	31,60	0,24
15		Гранито-гнейс	0,38	—	64,23	33,04	0,31
14		Биотитовый гранито-гнейс	0,30	—	66,60	33,00	0,10
32		"	0,10	—	66,60	33,00	Не обн.

П р и м е ч а н и е. Расшифровка зон приведена в табл. 1; номера проб те же, что в табл. 2, 3. Проба 16: а — валовый состав, б — основной фон, в — ламеллы титаномагнетита, г — ламеллы ильменита. Звездочкой обозначены анализы, выполненные на микроанализаторе УХА-5, Fe<sub>общ</sub> в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

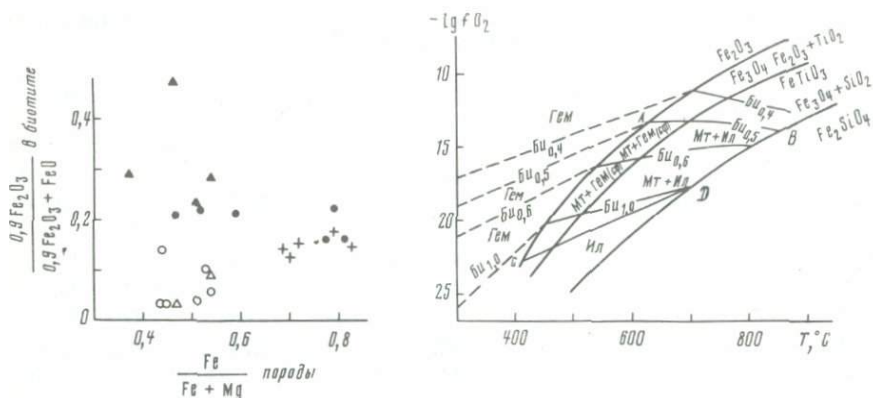


Рис. 8. Диаграмма степень окисления железа в биотите – железистость (Породы условные обозначения см. на рис. 3)

Рис. 9. Схема феррофаций метаморфических пород

Линиями показаны границы магнетитовой (выше линии АВ), магнетитсодержащей (поле ABCD) и безмагнетитовой (ниже линии CD) феррофаций. Линии моновариантных "буферных" равновесий [18] и устойчивости биотита разной железистости [30] ограничивают поля субфаций, которые обозначены индексами соответствующих минералов

Принятые сокращения минералов см. в табл. 2

что можно объяснить совместным окислением ильменита и биотита. Биотит (и другие железомagneзиальные силикаты) остается устойчивым в том интервале фугитивности кислорода, в котором происходит окисление. Реакция (1) не осуществляется, и магнетит не образуется, т.е. реакция окисления ильменита до титаногематита, но без выделения магнетита за счет биотита осуществляется при более низких значениях  $P_{O_2}$  или более низких температурах, чем те, которые ограничивают устойчивость биотита или амфибола данной железистости в парагенезисе с магнетитом (рис. 9).

Обычно в процессе окисления ильменита обособляется рутил, который фиксируется в виде мелких игольчатых кристаллов.

Широко распространен в метаморфических породах графит. В парагенезисе с ним обычно отмечаются сульфиды – пирротин и пирит, реже – ильменит и развитый по нему титаномагнетит. Восстановительная обстановка, в которой устойчив графит, препятствует образованию магнетита.

Очевидная зависимость парагенезисов железо-титановых минералов от валового состава метаморфических пород, инертное поведение кислорода при метаморфизме [3, 4, 24, 28] указывают на то, что концентрация молекулярного кислорода настолько мала, что не оказывает заметного влияния на равновесие. Фугитивность кислорода, фиксируемая парагенезисами железосодержащих минералов, определяется твердофазовыми буферными реакциями между силикатами и окислами и между различными по составу окислами. Равновесность силикатов и окислов однозначно подтверждается отмеченной выше зависимостью между парагенезисом окисных минералов, с одной стороны, и железистостью и степенью окисления железа в силикатах – с другой (см. рис. 4, 7, 8). На рис. 7 особенно отчетливо видно,

что биотиты, ассоциированные с магнетитом и гематитом, отвечают по составу более высокой фугитивности кислорода, близкой к буферу магнетит-гематит, по сравнению с теми биотитами, которые парагенны с ильменитом или пиритом. На этой же диаграмме наглядно отражена и повышенная железистость биотита из магнетитового парагенезиса.

Эти важные эмпирические зависимости, имеющие общее значение и ранее уже отмеченные в различных метаморфических комплексах [17, 20, 23], позволяют, используя экспериментальные данные, построить поля устойчивости биотита разной железистости с различными железо-титановыми окислами (см. рис. 9). Внутри поля устойчивости магнетита, ограниченного буферными кривыми  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$  и  $Fe_3O_4-Fe_2SiO_4-SiO_2$ , линии устойчивости биотита проведены по экспериментальным данным [30]. В гематитовом поле положение этих линий показано условно и отражает факт уменьшения железистости биотита в парагенезисе с гематитом по сравнению с магнетитовым парагенезисом, что свидетельствует о сокращении поля стабильности высокожелезистых биотитов.

Индексы на линиях  $Bi_{0,4; 0,5; 0,6}$  показывают предельную железистость биотита, который устойчив ниже данной линии. Например, линия  $Bi_{0,4}$  ограничивает область устойчивости биотита, железистость которого больше 0,4, и т.д. Следовательно, зная железистость биотита, можно оценить максимальное значение  $P_{O_2}$  и вариации температуры для парагенезиса его с тем или иным железо-титановым окислом.

Анализ парагенезисов железо-титановых минералов гранитоидов позволил выделить следующие субфации: в безмагнетитовой феррофации — ильменитовую и пиритовую (сульфидную), в магнетитовой и магнетит-содержащей феррофациях — ильменит-магнетитовую и сфен-магнетитовую [14]. Так же, как и в гранитоидах, основной реакцией, связывающей парагенезисы безмагнетитовой и магнетитовой феррофаций метаморфических пород, является реакция разложения граната  $Gr + Kв + (K_2O) + (H_2O) + (O_2) = Би + Орт + Мт$ .

Широкое развитие в метаморфических породах титаногематита позволяет выделить для них соответствующую субфацию, поле которой на диаграмме (см. рис. 9) ограничено кривой магнетит-гематитового буфера и линией устойчивости биотита с железистостью 0,4. Смена ильменит- и магнетитсодержащих парагенезисов титаногематитовым возможна как в результате роста  $P_{O_2}$ , так и при падении температуры. Последний случай, по-видимому, более обычен. Геологическое распределение парагенезисов железо-титановых минералов и приведенные выше данные о вторичной природе титаногематита свидетельствуют о том, что его появление связано не с понижением температуры метаморфизма, а с окислением при охлаждении, диафорезе метаморфических пород. Принадлежность к титаногематитовой субфации означает, что последние стадии преобразования пород происходили в  $P_{O_2}-T$ -условиях, обозначенных на диаграмме (см. рис. 9).

В магнетитсодержащей фации метаморфических пород широко распространены магнетит-титаногематитовый парагенезис, поле устойчивости которого обозначено соответствующим индексом на рис. 9. Этот парагенезис по  $P_{O_2}-T$ -условиям соответствует сфен-магнетитовой субфации, но при более низкой щелочности.

Таким образом, если исключить сульфиды, парагенезисы которых в значительной мере определяются режимом *S*, то для метаморфических пород могут быть выделены следующие субфации: в безмагнетитовой феррофации — ильменитовая и титаногематитовая (сфеновая), в магнетитовой и магнетитосодержащей фациях — ильменит-магнетитовая и магнетит-титаногематитовая (магнетит-сфеновая). Субфации перечислены в порядке понижения температуры. Соответствующие парагенезисы железотитановых минералов отражают в первую очередь понижение температуры послеметаморфических преобразований пород, температуры, при которой затухают диффузионные процессы. Например, сравнительно высокотемпературный парагенезис метаморфических пород Тараташского блока, близкий к первичному гранулитовому, свидетельствует о том, что последние преобразования происходили в условиях устойчивости магнетита и ильменита. В диафоритах амфиболовой и зеленосланцевой фаций вместо ильменита появляются сфен и (или) титаногематит, фиксирующие понижение температуры до уровня магнетит-титаногематитовой субфации. В Кочкарском антиклинории последние стадии преобразования пород на регрессивном этапе отвечают условиям магнетит-титаногематитовой и титаногематитовой субфаций.

Сравнение парагенезисов железо-титановых акцессорных минералов тараташского и кочкарского комплексов свидетельствует об отчетливой корреляции этих парагенезисов с метаморфическими фациями. Однако в том же Кочкарском антиклинории при перепаде температур метаморфизма от внутренней зоны к внешней порядка 200–300° не наблюдается заметного изменения парагенезиса железотитановых минералов. Несомненно, что это явление связано с последующим окислением. Такое окисление существенно зависит от кинетических факторов, и поэтому проявления его разнообразны и пестры. Изучение этого процесса, его влияния на составы железо-магнезиальных и железо-титановых минералов — важное направление в дальнейших исследованиях метаморфических пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулла М.И.* Окислы железа и титана в метаморфических породах. — В кн.: *Природа метаморфизма*. М.: Мир, 1967, с. 285–292.
2. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 246 с.
3. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1969. 432 с.
4. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
5. *Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И.* Петрология и метаморфизм тараташского мигматитового комплекса. — Тр. Ильмен. гос. заповедника им. В.И. Ленина, 1978, вып. 18, с. 3–45.
6. *Львов Б.К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района: Южный Урал. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
7. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1965. 164 с.
8. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1133 с.
9. *Федькин В.В.* Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
10. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
11. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В.* и др. Гранитоидный магматизм эвгеосинклиналией. — В кн.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978, с. 96–129.

12. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Чашухина В.А.* Феррофации гранитоидов. — *Геохимия*, 1978, № 2, с. 147–160.
13. *Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Драпеко Т.Г.* Петрология тараташских гранулитов. — *Тр. Ильмен. гос. заповедника*, 1978, вып. 18, с. 46–69.
14. *Ферштатер Г.Б., Чашухин В.А.* Минеральные парагенезисы гранитоидов различных феррофаций. — *Геохимия*, 1979, № 3, с. 391–404.
15. *Althaus E.* Die phasengrenze Andalusit/ Sillimanit. — *Naturwissenschaften*, 1966, Bd. 53, S. 105–106.
16. *Buddington A.F., Fahey J., Vlisidis A.* Degree of oxidation of Adirondack iron oxides and Fe-Ti oxide minerals in relation to petrogeny. — *J. Petrol.*, 1963, vol. 4, p. 138–169.
17. *Chinner G.A.* Pelitic gneisses with varying ferrous/ ferric: ratios from Glen Cova, Angus, Scotland. — *J. Petrol.*, 1960, vol. 1, p. 178–217.
18. *Eugster H.P., Wones D.R.* Stability relations of the feruginous biotite, annite. — *J. Petrol.*, 1962, vol. 3, p. 82–125.
19. *Holdaway M.J.* Hydrothermal stability of clinozoisite-quartz. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, vol. 46, N 1, p. 181–186.
20. *Kanehira K.* Sulfide and oxide minerals in some metamorphic terranes in Japan. — *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1964, vol. 35, N 2/4, p. 81–110.
21. *Kushiro J.* Clinopyroxene solid solutions at high pressures. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1965, vol. 64, p. 112–117.
22. *Matsushima Sh., Kennedy G.G., Akella J., Haygarth J.* A study of equilibrium relation in the system  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . — *Amer. J. Sci.*, 1967, vol. 265, N 1, p. 28–44.
23. *Mueller R.F.* Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. — *Amer. J. Sci.*, 1960, vol. 258, p. 423–428.
24. *Mueller R.F.* Mobility of the elements in metamorphism. — *J. Geol.*, 1967, vol. 75, p. 565–582.
25. *Newton R.* Kyanite-sillimanite equilibrium at 750°C. — *Science*, 1966, vol. 151, N 3715, p. 1222–1225.
26. *Oliver G.J.H.* Ilmenite-magnetite geothermometry and oxygen barometry in granulite and amphibolite facies gneisses from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand. — *Lithos*, 1978, vol. 11, N 2, p. 147–154.
27. *Rumble D.* III Fe-Ti oxide minerals and the behaviour of oxygen during regional metamorphism. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1971, vol. 70, p. 157–165.
28. *Rumble D.* III Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of Western New Hampshire. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, N 3, p. 181–196.
29. *Strens R.G.* Stability and relations of the Al-Fe epidotes. — *Miner. Mag.*, 1965, vol. 35, N 271, p. 464–475.
30. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: Experiment, theory and application. — *Amer. Miner.*, 1965, vol. 50, N 9, p. 1228–1272.

*М.Б. Акрамов, В.Д. Дусматов*

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОРТОАМФИБОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В строении Памира участвуют разнообразные по составу и условиям образования магматические породы, имеющие возраст от архея до неогена. Однако изученность этих пород весьма неравномерна. Наиболее слабо исследованы докембрийские амфиболиты Центрального Памира. Они встречаются в приводораздельной части Ванчского хребта от р. Абдукагор до верховьев р. Шидз. Стратиграфически амфиболиты приурочены к барнавадской свите (сланцы, кварциты и др.) ванч-язгулемской серии. Возраст их согласно современным представлениям определяется как поздний протерозой—рифей. Как и комплексы, слагающие кристаллическое основание Центрального Памира, они смяты в складки северо-восточного простирания, но более метаморфизованы и деформированы, чем другие породы. Форма залегания амфиболитов межпластовая, согласная с вмещающими образованиями.

Амфиболиты обнажаются в виде маломощных тел линзообразной формы. Их мощность достигает 70—200 м при длине в 7—8 км. Контакты этих тел с вмещающими породами четкие, резкие, смена состава пород отчетливая.

Характерная особенность амфиболитов — их измененность в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях метаморфизма с отчетливо наложенным натровым щелочным метасоматозом, сопровождавшимся образованием скаполита, альбита, шеелита. Процесс альбитизации развит особенно в линзах, тяготеющих к палеогеновым гранитоидным интрузивам, причем изменения претерпевают не только породообразующие, но и значительная часть акцессорных минералов.

На основании минералогических, структурных и текстурных особенностей различаются габбро-амфиболиты и амфиболиты. Обычно габбро-амфиболиты слагают центральную часть линз и залежей и в площадном распространении значительно уступают амфиболитам.

Габбро-амфиболиты — это темно-зеленые мелко- и среднезернистого строения породы, сильно измененные, со слабо выраженной сланцеватой текстурой. По текстурным особенностям габбро-амфиболиты разделяются на сланцеватые и массивные разновидности, из которых первые наиболее распространены. Структура габбровая, реже гранобластовая.

Амфиболитам присущ непостоянный минеральный состав, с чрезвычайно широкими вариациями двух главных породообразующих минералов — плагиоклаза и амфибола. По внешнему виду это темно-зеленые, мелко- и среднезернистые породы массивного и сланцеватого сложения. Структура пород кристаллобластическая, гетеробластическая. По минеральному составу среди амфиболитов преобладают полевошпатовые разновидности и в меньшей степени развиты скаполитовые и эпидот-альбитовые.

В состав габбро-амфиболитов и амфиболитов входят: плагиоклаз (20—35%, реже 45%), роговая обманка (25—50%), спорадически встречаются биотит (до 3%), кварц (0—3%), вторичные — эпидот (до 8—12%), хлорит

(0,4%), цоизит (0–1%), серицит и соссюрит (0–1,5%), альбит (2,5%) и карбонат (1,5%). Цветные минералы амфиболитов и габбро-амфиболитов хлоритизированы, эпидотизированы. Кроме того, характер изменения выражается в альбитизации и биотитизации амфиболитов, в которых отмечается выделение двух роговых обманок, несколько различающихся по составу, и биотита, замещающего амфибол. Цоизит, клиноцоизит, эпидот относятся к поздней стадии метасоматоза.

В амфиболитах сохранились реликты магматических резорбированных минералов (бурая роговая обманка), очертания двойников плагиоклаза, листочки коричневой слюды, а также магматический парагенезис плагиоклаза и роговой обманки, превращенных в смесь клиноцоизита, актинолита, альбита.

В целом разновидности пород, объединенные в группу габбро-амфиболитов и амфиболитов, различаются главным образом соотношениями роговой обманки, плагиоклаза, рудных минералов, эпидота и структурно-текстурными особенностями. Переходы между перечисленными разновидностями во всех случаях постепенные.

Габбро-амфиболиты по сравнению с амфиболитами характеризуются пониженным содержанием Mg, Ca, K и более высоким — кремнезема. По соотношению Mg и Fe габбро-амфиболиты представлены железисто-магнезиальными, а амфиболиты — магнезиальными типами ( $mg = 0,67$ ). По соотношению  $al:c$  исследованные породы относятся к глиноземистому типу, с относительно высоким значением величины  $fm$  (46,6–54,5). Судя по химическому составу амфиболиты района очень близки породам габбро-магмы.

Общее сходство химического состава габбро-амфиболитов Центрального Памира со средним химическим составом полевошатовых амфиболитов комплекса Кейв [2], для которых первично-магматический генезис считается обоснованным, подтверждает магматическую природу рассматриваемого докембрийского комплекса основных пород.

Акцессорные минералы докембрийских амфиболитов характеризуются ограниченным видовым разнообразием, в то время как их содержание весьма значительно (таблица).

Апатит, пирит, рутил, сфен, ильменит, эпидот, шеелит, циркон, джемсонит отмечаются во всех разновидностях пород и являются постоянно присутствующими минералами, причем габбро-амфиболиты отличаются богатством видового состава и содержания акцессорных минералов.

Магнетит распространен не во всех разновидностях пород. Его содержание составляет 2,01–961,2 г/т в габбро-амфиболитах, а в амфиболитах он отсутствует. Магнетит образует изометрические или вытянутые зерна, ассоциирующие обычно с цветными пороодообразующими минералами. Сравнительно небольшое количество магнетита в габбро-амфиболитах и отсутствие его в амфиболитах объясняются высоким (1,82%) содержанием в породах Ti, что привело к преимущественной кристаллизации ильменита. Незначительные количества магнетита в породах, видимо, связаны с его неустойчивостью при метасоматических процессах.

Ильменит является одним из ведущих акцессорных минералов. Его содержание в амфиболитах крайне непостоянно, так как он уступает место сфену. Высокие содержания ильменита в габбро-амфиболитах поз-

Минерал	Габбро-амфиболиты					
Апатит	2234,4	4692,2	4447,9	3080,8	3030,7	1477,1
Пирит	1558,6	19,5	19,4	18,5	194,7	1807,8
Рутил	—	11,6	9,4	11,7	31,6	—
Сфен	5,6	95,0	34,1	82,2	—	4,7
Ильменит	3223,5	10,8	12,0	2,2	1535,1	1186,3
Эпидот	5,6	11,6	—	2,1	53,5	31,5
Шеелит	—	—	—	—	6,3	4,6
Циркон	5,6	8,5	1,4	6,3	3,6	0,6
Лимонит	—	—	—	0,6	0,9	—
Гематит	—	268,2	180,2	21,8	—	—
Халькопирит	—	—	12,1	0,7	—	—
Арсенопирит	—	—	—	—	0,3	—
Магнетит	345,6	246,1	160,4	309,7	20,1	—
Гранат	6,7	—	—	7,5	0,9	—
Лейкоксен	0,3	—	—	—	—	—
Ортит	0,1	—	—	—	0,2	—
Молибденит	—	—	0,1	—	—	—
Джемсонит	—	0,1	0,3	—	0,2	—

воляют говорить о наличии ярко выраженной специализации в отношении Ti. Ильменит ассоциирует с амфиболом, реже с биотитом. В шлихах ильменит представлен черными зернами округлой или уплощенной формы с плохо образованными гранями. Поверхность зерен обычно неровная, ямчатая, углубления нередко заполнены кремово-желтым агрегатом — лейкоксомом.

**А п а т и т** — один из самых широко распространенных акцессорных минералов (2611,7 г/т). Особенно характерен для габбро-амфиболитов, в которых его содержание нередко достигает 4692,2 г/т. В ортоамфиболитах Центрального Памира устанавливается 100%-ная встречаемость апатита. Для описываемых пород характерны две генерации апатита. Апатит ранней генерации (раннемагматический) образует мелкие, тонкие, игольчатые, более идиоморфные кристаллы, обычно включенные в плагиоклаз. Они распространены незначительно и наблюдаются в слабоизмененных габбро-амфиболитах. Апатит второй генерации широко распространен и связан с постмагматическими процессами. Характеризуется крупными (0,5–0,7 мм) выделениями, кристаллы плохо огранены, слегка деформированы. Скопление зерен апатита отмечается среди разложившегося амфибола, биотита. Обычно это короткопризматические кристаллы, богатые газово-жидкими включениями.

Апатит бесцветный, водяно-прозрачный; реже встречаются апатиты, окрашенные в светлые и желтые тона. Единичные кристаллы темного цвета, что вызвано тонкодисперсным веществом, неравномерно распределенным по зерну апатита.

**Ц и р к о н** встречается во всех разновидностях пород, но в крайне малых количествах (0,2–8,5 г/т). По форме кристаллов среди исследованных цирконов можно выделить два морфологических типа: копьевидно-

Габбро-амфиболиты			Амфиболиты			
1923,4	2208,6	2459,2	2611,7	268,9	177,6	38,9
1747,4	1133,1	149,1	126,6	183,2	2866,4	19,6
29,6	53,2	—	—	5,5	38,8	—
—	—	4,9	204,6	114,3	197,5	16,9
2495,9	19 798,3	—	115,1	—	—	—
5,9	5,2	0,3	69,1	214,5	—	—
89,7	266,1	—	—	—	155,2	3,8
5,9	4,3	4,1	3,5	1,5	0,7	0,2
—	0,3	—	4,6	—	—	—
—	—	150,0	—	—	—	—
—	0,4	—	—	—	—	—
6,0	5,3	—	—	—	—	—
—	—	961,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	0,4	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
0,1	—	—	—	—	—	—
0,1	—	—	—	—	0,1	—

призматический и "цирконовый" призматический [1]. Для амфиболитов самой распространенной формой является копьевидно-призматический с преобладанием граней бипирамиды (311). Эти цирконы обладают коэффициентом удлинения 2,1–2,7, реже 1,9. Его кристаллы прозрачные, слабо-розовые, окраска распределена равномерно, и их кристаллизация происходила, по-видимому, в раннемагматическую стадию.

Появление копьевидно-призматического циркона с коэффициентом удлинения более 2,5 в амфиболитах является свидетельством магматического происхождения докембрийских амфиболитов Центрального Памира.

Цирконовый тип встречается редко или вообще отсутствует в амфиболитах. Коэффициент удлинения этих кристаллов несколько ниже (1,5–1,7). Для них характерен короткопризматический габитус. Встречается преимущественно в метасоматически измененных породах. Характеризуется преобладающим развитием призмы (110) и дипирамиды (111). Поверхность граней циркона шероховатая до грубоямчатой, ребра и вершины четкие, реже сглаженные.

**П и р и т** встречается во всех разновидностях амфиболитов, но содержание его подвержено значительным колебаниям. Так, в амфиболитах пирита содержится до 2866,4 г/т, тогда как в габбро-амфиболитах — от 19,4 до 1807,8 г/т. Пирит наблюдается в межзерновых участках измененных амфиболитов, в связи с чем наибольшее количество его характерно для альбитизированных разновидностей пород. Во всех других менее измененных породах его содержание не превышает 194,7 г/т. Встречается пирит большей частью в неправильных выделениях, реже сохраняются кристаллы, имеющие пентагондодекаэдрический и кубический габитусы. Грани кристаллов пирита покрыты тонкой, частой штриховкой.

Р у т и л распределен крайне неравномерно: в габбро-амфиболитах его содержание достигает 53,2 г/т, в амфиболитах ниже — от 5,5 до 38,8 г/т. Рутил присутствует в зернах удлинённой формы. Встречаются сростки с ильменитом. Гранит с характерной вертикальной штриховкой. Окраска темно-красная. Образовался рутил за счет преобразования ильменита, так как в ассоциации с рутилом в больших количествах обычно встречается гематит.

С ф е н присутствует во всех разновидностях амфиболитов и некоторых габбро-амфиболитов. Наибольшая концентрация сфена (204,6 г/т) характерна для амфиболитов. Выделение сфена в основном приурочено к зернам роговой обманки, где он образует конвертообразные уплощенные кристаллы непрозрачного светло-бурого цвета.

Метасоматическое образование основной массы сфена не вызывает сомнения, что подтверждается цепочкообразным расположением его зерен.

Э п и д о т в зависимости от степени развития метасоматических процессов либо образует высокие концентрации, либо отсутствует полностью. В богатых Са и Fe амфиболитах устанавливается довольно высокое его содержание (69,1–214,5 г/т), несколько меньше содержится эпидота в габбро-амфиболитах (2,1–53,5 г/т). Обычно концентрация эпидота отмечается в расслаиванных участках линз амфиболитов. В ассоциации с эпидотом в значительных количествах встречаются апатит, сфен, магнетит.

Г р а н а т встречается только в габбро-амфиболитах, в амфиболитах отсутствует. Гранат образует зерна округлой формы и изометричные кристаллы. Окраска бурая. Внутри граната наблюдаются включения биотита.

Д ж е м с о н и т встречается в виде вростков в кварце игольчатых и желосовидных кристаллов. Цвет свинцово-серый.

Ш е е л и т распределен неравномерно. Его содержание — 4,6–266,1 г/т в габбро-амфиболитах и 3,8–155,2 г/т в амфиболитах. Устанавливается тесная ассоциация шеелита с зеленой роговой обманкой и кальциевыми акцессорными минералами. Видимо, часть Са для образования шеелита могла высвободиться в процессе альбитизации и серицитизации основного плагиоклаза амфиболитов, в результате которого в породах наряду с альбитом, шеелитом наблюдаются мусковит и скаполит.

М о л и б д е н и т в эпидотизированных разностях габбро-амфиболитов встречается в виде единичных чешуек.

Проведенное исследование показало, что видовой состав, содержание и форма нахождения акцессорных минералов в докембрийских амфиболитах Центрального Памира весьма разнообразны.

Характерные особенности амфиболитов — высокие содержания апатита, пирита, минералов Ti (ильменит, рутил, сфен); отсутствие хромита и титаномагнетита; низкие содержания магнетита и особенно циркона; широкое распространение шеелита. В отличие от амфиболитов габбро-амфиболиты постоянно содержат ильменит, лимонит, гематит, магнетит, халькопирит, арсенопирит, гранат, джемсонит.

Непостоянство видового состава и существенные колебания содержания акцессорных минералов в амфиболитах обусловлены наложением постмагматических процессов. О широком развитии этих процессов свиде-

тельствуют: перекристаллизация амфибола, преобразование ильменита в лейкоксен и сфен, увеличение количества крупных кристаллов апатита, появление альбита, скаполита и шеелита, уменьшение содержания магнетита и, наконец, неравномерное распределение основной массы акцессорных минералов. Из этого следует, что главная масса акцессорных минералов выделялась в процессе постмагматического преобразования амфиболитов и связана с различными стадиями этого процесса.

Наличие в амфиболитах ограненных призматических кристаллов циркона, среди которых преобладает копьевидно-призматическая форма с коэффициентом удлинения более 2,5, является одним из доказательств принадлежности амфиболитов региона к ортопородам.

По преобладающим акцессорным минералам амфиболиты могут быть отнесены к апатит-ильменитовому типу, где содержание апатита достигает 4692,2, а ильменита — 3223,5 г/т. Представляет большой интерес наличие повышенной концентрации в амфиболитах акцессорного шеелита, образование которого зависит от степени метасоматической переработки пород.

Повышенные содержания шеелита и титанистых минералов могут рассматриваться как индикаторы минералогической специализации. В свою очередь наличие шеелита в докембрийских породах Центрального Памира указывает на то, что следует тщательно изучать районы распространения докембрийских амфиболитов, где при благоприятных условиях могло образоваться вольфрамовое рудопроявление.

Таким образом докембрийские амфиболиты Центрального Памира образовались в результате метаморфизма магматических пород, окончательный облик которых усложнился последующими постмагматическими процессами, изменившими первоначальный облик и минеральный состав этих пород. Однако многочисленные сохранившиеся реликты габбровых структур и массивная текстура, сходный химический состав с достоверно магматическими амфиболитами, присутствие ограненных форм акцессорного циркона с удлинением более 2,5, а также интрузивный характер контакта отдельных тел и некоторые другие признаки свидетельствуют о первичной магматической природе амфиболитов и позволяют рассматривать их как ортопороды габброидного ряда. Детальное изучение акцессорных минералов в комплексе с другими исследованиями могут дать дополнительный материал для выявления природы образования древних амфиболитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 206 с.
2. Пара- и ортоамфиболиты докембрия/ А.В. Сидоренко, В.А. Теняков, О.М. Розен и др. М.: Наука, 1972. 210 с.

В.Н. Гулий

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. ОЛЕКМЫ

Акцессорные минералы изучались в докембрийских образованиях бассейна р. Хани, где развиты позднеархейские—раннепротерозойские породы различного химического состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

Обычными формами выделения акцессорных минералов являются идиоморфные кристаллы и ксеноморфные зерна. Реже встречаются округлые, дискообразные, эллипсоидальные включения в минерале-хозяине.

В таблице приведено распределение акцессорных минералов по типам пород. Апатит является наиболее распространенным минералом. Его содержания даже в пределах небольших участков крайне непостоянны. Наблюдается обратная зависимость между концентрацией и равномерностью распределения — низкие концентрации (порядка 268 г/т) распределены более равномерно. В целом более равномерно насыщены апатитом выдержанные по простиранию породы. Количество сфена также непостоянно и резко колеблется от единичных зерен до 2747 г/т. Циркон наиболее обычен для гранитоидов (1030 г/т). Для названных трех минералов характерна изменчивость морфологии, цвета, размеров даже в пределах одной пробы. Сохранность форм циркона дает возможность провести анализ частот распределения цирконов с различным удлинением. Выявляются два четко выраженных максимума — на 3,5 и 7,0 в гранитоидах и однообразное удлинение от 1,0 до 2,0 — в других породах.

Для установления влияния петрохимического состава породы на количество апатита проводился анализ корреляционных диаграмм ( $\text{SiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$ ). Выделено несколько полей, показывающих сложную картину распределения апатита. Содержание в породе апатита понижается при росте кислотности для пород с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  более 0,1%.

Влияние петрохимических особенностей пород на количество сфена анализировалось с помощью корреляционной диаграммы ( $\text{CaO—TiO}_2$ ). На диаграмме четко выделяются два поля, в пределах которых характер распределения Ti неодинаков. В породах с содержанием CaO более 0,4% существует прямая линейная зависимость количества сфена от CaO. В породах, более бедных Ca, содержание  $\text{TiO}_2$  становится независимым от него.

Находки железосодержащих минералов с разной степенью окисления Fe в отдельных прослоях на разных стратиграфических уровнях разреза, испытавших изменения в условиях только амфиболитовой фации регионального метаморфизма, заставляют предполагать инертность кислорода при этом. Для докембрийских железорудных формаций мира [3, 6] доказывается сохранность ассоциации минералов, содержащих окисные и закисные формы Fe при изменении пород даже в условиях высоких ступеней метаморфизма. Тем самым подтверждается отсутствие явного из-

Видовой состав аксессуарных минералов докембрийских образований бассейна р. Хани

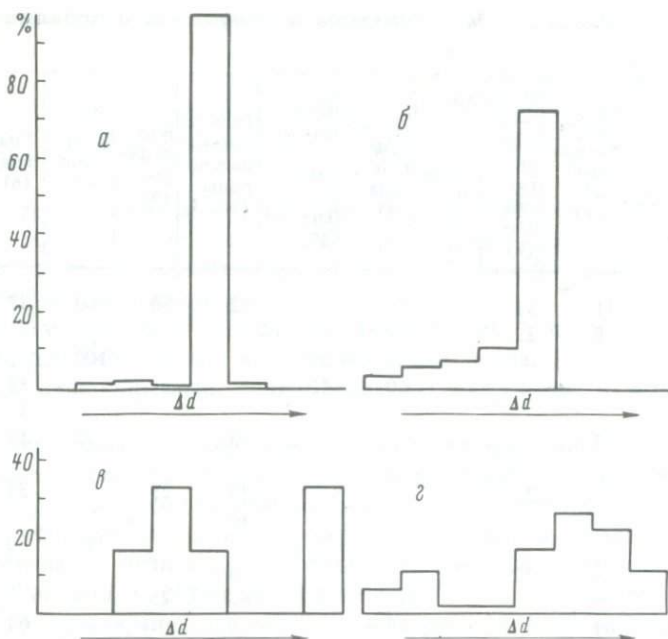
Минерал	Биотитовые гнейсы (11)	Мигматиты		Пегматитовые тела (4)	Биотит силлиманитовые сланцы (5)	Пироксеновые породы (60)	Кальцифилиты (4)	Кварциты (4)	Гранитоиды (6)	Анортозиты (5)
		субинтрузивные (9)	жилые (9)							
Апатит	41	33		25		92	50	100	67	60
Галенит	9	22				3				
Гематит					60			100		
Гранат				50	40				33	
Графит									33	
Магнетит	73		33			83		75	33	60
Молибденит		11								
Пирит		22				33	25		33	
Пирротин						17				
Рутил								50	50	
Сфалерит	9	22				3				
Сфен						83	25			40
Циркон	41			25		8			67	

Примечание. Цифры в скобках — количество проб, в таблице — частота встречаемости, %. Пустые клетки — отсутствие минерала в пробах.

бытка или недостатка кислорода под влиянием кислородного потенциала, контролируемого извне [3], а для случая мигматитообразования доказывается инертность всех компонентов, включая воду [5]. Инертность кислорода подтверждается анализом палеотемпературного поля, отстроенного по термобарогеохимическим данным для наиболее распространенных петрогенетических типов пород.

Для проверки зависимости количества выделения апатита и циркона от величины Eh использовались корреляционные диаграммы  $P_2O_5$ -Eh и Zr-Eh. Диаграммы показывают для всех пород отсутствие явных тенденций зависимости апатита и циркона от величины Eh. Анализировались содержания апатита и циркона в гранитоидах, которые содержат в периферических частях ксенолиты диопсидовых пород и кристаллических сланцев, а также метапесчаники и более молодые лейкократовые граниты. Установлено, что для циркона, апатита и сфена наблюдается тенденция выделения в более восстановительной обстановке. Восстановительная обстановка гранитоидов подтверждается находками в них графита.

Анализ диаграммы Eh-pH для соотношений сульфидов и окислов Fe [1] показывает важность оценки pH среды. В пироксеновых породах в редких случаях отмечался кальцит, образование которого (при условии насыщенности среды Ca) контролируется pH среды [4]. Выделение кальцита происходит при pH более 7,9, в то время как для фосфатов наиболее характерны щелочные условия [4]. В пироксеновых породах апатит в ассоциации с кальцитом отсутствует, а в кальцифирах он встречается в незна-



Гистограммы частот распределения апатита по фракциям удельного веса  
*a, б* — из пироксеновых пород, *в* — из гранитоидов, *г* — из траппов северо-востока Сибирской платформы (обр. ДЖ-18-3 из кол. А.В. Округина) — приведена для сравнения

чительном количестве, преимущественно в форме округлых зерен, что может отражать реакцию минерала на изменение условий. Редкие находки рибекита, образующегося при достаточном количестве Na, подтверждают относительную редкость условий щелочной среды, благоприятной для образования этой редкой ассоциации.

Судя по разнообразию свойств аксессуарных минералов, колебания условий среды должны фиксироваться самими минералами. Если для минералов с хорошо сохранившимися формами применимы обычные методические подходы разделения их на отдельные генерации (например, по степени удлинения цирконов), то для других случаев сделать это невозможно. Используя опыт изучения гетерогенности кварца [2], разработан цепочечный метод анализа гетерогенности апатита. Сущность методики заключается в последовательном отделении из монофракции аксессуарного минерала отдельных фракций, отличающихся удельным весом в узких пределах. Благодаря значительным колебаниям удельного веса апатита он является удобным материалом для такого разделения. Согласно более ранним разработкам [2], при анализе используются гистограммы распределения апатита по фракциям удельного веса.

На рисунке приведены некоторые гистограммы для апатитов из пород района, а также для апатитов из траппов северо-запада Сибирской платформы. Наиболее резкие различия наблюдаются между разнородными образованиями (например, два пика-максимума в гранитоидах и кривые

одного максимума для пироксеновых пород), а наименьшие — в генетически родственных породах. Различия, как уже указывалось, обусловлены колебаниями среды. При обработке значительных навесок возможно получение необходимого количества материала для тонких лабораторных исследований.

Таким образом, уstonовлено, что для наиболее важных акцессорных минералов изученных толщ, кроме необходимых концентраций элементов, входящих в их состав, важную роль играют условия среды породообразования, которые отличаются в пределах отдельных элементарных геологических тел и благодаря буферной роли химического состава могут определяться количественно. Предлагается к использованию методика, позволяющая фиксировать колебания условий минералообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Воган Д., Крейч Дж.* Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
2. *Кац М.Я.* Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 156 с.
3. *Клейн К.* мл. Изменения в ассоциациях минералов в процессе метаморфизма некоторых докембрийских полосчатых железорудных формаций. — В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 221–236.
4. *Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.* Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительных потенциалов. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 73–121.
5. *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
6. *Froese E., Moore J.M.* Metamorphism in the Snow Lake Area, Manitoba, Quebec, 1978. 16 p. (Geol. Surv. Canada Pap.; N 27).

УДК 552.124.3 (470.1)

*М.Т. Орлова, Г.Н. Акимова, А.А. Смыслов, К.Э. Якобсон*

#### РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ РУДОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ МЕЗЕНСКОЙ ВПАДИНЫ И ТИМАНА

Корреляция и прогнозная оценка перспектив рудоносности древних метаморфических толщ до сих пор представляет трудную задачу вследствие того, что повсеместно отсутствуют полные разрезы древних образований и палеонтологические остатки в них.

Кроме того, для решения таких задач до настоящего времени мало используются минералогические методы изучения закономерностей распределения в древних толщах важнейших руководящих разновидностей минералов и их ассоциаций.

Цель настоящей работы заключалась в корреляции и оценке перспектив рудоносности по акцессорным минералам древних толщ рифея, вскрытых скв. Усть-Няфта, расположенной в Лешуконском прогибе Мезенской впадины, и выходящих на дневную поверхность на Тимане.

При оценке рудоносности древних образований этих районов нами

использовались данные о распределении в этих породах важнейших ассоциаций минералов; корреляция толщ проводилась на основе наличия в разновозрастных породах сходных разновидностей аксессуарных минералов.

Наиболее древние отложения Мезенской впадины — темно-серые, почти черные аргиллиты, вскрытые скв. Усть-Няфта на глубине 3032–3303,4 м, характеризуются высоким содержанием в тяжелой фракции лейкоксена и минералов метаморфических пород — граната и анатаза. Кроме того, в большинстве проб в немагнитной фракции преобладает пирит, распространенный в октаэдрических кристаллах либо в зернистых агрегатах. В небольшом количестве (до нескольких процентов) в породах содержится ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, циркон, турмалин, хлорит, биотит.

Руководящими минералами, распространенными в породах всего разреза рифея, являются циркон и турмалин. Циркон всюду содержится в очень мелких (преобладающий размер зерен 0,04–0,06 мм), хорошо окатанных зернах изометричной овальной формы. Цвет его розовый до бесцветного. В редких зернах встречаются призматические неокатанные кристаллы.

Турмалин распространен также в хорошо окатанных черных и бурых зернах размером от 0,1 до 0,2 мм.

Все минералы, кроме циркона и турмалина, в породах усть-няфтинской серии плохо или совсем неокатаны. Постоянно в разрезе аргиллитовой толщи содержатся в переменном количестве от редких зерен до нескольких процентов оливин, моноклинный и ромбический пироксен, хромшпинелид. Перечисленные минералы распространены в крупных (до 1,0 мм) кристаллах и их обломках без следов окатанности. Важное значение имеют находки в породах усть-няфтинской серии граната желтовато-розового цвета в угловатых неокатанных зернах. По показателю преломления гранат отвечает пироп-альмандину или пиропу.

Разрез усть-няфтинской серии венчается толщей буроцветных песчаников в интервале 2554–3032,2 м. В тяжелой фракции этих пород преобладает циркон, аналогичный по окраске и степени окатанности циркону аргиллитовой толщи, хотя в песчаниках он распространен в более крупных зернах. Отмечается также уменьшение роли метаморфических пород (граната и анатаза), а также пирита наряду с резким увеличением содержания ильменита, гематита, лимонита и особенно пироксена и хромшпинелида. Встречаются в песчаниках редкие зерна галенита и сфалерита.

Турмалин в песчаниковой толще распространен в бурых и черных хорошо окатанных зернах, не отличимых от турмалина нижней аргиллитовой толщи.

На Среднем Тимане аналогичная ассоциация минералов с описанными типоморфными цирконом и турмалином установлена в породах светлинской и четласской свит.

Таким образом, аргиллитопесчаниковая толща среднего рифея Мезенской впадины коррелируется со сланцево-песчаниковыми породами светлинской и четласской свит Среднего Тимана.

Вышележащие красноцветная песчаниковая и алевроитоглинистая толща с прослоями карбонатных пород, вскрытая скв. Усть-Няфта в интер-

вале 1839–2554 м (сафоновская серия верхнего рифея, по Л.С. Коссовому), характеризуется резким возрастанием в составе тяжелой фракции турмалина, пироксена, циркона и окислов железа наряду с уменьшением содержания пирита. В незначительном количестве в пробах установлены гранат, роговая обманка, биотит, фосфорит, флюорит, барит, оливин, хромшпинелид, ромбический пироксен, монацит, галенит, пирротин.

Типоморфными минералами в этих породах также являются циркон и турмалин. Но здесь эти минералы представлены двумя разновидностями. Одна разновидность — хорошо окатанные зерна розового циркона и черного турмалина, аналогичные циркону и турмалину усть-няфтинской серии. Другая разновидность — бесцветные, желтые, плохо и совсем неокатанные кристаллы цирконового и редко гиацинтового типа и призматические кристаллы турмалина темно-синего цвета, обнаруженные только в породах сафоновской серии. Минералы первой разновидности количественно преобладают в породах сафоновской серии. Особо следует отметить находки в породах сафоновской серии единичных зерен желтовато-розового граната.

На Среднем Тимане в породах джежимской свиты и верхнебыстринской подсвиты содержатся аналогичные ассоциации и типоморфные разновидности минералов.

Отмеченные особенности минерального состава имеют важное значение при определении условий формирования и оценке перспектив рудоносности рифейских толщ Мезенской впадины и Тимана. Преобладание в породах всего разреза рифея одной и той же разновидности циркона может быть объяснено сходными условиями формирования средне- и верхнерифейских толщ изученных районов. Хорошая окатанность циркона и турмалина — абразивно и химически устойчивых минералов — и абсолютное преобладание одной и той же разновидности этих минералов свидетельствуют об устойчивом режиме осадконакопления рифейских толщ и размыве в области сноса сходных по составу пород. Такими породами являются кристаллические породы фундамента и их коры выветривания.

Наличие в верхнерифейских толщах в подчиненном количестве другой разновидности циркона — кристаллов цирконового типа — свидетельствует в пользу того, что при формировании пород сафоновской серии в значительной степени размывались также магматические породы; такой циркон характерен для сиенитов и щелочных сиенитов. Об этом же свидетельствуют находки в джежимской свите Тимана эгирина, представленного в породах рифея крупными спайными неокатанными обломками, размер которых достигает 2,0 мм.

Геохимические условия формирования пород среднего и верхнего рифея различны. Усть-няфтинская существенно аргиллитовая толща среднего рифея накапливалась в восстановительных условиях, поскольку минералы Fe представлены в ней только пиритом и для пород характерны повышенные содержания органического вещества. Окислительно-восстановительный уровень проходил выше аргиллитов, в основании песчаниковой толщи.

В аргиллитах окисного Fe нет, все Fe здесь связано с сульфидами, что обусловлено сильными восстановительными условиями осадконакопления.

В верхней части разреза среднерифейских отложений, в песчаной толще, характеризующейся высокой водопроницаемостью, пирит окисляется, образуются окислы и гидроокислы Fe. Соединения Fe обладают большой подвижностью, выпадая в осадок в зонах незначительных давлений  $\text{CO}_2$  в виде сидерита. Такими зонами являются песчаники верхней части разреза среднего рифея и сафононской серии верхнего рифея, характеризующиеся "нейтральной" или слабо окислительной средой осадконакопления, переходившей в различных частях разреза верхнего рифея в окислительную обстановку. Для верхнерифейских отложений, судя по частому переслаиванию песчано-алевритовых и аргиллитовых пород, была характерна неоднократная смена окислительно-восстановительных уровней, наиболее благоприятных для накопления полезных рудных минералов.

Отмеченными условиями формирования рифейских отложений объясняются и выявленные особенности распределения полезных ископаемых, позволяющие, в свою очередь, дать прогнозную оценку перспектив рудоносности древним толщам Мезенской впадины и Тимана. Выполненное минералогическое и геохимическое изучение древних отложений в Мезенской впадине показало, что как средне-, так и особенно верхнерифейские отложения обогащены халькофильными (Pb, Zn, Cu) и благородными элементами. Выявлено закономерное распределение халькофильных и благородных элементов в разрезе от аномальных содержаний отдельных элементов в аргиллитовой толще среднего рифея до промышленной концентрации в карбонатно-терригенной толще верхнего рифея. Максимальные концентрации халькофильных элементов приурочены к бурым песчаникам, залегающим в основании или в верхней части различных стратиграфических подразделений (толщ) сафононской серии верхнего рифея, характеризующихся сменой окислительно-восстановительных обстановок и накоплением гидроокислов Fe, сорбирующих эти элементы.

Повышенное содержание благородных металлов установлено в черных аргиллитах среднего рифея. Однако максимальное содержание благородных металлов приурочено к отдельным пробам из темных аргиллитов верхнего рифея, обогащенных битумом, что указывает на их связь с органическим веществом. Наконец, содержания элементов, превышающие кларковые, установлены в бурых аргиллитах в зоне отложения гидроокислов железа.

Особый интерес, с точки зрения перспектив рудоносности, представляют породы Среднего Тимана, аналоги усть-няфтинской серии среднего рифея (светлинская и четлавская свиты) и верхнего рифея (верхнебыстринская подсвита). В тяжелой фракции этих пород обнаружены те же минеральные ассоциации и типоморфные минералы, что и в породах рифея Мезенской впадины [1]. Кроме того, породы рифея Среднего Тимана также содержат галенит, пирротин, пирит.

Особого внимания заслуживают находки в породах рифея Мезенской впадины пирропа, эгирина, оливина, ромбического пироксена, которые наряду с высоким содержанием хромшпинелида и моноклинного пироксена свидетельствуют о проявлении здесь магматизма ультраосновного, щелочного, а возможно, и кимберлитового типов.

# ТИПОМОРФИЗМ ОТДЕЛЬНЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

УДК 549.731.13 + 552.321.6

А.И. Белковский, Е.П. Царицын

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АКЦЕССОРНОГО ХРОММАГНЕТИТА В ГЛУБИННЫХ МАФИТАХ УРАЛА

На Урале включения глубинных мафитов установлены в древнем (дорифейском) Уфалейском блоке и в зоне Уфимского разлома, отделяющего рассматриваемый блок от зеленосланцевых образований западного склона Среднего Урала [4]. Включения представлены (по терминологии Н. Траска [21]) зелеными и черными клинопироксенитами.

Зеленые клинопироксениты известны только в высокобарической части Уфалейского блока, выделенной в самостоятельный уфалейский эклогит-сланцевый комплекс [3]. Клинопироксениты здесь наблюдаются в виде значительных по размеру бескорневых пластин, залегающих среди гранат-фенгит-кварцевых blastsмилонитов. Они сложены светло-зеленым гранобластовым пироксеном (98–99%) и хроммагнетитом. Крайне редко в них отмечается высокомагнезиальный альмандин-пироп. Неплеохроирующий породообразующий пироксен по составу (данные микрозонда JXA-5) и свойствам  $(\text{Ca}_{0,95}\text{Mg}_{0,93}\text{Na}_{0,01}\text{Fe}_{0,09}^{+2}\text{Cr}_{0,02})_{2,00}(\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{1,97})_{2,00}$  близок к хромдиопсидам из включений в уральских алмазах [9] и из включений гранатовых вебстеритов трубки "Мир" [6]. На диаграммах  $\text{Al}^{\text{IV}}-f'$ ,  $\text{Ca}-\text{Al}^{\text{IV}}$ , составленных для клинопироксенитов из включений в базальтоидах [7], изученные образцы попадают в обособленное поле, отличаясь крайне низкой глиноземистостью и предельно высокой кальциевостью (рис. 1). Большинство зерен изученного нами хромдиопсида переполнено вростками (порядка первых десятых долей микрометра) хроммагнетита, ориентированными в плоскости совершенной спайности (110). На отдельных участках хроммагнетит наблюдается в виде сидеритовой вкрапленности. Оба типа выделений по составу относятся к низкотитанистому хроммагнетиту, практически не содержащему глинозема (табл. 1, 2, анализы 1–5). Низкое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в рудной фазе соответствует глиноземистости зеленых клинопироксенитов. Методом сканирования установлено, что зерна хроммагнетита по всем компонентам имеют однородное строение. Присутствие вростков высокохромистого магнетита в хромдиопсиде свидетельствует о первично высоком содержании в последнем изоморфного хрома, который в процессе диафореза обособился в виде самостоятельной фазы – хроммагнетита.

В зоне Уфимского разлома глубинные кальциевые мафиты встречены

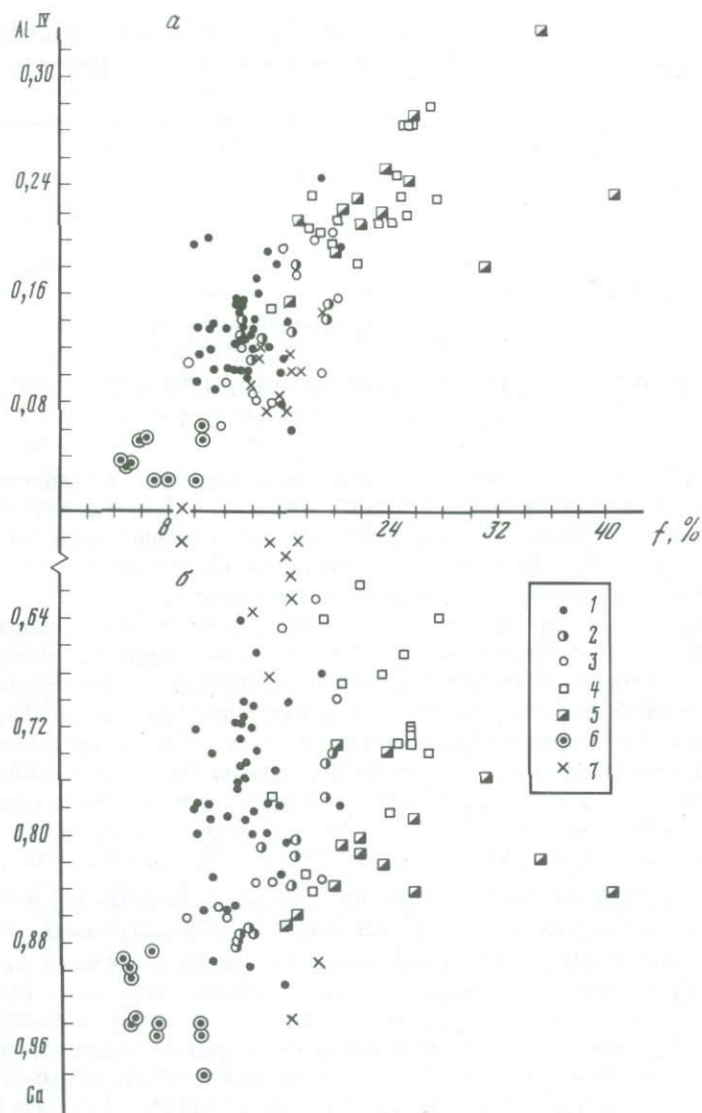


Рис. 1. Содержание  $Al^{IV}$ , Са и величина частной железистости для клинопироксенов из включений в базальтоидах (а) [7] и глубинных мафитов (б) Урала

Клинопироксены — из нодулей зеленой группы: 1 — шпинелевых перидотитов, 2 — вебстеритов, 3 — клинопироксенитов; из нодулей черной группы: 4 — обломков крупных кристаллов клинопироксена (фенокристов высокого давления), 5 — черных шпинелевых клинопироксенитов; из глубинных мафитов: 6 — хромдиопсидов из зеленых гранатовых клинопироксенитов, 7 — хромовых эндиопсидов и диопсидов из черных шпинелевых клинопироксенитов

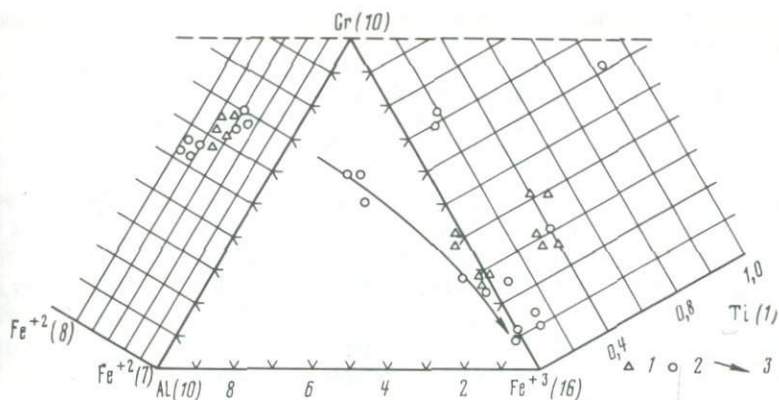


Рис. 2. Диаграмма состава хроммагнетитов из зеленых и черных пироксенитов Урала  
 1 — хроммагнетиты из зеленых гранатовых клинопироксенитов, гора Высокая, уфалейский эклогит-сланцевый комплекс; 2 — хроммагнетиты и хромтитаномагнетиты из черных шпинелевых клинопироксенитов, Шигирские сопки; зона Уфимского разлома, отделяющего Уфалейский блок от вендских образований указарской свиты; 3 — предполагаемый тренд изменения состава хроммагнетитов из черных пироксенитов;  $f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \cdot 100\%$

в виде нескольких тектонически нарушенных бескорневых пластин, сложенных массивными черными клинопироксенитами. По данным анализов на JXA-5 состав и свойства порообразующего пироксена ( $\text{Ca}_{0,52}\text{Mg}_{1,09}\text{Na}_{0,07}\text{Fe}^{+2}_{0,18}\text{Cr}_{0,02}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,12}$ )<sub>2,00</sub> ( $\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,07}\text{Si}_{1,91}$ )<sub>2,00</sub> соответствуют составу хромовых эндиопсидов из включений черных пироксенитов в меллитовых базальтах ряда районов ФРГ [18] и черных авгитов из мафитов комплексов Киби и Иосида в юго-западной Японии [20]. На диаграмме Ca-f' состав наиболее кальциевых эндиопсидов близок к составу фенокристов пироксенов высокого давления из ксенолитов в базальтах Невады (США), кристаллизовавшихся из базальтовой магмы при давлении 14–15 кбар, по-видимому, в условиях верхней мантии на глубинах порядка 50 км [21]. В эндиопсидовых пироксенитах в резко подчиненном количестве присутствуют хромовый диопсид (см. рис. 1), бронзит ( $f' = 20\text{--}21\%$  мол.), оливин ( $f' = 20\text{--}23$  и  $37\%$  мол.), зеленая шпинель и основной плагиоклаз. Рудная фаза представлена ильменитом (микроанализатор JXA-5):  $\text{TiO}_2$  — 50,9, 49,0 и 49,6;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,2, 0,4 и 0,5;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,0, 0,0, 0,0;  $\text{FeO}_{\text{сум}}$  — 45,5, 45,0 и 44,6;  $\text{MnO}$  — 2,3, 0,9 и 1,0;  $\text{MgO}$  — 1,6, 0,9, 1,0; сумма — 100,5, 96,2 и 96,1% вес., титан-хроммагнетитом и хроммагнетитом. Последний присутствует в эндиопсиде в виде субмикроскопических (0,0003–0,3 мм) пылевидных включений или отдельных ксеноморфных зерен (до 0,3 мм). Акцессорный хроммагнетит из черных пироксенитов характеризуется широкими колебаниями содержания Cr, Ti и Al (см. табл. 1, 2). По результатам сканирования по основным компонентам зерна имеют однородное строение.

Результаты пересчета анализов хроммагнетита на катионные отношения (см. табл. 2) иллюстрируются диаграммой (рис. 2). По всем параметрам изученные образцы резко отличаются от хроммагнетитов из мафитов щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа Кольского полу-

Таблица 1. Состав акцессорного хроммагнетита из зеленых и черных пироксенитов Урала, % вес.

Компоненты	Зеленые пироксениты					Черные пироксениты		
	1	2	3	4	5	6	7	
TiO <sub>2</sub>	1,45	1,67	2,00	1,45	1,80	0,80	0,90	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,25	11,54	15,05	11,46	17,06	24,60	24,80	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,06	0,38	0,06	0,45	5,70	5,70	
FeO <sub>сум</sub>	76,13	76,77	73,17	79,01	73,35	59,40	58,60	
MnO	0,55	—	—	0,77	1,17	0,30	0,50	
MgO	0,50	0,50	0,50	0,56	0,63	1,00	0,90	
NiO	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00	—	—	
CoO	0,08	0,08	0,08	—	—	—	—	
Сумма	90,27	90,74	91,30	93,31	94,06	91,80	91,40	

Примечание. 1–5 – хроммагнетит из зеленых пироксенитов, гора Высокая: 1–3 – пластинчатые вроски в хромдиопсиде, 4–5 – хроммагнетит в интерстициях; 6–12 – хроммагнетит из черных пироксенитов, пылевидные включения в эндиопсиде, Шигирские сопки (результаты анализов, выполненных на JXA-5, оператор

Черные пироксениты						13	14
8	9	10	11	12			
4,70	1,40	0,30	0,40	0,50	2,81	3,20	
22,00	10,80	8,50	4,00	4,40	21,24	21,53	
6,00	1,60	1,20	0,10	0,00	8,65	6,32	
59,90	76,30	78,70	89,90	90,20	56,78	54,70	
0,40	0,30	0,10	0,10	0,10	0,28	0,40	
2,10	0,50	0,20	0,40	0,30	5,13	5,45	
—	—	—	—	—	—	0,22	
—	—	—	—	—	—	—	
95,1	90,90	89,00	94,90	95,50	100,81	97,06	

В.Г. Гмыра); 13–14 – хроммагнетит из пироксенитовой жилы, Косьвинский Камень, Кытлымский массив; кроме того, в анализах 13, 14 дополнительно определены SiO<sub>2</sub> – 0,70 и 1,05, CaO – не опр. и сл., V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,96 и 1,03, п.п.п. – 0,0 и 0,16 [11].

Таблица 2. Результаты пересчета анализов хроммагнетитов на катионные отношения.

Компоненты	1	2	3	4	5	6
Число катионов в ячейке хроммагнетита						
Ti	0,35	0,40	0,48	0,33	0,41	0,18
Cr	2,82	2,90	3,76	2,78	4,09	5,97
Al	0,08	0,02	0,15	0,02	0,16	2,06
Fe <sup>+3</sup>	12,75	12,68	11,61	12,87	11,34	7,79
Fe <sup>+2</sup>	7,77	7,76	7,77	7,74	7,72	7,54
Mg	0,23	0,24	0,23	0,26	0,28	0,46
Cr/Al	25	145	25	139	25	3
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> + Mg)	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,94

Примечание. Fe распределено по стехиометрическому соотношению. Номера анализов см. в табл. 1.

7	8	9	10	11	12	13	14
Число катионов в ячейке хроммагнетита							
0,20	1,04	0,34	0,08	0,09	0,09	0,60	0,72
6,05	5,12	2,69	2,16	0,95	1,05	4,78	5,12
2,08	2,08	0,60	0,46	0,04	0,00	2,90	2,23
7,67	7,76	12,37	13,30	14,92	14,84	7,73	7,93
7,59	7,08	7,77	7,90	7,82	7,87	5,83	5,57
0,41	0,92	0,23	0,10	0,18	0,13	2,17	2,43
3	2,5	5	5	24	—	1,6	2,3
0,95	0,88	0,97	0,98	0,98	0,98	0,72	0,70

острова, зеленосланцевых диафоритов (актинолититов) Ильменских и Вишневых гор на Среднем и Южном Урале, пироксенитовых жил среди дунитов платиноносной ассоциации Урала (анализы 13, 14, см. табл. 1, 2) [2, 5, 8, 11, 12], ильменит-герцинитовых обособлений среди железо-титановых руд Рутивары, Швеция [10], метаморфизованных хромитов Онвервахтского месторождения платины. Крайне специфичный состав акцессорного хроммагнетита из глубинных Са-мафитов указывает на то, что образование его связано не с метаморфизмом хромшпинелидов [1, 13, 14, 17, 19], а с освобождением большей части Cr из силикатов в процессе декомпрессии Са-мафитов при тектоническом перемещении их в верхние

горизонты земной коры. Это предположение подтверждается тем, что образцы природного диопсида с составом, близким к теоретическому, характеризуются резко уменьшенным объемом элементарной ячейки [15]. По существу, таким же V<sub>0</sub> должны характеризоваться изученные нами хромдиопсиды из гранатовых зеленых пироксенитов, связанных постепенными переходами с метасоматическими омфацил-альмандин-гроссуляровыми эклогитами [3], формирование которых, по имеющимся экспериментальным данным [16], происходило при P порядка 36 кбар. Однако объем ячейки изученных нами образцов диопсидов и даже эндиопсидов (439,4–439,6 Å<sup>3</sup>) соответствует V<sub>0</sub> диопсидов из мафитов, находя-

щихся в обычных условиях при  $P = 1$  бар [15]. Нам представляется, что при выведении глубинных мафитов — ультрамафитов — в верхние структурные этажи объем их увеличивается на 3–4%, что сопровождается сбрасыванием из породообразующих силикатов Cr, Ti, Al и Ca в виде самостоятельных минеральных фаз.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Банников О.Л., Королюк В.Н., Павлов А.Л. Вторичные магнетиты в серпентинитах Чукотки и Камчатки. — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 74–98.
2. Барсанов Г.П. Новый минерал группы шпинели — ишкулит. — Докл. АН СССР, 1941, т. 31, № 5, с. 468–471.
3. Белковский А.И., Локтина И.Н. К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с. 101–110.
4. Белковский А.И., Царицын Е.П., Локтина И.Н. Клинопироксениты эклогит-сланцевых комплексов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1203–1206.
5. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
6. Владимирцов Б.И., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.М. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
7. Кутюлин В.А., Фролова В.М. Пироксениты в верхней мантии. — Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 59–67.
8. Симонов А.И. О хроммагнетитовом месторождении в окрестности оз. Ишкуль: Ильменские горы. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1945, ч. 74, вып. 4, с. 305–312.
9. Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская и др. Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 190–193.
10. Унковская В.А. Иностранные месторождения титансодержащих железных руд. — В кн.: Титаномагнетитовые месторождения Урала. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, ч. 2, с. 106–161.
11. Фоминых В.Г., Ярош П.Я. Хром в магнетитах Урала. — Геохимия, 1977, № 9, с. 1360–1366.
12. Ярош П.Я., Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Особенности состава "титаномагнетитов" из пироксенитовых жил Косьюинского дунитового тела (Кытлымский массив). — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1974 г. Свердловск, 1975, с. 97–99.
13. Bliss N.W., MacLean W. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 973–990.
14. Evans B.W., Frost B.R. Chrom-spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 959–972.
15. Levien L., Prewitt Ch.T. High-pressure structural study of diopside. — Amer. Miner., 1981, vol. 66, N 3/4, p. 315–323.
16. MacGregor I.D. Stability fields of spinel and garnet peridotites in synthetic system MgO—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1965, vol. 64, p. 52–68.
17. Onyeagocha A.C. Alternation of cromite from the Twin Sisters dunite, Washington. — Amer. Miner., 1974, vol. 59, N 5/6, p. 608–612.
18. Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and olivin-rich inclusions in basaltic rocks. — Amer. Miner., 1954, vol. 39, N 5/6, p. 693.
19. Takla M.A., Noweir A.M., Ghoneim M., Aly S.M. Ore mineralogy of the serpentinites of Bir El Kubbania-Um Khars Area, Egypt. — Chem. Erde, 1975, Bd. 34, N 3, S. 244–250.
20. Tazaki K. Ultramafic nodule and megacryst pyroxene in alkaline basalt from Kibi plateau, south west Japan. — J. Geol. Soc. Jap., 1971, vol. 77, N 3, p. 127–136.
21. Trask N.J. Ultramafic xenoliths in basalt, New County, Nevada. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1969, N 650-D, p. 43–48.

[Е.П. Царицын], И.С. Чашухин

## АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ В УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Как известно, акцессорный хромшпинелид является типоморфным минералом гипербазитов. Изучение изменения его химизма во времени и пространстве позволяет внести ясность в вопросы формирования и метаморфизма ультрабазитов и заключенных в них хромитовых руд.

Проведенное нами изучение таких альпинотипных массивов Урала, как Рай-Изский, Кемпирсайский, Хабарнинский, Крака, позволило выделить в их истории два крупных последовательных события — этапы регрессивного (ретроградного) и прогрессивного метаморфизма.

Для восстановления истории гипербазитов наиболее информативны гарцбургитовые и лерцолитовые парагенезисы. Объясняется это, во-первых, чувствительностью хромшпинелид-пироксен-оливинового парагенезиса к изменению внешних условий [1], а во-вторых, подавляющим преобладанием в массивах гарцбургитов и метаморфических образований по ним. В связи с тем, что хромшпинелид-оливиновая ассоциация дунитов устойчива в значительно более широком интервале значений температуры и давления, изучение метаморфизма гипербазитов проведено на примере гарцбургитов и лерцолитов.

Ретроградный метаморфизм гипербазитов, вызванный изменением внешних условий (прежде всего падением давления), приводит к освобождению минеральных фаз ранних парагенезисов от примесных компонентов. Богатый Са, Al и Cr ранний ортопироксен распадается на диопсид и обедненный этими компонентами энстатит [6], клинопироксен — соответственно на энстатит и диопсид. В присутствии воды появляется паргасит, который в дальнейшем распадается на тремолит и хромшпинелид. Изучение керн скважины, пройденной в несерпентинизированных гарцбургитах Кемпирсайского массива, показало, что источником вещества для образования некоторой части акцессорного хромшпинелида может служить ранний ортопироксен. Этот вывод согласуется с данными П.Я. Яроша [4], который изучил вростки хромшпинелида в оливине дунитов и пришел к заключению, что весь акцессорный хромшпинелид является результатом сегрегации рудных вростков, выпавших из оливина. Нам представляется, что достаточных оснований рассматривать весь акцессорный хромшпинелид гипербазитов как продукт перерождения первичных силикатов пока нет, поскольку сохранившиеся самые ранние парагенезисы (лерцолиты массива Крака) уже содержат хромшпинелид.

Большинство изученных альпинотипных массивов Урала претерпело только регрессивный метаморфизм, при котором хромшпинелид сохраняет свои главные особенности химизма [3]; в дунитах он имеет высокохромистый состав с отношением  $Mg/Fe^{+2}$  около единицы, в гарцбургитах и лерцолитах — высокоглиноземистый с преобладанием Mg над  $Fe^{+2}$  (таблица, анализы 1, 2).

Гипербазиты Рай-Изского, Войкаро-Сыньвинского, Таловского, Баженов-



в них содержится небольшое количество талька, тремолита и хлорита. Данные, полученные с помощью микрозонда, показывают, что все без исключения образцы принадлежат малоглиноземистому высокожелезистому хромшпинелиду.

Из данных таблицы можно видеть разную подвижность компонентов хромшпинелида при динамотермальном метаморфизме: первым из решеток уходит магний, затем глинозем и последним — хром. Одновременно в шпинелиде увеличивается содержание  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$  и Mn. Конечным продуктом изменения хромшпинелида является магнетит с незначительными примесями Mg, Al и Cr (см. таблицу, анализ 10). Как уже отмечалось выше, одновременно с изменением состава хромшпинелида наблюдается уменьшение железистости породообразующих минералов, в частности оливина с 8–9 до 5–6% мол., что свидетельствует о том, что метаморфизм без изменения состава системы приводит лишь к перераспределению компонентов между минеральными фазами. На заключительных этапах процесса имеет место сегрегация шпинелида в виде гигантозернистых кристаллов магнетита и хроммагнетита. Последний иногда образует скопления до 7–10% от общего объема породы и располагается по плоскостям расщепления (см. таблицу, анализ 11). Акцессорный хромшпинелид дунитов, попавших в зону динамометаморфизма, ведет себя аналогично хромшпинелиду гарцбургитов (см. таблицу, анализы 12–14).

**Оталькование.** Наиболее широко распространены в породах массива процессы оталькования. Для него характерны незавершенность и сохранение первичных структур пород. Главная трудность изучения продуктов этого процесса заключается в том, что оталькование накладывается на уже метаморфизованные динамотермальным метаморфизмом породы, и единственный критерий, позволяющий хотя бы в какой-то мере говорить о влиянии оталькования, которое проявилось в чистом виде, — это удаленность пород от зоны динамометаморфизма. Из большого количества проанализированных образцов были выбраны пять, которые отвечали этому требованию (см. таблицу, анализы 15–18). Химический анализ мономинеральных фракций рудного минерала из этих пород показал, что по мере увеличения содержания талька в породах хромшпинелид теряет глинозем и магний, а порода становится более магнитной за счет выделения магнетита в самостоятельную фазу. Количество ферромагнитной составляющей в породе возрастает от 0,2 до 3% вес. (см. таблицу), а акцессорный хромшпинелид превращается в хроммагнетит. Особенностью метаморфизма хромшпинелида при отальковании является то, что в отличие от динамометаморфизма, при котором первичная порода перекристаллизуется полностью и ранний хромшпинелид растворяется, при отальковании чаще всего наблюдаются псевдоморфное замещение хромшпинелида агрегатом хроммагнетита и пеннина и новообразование магнетита. Заметного изменения состава оливина не происходит, а энстатит полностью превращается в тальк.

**Войкаритизация.** Следующая по времени стадия прогрессивного метаморфизма — формирование оливин-антигоритовых сланцев (войкаритов, по Г.Н. Савельевой) — проявилась в северной части массива. Этот процесс является синкинематическим и сопряжен со временем внедрения ультраосновной магмы в земную кору. Войкаритизация накладывается как на

продукты высокотемпературного метаморфизма, так и на парагенезисы, возникшие в связи с оталькованием. Гарцбургиты, превращенные в оливин-антигоритовые сланцы, содержат хромшпинелид, соответствующий по составу хроммагнетиту (см. таблицу, анализы 19, 20) с существенным количеством магния, т.е. за исключением выноса глинозема и некоторого количества магния, идущих на образование слоистых силикатов, других видимых изменений акцессорного хромшпинелида не обнаруживается. Количество хрома остается практически без изменения, а понижение содержания глинозема и магния целиком компенсируется железом.

Таким образом, при войкаритизации происходит выравнивание первоначально различных по составу хромшпинелидов гарцбургитов и дунитов в сторону хроммагнетитового, малоглиноземистого состава.

Заканчивается прогрессивная стадия метаморфизма образованием во фронтальной эндоконтактной зоне гипербазитов узкой полосы антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов. Поведение акцессорного хромшпинелида в этом процессе детально изучено ранее [2], и мы на нем не останавливаемся.

Подводя итоги рассмотрению акцессорного хромшпинелида в условиях многоэтапного метаморфизма альпинотипных гипербазитов в земной коре от самых ранних до более поздних стадий, можно сформулировать общие закономерности, которые, как нам представляется, выходят за рамки изученного объекта и имеют общегеологическое значение:

1. Парагенезис высоких температур и давлений, образовавшийся в верхней мантии Земли — оливин + богатый Ca, Al, Cr ортопироксен + хромшпинелид, в условиях земной коры сменяется на новый парагенезис низких давлений — оливин + обедненный Ca, Al и Cr ортопироксен + диопсид + (паргасит) + хромшпинелид.

2. Более низкотемпературные процессы, происходящие в изохимических условиях и совпадающие по времени с выведением ультраосновных массивов в верхние горизонты коры, приводят к перекристаллизации пород во всей их массе, к перераспределению вещества между минеральными фазами. Наиболее заметно изменяется состав акцессорного хромшпинелида, который от первично-глиноземистого через хроммагнетит стремится к магнетиту или железистому магнохроммагнетиту (рисунок). При этом наблюдается выравнивание состава хромшпинелида дунитов и гарцбургитов.

3. Как следствие выявленных закономерностей по эволюции ультраосновных альпинотипных парагенезисов следует главный вывод — образование крупных хромитовых залежей высококачественного хромита в условиях земной коры в результате преобразования ранних парагенезисов маловероятно.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система  $MgO-SiO_2-H_2O$ . — В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 134—164.
2. Царицын Е.П. К вопросу о метаморфизме акцессорных хромшпинелидов в гипербазитах Восточного Оренбуржья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, с. 94—97. (Тр. Свердлов. горн. ин-та; Вып. 57).
3. Царицын Е.П. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как

индикатор условий их образования. — В кн.: Тр. III Урал. петрогр. совещ.: Тез. докл. Свердловск, 1974, с. 50–54.

4. Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 1, с. 98–105.

5. Sack R.O. Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 71, N 3, p. 257–270.

6. Sinton J.M. Equilibration history of the Basal Alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 2, p. 216–246.

УДК 553.641 : 552.321.5 (470.53)

В.Г. Фоминых

### ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ГАББРОИДОВ КУСИНСКОЙ ИНТРУЗИИ

Характерной особенностью железорудных месторождений Урала и вмещающих их пород различных генетических типов является наличие в их составе акцессорного апатита, количество которого не превышает 1%. Лишь в некоторых случаях количество апатита возрастает и он становится рудообразующим минералом, слагающим апатит-магнетитовые и апатит-титаномагнетитовые руды (Волковское и другие месторождения).

Изучение состава акцессорных апатитов железорудных месторождений Урала показало, что их составы различны. Если апатит магматогенного типа титаномагнетитовых руд представлен фторсодержащей, то апатит скарново-магнетитовых месторождений — хлорсодержащей разностью [3, 6].

С целью изучения особенностей состава акцессорного апатита в габброидах Кусинской интрузии нами было отобрано 12 проб весом от 10 до 15 кг. Пробы обработаны по стандартной методике, и из них выделены мономинеральные фракции апатитов, которые были проанализированы химическим методом на F и Cl и прямым спектральным методом — на редкоземельные элементы.

Кусинская интрузия титаноносных габброидов верхнего протерозоя расположена на западном склоне Южного Урала и приурочена к мощной зоне Зюраткульского разлома, который отделяет неметаморфизованные

Таблица 1. Содержание F и Cl в акцессорном апатите габброидов Кусинской интрузии, % вес.

Компонент	1 (1)	2 (4)	3 (3)	4 (4)
F	1,30	1,31	1,73	0,83
Cl	0,23	0,24	0,31	0,66
F/Cl	5,65	5,45	5,58	1,26

Примечание: Массивы: 1 — Маткальский, 2 — Копанский, 3 — Медведевский, 4 — Кусинский. В скобках — число проанализированных проб. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ УНЦ АН СССР Т.В. Амелиной и Е.Г. Сергеевой.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Кусинских габброидных массивов, по К.П. Плюснину

1 — сланцы, амфиболиты и кварциты кувашской свиты; 2 — кварциты зигальгинской свиты; 3 — песчаники, сланцы и прослои известняков бакальской свиты; 4–7 — саткинская свита верхнего протерозоя: 4 — известняки и доломиты, 5 — доломиты и мергелистые доломиты, 6 — сланцы и доломиты, 7 — доломиты; 8 — губенские гнейсы и гнейсо-граниты протерозоя (?); 9 — габброиды (а) и рябиновские граниты (б); 10 — магнитные аномалии и элементы залегания планпараллельных текстур; 11 — зоны тектонических нарушений

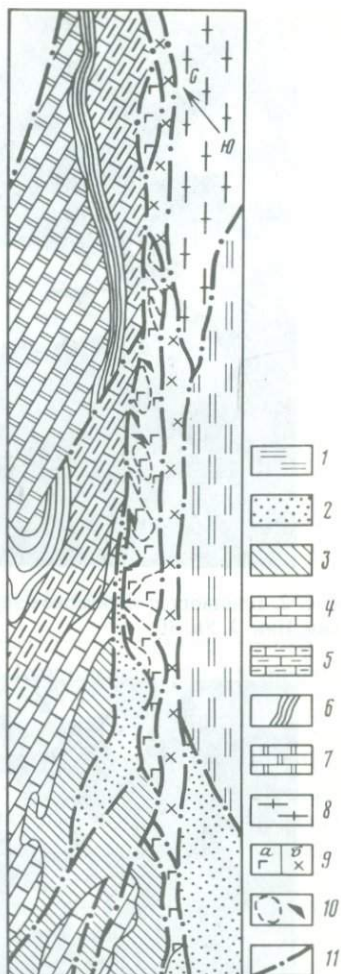
осадки протерозоя с глыбой нижнепротерозойских пород в основании (тараташский комплекс) от метаморфических толщ Уралтау [2]. Одни авторы рассматривают кусинские габброиды как согласную интрузию, сложенную в результате кристаллизационной дифференциации [7], другие — как массивы, секущие структуры района [1].

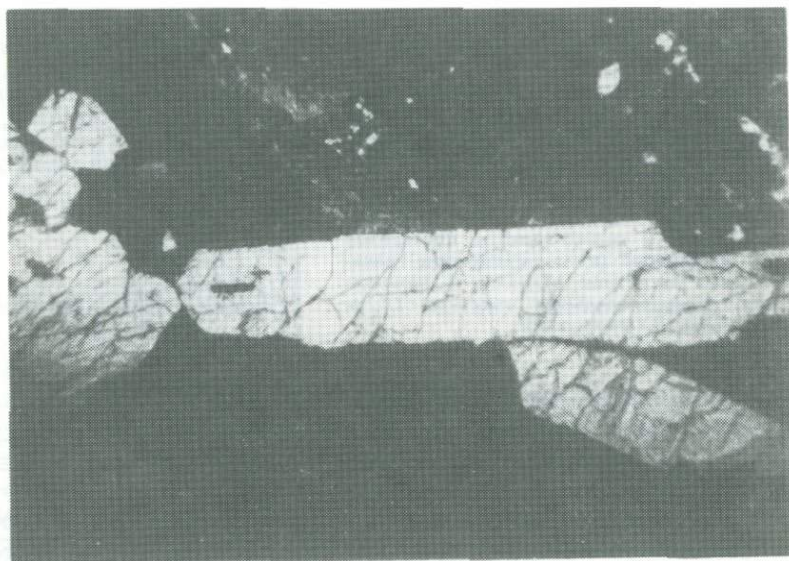
Кусинско-Копанская интрузия сложена с юга на север обособленными друг от друга Маткальским, Копанским, Медведевским и Кусинским массивами общей длиной по простиранию около 70 км и мощностью до 2 км. Массивы вытянуты на северо-восток и падают на юго-восток под углом  $45-50^\circ$  с местными отклонениями до  $20-30$  и  $90^\circ$ .

Кусинский габбро-амфиболитовый массив, входящий в состав интрузии, наиболее метаморфизован по сравнению с другими южными массивами за счет формирования уфалейского комплекса [4, 5, 7]. Затухание интенсивности метаморфизма с севера интрузии от Кусинского массива на юг до Копанского и Маткальского и особенности его проявления в габброидах и титаномагнетитовых рудах показаны В.С. Мясниковым [5].

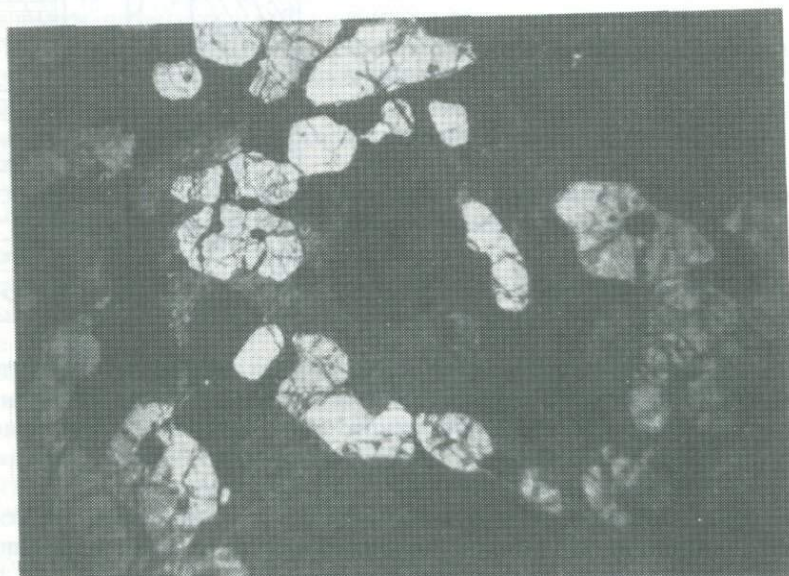
Наряду с метаморфизмом титаномагнетитов (с содержанием двуокиси титана в магнетите  $10-14\%$ ) и формированием по ним сегрегационных ильменит-магнетитовых руд (с содержанием  $TiO_2$  в магнетите  $2-4\%$ ) с замещением клинопироксена (авгита и титанаавгита) амфиболом и образованием по габбро и габбро-норитам амфиболитов происходит изменение морфологии и состава акцессорного апатита.

Если в неизмененных габброидах южных массивов Кусинской интрузии апатит представлен длиннопризматическими игольчатыми кристаллами от 1 до 15 мм по удлинению (соотношение длины к ширине  $10 : 1-20 : 1$ ), то в амфиболитах, возникающих по ним, апатит представлен короткоприз-





*Рис. 2.* Длиннопризматическое зерно фторапатита в габбро-пегматите. Копанский массив. Ник. I. Ув. 30



*Рис. 3.* Короткопризматическое зерно хлорапатита в амфиболите. Кусинский массив. Ник. I. Ув. 30

Таблица 2. Содержание TR в апатитах габброидов Кусинской интрузии, г/т

Компонент	1	2	3	4
La	13,23	16,7	11,93	19,94
Ce	41,2	10,8	39,5	30,86
Pr	5,34	6,5	4,12	—
Nd	22,84	22,8	20,6	16,74
Sm	5,34	4,5	7,4	6,24
Eu	0,43	0,6	0,8	0,98
Gd	5,34	4,1	7,4	12,37
Tb	0,43	0,4	—	—
Dy	3,00	2,0	4,12	5,82
Ho	0,43	0,1	0,82	4,51
Tm	0,32	0,1	—	0,63
Yb	0,85	0,5	1,05	—
Lu	—	0,1	—	0,29
Σ La–Nd	82,6	86,8	76,14	67,54
Σ Sm–Ho	14,95	11,7	20,58	29,94
Σ Er–Lu	2,45	1,5	3,29	2,52
Σ Tr, % вес.	1,92	0,44	0,52	0,72

Примечание. Массивы см. в табл. 1. Аналитик Л.И. Коленко.

матическими зернами длиной от 0,2 до 3 мм (отношение длины к ширине 5 : 1) (рис. 1–3).

Изменяется и состав аксессуарных апатитов. Особенно наглядно это отмечается по содержанию F и Cl и изменению отношения F/Cl (табл. 1). Так, аксессуарные апатиты габброидов южных, т.е. нематаморфизованных, массивов представлены фторсодержащей разностью, в которых отношение F/Cl  $\approx$  5,5, тогда как в аксессуарном апатите Кусинского массива это отношение падает до 1,26, а содержание Cl возрастает в 2–3 раза.

Анализ распределения TR в апатитах габброидов Кусинской интрузии показал, что их содержание закономерно меняется в зависимости от степени их метаморфизма (табл. 2). При метаморфизме габброидов с образованием амфиболитов в составе апатитов возрастает содержание La, Dy, Gd и падает, соответственно, содержание Eu, одновременно с этим падает Σ La–Nd и возрастает Σ Sm–Ho.

Следовательно, при метаморфизме габброидов Кусинской интрузии наряду с изменением основных породообразующих минералов изменяются состав и морфология аксессуарных минералов, в данном случае апатита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — Тр. ГГИ УФАИ СССР, 1959, вып. 32, с. 15–32.
2. Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. О геологическом положении и возрасте кусинских габброидов на Южном Урале. — В кн.: Ежегодник-1973 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974, с. 55–57.
3. Краснобаев А.А., Холоднов В.В., Фоминых В.Г. Летучие в апатитах — индикаторы происхождения и фациальной принадлежности гранитоидов и других пород Урала. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 95–104. (Тр. ИГТ УНЦ АН СССР; Вып. 120).

4. Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л., 1934. 264 с. (Науч. тр. СОЖ АН СССР. Сер. урал.; Вып. 1).

5. Мясников В.С. Некоторые особенности титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявление в них метаморфизма. – Геология руд. месторождений, 1959, № 2, с. 49–62.

6. Фоминых В.Г. Фтор и хлор в сосуществующих апатитах и амфиболах титаномагнетитовых месторождений Урала. – Геохимия, 1974, № 3, с. 484–487.

7. Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. – В кн.: Вопросы геологии Урала. Свердловск, 1959, с. 13–39.

УДК 549.513.63+552.48+552.43

А.И. Белковский, И.Н. Локтина

### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АКЦЕССОРНОГО РУТИЛА ИЗ ПОРОД ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ СССР

Изучение титаноносности эклогит-сланцевых комплексов СССР [5, 7, 8] позволило выделить два главных типа элементов, в которых содержание  $TiO_2$  колеблется от 1,0–1,5 до 3,5–5,5% вес. соответственно. В обоих типах рудная минерализация представлена рутилом и резко подчиненным ему титаномагнетитом, ильменитом, магнетитом, гематитом и вашингтонитом. В большинстве высокобарических комплексов преобладают низко-

Таблица 1. Химический состав акцессорного рутила из эклогитов, амфиболитов и кварцевых гранатитов эклогит-сланцевых комплексов, % вес.

Компоненты	1	2	3	4	5	6
$SiO_2$	0,70	0,36	–	1,0	0,75	–
$TiO_2$	97,28	94,18	96,60	95,10	96,30	96,61
$ZrO_2$	–	–	–	0,25	0,24	0,26
$Al_2O_3$	–	–	–	–	–	–
$Fe_2O_3$	0,70	5,00	–	–	–	–
$Cr_2O_3$	–	0,014	0,01	0,02	0,01	0,01
FeO	1,98	Не опр.	0,95	1,00	0,65	0,63
MnO	–	Сл.	–	–	–	–
MgO	–	0,26	–	–	–	–
CaO	–	0,03	0,68	0,45	Не опр.	2,14
$V_2O_5$	–	0,32	0,22	0,12	0,20	0,15
$Nb_2O_5$	–	0,09	0,02	–	–	–
$Ta_2O_5$	0,02	–	–	–	–	–
П.п.п.	–	0,12	1,33	0,20	1,53	0,30
Сумма	100,68	100,37	99,81	98,14	100,29	100,28

Примечание. Акцессорный рутил из эклогитов: 1 – хребта Марун-Кеу, Полярный Урал, 2 – максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, д. Шубино, Южный Урал, 3–7 – Северного Казахстана, участки Кокчетавский, Северный Кулет и Сулу-Тюбе, также из апоэклогитовых амфиболитов, 8–9 – пироксеновых амфиболитов

титанистые (1,2–2,0% вес.  $TiO_2$ ) эклогиты, в которых рутил присутствует как акцессорный минерал. В этом типе эклогитов рутил наблюдается в виде ксеноморфных (0,05–0,3 мм) зерен или тонких игольчатых включений в гроссуляр-альмандине и клинопироксене. Окраска его темно-красная, темно-оранжевая, оранжевая, реже темно-фиолетовая [12]. Реликтовые включения в эклогитах представлены титаномагнетитом, ильменитом и вашингтонитом [1, 14]. В исключительно редких случаях отмечается замещение рутила титаногематитом [15].

В большинстве высокобарических комплексов СССР эклогиты подверглись диафорезу в условиях Na–K- и K–Na-фаций глубинного кислотного выщелачивания, в результате чего они превращены в различные по составу амфиболиты и метасоматические кристаллические сланцы. В апоэклогитовых (каринтиновых, эденитовых, глаукофановых, гастингситовых) амфиболитах содержание  $TiO_2$  колеблется от 0,1 до 2,0% вес., причем значительная часть  $TiO_2$  в этом типе пород связана с роговыми обманками. В апоэклогитовых амфиболитах рутил присутствует в виде мелких (0,05–0,3 мм) ксеноморфных зерен, включенных в роговую обманку, гранат, эпидот, цоизит, или отдельных, плохо образованных кристаллов, реже колечатых двойников, по (101) и (301). Окраска под микроскопом в проходящем свете темно-красная, оранжевая, светло-желтая, иногда черная [16].

В метасоматических кристаллических сланцах рутил отмечается в фенгит-кварцевой основной ткани, где он образует небольшие скопления короткопризматических кристаллов. Содержание  $TiO_2$  в сланцах колеблется от 1,2 до 0,7% вес., и основная часть ее здесь связана с реликтовой рого-

	7	8	9	10	11	12	13
–	–	0,24	–	0,10	–	–	–
98,30	96,50	–	98,74	99,25	99,70	99,20	–
0,30	–	–	0,07	–	–	–	–
–	0,64	2,62	Не опр.	–	–	–	–
–	0,96	2,35	0,54	–	–	–	–
0,21	0,027	0,031	0,07	0,08	0,26	0,06	–
0,81	2,06	10,78	–	1,04	0,96	0,87	–
–	0,18	0,50	0,00	0,02	0,08	0,07	–
–	Не опр.	1,21	–	0,01	0,01	0,01	–
1,70	–	–	–	0,04	0,12	0,11	–
0,20	0,12	0,10	0,12	–	–	–	–
0,02	0,00	0,00	Не опр.	–	–	–	–
–	0,05	–	–	–	–	–	–
1,30	–	–	–	–	–	–	–
–	100,77	–	99,64	100,44	100,12	100,31	–

тов Уфалея, гора Брялина, Средний Урал, 10 – гастингситовых амфиболитов уфалейского эклогит-сланцевого комплекса, Большой Агардыш (данные авторов), также из высококальциевых кварцевых гранатитов, 11–13 – района Брезовица, Южная Сербия, Югославия, обр. 97/4, 82/5 и 82/6.

вой обманкой, новообразованным буро-зеленым биотитом и в меньшей мере — с аксессуарным рутилом. Конечные продукты кислотного выщелачивания представлены вторичными кварцитами и метасоматическими кварцевыми жилами.

В кварцитах содержание  $TiO_2$  крайне низкое — 0,4–0,1% вес., рутил в них наблюдается в виде единичных кристалликов в ассоциации с цирконом, увитом и разнообразными сульфидами. В кварцевых жилах, залегающих среди кристаллических сланцев, наоборот, рутил присутствует в виде исключительно крупных кристаллов, размер которых по удлинению достигает 30 см и более при толщине до 8 см [4]. По восточной периферии уфалейского эклогит-сланцевого комплекса в отдельных кварцевых жилах нами были встречены исключительно крупные по размерам тройники, шестерники и восьмерники рутила [2]. На многих индивидах отмечаются полисинтетические двойники скольжения (101). Имеется ряд специальных публикаций, посвященных изучению кристалломорфологии рутила из кварцевых жил высокобарических комплексов [3, 11, 15]. С рутилом в кварцевых жилах ассоциируют фторапатит, дравит, сфен, ильменит, увит, фенгит, натриевый фенгит, цоизит, эпидот, сульфиды Cu, As и V (халькопирит, борнит, ковеллин, арсеносульванит). Крупные кристаллы и двойники рутила интенсивно замещаются высоконатриевым фенгитом и кварцем. В отдельных случаях авторами наблюдались своеобразные псевдоморфозы замещения фенгит-кварцевого состава.

Фактический материал позволяет считать, что в зонах глубинного кислотного выщелачивания Ti является подвижным компонентом. В метасоматических кристаллических сланцах и апоэклогитовых амфиболитах вторично образуются предельно высокотитанистые породы — рутиловые и апатит-рутиловые нельсониты. Совершенно очевидно, что в главных типах горных пород высокобарических комплексов присутствуют две генерации рутила — ксеноморфный рутил эклогитов апоэклогитовых амфиболитов и хорошо образованные кристаллы рутила из метасоматических кристаллических сланцев, кварцевых жил и вторичных кварцитов.

Различен и химический состав обеих генераций рутила (табл. 1,2). Для эклогитового рутила характерными элементами-примесями являются элементы семейства Fe–V, Fe, в меньшей мере — Cr и Zr. Количественным спектральным анализом в образцах рутила из эклогитов Уфалея установлено отсутствие Sc, Mn, Ge и Ga (аналитик А.В. Русаков). В рутиловых концентратах, полученных авторами из апоэклогитовых амфиболитов Уфалея, химическим анализом Nb и Ta не обнаружены, что отличает изученные образцы от ниобийсодержащих рутилов (до 0,32% вес.  $Nb_2O_5$  из эклогитов Зау-Альп Мюнхбергского массива в северо-восточной Баварии [19]).

Аксессуарный рутил из кварцевых жил отличается еще более простым химическим составом, в нем отсутствуют Al, Cr, Mn, Zr, появляется ряд новых микропримесей, в частности Nb и Ta (см. табл. 2). Из существенно значимых примесей, как и в первом типе, отмечаются Fe и V. Параметры элементарной ячейки образцов рутила из апоэклогитовых амфиболитов и кварцевых жил соответствуют константам синтетического рутила, практически не содержащего структурных примесей. Имеющаяся рентгеновская метрика позволяет сделать вывод, что определенные химическим

Таблица 2. Химический состав рутилов из кварцевых жил эклогит-сланцевых комплексов СССР, % вес.

Компоненты	1481	1482	1480	1483	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0,34	He опр.	0,30	He опр.	0,77	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	98,00	98,90	98,05	98,10	97,27	97,20	97,20	97,50
ZrO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,01	0,03	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,04	0,04	0,03	—	He опр.	He опр.	He опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	0,80	0,75	1,74	1,90	1,52	1,76	1,33
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	0,02	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,25	0,15	0,13	—	0,32	0,33	0,30
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,027	0,044	0,084	0,046	—	—	—	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,011	0,098	0,022	0,012	—	—	—	—
П.п.п.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—
Сумма	99,40	100,15	99,40	100,08	100,10	99,06	99,29	99,13

Примечание. 1480—1482 — длиннопризматические кристаллы из кварцевых жил среди гранат-фенгит-кварцевых сланцев, уфалейский эклогит-сланцевый комплекс, пос. Слюдорудник и верховье речки Тараторки, Средний Урал [2]; 1 — длиннопризматический кристалл рутила из кварцевых жил там же, речка Сухой Сугомак [4]; 2—4 — кристаллы рутила из кварцевых жил, максютовской эклогит-глаукофансланцевый комплекс, Южный Урал; 2 — короткостолбчатый метакристалл из эклогита на контакте с кварцевой жилой, речка Зерекля, 3 — длиннопризматические кристаллы из центральной части кварцевой жилы, около которой взят обр. 1, 4 — длиннопризматический кристалл из кварцевой жилы, д. Федоровка [15].

анализом содержания Fe в большинстве образцов явно завышены (см. табл. 1, 2), а в отдельных случаях они связаны с присутствием микроворостков ильменита и титаномагнетита [4].

Сравнение результатов определений содержаний FeO в рутилах из уфалейских эклогитов, проведенных различными методами, показало, что по данным анализов, выполненных на рентгеновском микроанализаторе, такие на порядок ниже значений, полученных при химическом анализе [10]. Обнаруженные в кварцевых жилах молданубского комплекса ЧССР "железистые" рутилы [17] по данным химанализов требуют специального изучения. Динамика изучения химического состава аксессуарного рутила из пород эклогит-сланцевых комплексов характеризуется вполне определенной направленностью — в процессе понижения температур и давления образуется поздняя генерация TiO<sub>2</sub> предельно простого химического состава. В этом отношении на аксессуарном рутиле высокобарических комплексов идеально реализуется закон автолиза [12].

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. По содержанию Al, Fe и Cl аксессуарный рутил из главных типов горных пород докембрийских эклогит-сланцевых комплексов СССР резко отличен от железистых Al—Cr-рутилов эклогитов и гранатовых вебстеритов из включений в кимберлитовых трубках [6, 9, 10, 18, 20]; изложенный материал лишней раз подтверждает реальность существования метаморфогенных эклогитов как самостоятельного генетического типа.

2. Химический состав аксессуарного рутила из метаморфогенных эклогитов близок к составу синтетического рутила, не содержащего структур-

ных примесей; особенности состава микропримесей и наличие реликтовых железо-титановых фаз в тетрагональной модификации  $TiO_2$  в системе омфацил—гроссуляр—альмандин или Mn—гроссуляр—альмандин указывают, что в большей части низкотитанистых эклогитов рутил является вторичным минералом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.А. Типы и генезис эклогитов максотовского метаморфического комплекса (Южный Урал) в связи с некоторыми вопросами петрологии эклогитов гнейсо-сланцевых комплексов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, №6, с. 1402—1405.
2. Белковский А.И. Рутилы кварцевых метасоматитов. — В кн.: Аксессуары и рудные минералы Урала. Свердловск, 1976, с. 62—65.
3. Бельков И.В. Минералы титана в кианитовых сланцах Кейв. — В кн.: Минералы и минеральные парагенезисы горных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1981, с. 43—48.
4. Вертушков Г.Н. Рутил с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1949, ч. 78, вып. 1, с. 19—25.
5. Вертушков Г.Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала. — Разведка и охрана недр, 1957, №8, с. 1—6.
6. Екимова Т.Е. Новые данные по минералогии рутиловых эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, №2, с. 85—89.
7. Ефимов И.А. Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах. — В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 105—118.
8. Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.
9. Пономаренко А.И., Буланова Г.П., Лескова Н.В., Никишова Л.В. Распад твердых растворов в пироксенах из глубинных пород: Ксенолиты из кимберлитов. — В кн.: Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1981, с. 75—85.
10. Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Об элементах-примесях рутилов из эклогитов. — Геология и геофизика, 1972, №11, с. 108—112.
11. Сорокин Ю.П., Лебедев А.Н. Кристалломорфологические особенности рутила из жил альпийского типа Полярного Урала. — В кн.: Материалы VI науч.-тех. конф. молодых ученых и специалистов Тюмени. Тюмень, 1972, с. 145—151.
12. Ферсман А.Е. Геохимия. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 453—454.
13. Чесноков Б.В. О трехвалентном титане в эклогитах Южного Урала. — Геохимия, 1960, №1, с. 68—71.
14. Чесноков Б.В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 3, с. 257—263.
15. Чесноков Б.В. Жилы альпийского типа в эклогитах Южного Урала. — Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, 1970, вып. 86, с. 95—107.
16. Якишин В.И. Изменение окраски рутила в зависимости от внешней среды. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, №6, с. 56—59.
17. Bouška V., Porkorny J., Adam J. Krystalochemike vztahy rutilu a železnaného rutilu. — Sb. geol. věd. TG, 1972, N10, s. 45—47.
18. Griffin W.L., Jensen B.B., Mista S.N. Anomalous rutile in eclogite facies on pyroxene and garnet. — Norsk geol. tidsskr., 1971, Bd 51, N 2, s. 177—185.
19. Knauer E., Mattes S. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. 5. Die Opakminerale und Rutil der Eklogite und Eklogit-amphibolite des Münchberger Gneis-gebietes. — Neues Jb. Miner. Abh., 1970, Bd. 114, N 1, S. 1—17.
20. Smith J.W., Dawson J.B. Chemistry of Ti-poor spinels, ilmenites and rutiles from peridotite and eclogite xenolith. — Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 309—322.

## АПАТИТ В КОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛАХ

Апатит — один из 10 наиболее распространенных минералов, встречающихся в подавляющем числе разнообразных магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Благодаря большому удельному весу (3,1–3,2) и устойчивости к механическому разрушению апатит концентрируется в обломочных горных породах, а высокие температуры плавления минерала способствуют его сохранению при процессах метаморфизма в различных термодинамических условиях. Устойчивость апатита даже в условиях гранулитовой фации не только как минеральной фазы, но и формы минерала позволяет восстанавливать исходный состав метаморфических горных пород: овальные, округлые (окатанные) зерна апатита с матовой, шероховатой поверхностью однозначно указывают на обломочный характер исходных пород, тогда как идиоморфные кристаллы более характерны для ортопород. Однако идиоморфизм может быть следствием регенерации обломочных зерен апатита с доразращиванием граней. При этом контур первично окатанного зерна апатита все равно будет выделяться своим более мутным цветом, чем такое ядро отчетливо отличается от чистой регенерационной каемки. Этим достаточно широко пользуются геологи, изучающие метаморфические толщи.

По наличию большого количества темных окрашенных округлых зерен апатита в гранитах можно предполагать ксенокристалльное происхождение такого апатита [4]. В.В. Ляхович указывает на использование формы минерала для суждения о времени его выделения: наиболее низкотемпературные апатиты представлены кристаллами толстотаблитчатой формы. Однако Л.Т. Жирова и др. [2] отмечают большее удлинение поздних генераций апатита по сравнению с ранними.

Работ, посвященных изучению и описанию апатита, очень много, но лишь в единичных исследованиях фиксируется тонкоигольчатая форма его кристаллов [1, 5, 10]. При изучении золотоносных интрузивов Северного Казахстана, а также гранитоидных и более основных интрузивов Северного Прибалхашья нами было установлено широкое распространение тонкоигольчатого апатита как в интрузивных образованиях, так и в контактово-измененных горных породах. Для объективной оценки степени вытянутости кристаллов апатита в зависимости от условий его образования была использована величина его коэффициента удлинения, т.е. отношения длины кристалла к его ширине.

Коэффициент удлинения  $L < 2$  — короткопризматический,  $L = 2-4$  — призматический,  $L = 5-10$  — длиннопризматический и  $L > 10$  — игольчатый (рисунок).

Опорным объектом исследования послужил Западный интрузив месторождения Бестюбе (Северный Казахстан), так как он сам складывается взаимопересекающимися породами разных фаз, а контактовые вмещающие породы вскрыты горизонтальными выработками через 45 м по вертикали, начиная от поверхности до 520 м. Этот золотоносный интрузив относится к



Тонкоигольчатый апатит в плагноклазе. Без. ан. Ув. 100

верхнеордовикскому (крыккудукскому) интрузивному комплексу, к интрузивам степнякского типа. Интрузив представляет собой крутопадающее ( $50-70^\circ$ ) на юго-восток магматическое тело штокообразной формы с линзовидным очертанием в плане. На поверхности массив имеет размеры около  $150 \times 600$  м, с глубиной ширина его несколько увеличивается. Интрузив многофазный и сложен породами от габбро-диоритов до плагногранитов, залегающих среди осадочных образований ниже-среднеордовикского возраста, представленных аргиллит-алевролит-песчанистой толщей с обогащением в отдельных слоях карбонатным материалом.

Ороговикование наблюдается до 60–130 м от контакта, при этом хорошо выражена зональность роговиков: зона пироксеновых роговиков обычно не более 10 м от контакта, но с глубиной мощность этой зоны возрастает до 15–20 м и более; далее от контакта зоны выделяются по размерности и густоте окраски биотита. Силлиманит, отмеченный нами впервые в роговиках района месторождения, в этих зонах занимает определенное положение: не ближе 30 м и не далее 50 м от контакта с интрузивом. Одной из интереснейших особенностей экзоконтактового ореола является развитие в роговиках тонкоигольчатого апатита и иногда — также узкопризматического и тонкоигольчатого циркона. Этот апатит отмечается как в непосредственном контакте с интрузивом, так и на расстоянии 5–10 м, редко удаляясь до 20 м от контакта, но ни в одном случае не зафиксировано перекрытия зон тонкоигольчатого апатита и силлиманита, который образуется дальше от контакта, чем апатит. Игольчатый апатит, постоянно присутствуя в приконтактных роговиках, полностью отсутствует в неизмененных вмещающих осадочных породах и даже в их ороговикован-

ных аналогах, достаточно удаленных от интрузива, что однозначно указывает на наложенный характер апатита и позволяет связывать его образование с выносом фосфора из магматического расплава.

Широкие ореолы выноса материала из интрузий во вмещающие породы с образованием ряда минералов, в том числе и апатита, отмечал для гранитных интрузивов Центрального Казахстана В.С. Коптев-Дворников [3]. Тонкоигольчатые и даже волосовидные кристаллы рутила, апатита и циркона описал в контактовом ореоле гранитных интрузивов Кавказа О.Н. Надарейшвили [5], который подчеркнул развитие этих минералов только внутри изоград силлиманита и граната при отсутствии в средне- и низкотемпературных зонах и фациях внешнего контактового ореола.

Исходя из состояния развития игольчатого апатита во внутренних частях контактовых ореолов, т.е. в непосредственной близости к интрузивам, было проведено изучение ксенолитов в интрузивах разного состава в Северном Прибалхашье: в гранитах Айнабулакского и Каратальского массивов, в гранодиоритах Кокдамбакского и в диоритах и габбро-диоритах Беитского массивов. Игольчатый апатит развит в ксенолитах магматических и метаморфических пород любого состава, исключая ксенолиты чисто карбонатных пород или пород, состоящих только из цветных минералов. Более того, коэффициент удлинения ( $L$ ) апатита увеличивается по мере приближения ксенолитов от внутренних частей интрузива к его прикровлевой части [8], что позволяет по ксенолитам, точнее по апатиту в них, определять приблизительно глубину эрозионного среза интрузивов.

Наложный игольчатый апатит образуется и в экзоконтактах интрузий, секущих более древние магматические тела, при этом экзоконтактовый апатитовый ореол возникает даже при формировании субфаз одной интрузии, что дает возможность устанавливать относительный возраст очень близких по времени внедрения тел, которые дают между собой не резкие, а расплывчатые, без зоны закалки контакты.

Форма игольчатых кристаллов апатита и любых других минералов аналогичной формы определяется не временем их кристаллизации, а скоростью роста, величиной пересыщения раствора (расплава) компонентами, идущими на построение минерала, что в конечном счете обусловлено скоростью охлаждения, температурным градиентом, отражающим разницу температур магматического расплава и контактирующих с ним вмещающих пород. Чем выше этот градиент, чем меньше длительность прогрева вмещающих (захваченных) горных пород, тем больше коэффициент удлинения минерала. Из этого свойства растущих кристаллов вытекает важное следствие: при формировании автохтонных интрузивов, кристаллизующихся из расплавов, выплавленных на месте за счет кристаллических пород земной коры, вмещающие породы должны быть прогреты до температур, близких к температуре шавления, а это значит, что температурный градиент будет ничтожно мал и игольчатый апатит в таких условиях образовываться не будет. Для аллохтонных интрузивов, кристаллизующихся в камерах, далеко отстоящих от очагов выплавления, температурный градиент расплав — вмещающие породы будет тем больше, чем ближе к дневной поверхности поднимается расплав и приходит в соприкосновение с породами все более и более холодными.

С учетом указанных условий образования игольчатых кристаллов апа-

тата были взяты образцы из экзоконтактов Сыростанского гранитного массива (Южный Урал), относимого к автохтонным интрузивам [6, 7].

Возраст интрузива определяется как позднепалеозойский, вмещающими породами являются метаморфические толщи верхнего протерозоя, представленные амфиболитами, слюдяными сланцами, кварцитами и мраморами.

Амфиболит в непосредственном контакте с интрузивом превращен в биотит-роговообманковый роговик с типичной роговиковой структурой и лапчатой формой чешуек биотита. Обилен ксеноморфный сфен. Много узкопризматического апатита с преобладающими размерами 0,01–0,04 мм, редко до 0,08 мм при  $L = 5-10$ . В 0,5 м от контакта апатита гораздо больше, чем в контакте, размеры в длину – 0,01–0,2 мм, изредка 0,4 мм, и коэффициент удлинения больше – не только узкопризматические, но и тонкоигльчатые кристаллы. В 1,5 м от интрузива – биотитовый роговик с обильным узкопризматическим и тонкоигльчатым апатитом при тех же в целом размерах в длину – 0,02–0,1 мм, много ксеноморфного сфена, эпидота, в центре которого иногда встречается оранжево-коричневый ортит.

В противоположность экзоконтактовому игльчатому апатиту в кварцевом диорите, слагающем эндоконтактовую зону гранитного интрузива, апатит и циркон обладают нормально-призматической формой с  $L = 2-3$ .

Развитие тонкоигльчатого апатита в роговиках в непосредственной близости от контакта с гранитоидами Сыростанского массива указывает на наличие значительного температурного градиента между температурой гранитного расплава и температурой вмещающих пород, а это позволяет относить гранитоиды данного массива не к автохтонным, а к аллохтонным интрузивам, при становлении которых магматический расплав претерпел значительное перемещение вверх от магматического очага в более холодные толщи.

Учитывая устойчивость апатита при изменениях  $P-T$ -условий, можно ожидать, что около ортоамфиболитов и ортогнейсов в метаморфических породах могут сохраняться ореолы игльчатого апатита, что дало бы хороший критерий для обнаружения ортопород в древних метаморфических толщах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеева О.П. Самгарские кварцевые порфиры как пример сопряженности интрузий и эффузий. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 27, с. 78–91.
2. Жирова Л.Т., Лягушкин А.П. О типоморфных особенностях апатита в комплексах ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции. – Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 139–145.
3. Коптев-Дворников В.С. Явления гибридации на примере некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. – Тр. ИГН АН СССР, 1953, вып. 148, с. 112–155.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы. М.: Наука, 1968. 275 с.
5. Надарейшвили О.Ш. Значение акцессорных минералов в изучении вопросов петрологии гранитоидов. – В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1968, с. 91–95.
6. Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации (на примере Сыростано-Тургорьякского массива, Южный Урал). – Геохимия, 1971, № 2, с. 144–145.
7. Тихомирова Н.И. К вопросу о генезисе Сыростано-Тургорьякского массива Урала. – В кн.: Редкометаллы и методы исследований. М.: Недра, 1972, с. 112–119.

8. Феногенов А.Н. Тонкоигольчатый апатит – признак контактового метаморфизма и быстрой кристаллизации магматического расплава. – Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 667–669.

9. Mitchell L. The mineralogy and genesis of hydroxylapatite. – Amer. Miner., 1943, vol. 28, N 6, p. 356–371.

10. Raymond Capdevila M. Repartition et habitus de lapatite dans le granite de Neira (Espagne), comparaisons avec des donnees experimentales et applications petrogenetiques. – C. r. Acad. sci. Paris D, 1967, vol. 264, N 13, p. 1694–1697.

УДК 552.124:3:552.4

*В.Р. Ветрин*

## ТИПОМОРФНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ, АМФИБОЛИТОВОЙ И ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИЙ

Минералы, содержащие в своем составе Fe в разной степени окисления, — Ti и TR являются благоприятными объектами для изучения физико-химических условий их образования. Еще В.И. Вернадский в 1914 г. отмечал антагонизм монацита и ортита в гранитоидах. Образование железо-окисно-титановых минералов в зависимости от температуры и парциального давления кислорода подтверждено экспериментально, реализация этих условий в природе ведет к образованию магнетитовых и ильменитовых серий гранитоидов.

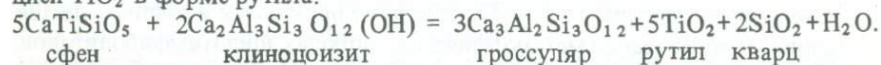
Типоморфизм минералов Ti и TR отчетливо проявлен и в различающихся по условиям образования метаморфических породах эпидотамфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Необходимым условием образования равновесных парагенезисов собственно титановых и редкоземельных акцессорных минералов является насыщенность породообразующих минералов титаном и редкими землями. Для титановых минералов определяющим условием является насыщенность цветных минералов Ti, для редкоземельных — насыщенность TR кальцийсодержащих минералов.

Главными факторами, определяющими появление тех или иных парагенезисов акцессорных минералов, являются интенсивные и экстенсивные параметры минералообразования — состав системы, температура, парциальное давление кислорода, состав и количество флюидной фазы. Меньшее значение, по-видимому, имеет общее давление нагрузки. Эти же факторы определяют состав и главных породообразующих минералов.

Для определения температур образования минеральных ассоциаций разработано большое количество геотермометров, построенных на основании двуполевошпатового термометра Т. Барта. В то же время, поскольку время образования большинства акцессорных минералов совпадает со временем кристаллизации цветных минералов породы, целесообразно для корреляции изменения состава породообразующих и акцессорных минералов выбрать один из параметров состава породообразующих минералов, изменение которого связано прямой зависимостью с температурой образования, и проследить вариации состава парагенезисов акцессорных минералов в зависимости от его изменения. Таким параметром, зависящим от темпера-

туры образования, является содержание Ti в наиболее распространенных цветных минералах — биотите и амфиболе, что для биотита подтверждается экспериментальными и геолого-петрологическими данными [5, 7]. Имеющиеся сведения по распределению Mg между гранатом и биотитом в метаморфических породах свидетельствуют о прямой корреляции между температурой, определяемой по гранат-биотитовому геотермометру [4], и содержанием Ti в биотите (рис. 1). Менее отчетливо выражена обратная корреляционная связь между температурой и коэффициентом окисления Fe в биотите.

На графике (рис. 2) показана зависимость парагенезисов титаносодержащих и редкоземельных минералов в бедных (а) и богатых (б) кальцием метаморфических породах от титанистости и железистости биотитов, изменение которых, в свою очередь, является показателем принадлежности биотитов к определенной метаморфической фации [2]. В бедных кальцием породах в условиях всех фаций устойчива ассоциация магнетит+ильменит. Сфен наиболее характерен для эпидот-амфиболитовой фации, в условиях амфиболитовой фации он замещается ильменитом и для гранулитовой фации не характерен. Аналогичная тенденция отмечается для монацита, сменяющего ортит в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Рутил наиболее часто встречается в породах амфиболитовой фации, где ассоциирует с гранатосодержащими породами. Приуроченность рутила к этим породам наряду с отсутствием сфена в гранатосодержащих парагенезисах позволяет считать, что образование рутила происходит в процессе перераспределения кальция из сфена в гроссуляровую составляющую граната с кристаллизацией TiO<sub>2</sub> в форме рутила:



Образование граната связано, в свою очередь, с процессом разложения эпидота, верхняя граница распространения которого, установленная по нахождению эпидота в реальных парагенезисах, в бедных кальцием породах совпадает с границей амфиболитовой и гранулитовой фаций. Характерно совпадение областей распространения ортита и эпидота, что определяется близостью их составов, поскольку ортит может рассматриваться как эпидот, где часть атомов кальция замещена атомами редкоземельных элементов и электростатический баланс поддерживается замещением окисного железа на закисное [3].

Отмеченные закономерности изменения парагенезисов аксессуарных минералов характерны и для богатых кальцием пород, за исключением того, что область устойчивости сфена в них значительно больше и частично совпадает с полем гранулитовой фации, где сфен часто сосуществует с ильменитом (см. рис. 2, б). По сравнению с левой частью графика в богатых кальцием породах верхняя граница устойчивости эпидота занимает более высокое положение, ограничивая область распространения сфен-ортитового парагенезиса.

Типоморфной чертой состава магнетитов из пород различных фаций является содержание TiO<sub>2</sub>, в среднем составляющее 0,27% в магнетитах из пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и 1,0% — в магнетитах из пород гранулитовой фации (табл. 1), что определяется главным образом температурой образования минерала.

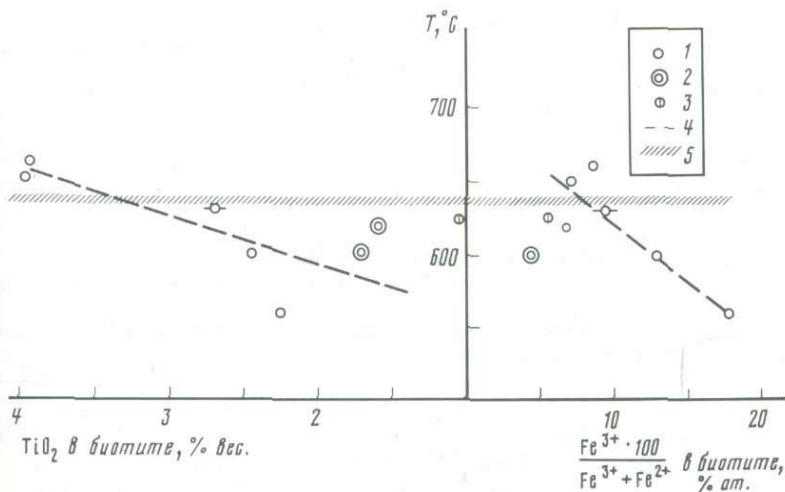


Рис. 1. Зависимость содержания  $\text{TiO}_2$  и коэффициента окисления железа в биотите от температуры образования пород, определенной по гранат-биотитовому термометру, с использованием данных М.И. Дубровского по составу гранатов и биотитов Западно-Беломорья

1-3 — парагенезисы акцессорных минералов: 1 — магнетит + ильменит, 2 — рутил, 3 — магнетит; 4 — ортит; 5 — верхняя граница распространённости эпидота в изученных парагенезисах

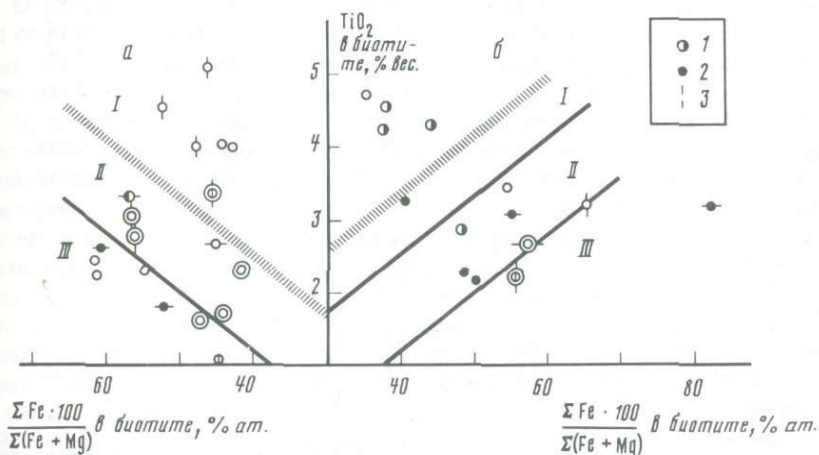


Рис. 2. Зависимость парагенезисов титансодержащих и редкоземельных акцессорных минералов от титанистости и железистости биотитов в метаморфических породах гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой (III) фаций метаморфизма

а — бедные Са породы; б — богатые Са породы. Парагенезисы акцессорных минералов: 1 — ильменит + сфен, 2 — магнетит + сфен, 3 — монацит. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Таблица 1. Содержание  $TiO_2$  в магнетитах, % вес.

Фация	Количество проб	Вариации содержания	Среднее
Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая	7	0,10–0,60	0,27
Гранулитовая	2	0,63–1,35	1,00

Примечание. Аналитик В.В. Ильичева, ГИ КФАН СССР.

Таблица 2. Химический состав биотитов и парагенезисы железо-окисно-титановых минералов вмещающих пород, % вес.

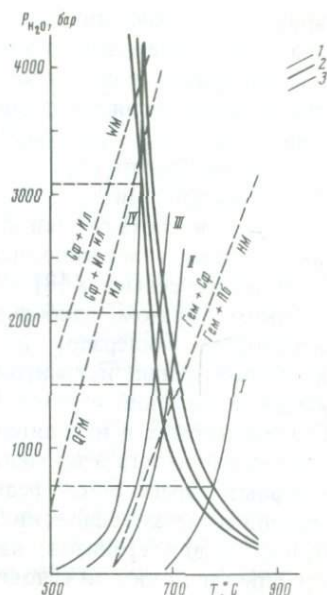
Окисел	I	II	III	IV
$SiO_2$	35,50	36,50	36,50	33,87
$TiO_2$	2,20	1,77	1,78	3,08
$Al_2O_3$	19,37	15,83	16,01	16,25
$Fe_2O_3$	3,30	4,11	4,80	5,63
FeO	17,20	17,79	16,73	17,96
MnO	0,12	0,47	0,41	0,36
MgO	9,22	9,93	9,98	10,09
CaO	0,35	0,10	0,10	0,55
$Na_2O$	0,22	0,07	0,08	0,19
$K_2O$	6,85	9,53	9,63	5,90
$H_2O^-$	0,28	0,16	0,12	0,46
$H_2O^+$	4,68	3,18	3,29	5,73
F	—	0,53	1,07	0,11
Cl	Не опр.	0,05	0,04	Не опр.
$Li_2O$	0,025	0,05	0,08	0,038
$Rb_2O$	—	0,087	0,094	0,040
$Cs_2O$	—	—	—	0,002
Сумма	99,31	99,84	100,16	100,21
$Fe^{3+} \cdot 100$	12	18	20	22
Fe				
$\bar{x}$ аннита	48	45	43	46
Номер плагиоклаза	32	22–25	22–25	8–10
Парагенезисы акцессорных минералов	Мт–Илм	Мт+Сф	Мт+Сф	Гем+Мт+Сф

Примечание.  $\bar{x}$  – среднее содержание.

Согласно экспериментальным данным устойчивость железо-окисных и железо-окисно-титановых минералов (магнетит, гематит, ильменит) находится в прямой зависимости от величины парциального давления кислорода [6] в условиях эксперимента, задаваемого различными буферами. Для гидроксилсодержащих минералов, помимо величины пар-

Рис. 3. Соотношение линий моновариантного равновесия биотит–калишпат–магнетит–вода и кварц-полевошпатового солидуса

1 — кривые устойчивости биотита (римские цифры соответствуют цифрам в табл. 2); 2 — кривые кварцполевошпатового солидуса (нижняя линия для состава альбит + ортоклаз + кварц, средняя — плагиоклаз № 20 + ортоклаз + кварц, верхняя — плагиоклаз № 30 + ортоклаз + кварц); 3 — моновариантные линии устойчивости сфена в ассоциации с железо-окисно-титановыми минералами, по [8]. Сф — сфен; Ил — ильменит; Гем — гематит; Пб — псевдобрукит. WM, QFM, HM — соответственно для вюстит-магнетитового, кварц-фаялит-магнетитового и гематит-магнетитового буферов



циального давления кислорода, важное значение имеет давление воды или флюида более сложного состава. Увеличение давления воды расширяет поле устойчивости эпидота (и ортита) в области более высоких температур и благоприятно также для увеличения стабильности сфена, поскольку он содержит в своем составе до 1% воды [3]. Имеющиеся экспериментальные работы позволяют установить расширение поля устойчивости сфена при повышении давления флюида и высокой активности кислорода [8].

При распространении экспериментальных данных на природные парагенезисы целесообразно определить величину давления флюида в период кристаллизации биотита, с которым пространственно ассоциирует и, по-видимому, одновременно кристаллизовалось значительное количество акцессорных минералов, в том числе и сфена. Как известно, минимальное значение  $P_{H_2O}$ , при котором из расплава будет производиться выделение биотита, можно определить по пересечению моновариантной кривой равновесия реакции калишпат+магнетит+вода — биотит с кривой солидуса расплава заданного состава. Точка пересечения кривых равновесия биотита и солидуса определит также верхний температурный предел начала кристаллизации биотита с фиксированным количеством анитовой составляющей [9]. Определение значений  $P_{H_2O}$  в метаморфических породах может быть произведено, по-видимому, путем охарактеризованных выше построений для биотитов из изофациальных с вмещающими породами гранитоидов лейкосомы мигматитов, образующих жильные тела в гнейсах.

Нами произведен расчет моновариантных линий равновесия четырех биотитов из гранитоидов, содержащих различные парагенезисы железо-окисно-титановых минералов. Соответствие условий формирования биотитов величине парциального давления кислорода, задаваемого в ходе эксперимента тем или иным буфером [9], контролировалось по значению коэффициента окисления Fe в биотите. Как видно из рис. 3, при увеличении

парциального давления кислорода кристаллизация биотита с фиксированным содержанием аннита возможна лишь при все более высоком давлении флюида, величина которого определялась по пересечению моновариантных кривых равновесия биотитов с кривой солидуса  $Pl_{0.30} + Or + Kf$ . Выбор кривой солидуса производился исходя из состава плагиоклаза породы, содержащей биотит (табл. 2). Увеличение парциального давления кислорода и  $P_{H_2O}$  приводит к смене ильменита сфеном и магнетита гематитом, что находится в соответствии с положением моновариантных линий равновесия различных железо-окисно-титановых минералов, полученных в результате эксперимента [8].

Таким образом, наиболее общей закономерностью изменения состава акцессорных минералов при переходе от эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций к гранулитовой является разрушение гидроксилсодержащих минералов, переход Fe в закисную форму, увеличение содержания Ti в магнетитах и находящихся с ними в парагенезисе биотитах, что повышает устойчивость этих минералов в условиях высоких температур. Типоморфные парагенезисы редкоземельных и железо-окисно-титановых минералов в метаморфических породах разных фаций метаморфизма характерны и для гранитов, изофациальных с метаморфическими породами или близких к ним по условиям образования [1].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ветрин В.Р.* Условия образования парагенезисов титансодержащих и редкоземельных минералов в гранитоидах. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 711–714.
2. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
3. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 372 с.
4. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
5. *Ушакова Е.Н.* Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 345 с.
6. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxide minerals and their synthetic equivalents. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 310–357.
7. *Robert J.L.* Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solution. — Chim. Geol., 1976, N 3, p. 213–227.
8. *Spear F.S.* An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. — Amer. J. Sci., 1981, vol. 281, N 6, p. 697–734.
9. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: Experiment, theory and application. — Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 9, p. 1228–1272.

И.В. Носырев, В.М. Робул

ТИПОМОРФИЗМ И ГЕНЕРАЦИИ АКЦЕССОРНОГО МОНАЦИТА  
УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ  
КИРОВОГРАДСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ШИТА  
И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Монацит в ультраметаморфических гранитоидах Украинского щита является довольно обычным минералом. Особенно широко он распространен в бердичевских, житомирских, днепровских, кировоградских и других типах гранитов. В значительно меньших количествах он встречается во вмещающих их метаморфических породах. Достаточно подробные сведения по этому минералу приведены в работе "Акцессорные минералы Украинского щита" [1]. Однако ряд его важных свойств, а также некоторые связанные с ним генетические вопросы остались невыясненными.

Большинство исследователей считают, что в ультраметаморфических породах он является только новообразованным, а в метаморфических — и новообразованным, и реликтовым. В качестве реликтового в метаморфических породах, по одним данным, он сохраняется только до фации зеленых сланцев, а по другим — вплоть до гранулитовой. Нами изучались акцессорные минералы пород Вознесенского, Воссиятского и некоторых других массивов, относимых к кировоградскому комплексу, и вмещающих их разнообразных гранито-гнейсов и гнейсов нижнепротерозойского возраста, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Вознесенский массив сложен крупнозернистыми порфириновидными трахитоидными гранитами, которые прорываются круто- и пологопадаю-

Т а б л и ц а 1. Среднее содержание и частота встречаемости монацита в гранитах и гнейсах

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Вознесенский массив		
Порфириновидные трахитоидные граниты	30,32	100
Мелкозернистые жильные граниты	5,38	100
Пегматиты	14,00	100
Гранито-гнейсы западного экзоконтакта	27,05	100
Гранито-гнейсы восточного экзоконтакта	5,76	100
Воссиятский массив		
Среднезернистые и пегматоидные граниты	34,24	100
Мелкозернистые граниты	27,77	100
Пегматиты	15,70	100
Гранат-биотитовые гнейсы	0,09	14,30
Биотитовые гнейсы	0,08	21,10
Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы	0,03	45,50
Гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы	0,09	29,50

Таблица 2. Типы монацитов в гранитах и вмещающих их гнейсах

Порода	Морфологический тип	Размер, мм	Цвет, блеск
Трахитоидные граниты	Таблитчатый, комбинация граней (100), (110), (111) и слабо развиты (101), (010)	0,25–0,40	Буро-красный, бурый, стекляннный, матовый
	Уплощенный, ребра сглажены	0,15–0,30	Желтый, медово-желтый, стекляннный
	Призматический, комбинация граней (100), (111), (110)	0,20–0,50	Желтый
Мелкозернистые граниты пластовые	Каплевидные округлые выделения	0,10–0,20	Светло-желтый, водяно-прозрачный
	Таблитчатый, комбинация граней (100), (110), (111) и слабо развиты (101), (010)	0,15–0,30	Бурый
	Уплощенный, ребра сглажены	0,07–0,15	Желтый, медово-желтый
Мелкозернистые граниты жильные	Каплевидный округлый	0,07–0,10	Светло-желтый, водяно-прозрачный
	Пластинчатый, комбинация граней (100) и слабо выражен (010)	0,10–0,20	Желтовато-красный, шелковистый
	Каплевидный	0,07–0,10	Светло-желтый, водяно-прозрачный
Пегматиты	Призматический, комбинация граней (100), (111), (110)	0,30–0,50	Зеленовато-желтый, желтый
	Уплощенный, ребра сглажены. Зерна неправильной формы	0,20–0,50	Желтый, стекляннный
	Каплевидные выделения	0,08–0,10	Светло-желтый, водяно-прозрачный
Мигматиты Западный, Северный экзоконтакты	Комковатый	0,20–0,50	Зеленовато-желтый, стекляннный
Восточный экзоконтакт	Уплощенный, ребра сглажены	0,15–0,30	Зеленовато-желтый, серовато-желтый

щими жильными телами мелкозернистых гранитов, пегматитами и кварцевыми жилами. Воссиатский массив сложен средне- и мелкозернистыми гранитами. Возраст гранитов, определенный С.Ф. Карпенко в ГЕОХИ АН СССР по монациту, – 2000–2100 млн. лет.

Анализ структурно-минеральных особенностей пород и взаимоотношений отдельных петрографических типов гранитов показывает стадийность

Содержание, %	Включения	Связь с процессами петрогенеза
5–7	Циркон (0,07–0,005 мм) до 5–6 зерен в кристалле, удлинение 2,0–2,5. Гидроокислы железа по трещинам	Ранняя стадия кристаллизации ультраметаморфического расплава
85–95	Единичные зерна призматического циркона, повышенное количество длиннопризматического апатита	Поздняя стадия ультраметаморфизма (образование порфиробластов микроклина)
Ед. з.	Газово-жидкие	Пегматитовый этап
2–5	Без включений	Пневматолитовый этап
3–7	Циркон. Гидроокислы железа по трещинам	Ранняя стадия кристаллизации магматического расплава
90–95	Призматический апатит	Завершение кристаллизации магматического расплава
2–5	Без включений	Пневматолитовый этап
80–90	Редко газово-жидкие	Пегматитовый этап
10–20	Без включений	Пневматолитовый этап
60–70	Газово-жидкие	Пегматитовый этап
25–30		
5–10	Без включений	Пневматолитовый этап
100	Тонкорассеянные и пятнистые темные включения	Образование контактового ореола Вознесенского массива, микроклинизация гнейсов
80–100	Апатит	

формирования массивов. В образовании трахитоидных гранитов можно выделить по крайней мере две главные стадии. Ранняя стадия ультраметаморфизма характеризуется кристаллизацией среднезернистой кварц-биотит-плагиоклазовой массы. Для поздней стадии ультраметаморфизма характерны увеличение щелочности и образование крупных порфиробластов микроклина. Завершается процесс становления Вознесенского массива

формированием жильных мелкозернистых гранитов, пегматитов, кварцевых жил и гидротермально-метасоматических зон. В гранитах Воссиятского массива стадийность проявлена значительно слабее. Монацит изучался в шлифах и пробах весом около 15 кг. По средним содержаниям монацита гранитоиды Вознесенского и Воссиятского массивов почти не отличаются друг от друга (табл. 1). Некоторое увеличение содержаний наблюдается в среднезернистых и пегматоидных гранитах Воссиятского массива и в порфиробластовых гранито-гнейсах экзоконтактовых зон Вознесенского массива. В гнейсах монацит практически отсутствует. Исключение представляют лишь гранитизированные разности.

По морфологии, распределению, цвету, характеру включений, размеру и другим признакам можно выделить несколько морфологических типов монацита: таблитчатый, уплощенный, призматический, пластинчатый, бипирамидальный и каплевидный (округлый). Общая характеристика монацита по типам приведена в табл. 2. Некоторые данные об оптических свойствах описываемых типов монацита содержатся в табл. 3. Они показывают, в частности, близость уплощенного и комковатого типов.

По мнению Е.И. Семенова [3], низкие значения показателя преломления монацита свидетельствуют о малом содержании хаттонитового компонента.

Количество U и Th в выделенных разновидностях монацита колеблется в незначительных пределах (табл. 4). Обращает на себя внимание близкое содержание этих элементов в комковатых и уплощенных разностях, пластинчатые и призматические разности более ториевые.

Как известно, монацит — резко селективный цериевый минерал. Результаты определения TR в наиболее распространенных морфологических типах монацита приведены в табл. 5. По их содержанию комковатые разности из экзоконтактовых гранито-гнейсов и уплощенные разности из трахитоидных гранитов близки между собой. Некоторые различия наблюдаются по Ce, которым более богаты монациты из гранитов. Последние также несколько беднее Y и Gd. Пластинчатые разности в целом обнаруживают близость к каплевидным, от которых они отличаются почти полным отсутствием Nd и более высоким содержанием Pr. От предыдущей группы эти монациты отличаются главным образом более низкими значениями La, Ce и Nd.

Монациты Воссиятского массива отличаются от описанных групп повышенным содержанием Pr и Nd. Количество Ce и La в них близко к монацитам первой группы, а Pr — к каплевидным монацитам. Наиболее существенным отличием является низкое содержание Nd в монаците из биотита и обогащение его Pr.

По данным изучения особенностей морфологии, оптических свойств, химического состава, распределения в различных петрографических типах пород и других признаков нами выделяется несколько генераций монацита (рисунок). Наиболее ранняя, таблитчатая, генерация монацита характеризуется сложными кристаллографическими очертаниями и довольно крупными размерами. Включения представлены цирконом. Показатели преломления наиболее высокие, однако двупреломление несколько понижено, что может объясняться интенсивным развитием процессов вторичного изменения. Последнее подтверждается также и общей замутненностью зерен, обилием вторичных включений окислов Fe и т.д.

Таблица 3. Показатели преломления различных типов монацита

Тип	$N_g$	$N_p$	$N_g - N_p$
Таблитчатый	1,838	1,796	0,042
Уплощенный	1,820	1,770	0,050
Комковатый	1,820	1,772	0,048
Призматический	1,824	1,776	0,048
Каплевидный	1,838	1,785	0,053

Таблица 4. Содержание U и Th в различных типах монацита, % мас.

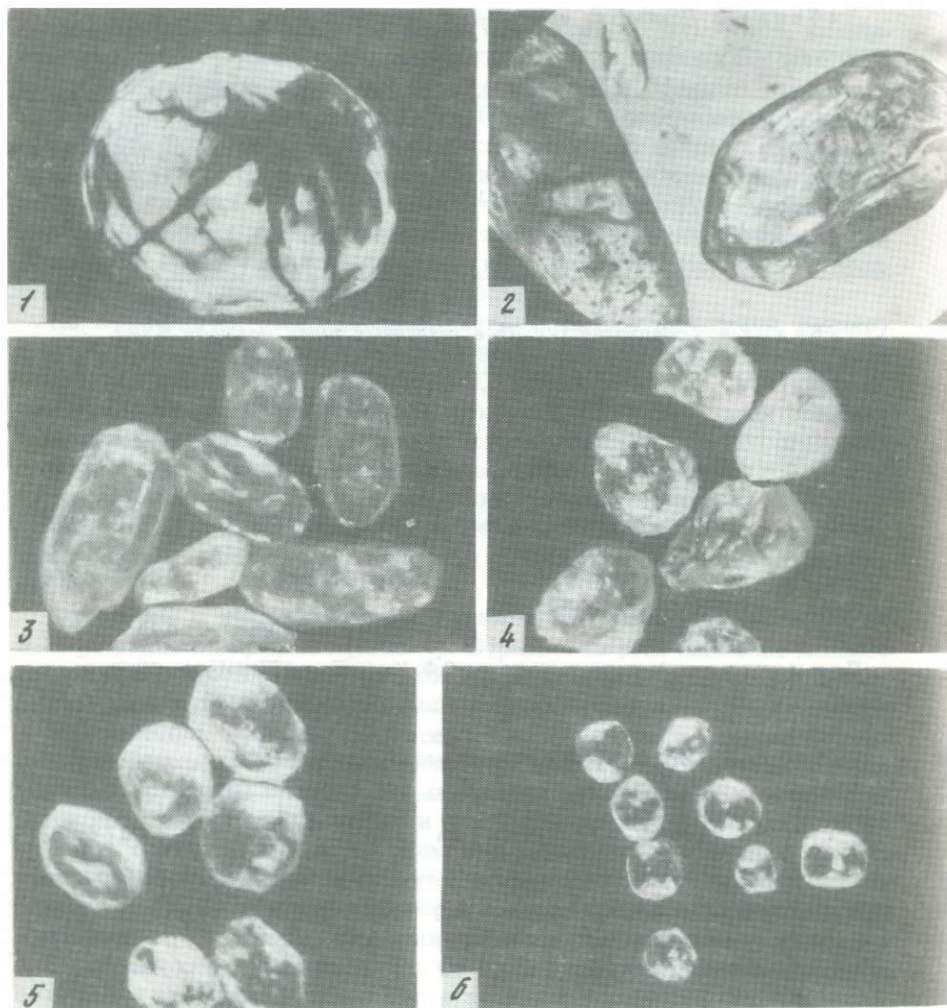
Номер пробы	Порода	Тип монацита	U	Th
P 10/10	Порфиробластовый гиперстен, содержащий мигматит	Комковатый	0,28	5,40
456	Мелко-среднезернистые граниты Воссиятского массива	Уплощенный	0,26	5,50
48a	Розовый мелкозернистый аплитондный гранит	Пластинчатый	0,57	6,60
122/2	Пегматит	Призматический	0,29	7,50

Примечание. Анализы выполнены С.Ф. Карпенко, ГЕОХИ АН СССР.

Таблица 5. Содержание TR в монаците, % массы

Номер пробы	Порода	Морфологический тип	Содержание TR, % массы							Сумма
			La	Ce	Pr	Nd	Y	Cd		
P 10/10	Гранито-гнейс порфиroidный, западный экзоконтакт Вознесенского массива	Комковатый	14,0	24,0	2,20	9,80	1,68	1,22	52,90	
8006/1a	Трахитоидные граниты Вознесенского массива	Уплощенный	14,5	34,1	3,57	10,64	0,66	0,90	64,29	
146/1	Мелкозернистые жильные граниты	Пластинчатый	6,55	17,1	3,07	7,98	1,11	0,8	36,61	
122/3	Биотит	Капле-видный	6,80	19,5	8,0	Следы	0,77	0,92	36,09	
459	Мелко-среднезернистые граниты Воссиятского массива	Уплощенный	13,56	28,41	6,60	16,51	1,14	0,70	66,92	

Примечание. Анализы выполнены Л.Л. Шевченко, лаборатория ИОНХ АН УССР (Одесса).



Морфологические типы монацита

1 — таблитчатый; 2 — призматический; 3 — пластинчатый; 4 — комковатый; 5 — уплощенный (и чечевицеобразный); 6 — каплевидный

Таблитчатая генерация монацита в трахитоидных гранитах ассоциирует с плагиоклазом, причем обычно вокруг него образуется оболочка, состоящая из продуктов изменения (серицит, кварц и др.). В порфиробластах калиевого полевого шпата эта генерация монацита не встречена. В отдельных случаях на контакте плагиоклаза с включением монацита и замещенного микроклина четко видна картина сплошного уничтожения окружающей зерно монацита оболочки и интенсивной коррозии монацита вплоть до его полного выщелачивания. Судя по этим данным образование таблитчатого монацита можно отнести по времени к ранней стадии ультраметаморфизма.

Следующая генерация монацита представлена уплощенной (чечевицеобразной) разновидью. Характерной чертой ее является наличие многочисленных включений призматического апатита. Эта разновидность, на которую приходится основное содержание монацита в породе, отличается высоким содержанием La и Nd.

Уплющенный монацит ассоциирует с кварцем, биотитом. Подавляющее большинство его выделений приурочено к межзерновым швам, расположенным кучно, образующим в отдельных случаях сростки и друзочки более 10 зерен. Образование этой генерации мы связываем с заключительной стадией формирования гранитов – процессом микроклинизации. Подобная связь неоднократно отмечалась в литературе по Украинскому щиту, причем указывалось, что при микроклинизации плагиоклазов высвобождаются TR, Ca, Th, U, которые могут связываться в монаците [2, 4].

Очевидно, что близкой к этой генерации является комковатый тип монацита, распространенный в породах экзоконтактов Вознесенского массива.

Призматическая генерация монацита характерна прежде всего для пегматитов, что свидетельствует о формировании ее именно в эту стадию процесса образования гранитов и гранитных массивов в целом. Своеобразие этой генерации заключается в изменении морфологии и увеличении размеров зерен, появлении газовой-жидких включений. К ней, по нашему мнению, относится и пластинчатая разновидность, составляющая основную массу в мелкозернистых жильных гранитах.

Наиболее поздней генерацией, по-видимому, является каплевидная разновидность монацита, встречающаяся в большинстве типов пород, но особенно в поздних образованиях (зона изменений, биотититы и др.). Она характеризуется гомогенным строением, отсутствием включений, высокой прозрачностью, небольшими размерами. В ней зафиксированы самые высокие содержания Rb и только следы Nd, низкое содержание La и Ce. Судя по всему, эта генерация может быть связана с развитием пневматолито-гидротермальных процессов, завершающих общий процесс формирования гранитных массивов.

В трахитоидных гранитах Вознесенского массива монацит второй генерации составляет примерно 90% всего количества, далее идут таблитчатый – примерно 5%, каплевидный – 4% и призматический – 1%. Примерно такое же распределение генераций и в гранитах Воссятского массива. В приконтактовых же гранито-гнейсах встречаются только монациты второй стадии метаморфизма.

В выделенном ряду генераций монацита наблюдается закономерное изменение типоморфных свойств и признаков. Для первой генерации характерны сложные кристаллографические формы, наличие включений ранних акцессорных минералов и другие признаки. В выделениях последующих генераций степень идиоморфизма понижается, уменьшается содержание La, Ce и Nd при возрастании Rb, появляются жидко-газовые включения, увеличивается показатель преломления.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В процессе становления ультраметаморфических гранитов образуется несколько генераций монацита, различающихся своими типоморфными признаками, распределением в породе, химическим составом, и оптическими свойствами.

2. Во вмещающих метаморфических породах встречается только монацит, наложенный в процессе гранитизации и метасоматоза. Судя по всему, наблюдаемые разновидности тождественны генерации монацита второй стадии ультраметаморфизма.

3. Основное валовое количество монацита в изученных породах представлено генерацией второй стадии ультраметаморфизма, что, скорее всего, связано с дополнительным выделением TR в процессе микроклинизации плагиоклаза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акцессорные минералы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976. 258 с.
2. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 1, с. 16–33.
3. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 412 с.
4. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1975. 269 с.

УДК (552.321+ 554.4) :549.261 (470.21)

*В.Р. Ветрин, А.Н. Богданова, Л.И. Полежаева*

### СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГНИТНЫХ ШАРИКОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Впервые детальное описание магнитных магнетит-иоцитовых шариков с ядрами из самородного Fe произведено М.А. Осиповым [15], обнаружившим их в гранитоидах Рудного Алтая. Позднее магнитные шарики были установлены в горных породах многих регионов СССР — гранитоидах Кольского полуострова, Центрального Казахстана, Южного Тянь-Шаня, Украины, гранитоидах, вулканитах и песчаниках Зайсанской складчатой системы, траппах Сибирской платформы.

Характерными особенностями магнитных шариков являются: 1) незначительное содержание в породах, обычно не превышающее нескольких, реже достигающее десятков и сотен граммов на тонну; 2) своеобразная форма — идеально круглые шарики, реже каплевидные или грушевидные обособления, размером, как правило, не превышающие сотых и десятых долей миллиметра; 3) помимо шариков только из самородного Fe, часто наблюдаются шарики зонального строения с центральной частью из самородного Fe и внешней оболочкой магнетитового, магнетит-иоцитового, магнетит-ильменит-иоцитового, иоцит (магнетит?)-якобсит-фаялит-тефроит-кнебелитового (?) [11], Fe—Mn—Ti-силикатного и более сложного состава с преобладанием Mn-содержащих фаз: Mn-ильменита, Mn-шорломита, Mn-ульвошпинели, Fe—Mn-оливина [9]; 4) явная приуроченность большинства магнитных шариков к гранитоидам, хотя это и может быть обусловлено лучшей минералогической изученностью гранитоидов по сравнению с другими типами горных пород.

Следует отметить, что по морфологии, составу и парагенезисам сопутствующих минералов магнитные шарики резко отличаются от выделений самородного Fe в серпентинизированных перидотитах, где его образование связывается с процессом восстановления Fe первичных минералов ультрасверхосновных пород водородом [3] или углеводородами при внедрении высокотемпературных расплавов во вмещающие породы, обогащенные органическим веществом [1]. Характерными чертами рассматриваемого самородного Fe являются дендритовидная, листоватая, округлая, вытянутая форма зерен и в ряде случаев ассоциация с карбидом Fe — когени-том, а также с более редкими аваруитом, вайрауитом, самородной медью, серебром и интерметаллическими соединениями [16, 21].

Относительно генезиса магнитных шариков существует большое количество точек зрения, среди которых преобладающими являются следующие.

1. Магнитные шарики имеют космическое происхождение и представляют по существу метеорную пыль, возникшую в результате абляции поверхностных зон метеоритов при вхождении их в атмосферу Земли [7]. Указанная точка зрения как будто подтверждается морфологическим сходством рассматриваемых образований и магнитных сферул в метеоритных кратерах [19].

2. Магнитные шарики образованы на разных этапах кристаллизации магматического расплава [15, 18], в процессе микроликвации [11], на позднемагматической или даже постмагматической стадиях процесса кристаллизации [9].

3. Образование магнитных шариков не связано с кристаллизацией расплавов и обусловлено процессом восстановления первичных железосодержащих минералов газовыми восстановителями (водород, метан и др.) в зоне трещиноватости [20], при воздействии гранитов на амфиболиты в условиях восстановительной среды [4], в процессе перекристаллизации в твердом состоянии, динамометаморфизма [5], за счет реакций в газовой фазе магматических пород повышенной основности [6], при металлизации силикатных расплавов под воздействием восстановленных интрателлурических флюидов, состоящих из  $H_2$ , CO, углеводородов и др. [14].

Нами было произведено изучение магнитных шариков в метаморфических породах, гранитных метасоматитах и гранитоидах Кольского полуострова. Помимо собственных материалов, использованы также результаты изучения акцессорных минералов в гранитоидах региона [2, 12]. Результаты количественных подсчетов содержания магнитных шариков<sup>1</sup> в гранитоидах и метаморфических породах Кольского полуострова свидетельствуют об их достаточно частой встречаемости, составляющей 12% от общего количества изученных проб (табл. 1), а также о крайне неравномерном распределении магнитных шариков по площади и широким интервалах колебаний их содержания в пределах одного типа горных пород.

Следует отметить, что наиболее часто и в наибольшем количестве магнитные шарики встречены в тяжелых фракциях пород, подвергавшихся измельчению на щековой дробилке и дисковом истирателе. Во всех пробах пород, измельчавшихся в ступке или кувалдой на камнях, эти образова-

<sup>1</sup> Подсчеты производились в тяжелой фракции минералов, выделенной в бромформе из 100-граммовых навесок пород.

Т а б л и ц а 1. Распространенность магнитных шариков в формациях гранитоидов и метаморфических пород.

Формации гранитоидов, метаморфических пород и их возраст	Количество проб	Количество проб с магнитными шариками	Интервалы колебания содержания магнитных шариков, г/т
Первично-коровых гранитоидов—тоналитов—плагиогранитов (AR <sub>1</sub> )	59	4	Ед. з. — 16
Диоритов—плагиогранитов (AR <sub>2</sub> )	15	5	10—160
Эндербитов—гранитов (AR <sub>2</sub> )	6	—	—
Мигматит-гранитов подвижных зон (AR <sub>2</sub> )	39	2	Ед. з. — 1502
Палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон (AR <sub>2</sub> )	109	32	Ед. з. — 1868
Приразломных метасоматитов (AR <sub>2</sub> —PR <sub>1</sub> )	25	2	2—16
Диоритов—гранитов (PR <sub>1</sub> )	20	—	—
Щелочных гранито-сиенитов (PR <sub>1</sub> )	124	6	Ед. з. — 16
Гранодиоритов—гранитов (PR <sub>1</sub> )	92	13	5—445
Лейкократовых гранитов—аляскитов (PR <sub>1</sub> )	59	3	Ед. з.
Гнейсов и амфиболитов (AR)	38	2	Ед. з.

ния отсутствуют или установлены в единичных знаках. Если к тому же учесть, что просмотр большого количества прозрачных шлифов под микроскопом и штуфов пород, содержащих повышенное количество магнитных шариков, не привел к их обнаружению в породах, то можно сделать вывод об образовании магнитных шариков в процессе измельчения пород. Для проверки этого предположения 8 образцов проб, в концентратах из которых было установлено максимальное содержание магнитных шариков, были раздавлены на прессе и из измельченного материала оттянуты минералы магнитной фракции. При их просмотре под бинокулярном не установлено ни одного магнитного шарика, хотя содержание последних в искусственных протолочках из этих пород, измельченных на щековой дробилке и дисковом истирателе, достигает 1500—1800 г/т. Эти данные однозначно свидетельствуют, по нашему мнению, о техногенной природе рассматриваемых магнитных шариков, что соответствует результатам получения аналогичных шариков в процессе дробления пород на различных видах дробилок [10] с максимальным выходом магнитных шариков в процессе измельчения на дисковом истирателе.

Приняв техногенную природу рассматриваемых магнитных шариков, мы предприняли изучение их морфологических особенностей, внутреннего строения и состава с целью сопоставления полученных результатов с литературными данными по строению и составу аналогичных минеральных агрегатов, для которых существуют различные модификации гипотезы их возникновения в результате процессов природного минералообразования.

Магнитные шарики из тяжелой фракции проб метаморфических пород и гранитоидов Кольского полуострова имеют правильную сферическую форму, реже наблюдаются каплевидные, сплюснутые с одной стороны

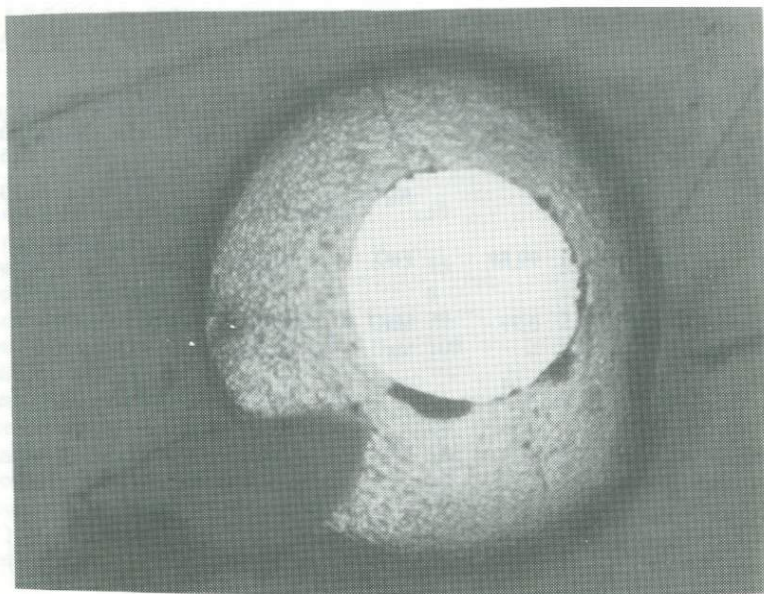
Таблица 2. Состав магнитных шариков, % вес.

Элемент	1	2	Окисел	3	4	5
Si	0,09	0,28	SiO <sub>2</sub>	11,16	101,46	<u>63,76</u> 11,15
Al	—	—	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	—	<u>24,23</u> 4,99
Fe	99,78	99,89	FeO	77,75	0,21	<u>0,32</u> 0,05
Mn	0,39	0,39	MnO	0,76	0,01	—
Mg	—	—	MgO	0,76	—	—
Ca	0,01	0,01	CaO	0,24	—	<u>5,85</u> 1,10
Na	—	—	Na <sub>2</sub> O	0,51	—	<u>6,07</u> 2,06
K	—	—	K <sub>2</sub> O	0,59	—	—
Ti	0,09	0,54	TiO <sub>2</sub>	0,22	—	<u>0,14</u> 0,02
Cr	0,81	0,81	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,02	—
Co	—	—	CoO	—	—	—
Ni	0,38	0,38	NiO	—	—	—
Сумма	101,55	102,30	Сумма	96,36	101,70	100,37

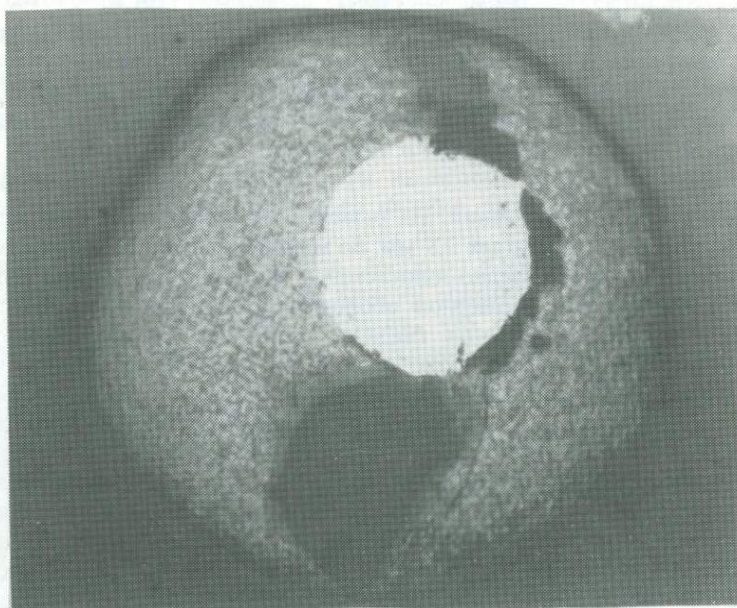
Примечание. Анализы произведены на электронном микрозонде MS-46 фирмы "Камека". 1, 2 — Fe ядер, каждое определение — результат усредненного количественного анализа в 3 точках; 3 — суммарный анализ алмосиликатно-окисной матрицы; 4 — кварц из позднего выделения в матрице; 5 — плагиоклаз из включения в шарике (см. рис. 1). В знаменателе графы 5 — коэффициенты. Прочерк — элемент не обнаружен.

или грушевидные образования. Их размер составляет сотые или десятые доли, лишь изредка достигает 0,5 мм. Во многих зернах при раздавливании устанавливается ядро бледно-золотистого, латуно- или светло-желтого цвета, окруженное железо-черной оболочкой с металлическим блеском. Поверхность мелких шариков гладкая, блестящая. Шарики диаметром в 0,1 мм и больше имеют шероховатую матовую поверхность с часто диагностируемыми мелкими включениями кварца. В ряде случаев в железо-черной оболочке устанавливаются мелкие пустоты; изредка шарик состоит только из внешней сферы с центральной пустотой. В искусственных шлифах наблюдались сростания шариков с многими породообразующими минералами — полевым шпатом, кварцем, биотитом и мусковитом. Зерна плагиоклаза, частично включенные во внутренние части шариков, по составу соответствуют плагиоклазу породы (табл. 2, графа 5, рис. 1). Отмечается деформация шариков на контакте с породообразующими минералами. Пластинки биотита расположены, как правило, перпендикулярно к поверхности шариков, имея как бы вплавленный конец пластинки в оболочку шарика. Для всех шариков характерна сильная магнитность.

Все изученные шарики обладают близкими чертами строения, хотя



*Рис. 1.* Зональное строение магнитного шарика. Внизу слева – зерно плагиоклаза породы, частично включенное в оболочку шарика. Ув. 220



*Рис. 2.* Выделения кварца (темное) в алюмосиликатно-окисной оболочке шарика. Хорошо видна оторочка полевого шпата вокруг зерен кварца. С правой стороны ядра – каверны, возникшие при полировке. Ув. 290

устанавливается большое разнообразие структур и состава отдельных шариков из одной и той же породы. В отраженном свете при большом увеличении во многих шариках наблюдаются ядро, состоящее из самородного Fe, и окружающая его алюмосиликатно-окисная оболочка. Встречаются также шарики только алюмосиликатно-окисного состава. Ядро составляет от 1/15—1/20 до 3/4 объема шарика. Железо имеет белый цвет, сильную отражательную способность, в нем наблюдаются округлые включения силикатного материала размером 1—2, до 5 мкм. Форма ядра идеально круглая, реже эллипсоидная, каплевидная, неправильная. Изредка наблюдается несколько мелких ядер каплевидной или удлинённой формы. Железо интенсивно растворяется в разбавленной азотной кислоте с выделением обильных пузырьков газа. На очищенной поверхности фигур травления не отмечено. По данным количественного анализа примеси в Fe представлены Si, Ca, Ti, Cr, Mn и Ni, причем содержание последнего по замерам в различных ядрах варьирует в пределах 0,2—2,2%. Низкое содержание Ni позволяет отнести Fe ядер шариков к теллурическому Fe — ферриту.

Вмещающая ядра оболочка состоит из нескольких фаз, среди которых по данным минералогического и рентгеноструктурного анализа идентифицированы кварц, магнетит, иоцит, ортоклаз. Можно предположить также наличие шпинели, линии которой на дебаграмме ослабляются сильными линиями других материалов, входящих в состав магнитных шариков. Количество полевого шпата и кварца в разных шариках изменяется от 10 до 40%, причем их содержание, как правило, увеличивается к краевым частям шариков, где кварц образует хорошо диагностируемые по темному (по сравнению с полевым шпатом) цвету выделения округлой и веретенообразной формы. По периферии обособления кварца всегда окружены оторочкой полевого шпата (рис. 2). В отдельных случаях устанавливается внедрение тонких жилков полевого шпата с содержащимися в нем мелкими кристаллами магнетита в зерна кварца с расчленением последних на части (рис. 3). Приведенные данные свидетельствуют об одновременной кристаллизации полевого шпата оторочек и кварца поздних обособлений в периферических частях шариков. Из элементов-примесей в кварце обособлений установлено наличие следов Fe, Mn, Cr (см. табл. 2).

Граница ядер шариков с вмещающей алюмосиликатно-окисной оболочкой резкая, четкая. В экзоконтактной части ядер железо-окисная фаза представлена иоцитом, образующим удлиненные дендритовидные выделения, ориентированные перпендикулярно поверхности ядер. При удалении от ядра каплевидные округлые зерна иоцита размером 1—2 мкм образуют укороченные дендритовидные выделения, звездчатые сrostки из 3—5—7 индивидов, разделяемые выделениями полевого шпата. Ближе к периферической части шарика сrostки иоцита сменяются отдельными зернами и сrostками зерен магнетита, отличающихся от иоцита буроватой окраской и прямоугольной, ромбовидной, квадратной формой зерен в поперечном разрезе. Непосредственно в эндоконтактной части шариков зерна магнетита образуют сплошной или реже прерывистый слой по его периферии — своеобразную зону закалки. Устанавливается четкая зависимость формы выделений иоцита и магнетита от содержания полевого шпата и кварца в матрице: при их содержании менее 20% структура матрицы дендрито-

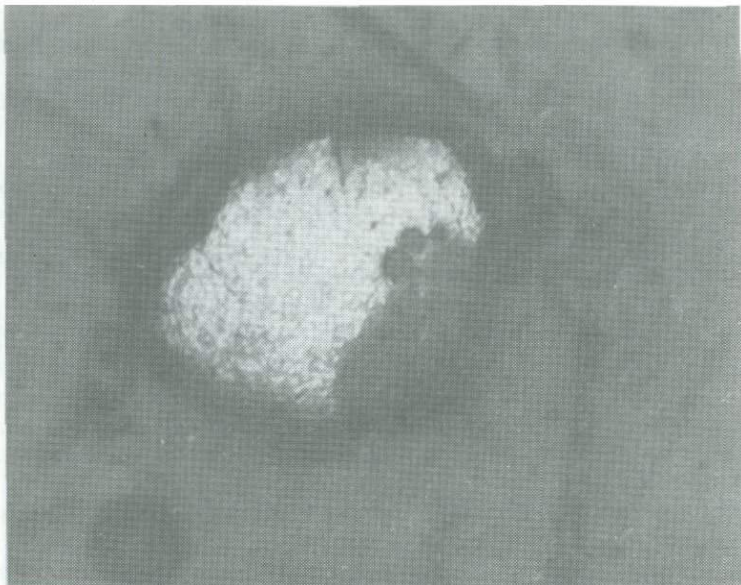


Рис. 3. Прожилки полевого шпата (серое) в зерне кварца (темное). Ув. 320

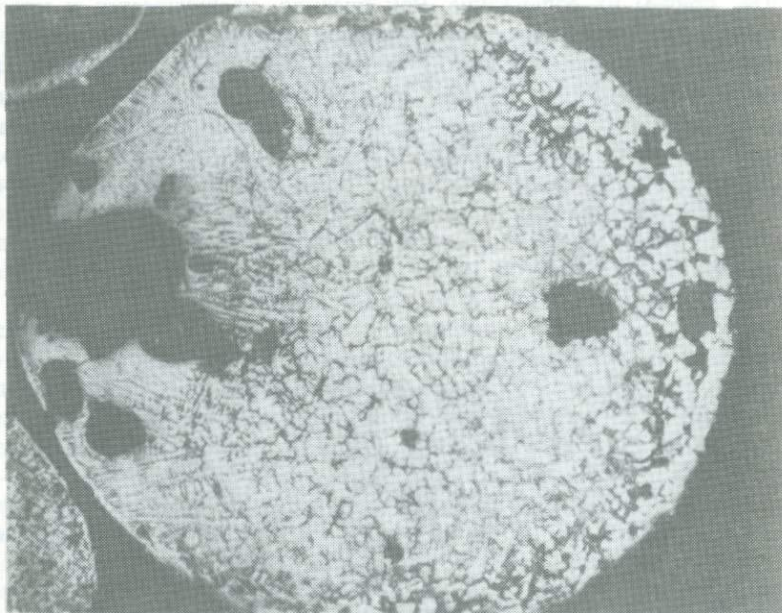


Рис. 4. Дендритовидная (слева) и эмульсионно-дендритовидная структура шарика. По периферии видна тонкая мономинеральная зона из зерен магнетита. Темное — каверны. Ув. 220

Т а б л и ц а 3. Результаты микроспектрального лазерного анализа магнитных шариков

Номер пробы	Fe	Si	Mg	Cr	Ni	Co	Cu	V	Mn	Zn	Na	Ti
25с/77	6	6	2-3	3	1-3	Сл.-2	2-3	0-1	3-4	Сл.	3	1-2
32с/77	6	6	2-3	3	2	0-1	2-3	Сл.-1	3-4	"	2	1
34с/77	6	6	2-3	3	2	Сл.	2-3	0	3-4	"	2	Сл.
62с/77	6	6	2-3	3	2	1	2-3	1	3-4	"	2	0

Примечание. Анализ произведен С.П. Атамановой. Оценка интенсивности линий в 6-балльной системе.

видная, паркетовидная, эмульсионно-дендритовидная; при увеличении содержания алюмосиликатной фазы наблюдается переход к эмульсионной структуре (рис. 4).

В табл. 2, 3 приведены результаты микроспектрального лазерного и микрозондового анализов алюмосиликатно-окисной матрицы шарика. При пересчете содержания Na, K и Ca на состав калинатрового полевого шпата определен его следующий компонентный состав, %: ортоклаз — 39,0, альбит — 47,7, анортит — 13,3. Избыточными после пересчета являются  $\text{SiO}_2$  (4,87%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,21%), входящие соответственно в состав кварца и, вероятно, магнезиально-железистой шпинели (плеонаста), количество которой должно составлять 1,62%. По составу изученный калинатровый полевой шпат соответствует анортоклазу и на диаграмме, построенной по составам вкрапленников в кислых и щелочных эффузивах, располагается вблизи точки эвтектики на кривой солидуса в системе альбит—ортоклаз—анортит.

Результаты изучения внутреннего строения и состава магнитных шариков однозначно свидетельствуют об их образовании при кристаллизации из расплава. К этим данным относятся: 1) шарообразная, каплевидная форма рассматриваемых объектов, 2) зональное строение шариков с закономерной сменой состава от центра к периферии в последовательности феррит—иоцит—магнетит, что соответствует последовательности кристаллизации в закрытой системе Fe—O [22] с уменьшающимся по мере снижения температуры парциальным давлением кислорода, 3) наличие резких границ между ядром и алюмосиликатно-окисной матрицей шариков, а также наличие зон закалки в их эндоконтактных частях, 4) увеличение содержания полевого шпата и кварца в направлении от ядра к периферии с одновременной кристаллизацией кварца и полевого шпата из оторочек вокруг кварцевых обособлений, что не противоречит последовательности кристаллизации минералов в системе  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$  [23], 5) высокотемпературный характер полевого шпата, 6) отсутствие следов замещения и коррозии ранее выделившихся минералов более поздними.

Температурные интервалы кристаллизации могут быть определены исходя из имеющихся экспериментальных работ по плавлению сухих систем. При атмосферном давлении кристаллизация феррита возможна в интервале температур 1539—1372°C, ниже 1372°C должно происходить образование иоцита. Температура кристаллизации полевого шпата в ассоциации с кварцем из матрицы магнитных шариков, определенная по диаграмме М.И. Дуб-

ровского [8], составляет  $970^{\circ}\text{C}$  и находится в хорошем соответствии с температурой кристаллизации эвтектики калиевый полевой шпат – тридимит ( $990 \pm 20^{\circ}\text{C}$ ) [23].

Поскольку кварц поздних выделений в матрице магнитных шариков практически не содержит Fe, можно полагать, что кристаллизация железисто-окисных фаз закончилась в более ранний период. Таким образом, последовательность кристаллизации минералов определяется следующим образом: феррит  $\rightarrow$  иоцит  $\rightarrow$  иоцит + анортоклаз  $\rightarrow$  иоцит + анортоклаз + магнетит  $\rightarrow$  анортоклаз + кварц, и интервал температур кристаллизации –  $1500\text{--}990\text{--}970^{\circ}\text{C}$ .

Наличие сростков с породообразующими минералами не позволяет применить для объяснения присутствия шариков в различных по генезису горных породах гипотезу их космического происхождения [7]. Против этой гипотезы свидетельствует и низкое содержание в шариках Ni, не превышающее 2,2%. Модификацией гипотезы космического происхождения магнитных шариков является предположение об их попадании в субстрат пород, подвергшихся впоследствии анатексису [2]. Этому предположению, помимо низкого содержания Ni в феррите, противоречит отсутствие находок метеоритов или метеоритной пыли древнее третичного возраста [13]. Отсутствие метеоритов в древних отложениях объясняется их относительно быстрым выветриванием на поверхности Земли. Тем более невероятным представляется нахождение космогенных магнитных шариков, сохранивших все особенности своего строения в породах с возрастом древнее  $2700\text{--}2800$  млн лет и претерпевших к тому же процессы калиево-кремниевое метасоматоза и анатексиса. Нахождение аналогичных по составу и строению магнитных шариков в различных по генезису (магматических, метаморфических и метасоматических) породах не позволяет также связывать их образование с процессом ранне- или позднемагматической кристаллизации расплавов. Как было показано выше, интервал температур кристаллизации магнитных шариков составлял  $1500\text{--}1000^{\circ}\text{C}$ , в то время как температура образования вмещающих гранитов и метаморфических пород не превышала  $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$ . Все это определяет магнитные шарики и вмещающие породы как разные физико-химические системы, резко различающиеся по условиям кристаллизации.

При решении генетических вопросов необходимо остановиться на намекающейся зависимости между составом их оболочек и составом минералов вмещающих пород. В амфиболовых гранодиоритах каскельяврского комплекса (северо-западная часть Кольского полуострова), содержащих максимальное для этих пород количество магнитных шариков, калийсодержащая фаза представлена лишь биотитом, количество которого не превышает 3%. В оболочках магнитных шариков из гранодиоритов рентгенометрическим анализом калиевые минералы не определены. Оболочки этих шариков сложены магнетитом [4].

В микроклинизированных плагиогранитах и палингенно-метасоматических гранитах калиевые минералы представлены биотитом и микроклином; в составе оболочек магнитных шариков установлены калинатровый полевой шпат и кварц. Содержание Si в оболочке достигает 11%, Al – 3,6%, увеличивается количество Mg и Mn (см. табл. 2).

В альбитизированных пегматитах р. Стрельны, содержащих значительное

количество граната альмандин-спессартинового состава, в составе шариков установлены железо-марганцевые минералы — якобсит, тефроит, кнебелит (?). Спектральным анализом в оболочках шариков определено 3–7% Mn, небольшое количество Mg (0,2–0,5%), Fe (3%), Si (1–3%), полностью отсутствует Al [11].

Приведенные данные показывают зависимость состава оболочек магнитных шариков от состава вмещающих их пород, и в первую очередь от состава цветных железо-магний-марганецсодержащих породообразующих минералов вмещающих пород — амфибола, биотита, граната. Наличие в шариках ядер ферритового состава и магнетитовый, иоцит-магнетитовый состав их оболочек позволяют предполагать также участие в процессе их формирования минералов, в составе которых Fe играет существенную роль, — в первую очередь магнетита, пирита, ильменита, присутствие которых постоянно отмечается в пробах пород. Принимая во внимание эти данные, образование самих шариков можно представить как результат кристаллизации капель жидкости, возникших за счет локального плавления указанных выше минералов и их агрегатов в процессе механического дробления пород. Не исключено участие в формировании магнитных шариков и вещества железной стружки, образующейся в процессе износа металлических частей дробилки. Наличие включений породообразующих минералов во внешних частях шариков (см. рис. 1) объясняется их механическим захватом без существенного преобразования. В то же время нахождение во внутренних частях шариков минеральных фаз, отсутствующих в составе вмещающей породы, свидетельствует о плавлении части породообразующих силикатов и алюмосиликатов с последующей кристаллизацией минералов, состав которых соответствует изменившимся физико-химическим условиям.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Магнитные шарики, диагностируемые в тяжелой фракции проб метаморфических, магматических и метасоматических пород Кольского полуострова, образованы в результате кристаллизации капель жидкости, возникших за счет локального плавления породообразующих и аксессуарных минералов, а также, возможно, железной стружки в процессе механического дробления пород.

2. По физическим свойствам, строению и составу изученные магнитные шарики идентичны аналогичным образованиям из пород различного состава других регионов СССР [5, 6, 9, 15 и др.].

3. Магнитные шарики имеют сложное внутреннее строение и состав, свидетельствующий об их формировании в условиях, отличающихся от условий кристаллизации вмещающих пород. Это позволяет поставить вопрос о необходимости корректной интерпретации результатов минералогических исследований подобных образований и возможности проведения аналогий с процессами природного минералообразования, что уже отмечалось в литературе [17].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И.К., Индукаев Ю.В., Яхно А.В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 2, с. 180–184.
2. Бельков И.В. Аксессуарные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1979. 184 с.

3. Бетехтин А.Г., Альбов Н.В. О самородном железе в перидотитах Калгачинского района (Восточное Прионежье). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 3, с. 84–101.
4. Виноградова Г.В., Гойко Е.А. Самородное железо из гранодиоритов северо-западной части Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1965, вып. 4, с. 129–131.
5. Гогель Г.Н. К вопросу о происхождении самородного железа в гранитоидах. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 50–53.
6. Горяинов И.Н. Метеоритная пыль в трапах: космическое вещество или продукт вулканизма? – Геохимия, 1976, № 11, с. 1735–1738.
7. Горяинов И.Н., Митрошин М.И., Леонова Т.С. и др. "Метеоритный парагенезис – муассанит, самородное железо (алмаз?)" в трапах северо-запада Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 453–455.
8. Дубровский М.И. Двуполовшпатовый термометр для магматических пород. – Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1175–1178.
9. Ермолов П.В., Королюк В.Н. Состав и строение магнитных шариков гранитоидов. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 155–158.
10. Кузьмин А.М., Иванкин Г.А., Владимирова Е.В. О природе магнитных шариков из проб-протолок горных пород. – Геология и геофизика, 1970, № 10, с. 136–139.
11. Мец О.Ф., Меньшиков Ю.П. Самородное железо из пегматитов района р. Стрельны: Кольский п-ов. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 3, с. 329–332.
12. Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова. Апатиты, 1978. 118 с.
13. Мэйсон Б. Метеориты. М.: Мир, 1965. 305 с.
14. Олейников Б.М. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенные следствия. – В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе: Тез. докл. Якутск, 1981, с. 5–11.
15. Оситов М.А. Иоцит из интрузивных пород Рудного Алтая. – Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 6, с. 1404–1407.
16. Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 6, с. 745–748.
17. Соболев В.С. Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, № 6, с. 691–695.
18. Тянь В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В., Рафиков Т.К. О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления. – Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 48–54.
19. Хрянина Л.П. Признаки метеоритного удара в Соболевском кратере. – Изв. АН ССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 32–40.
20. Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Самойлович Л.Т. и др. Самородное железо в гранитах Корсунь-Новомиргородского плутона. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 6, с. 1450–1452.
21. Chamberlain J.A., McLeod C.P., Traill R.J., Lachance G.R. Native metals in the Muskox intrusion. – J. Earth Sci., 1965, vol. 2, N 3, p. 188–215.
22. Darken L.S., Gurry R.W. The system iron-oxygen. 1. The wüstite field and related equilibria. – J. Amer. Chem. Soc., 1945, vol. 67, p. 1398–1412.
23. Schairer J.F., Bowen N.L. The system anorthite-leucite-silica. – Bull. Commis. geol. Finl., 1948, N 140, p. 67–87.

В.М. Крочук, И.Ф. Шраменко, В.А. Стадник

### МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО БАДДЕЛЕИТА ИЗ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

Бадделеит встречается в различных породах — кимберлитах, карбонатах, основных породах, сиенитах, гранитах, лунном реголите и т.д. Примечательно, что почти везде бадделеит представлен хорошо образованными кристаллами. Это позволяет широко использовать для его изучения современные методы минералогической кристалломорфологии.

На Украине бадделеит впервые был обнаружен в 1939 г. К.Н. Савич-Заблочким в ильменитовых песках побережья Азовского моря (первая находка бадделеита в СССР) [5]. В начале 70-х годов в этом же районе были обнаружены тела карбонатов, в которых бадделеит является типичным акцессорным минералом [4]. Обнаружение карбонатов на территории Украинского щита (УЩ) явилось толчком к расширению работ по выявлению карбонатитовых массивов в других районах щита. Одним из возможных путей решения этой задачи явилась ревизия имевшихся проявлений карбонатных пород, относимых к кальцифирам. В результате во многих из них (юго-восточная, центральная и юго-западная части УЩ) было установлено присутствие акцессорного бадделеита, не отмечавшегося здесь ранее [3]. Нами детально изучена кристалломорфология бадделеита из карбонатных пород Молдовской, Плисковской и Проскуровской структур юго-западной части УЩ.

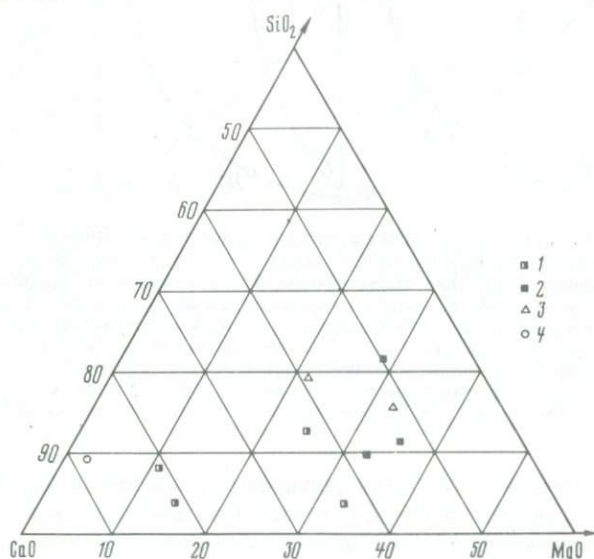


Рис. 1. Диаграмма  $\text{SiO}_2$ — $\text{CaO}$ — $\text{MgO}$  для бадделеитсодержащих карбонатных пород Украинского щита

1 — карбонаты Приазовья; 2—4 — кальцифиры (2 — Молдовская, 3 — Плисковская, 4 — Проскуровская структуры)



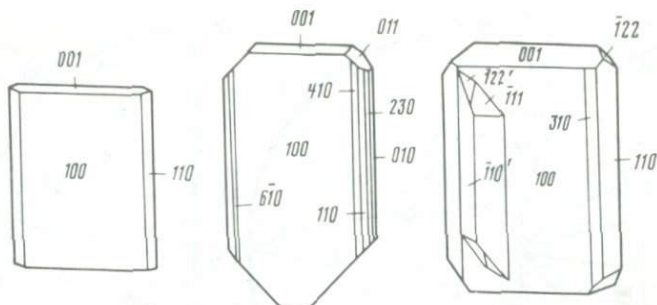


Рис. 3. Кристаллы бадделейта из кальцифиров Украинского кристаллического щита

распределение развитых на кристаллах форм подчиняется законам компликации, характерным является наличие двойников по (100) и (110), а также сложных комбинационных двойников по указанным законам. Различия в кристалломорфологии бадделейта из различных типов карбонатитов незначительны и заключаются главным образом в наборе простых форм на кристаллах (рис. 2, а-в). По указанным кристалломорфологическим особенностям бадделейт из карбонатитового комплекса Приазовья наиболее близок к таковому из кимберлитов.

Бадделейт из кальцифиров юго-западной части УЩ представлен одиночными мелкими (сотые и десятые доли миллиметра) кристаллами пластинчатого и таблитчатого облика (рис. 3). Окраска его светло-коричневая, реже коричневая. Блеск алмазный. Вершины и ребра слегка округлены. Число главных форм незначительно. Преобладают грани пинакоида (100), резко подчинены им грани (110), (001), (111), (112) и др. Второстепенные формы развиты неравномерно, неполногранны и часто представлены на кристаллах всего одной или двумя гранями. Суммарное их количество достигает 32 (рис. 2, ж). Двойники по (110) и (100) редки (рис. 3, в). Таким образом, характерным для бадделейта из кальцифиров является небольшой набор простых форм, одновременно развитых на головках кристаллов. Здесь резко преобладают грани пинакоидов, принадлежащих поясу (010).

Сравнительный анализ морфологии кристаллов бадделейта из карбонатитов и указанных кальцифиров показал, что по ряду кристалломорфологических особенностей (габитусу, округлению, неполногранности второстепенных простых форм) они близки между собой. Данное сходство в морфологии бадделейтов можно объяснить близким химизмом среды его нахождения. Наблюдаемые различия проявляются в наборе и характере распределения простых форм на кристаллах (рис. 2, а-в, ж), а также в незначительном количестве двойников бадделейта из кальцифиров. По минералогическому петрографическому и изотопным данным установлено [1, 16], что кальцифиры юго-западной части УЩ претерпели высокотемпературные метасоматические изменения и низкотемпературный гидротермальный метасоматоз. При этих процессах в условиях дефицита кремнекислоты и избытка углекислоты, вероятно, и происходило образование бадделейта.

Таким образом, установленные кристалломорфологические различия бадделейта из различных пород (рис. 2) можно использовать при ревизионных и поисковых работах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Загнитко В.Н. Особенности изотопного и вещественного состава карбонатных пород Среднего Побужья и их генезис. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979, с. 199–205.
2. Квасница В.Н., Крочук В.М., Цымбал С.Н. и др. Морфология кристаллов бадделеита из карбонатитов и россыпей Украины. — Минерал. журн., 1979, т. 1, № 1, с. 69–77.
3. Минералы карбонатных пород Украинского щита / Р.И. Сироштан, Н.И. Половко, Н.М. Бондарева и др. Киев: Наук. думка, 1976. 160 с.
4. Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Ж.М. Бадделеит из карбонатитов Украинского щита. — Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 4, с. 118–123.
5. Савич-Заблоцкий К.Н. Ильменитовые пески с северного побережья Азовского моря. — Зап. Всерос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1939, ч. 68, вып. 2, с. 247–254.
6. Щербак Н.П., Луговая И.П. Генезис карбонатов в мраморах и кальцифирах Украинского щита по изотопным данным. — Геол. журн., 1978, т. 38, вып. 6, с. 43–53.

УДК 552.124.3 (477)

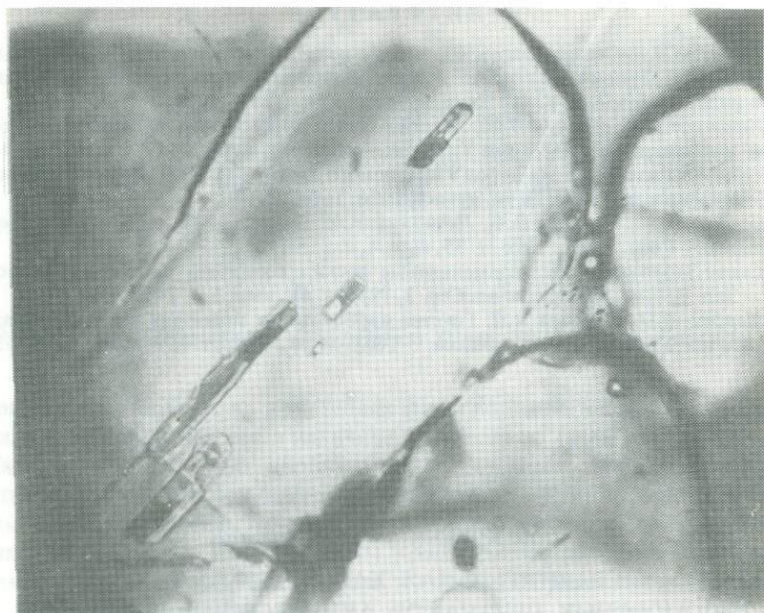
*Э.А. Лазаренко, Л.Г. Шукайло,  
Л.М. Козловский, А.В. Бабкин*

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОМОРФНЫХ ПРИЗНАКОВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА И НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ КАРПАТ

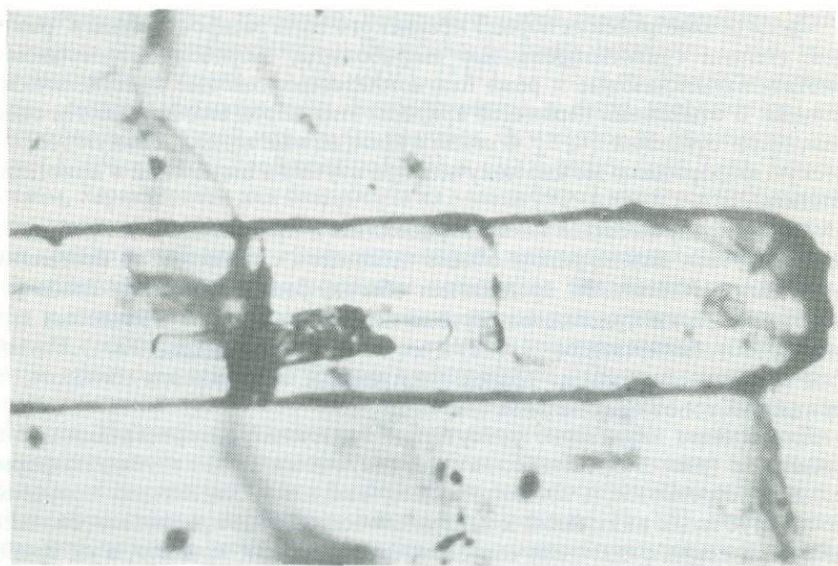
Среди докембрийских пород Украинского щита распространены в различной степени гранитизированные амфиболиты, амфибол-плаггиоклазовые, биотит-плаггиоклазовые и реже плаггиоклаз-пироксеновые кристаллические сланцы. В отношении первичной природы этих пород высказываются самые различные суждения [4, 5]. В связи с этим, на наш взгляд, важную геологическую информацию можно получить при изучении включений в кристаллах апатита.

Апатит в изучавшихся нами амфиболитах и кристаллических сланцах характеризуется целым рядом общих признаков с апатитом из неогеновых вулканитов Карпат. Он представлен обычно бесцветными или слабо-зеленоватой окраски кристаллами призматического габитуса, ограненных призмой (10 $\bar{1}$ 0), бипирамидой (10 $\bar{1}$ 1) и не всегда пинакоидом (0001). На многих кристаллах развитие граней бипирамиды и пинакоида нечеткое, что придает их головкам овальное очертание.

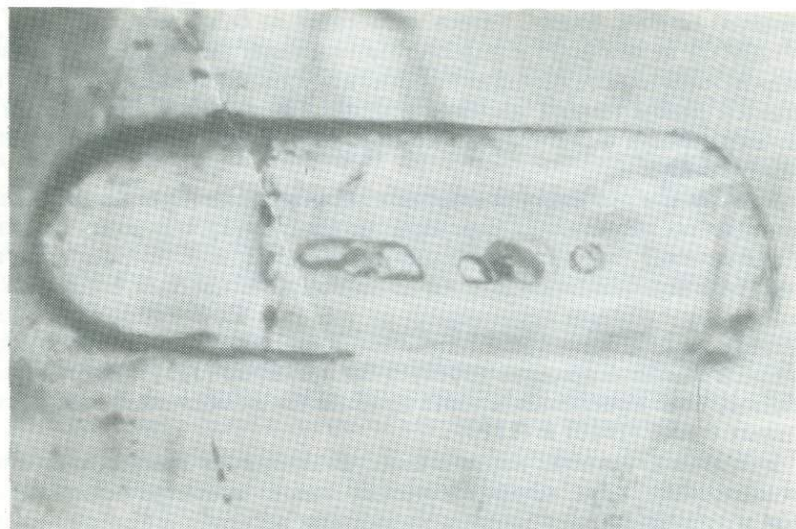
Для апатита характерно присутствие включений раскристаллизованных расплавов (рис. 1–3). Наиболее часто включения имеют трубчатую форму, однако встречаются и изометрические, овальные. Характерна приуроченность трубчатых включений к центральноосевой зоне кристаллов, овальные изометрические включения сосредоточиваются, как правило, в их привершинных частях. Размеры включений колеблются от 3 до 30 мкм по удлинению. Кристаллические фазы во включениях анизотропны. Строение раскристаллизованного вещества неоднородно. Наряду с прозрачной фазой присутствует темная полупрозрачная и непрозрачная. Количественное соотношение фаз непостоянно. Обычно преобладает прозрачная фаза, доля кото-



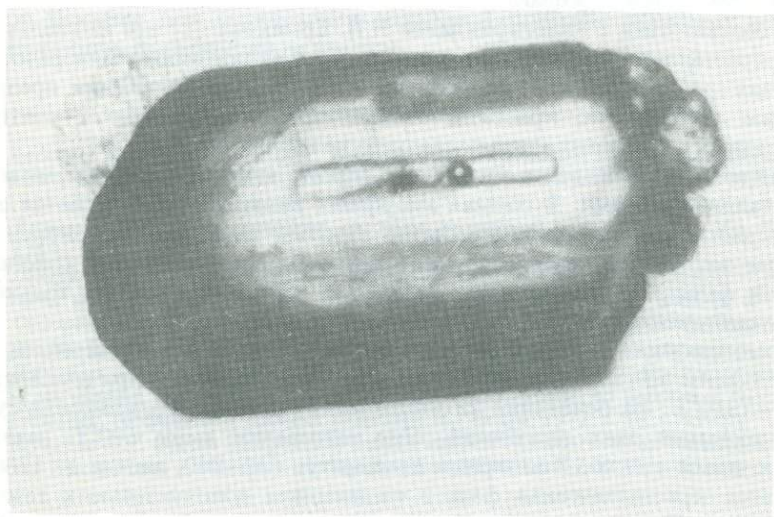
*Рис. 1.* Включения раскристаллизованного расплава в апатите из биотит-плагиоклазового кристаллосланца. Гора Корец. Ув. 1500



*Рис. 2.* Включения раскристаллизованного расплава в апатите из биотит-плагиоклазового кристаллосланца. Г. Новоград-Вольнский. Ув. 850



*Рис. 3.* Включения раскристаллизованных расплавов в апатите из плагиоклаз-пироксенового кристаллосланца. Побужье. Ув. 550



*Рис. 4.* Расплавное включение с кристаллической фазой в апатите из миоценовой интрузии диорит-порфирита. Г. Вышково Закарпатской обл. Ув. 300

рой составляет 50–80% объема включения. При нагревании включений плавление кристаллических фаз начинается при температуре 850–900°С. При 1050°С за счет темной фазы образуется широкообразная кашя расплава, имеющая четкие границы с прозрачным расплавом. В том случае, когда темная фаза состояла из нескольких частей, обособленных в прозрачном раскристаллизованном веществе, на месте каждой фазы образуется самос-

тоятельный темный шарик. Нагрев включений до более высоких температур ( $1200^{\circ}\text{C}$ ) не приводит к полной гомогенизации включений, наблюдается лишь незначительное изменение формы вакуоли включений и слияние находящихся рядом темных шариков в один. Это позволяет предположить, что во включениях в апатите законсервирован расплав, находящийся в состоянии ликвации.

Перечисленные особенности являются характерными и для апатита из пород неогеновых андезитовых формаций Закарпатья [3]. В породах как кислого (липаритах), так и среднеосновного состава (диорит-порфиритах, андезитах, андезито-базальтах) апатит, почти всегда бесцветный, водяно-прозрачный, с показателями преломления от 1,633 до 1,640 (фторапатит), характеризуется призматическим габитусом. Кристаллы апатита обычно ограничены гексагональной призмой ( $10\bar{1}0$ ) и бипирамидой ( $10\bar{1}1$ ). Иногда призматический пояс кристаллов апатита представлен комбинацией двух гексагональных призм ( $10\bar{1}0$ ) и ( $11\bar{1}0$ ).

В кристаллах апатита, как правило, наблюдаются немногочисленные микровключения двух морфологических типов: изометрические каплевидные и удлинённые трубчатые с элементами негативной формы минерала-хозяина (рис. 4). Изометрические включения чаще всего встречаются в привершинной части кристаллов, а вытянутые включения приурочены к их центральноосевым зонам. Гораздо реже встречаются включения сложной и неправильной формы.

В соответствии с классификацией Н.П. Ермакова [2] все наблюдавшиеся в кристаллах апатита включения являются включениями минералообразующих сред (расплавов). Так называемые сторонние включения, представленные минералами, кристаллизовавшимися одновременно с апатитом или раньше его, в кристаллах последнего не наблюдались.

Включения расплавов в кристаллах апатита являются аморфными и раскристаллизованными. В составе аморфных включений наблюдаются стекло, кристаллическая фаза и обычно газовый пузырек. Раскристаллизованные включения характеризуются наличием преобладающей кристаллической фазы и в подчинённом количестве стекла или состоят только из кристаллической фазы.

Гомогенизация аморфных включений с газовым пузырьком, составляющим всегда около 10% объема вакуоли, наступает при температуре  $1260\text{--}1310^{\circ}\text{C}$ . На основании 23 наблюдений определена одинаковая схема гомогенизации этих включений. При нагревании выше  $600^{\circ}\text{C}$  начинает размягчаться стекло. В интервале температур  $640\text{--}960$ , иногда до  $1100^{\circ}\text{C}$ , плавится кристаллическая фаза с выделением дополнительных газовых пузырьков. При дальнейшем нагревании газовые пузырьки объединяются и газовая фаза начинает постепенно растворяться в стекле до полного исчезновения и полной гомогенизации включений при температуре от  $1260$  до  $1300^{\circ}\text{C}$ .

В единичных случаях при нагревании аморфных включений до  $1000\text{--}1100^{\circ}\text{C}$  в них наблюдалось образование двух несмешивающихся капелек расплавов, что позволяет отнести последние к ликвационному типу [1].

Таким образом, сопоставление апатитов из кристаллических сланцев среднего и основного составов Украинского щита и неогеновых вулка-

нитов Карпат показывает, что для них характерны общие признаки: кристалломорфология, морфология включений и характер изменений, протекающих во включениях при нагревании до 1300°C. Это позволяет однозначно интерпретировать включения в апатитах из кристаллических сланцев как расплавные и указывает на первично-магматическую природу последних. Как это показано для магматических пород Закарпатья [6], состав включений расплавов в кристаллах апатита согласуется с петрохимическими особенностями соответствующих магматических формаций и минералогией связанных с ними образований эпимагматических и гидротермальных процессов.

В апатите миоценовой андезитовой формации Закарпатья включения характеризуются повышенным содержанием Si, Al и таких элементов, как Mg, Fe и K. Твердые фазы представлены калийсодержащим стеклом и кристаллической фазой и составом хлоритов или гидрослюд.

Для апатита плиоценовой андезитовой формации Закарпатья характерны включения, которые содержат повышенное количество Si, Al, а также Fe, Ca и незначительное количество щелочей, в основном Na. Стекло включений по своему составу соответствует составу средних плагиоклазов, криптокристаллическая фаза — монтмориллониту или нонтрониту.

Приведенные данные показывают, что изучение состава включений расплавов в кристаллах апатита из метаморфических пород может иметь важное значение при определении первичной природы исходных пород, их корреляции, формационном анализе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В., Дороговин Б.А., Бурадян К.М. Расплавные включения ликвационного типа в вулканогенных породах кислого состава. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 2, с. 428–430.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 175 с.
3. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Малыгина О.А. Металлогения Карпат. — В кн.: Материалы комиссии минералогии и геохимии КБГА. Киев, 1973, вып. 2, с. 5–98.
4. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 211 с.
5. Шукайло Л.Г. О генезисе амфиболитов южной части Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. — В кн.: Тр. науч.-техн. конф. по вопросам геологии, гидрогеологии, геофизики и техники разведки. М.: Недра, 1972, т. 58, с. 45–53.
6. Шукайло Л.Г. Состав микровключений в апатитах из неогеновых гипабиссальных интрузий Закарпатья. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1979, вып. 2, № 33, с. 53–60.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВ  
ИЗ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

Состав и количество элементов-примесей магнетитов определяются целым рядом факторов, из которых ведущими являются  $P$ - $T$ -условия формирования, химический состав пород и флюидный режим [4, 5, 11, 12].

На Украинском щите, где расположены богатейшие месторождения железных руд, изучались главным образом магнетиты из железо-кремнистых пород разных фаций метаморфизма [1, 7, 10], а геохимическим особенностям магнетитов гранитоидов посвящены только отдельные работы [2, 6].

В настоящей статье рассмотрены геохимические особенности магнетита семи комплексов гранитоидов западной части Украинского щита, достаточно контрастных как по термодинамическим условиям формирования, так и по составу. Они образуют ряд, отвечающий возрастанию  $P$ - $T$ -условий формирования: уманские граниты—собиты—бердичевские граниты—мигматит-чарнокиты. Определение элементов-примесей выполнены методом количественного спектрального анализа по методике, разработанной С.А. Козаком [3].

Мигматит-чарнокиты, в основном эндербитового состава, широко распространены на территории Побужья и Приднестровья. Их условия формирования оцениваются параметрами  $T = 680\text{--}900^\circ\text{C}$  и  $P = 6\text{--}10$  кбар. Состав чарнокитоидов отражает состав метаморфических пород, которыми насыщена чарнокитовая толща.

Чарнокиты Среднего Побужья представлены натриевыми членами ряда — эндербитами, плагио-чарнокитами и собственно чарнокитами с довольно высоким содержанием кварца. Особенностью пород являются двупироксеновый состав при некотором преобладании гиперстена и низкое содержание или полное отсутствие биотита (гайворонский тип чарнокитов [9]). Двупироксеновые чарнокиты залегают в толще наиболее высокометаморфизованных пород Украинского щита, характеризующихся условиями гиперстен-силлиманитовой субфации гранулитовой фации. Здесь известны также явления наложенной эклогитизации основных пород.

Чарнокиты бассейна р.Ятрань имеют более глиноземистый состав, хотя также представлены плагио-чарнокитами и эндербитами. Чарнокиты ятранского типа — биотит-гранат-гиперстеновые породы с красно-бурым биотитом, высокоглиноземистым гиперстеном; они характеризуются общим дефицитом кварца и относятся к образованиям низкой субфации гранулитовой фации.

Породы чарнокитовой серии левобережного Приднестровья (бассейн р. Мурафы) представлены гиперстеновыми мигматит-чарнокитами. Чарнокиты наблюдаются в виде пластовых тел, ограничивающих пироксен-плагиоклазовые гнейсы, и по мере удаления от последних сменяются розовыми среднезернистыми гранулитами, резко обедненными цветными минералами. Среди них имеются породы обоих петрохимических типов — субкальциевого и субглиноземистого.

События образуют непрерывный ряд пород от диоритов до гранитов [8] и по термодинамическим условиям являются промежуточными между чарнокитами и нормальными гранитами амфиболитовой фации. Основные породы этого ряда содержат минеральные парагенезисы гранулитовой фации, а кислые — амфиболитовой фации. В процентном отношении в отдельных районах преобладают то гранодиориты (собственно события), то биотитовые граниты. В работе рассматриваются магнетиты амфибол-биотитовых гранитов.

К промежуточным по  $P$ - $T$ -условиям образования относятся также бердичевские граниты. Они изучены только в северной части массива, где переходят в житомирские граниты, и поэтому не вполне типичны. В них, как правило, отсутствует кордиерит и не всегда есть гранат. По ряду признаков они близки к житомирским гранитам, но являются породами субглиноземистыми.

Уманские граниты — типичные образования амфиболитовой фации. Они представлены порфиридовидными, равномернозернистыми и аплит-пегматоидными гранитами. По мнению И.Б. Щербакова [9], уманские граниты явились результатом двустадийного диафорического гранитообразования по породам гранулитовой фации. В первую стадию гранитообразования формировались равномернозернистые граниты, вероятно, анатектические, во вторую — порфиробластические, которые образовались в результате сравнительно низкотемпературной перекристаллизации более ранних гранитов в посттектонических условиях. По минеральному составу и петрохимическим характеристикам порфиридовидные и равномернозернистые граниты очень близки; они различаются по содержанию биотита и магнетита. Так, в порфиридовидных гранитах среднее содержание магнетита — 6833, а в равномернозернистых — 3600 г/т.

Гранитоиды осницкого комплекса расположены на крайнем северо-западе Украинского щита. Генезис гранитоидов представляет предмет дискуссии. Одни авторы отождествляли их с кировоградскими гранитами, другие считают их образованиями более молодой подвижной зоны, которая образовалась синхронно с Коростенским плутоном. Породы комплекса содержат ксенолиты и пачки основных и кислых эффузивов, метаморфизованных в условиях от эпидот-амфиболитовой до высококислотной субфации и амфиболитовой фации. По мнению И.Б. Щербакова [9], осницкий комплекс — типичный продукт прогрессивного гранитообразования.

Магнетит — распространенный акцессорный минерал, содержащийся в породах практически любого состава и генезиса. Он сохраняется в любых условиях метаморфизма, а его изоморфная емкость в значительной степени зависит от температуры. Для магнетитов из всех типов чарнокитов характерны повышенные содержания  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $V_2O_5$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $Ni$ ,  $Cu$  и особенно высокие —  $TiO_2$  (табл. 1).

Влияние  $P$ - $T$ -условий формирования на содержание микропримесей в магнетитах хорошо прослеживается в пределах конкретных комплексов. Так, в событиях температура образования уменьшается от пород субстрата (пироксенсодержащие базиты) до наиболее кислых членов ряда. Соответственно, в магнетитах уменьшается содержание почти всех микроэлементов, кроме  $Cr$ ,  $Zr$ ,  $Co$  (табл. 2). Аналогичная картина наблюдается и для магнетитов Уманского массива, где предполагается более позднее

Т а б л и ц а 1. Содержание элементов в магнетитах гранитоидов западной части Украинского щита, г/т

Порода	Район, комплекс	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Эндербит	Среднее Побужье	6300	6400	3500	20 000	1700
Эндербит	Бассейн р. Ятрань	6100	8800	4000	26 600	3100
Эндербит	Приднестровье	7200	9000	5000	26 900	2000
Гранит	Бердичевский	11 600	5200	7800	12 200	900
Гранит амфибол-биотитовый	Собитовый	4200	5400	1700	9600	1500
Гранит порфиroidный	Уманский	5600	5600	4400	5400	1600
Гранит биотитовый	Осницкий	6200	9800	5000	8300	2000

Т а б л и ц а 2. Содержание элементов в магнетитах из пород собитового и уманского комплексов, г/т

Порода	Комплекс	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Амфиболит	Собитовый	7500	13 750	5100	16 500	4500
Диорит	"	5900	5900	1200	9100	1700
Амфибол-биотитовый гранит	"	4200	5400	1700	9600	1500
Гранит равномерно-зернистый	Уманский	4300	7200	3400	5900	1800
Гранит порфиroidный	"	5600	5600	4400	5400	1600
Гранит аплитовидный	"	5000	4500	5000	6900	1300
Гранит апопелитовый	"	4700	4700	2600	5900	1600
Гранит апобазитовый	"	5700	6100	3500	13 300	1900

образование порфиробластических гранитов относительно равномерно-зернистых.

Магнетит из гранитов разного генезиса характеризуется определенным составом. Так, в магнетите равномернозернистых гранитов отмечены несколько повышенные по отношению к магнетитам порфиroidных гранитов содержания MgO, TiO<sub>2</sub>, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Y, Nb, Cu, Yb, La и пониженные — MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Очень близки содержания Ni и Cu для магнетитов как равномернозернистых, так и порфиroidных гранитов. Наибольшие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yb, La отмечены для магнетитов равномернозернистых гранитов, MgO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Y — для магнетитов порфиroidных гранитов, MnO, TiO<sub>2</sub> — для магнетита аплитовидных гранитов.

Существенное влияние на содержание элементов в магнетитах оказывает состав вмещающих пород. Магнетиты субглиноземистых чарнокитов бассейна р. Ятрань по сравнению с двупироксеновыми чарнокитами содержат V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в 2, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — в 3, а Ni — в 4 раза больше. Магнетиты из двупироксеновых чарнокитов Побужья отличаются высоким содержанием V (см.

Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Zr	Y	Nb	Co	Ni	Cu	Yb	La
1200	3200	1700	470	Нет	270	670	40	330
3300	3900	320	520	10	1000	620	90	200
2600	200	Нет	Нет	20	900	600	Нет	Нет
2200	400	600	500	1900	1000	10000	50	670
2100	4400	160	60	20	200	200	50	650
1800	500	380	300	10	270	510	49	600
1600	3200	240	170	15	230	300	200	1100

Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Zr	Y	Nb	Co	Ni	Cu	Yb	La	Ag
2100	5000	200	120	10	600	190	80	500	10
2200	5500	100	100	10	260	200	70	300	5
2100	4400	160	60	20	200	200	50	650	8
960	980	500	400	10	260	550	60	760	17
1800	500	380	300	10	270	510	49	600	27
500	50	100	350	—	70	180	40	—	10
1600	500	530	200	—	550	1020	40	630	—
1100	670	370	400	10	340	610	80	570	20

табл. 1). Среди уманских гранитов по составу выделяются породы апопелитового и апобазитового состава [9]. Этот факт находит отражение и в геохимии магнетита. Так, магнетит из апобазитовых гранитов обогащен MgO, MnO, TiO<sub>2</sub>, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Nb, Yb, а магнетит из апопелитовых гранитов выделяется относительно высоким содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ni, Cu, Y, La.

Бердичевские граниты — субглиноземистые и содержат очень мало магнетита. Последний характеризуется высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO и значительно более высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые намного превосходят таковые в магнетитах уманских гранитов.

Сравнительные исследования магнетитов из гранитоидов западной части Украинского щита позволяют сделать следующие выводы.

1. В большинстве рассмотренных случаев магнетит является сингенетичным минералом. Состав его отражает P-T-условия формирования вмещающих пород. Это подтверждается тем, что с повышением глубинности формирования гранитов от амфиболитовой до гранулитовой фаций изоморфная емкость магнетитов возрастает.

2. Содержание в магнетитах Mg, V, Cr, Zr, Y, Ni, Cu, La определяется химическим составом вмещающих пород. При равных *P-T*-условиях Mg, Cr, Zr концентрируются в магнетитах пород апопелитового состава, а Ni, Cu, Y, La — в магнетитах пород апобазитового состава.

3. Вхождение элементов-примесей в структуру магнетита в значительной мере определяется содержанием магнетита в породе, что, в свою очередь, обусловлено петрохимией вмещающих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бондаренко Н.М.* Особенности магнетитов из некоторых районов Украинского щита. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1975, вып. 1, № 29, с. 42–44.
2. *Коваль В.Б.* Деякі дані про склад магнетиту докембрійських порід Середнього Побужжя. — Геол. журн., 1963, т. 23, вып. 6, с. 98–101.
3. *Козак С.О., Олексенко С.П., Галій С.А., Щербаков І.Б.* Мікроспектральний аналіз магнетитів. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1980, № 10, с. 17–19.
4. *Крылова М.Д., Галибин В.А.* Геохимические особенности акцессорного магнетита как показатель условий минералообразования. — Геохимия, 1977, № 10, с. 1543–1551.
5. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973, с. 65–104.
6. *Остафийчук И.М., Сухорада А.В., Серга А.Ю., Ветрин В.Р.* Особенности состава и магнитных свойств магнетитов из гранитоидов. — Геохимия, 1973, № 6, с. 867–875.
7. *Ракович Ф.И., Гонимондская Л.С., Дроздовская А.А.* Элементы-примеси в магнетитах из железисто-кремнистых пород и железных руд Украинского щита различных фаций метаморфизма. — Геол. журн., 1978, т. 38, вып. 2, с. 120–129.
8. *Рябокоть В.В., Щербаков И.Б.* События Украинского щита и их генезис. Киев: ИГиФМ АН УССР, 1977. 53 с.
9. *Щербаков И.Б.* Петрография докембрійських порід центральної частини Українського щита. Киев: Наук. думка, 1975. 278 с.
10. *Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф.* Окислы железа Украинского кристаллического щита. Киев, 1961. 108 с.
11. *Buddington A.F., Fahey J.Z., Visidis A.* Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. — Amer. J. Sci., 1955, vol. 253, N 9, p. 497–532.
12. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxide minerals and their synthetic equivalents. — J. Petrol., 1964, vol. 5, p. 310–357.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
-----------------------	---

### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

<b>А.В. Сидоренко, В.В. Ляхович.</b> Роль акцессорных минералов в познании геологической истории докембрия . . . . .	6
<b>О.М. Розен.</b> Акцессорно-минералогический анализ в экзогенной геологии докембрия . . . . .	21
<b>В.А. Вахрушев.</b> Сульфидные минералы и их распространенность в докембрийских породах кристаллического фундамента Белоруссии . . . . .	28
<b>И.В. Носырев, В.М. Робул, П.Я. Голуб, В.Н. Кадурин, А.В. Чепижко.</b> Акцессорные минералы метаморфических пород Украинского щита (классификация, типоморфизм, корреляционное значение) . . . . .	34
<b>Г.И. Крылова, Г.Н. Кокарев, Е.М. Сучкова, Л.Н. Хетчиков.</b> Видовой состав и распространенность акцессорных минералов в докембрийских породах хрусталеносных районов Урала. . . . .	45
<b>М.Т. Орлова, К.Э. Якобсон, Г.Н. Акимова.</b> Новые данные по минералогии и рудоносности древних толщ Мезенской впадины . . . . .	55
<b>Л.В. Ганзеева.</b> Акцессорные минералы редкометалльных метасоматитов докембрия Русской платформы как индикаторы особенностей их формирования . . . . .	59
<b>Н.Д. Сергеева, А.А. Краснобаев, В.И. Козлов.</b> Акцессорные минералы и корреляция метаморфических пород Уралтауского антиклинория (Южный Урал) . . . . .	63
<b>А.А. Басалаев, А.А. Предовский, Н.Б. Бекасова, Н.Е. Козлов, Т.А. Федкова, А.А. Мищенко.</b> Изучение минералов тяжелой фракции метасадочных пород при комплексных исследованиях метаморфических толщ докембрия Кольского региона . . . . .	70
<b>Т.Ф. Негруца.</b> Роль акцессорных минералов в познании закономерностей раннепротерозойского литогенеза. . . . .	76
<b>В.Е. Корнилина.</b> Акцессорные минералы в меденосных верхнедокембрийских отложениях Игарского района . . . . .	83
<b>Р.М. Полуновский, К.И. Розанов.</b> Акцессорные минералы докембрия Приазовья . . . . .	88
<b>М.Г. Руб, А.К. Руб, Т.Н. Вознесенская.</b> Акцессорные минералы рудоносных докембрийских гранитоидов Северного Приладожья . . . . .	96

### РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В УСТАНОВЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

<b>А.А. Алексеев, Г.В. Алексеева.</b> Акцессорные минералы и их ассоциации как показатели первичной природы и условий образования метаморфических пород . . . . .	106
<b>Б.К. Львов, Н.И. Петрова.</b> Эволюция ассоциаций и типоморфных особенностей акцессорных минералов в процессах многоэтапного ультраметаморфизма. . . . .	112

<i>Н.А. Плаксенко, В.В. Ильях.</i> Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ с помощью акцессорных минералов . . . . .	123
<i>К.И. Розанов.</i> Акцессорные минералы гранитоидов Русской платформы как критерий их генезиса и потенциальной рудоносности . . . . .	131
<i>К.Дж. Боконбаев.</i> Поведение акцессорных минералов и отдельных элементов при метаморфогенном гранитообразовании (Тахталыкская гряда Тянь-Шаня) . . . . .	139
<i>В.Н. Мазилев.</i> Акцессорные минералы метаморфических пород докембрия центральной части Байкальской рифтовой зоны . . . . .	148
<i>Г.Н. Кокарев, А.А. Смирнов, Л.Н. Шуляева.</i> Акцессорные минералы докембрийских пород Макбала (Киргизский хребет) . . . . .	151
<i>Э.А. Лазаренко.</i> Акцессорные минералы — индикаторы развития магматизма и становления литосферы в раннем докембрии . . . . .	153
<i>Г.Б. Ферштатер, В.А. Чашухина, Н.С. Бородина, Т.Г. Драпко.</i> Парагенезисы акцессорных железо-титановых минералов и феррофаций метаморфических пород . . . . .	154
<i>М.Б. Акрамов, В.Д. Дусматов.</i> Акцессорные минералы докембрийских ортоамфиболитов Центрального Памира . . . . .	170
<i>В.Н. Гулий.</i> Акцессорные минералы докембрийских образований левобережья р. Олекмы . . . . .	176
<i>М.Т. Орлова, Г.Н. Акимова, А.А. Смыслов, К.Э. Якобсон.</i> Роль акцессорных минералов при корреляции и прогнозной оценке рудоносности древних толщ Мезенской впадины и Тимана . . . . .	179

#### ТИПОМОРФИЗМ ОТДЕЛЬНЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

<i>А.И. Белковский, [Е.П. Царицын].</i> Особенности состава акцессорного хром-магнетита в глубинных мафитах Урала . . . . .	183
<i>[Е.П. Царицын], И.С. Чашухин.</i> Акцессорные хромшпинелиды в условиях метаморфизма альбинотипных гипербазитов . . . . .	189
<i>В.Г. Фоминых.</i> Особенности изменения состава акцессорного апатита при метаморфизме габброидов Кусинской интрузии . . . . .	194
<i>А.И. Белковский, И.Н. Локтина.</i> Особенности химического состава акцессорного рутила из пород эклогит-сланцевых комплексов СССР . . . . .	198
<i>А.Н. Феногенов.</i> Апатит в контактовых ореолах . . . . .	203
<i>В.Р. Ветрин.</i> Типоморфные парагенезисы акцессорных минералов в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций . . . . .	207
<i>И.В. Носырев, В.М. Робул.</i> Типоморфизм и генерации акцессорного монацита ультраметаморфических гранитов Кировоградского блока Украинского щита и вмещающих их метаморфических пород . . . . .	213
<i>В.Р. Ветрин, А.Н. Богданова, Л.И. Полежаева.</i> Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова . . . . .	220
<i>В.М. Крочук, И.Ф. Шраменко, В.А. Стадник.</i> Морфологические особенности акцессорного бадделейта из карбонатных пород Украинского щита . . . . .	231
<i>Э.А. Лазаренко, Л.Г. Шукайло, Л.М. Козловский, А.В. Бабкин.</i> Сравнительная характеристика типоморфных признаков акцессорных минералов Украинского щита и неогеновых вулканитов Карпат . . . . .	235
<i>Л.Л. Супруновская.</i> Геохимические особенности магнетитов из гранитоидов западной части Украинского щита . . . . .	240

Сидоренко А.В., Ляхович В.В. Роль акцессорных минералов в познании геологической истории докембрия. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Изучая особенности минерального состава древнейших метаморфических пород, можно восстановить не только их исходный состав, но и историю процессов метаморфизма, смену прогрессивных этапов метаморфизма регрессивными, выявить масштабы метасоматических процессов и т.п. Изучение акцессорных минералов метаморфических пород позволит оценить рудогенерирующую способность каждой ступени метаморфизма.

Табл. 3, библиогр. 39 назв.

Розен О.М. Акцессорно-минералогический анализ в экзогенной геологии докембрия. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрение различных аспектов изучения акцессорных минералов показывает, что это направление весьма перспективно и актуально в изучении докембрийских метаморфических комплексов. Приведены примеры современных минералогических исследований на древних щитах и срединных массивах складчатых зон, показаны результаты экспериментальных исследований роста, растворения, окатывания циркона, а также радиологических исследований по циркону. Предложено классифицировать акцессорные минералы на реликтовые (унаследованные) полигенные или реоморфогенные (претерпевшие изменения в определенных частях кристаллы) и метаморфогенные (новообразованные). Намечены задачи дальнейших исследований: выявление генезиса и первичной природы метаморфических пород; выявление областей размыва и стратиграфическая корреляция осадочных толщ; радиогеохронологическое датирование исходных пород и наложенных процессов; выявление металлургической специализации метаморфических комплексов докембрия.

Библиогр. 19 назв.

Вахрушев В.А. Сульфидные минералы и их распространенность в докембрийских породах кристаллического фундамента Белоруссии. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На основании минераграфических исследований сделан вывод об исключительно широком распространении сульфидных минералов в породах кристаллического фундамента Белоруссии. Сульфидная минерализация имеет двойственную природу: первично магматическую и наложенную гидротермально-метасоматическую. В формировании сульфидной минерализации ведущая роль отводится глубинным, возможно мантийным, флюидам. Сделаны рекомендации об использовании сульфидных минералов — их распространенности, видового состава и элементов-примесей — для выделения минерализованных зон, связанных с глубинными разломами, и уточнения металлургической специализации рудных районов.

Библиогр. 18 назв.

Носырев И.В., Робул В.М., Голуб П.Я., Кадурич В.Н., Чепижко А.В. Акцессорные минералы метаморфических пород Украинского щита (классификация, типоморфизм, корреляционное значение). — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Акцессорные минералы метаморфических пород подразделяются на три генетические группы: реликтовые, синпетрогенные, наложенные. Приведены данные по составу и признакам каждой группы минералов в породах зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций

метаморфизма. Указана необходимость количественной оценки корреляционных признаков и разработки корректной методики опробования.

Табл. 4, библиогр. 15 назв.

УДК 549.1 → 552.4[43 + 45] (470.531 + 470.55/57)

Крылова Г.И., Кокарев Г.Н., Сучкова Е.М., Хетчиков Л.Н. Видовой состав и распространенность акцессорных минералов в докембрийских породах хрусталоносных районов Урала. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

В докембрийских кристаллических сланцах и кварцитах Приполярного и Южного Урала изучены ассоциации акцессорных минералов и особенности их парагенезисов в связи с разной степенью метаморфизма пород. Проведено сравнение видového состава акцессорных минералов из метаморфических пород и их метасоматически измененных участков, сопровождающихся процессами хрусталеобразования. В зависимости от общего химизма пород установлено постоянное присутствие 8–20 акцессорных минералов. В метаморфических комплексах особенно широко распространены окислы, отмечена также локализация рутила в углесто-графитовых сланцах, сфена — в связи с процессами высокотемпературной фельдшпатизации, сульфидов — со средне-низкотемпературными метасоматическими образованиями. Во всех метасоматитах наблюдаются резкое увеличение содержания акцессорных минералов, появление новых и изменение типоморфных признаков "сквозных" минералов (апатита, сфена, турмалина, рутила). Ксеногенными в хрусталоносных кварцевых жилах являются циркон, корунд, муассанит и ряд метаморфических минералов.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 14 назв.

УДК 552.124.3 (470.1)

Орлова М.Т., Якобсон К.Э., Акимов Г.Н. Новые данные по минералогии и рудоносности древних толщ Мезенской впадины. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На основании изучения минералогического состава пород рифея сделаны выводы об условиях формирования древних толщ Мезенской впадины, о проявлении в рифее глубинного магматизма платформенного, возможно кимберлитового типа. Геохимическое изучение пород и акцессорных минералов свидетельствует о том, что отложения рифея в Мезенской впадине благоприятны для накопления халькофильных элементов.

Библиогр. 3 назв.

УДК 552.124.3:553.493 (47)

Ганзеева Л.В. Акцессорные минералы редкометалльных метасоматитов докембрия Русской платформы как индикаторы особенностей их формирования. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Сравнительное изучение двух зон метасоматитов в докембрии Русской платформы показало, что характер и интенсивность метасоматического изменения зависят в большей мере от состава замещаемого субстрата. В соответствии с этим меняется набор редкометалльных акцессорных минералов, а также отношение в составе этих минералов таких индикаторных элементов, как Zr/Hf, Nb/Ta и  $\Sigma$  Ce/ΣY.

Табл. 1.

УДК 552.4:551.72:234.853 (045)

Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Козлов В.И. Акцессорные минералы и корреляция метаморфических пород Уралтауского антиклинория (Южный Урал). — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

В работе рассмотрены особенности акцессорных минералов метаморфических пород рифея Южного Урала. Анализ распространенности акцессорных 248

минералов, их возраста и содержания в них редкоземельных элементов позволил установить различие между суванякским и максютовским комплексами хр. Уралтау. По содержанию редкоземельных элементов суванякский комплекс четко делится на две части, что подтверждает предложенную схему корреляции этих образований.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 549.0 + 552.4 + 552.5 (470.21)

Басалаев А.А., Предовский А.А., Бекасова Н.Б., Козлов Н.Е., Федкова Т.А., Мищенко А.А. Изучение минералов тяжелой фракции метаосадочных пород при комплексных исследованиях метаморфических толщ докембрия Кольского региона. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Приведены результаты изучения минералов тяжелой фракции при комплексном литолого-геохимическом исследовании первично-осадочных пород Кольского региона, испытавших региональный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Показана возможность и необходимость сочетания минералогических исследований тяжелой фракции метаморфических пород с их литологическим и петрологическим изучением, что повышает достоверность и точность выводов о первичной природе и условиях формирования метаморфизованных супракрустальных пород.

Табл. 3, библиогр. 14 назв.

УДК 552.24 : 551.72 : 551.3

Негруга Т.Ф. Роль акцессорных минералов в познании закономерностей раннепротерозойского литогенеза. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Показано значение морфогенетического анализа акцессорных минералов для реставрации истории формирования раннепротерозойских образований на примере восточной части Балтийского щита. Рассмотрены ассоциации минералов тяжелой фракции терригенных пород в зависимости от их возраста, структурного положения и литологического состава. Сделан вывод о породах областей сноса, характере разложения пород на материке: крайне интенсивном в периоды платформенного стояния и слабом в периоды активизаций. Обильная аутигенная минерализация указывает на обогащение отложений дисперсным железом, титаном, алюминием.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 12 назв.

УДК 549.903.12 : 551.72 : 925.12

Корнилина В.Е. Акцессорные минералы в меденосных верхнедокембрийских отложениях Игарского района. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На основании изучения акцессорных минералов чернореченской, излучинской и сахарихинской свит, их количественных соотношений и типоморфных особенностей показана связь комплекса тяжелых минералов с размытием различных зон коры выветривания и с изменением климатических условий.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 552.124.3 : 551.72 (477.7)

Полуновский Р.М., Розанов К.И. Акцессорные минералы докембрия Призовья. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Метаморфические, ультраметаморфические и интрузивные образования архея и протерозоя, слагающие докембрийский фундамент Призовского массива, характеризуются специфическими особенностями акцессорной минерализации. Приведены парагенезисы акцессорных минералов, типоморфных для комплексов пород различных структурно-фациальных зон региона. Подчеркнуто

значение изучения акцессорных минералов для целей корреляции и сопоставления докембрийских комплексов, петрогенетических и металогеических построений.

Ил. 2, библиогр. 16 назв.

УДК 552.124.3 : 549.08

Руб М.Г., Руб А.К., Вознесенская Т.Н. Акцессорные минералы рудосносных докембрийских гранитоидов Северного Приладожья. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Показано, что акцессорные минералы докембрийских гранитоидов Северного Приладожья являются наряду с другими данными индикаторами их генезиса и рудосносности. Наличие среди акцессорных минералов фторопатита, флюорита и топаза свидетельствует о богатстве магматического расплава летучими, в частности фтором. Повышенное содержание в акцессорном магнетите никеля, кобальта и хрома позволяет предполагать, что генерация магматических расплавов, из которых образовались рассматриваемые гранитоиды, происходила в глубоких горизонтах земной коры. Состав акцессорных минералов дает дополнительные данные о направленности изменения кислотности—щелочности магматических расплавов и постмагматических растворов. Установленные в акцессорных цирконе и рутилах, кристаллизующихся в позднемагматическую стадию, микровключения олова и танталосодержащих минералов свидетельствуют о магматической природе олова и тантала.

Табл. 4, ил. 1, библиогр. 9 назв.

УДК 552.124.3 : 552.4

Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Акцессорные минералы и их ассоциации как показатели первичной природы и условий образования метаморфических пород. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На примере метаморфических пород докембрия Южного Урала рассмотрены возможности использования в расшифровке природы субстрата метаморфических пород и решения спорных вопросов генезиса амфиболитов и эклогитов данных изучения акцессорных минералов и их ассоциаций. Показано, что наиболее характерными и информативными минералами осадочно-метаморфических пород являются, кроме циркона, турмалин и рутил, а пород амфиболитовой и эклогитовой ассоциаций — рутил и магнетит. В эклогитах и амфиболитах Южного Урала и Северного Казахстана установлено, что скопления рутила нередко сохраняют форму выделений и реликты структуры распада твердого раствора первичного титаномагнетита.

Ил. 4, библиогр. 5 назв.

УДК 552.125.4 : 552.321.1 : 552.4

Львов Б.К., Петрова Н.И. Эволюция ассоциаций и типоморфных особенностей акцессорных минералов в процессах многоэтапного ультраметаморфизма. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Изучение гнейсово-мигматитовых и гранитоидных комплексов свидетельствует о частом пространственном совмещении нескольких последовательных этапов ультраметаморфизма, закономерно эволюционирующих по химизму от существенно натровых к все более калиевым. Сочетание разных типов субстрата с неодинаковыми по щелочности глубинными растворами представляется рациональной основой для формационного расчленения гранитоидных серий. Определению формационной принадлежности гранитоидов в зависимости от состава субстрата и уточнению их металогеической специализации способствуют данные по реликтовым и новообразованным акцессорным минералам. Так, участие основного субстрата в процессах гранитообразования обуславливает однородную ассоциацию акцессорных минералов, включающую магнетит, сфен, апатит, циркон. На поздних, калиевых, этапах к ним добавляются ортит, торит, тантало-ниобаты и др. Гранитоиды, образовавшиеся по суб-

страту промежуточного состава, характеризуются качественно сходной ассоциацией минералов, но обеднены ими в количественном отношении. Наконец, за счет гнейсового субстрата образуются бедные акцессорными минералами плагиогранитоиды, а в следующих за ними плагиокалишпатовых гранитах наблюдается большее разнообразие акцессорных минералов — появление монашита, ксенотима, циртолита, колумбита, пирохлора, эвксенита. Гранитоиды разнотипных полиформационных комплексов различаются и по типоморфным особенностям некоторых "сквозных" минералов.

Табл. 5, ил. 1, библиогр. 4 назв.

УДК 552.124.3:551.71/72:551.8

П л а к с е н к о Н.А., И л ь я ш В.В. Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ с помощью акцессорных минералов. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены основные методические принципы и положения стратиграфической корреляции метаморфических толщ докембрия с помощью акцессорных минералов. Наиболее эффективным является применение метода для корреляции крупных стратиграфических подразделений (серий, свиты), так как при этом наиболее ярко проявляются различия между комплексами акцессорных минералов, обусловленные формационным своеобразием материнских пород, а также эволюцией литогенеза. Выделенные на этой основе корреляционные признаки отличаются выдержанностью по площади и мало зависят от различий сравниваемых пород по степени метаморфизма.

Ил. 4, библиогр. 23 назв.

УДК [552.124.3(47)]:553

Р о з а н о в К.И. Акцессорные минералы гранитоидов Русской платформы как критерий их генезиса и потенциальной рудоносности. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрен характер распределения акцессорных минералов в гранитоидах докембрия Русской платформы. Выделено несколько групп минералов и ассоциаций, присущих только гранитоидам определенного генезиса. Показана возможность их использования как критерия генезиса, металлогенической специализации и потенциальной рудоносности отдельных комплексов гранитоидов и перспектив выявления в связи с ними редкометалльного и комплексного оруденения в условиях перекрытого фанерозойским чехлом докембрия. Рассмотрена широкая информативность различных физических свойств цирконов.

Ил. 2, библиогр. 19 назв.

УДК 551.25:552.321.1:550.42 (575.2)

Б о к о н б а е в К.Дж. Поведение акцессорных минералов и отдельных элементов при метаморфогенном гранитообразовании (Тахталыкская гряда Тянь-Шаня). — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Впервые для Киргизии рассмотрены видовой состав и закономерности распределения акцессорных минералов в докембрийских метаморфических породах на примере каргышской свиты. Установлена автохтонность и метаморфогенный генезис гранитов в этой свите, ранее считавшихся позднепалеозойскими интрузиями. Показано, что в процессе метаморфогенного гранитообразования происходила дебазификация исходного субстрата. Большая часть акцессорных минералов при гранитизации разрушается, и их содержания в образовавшихся гранитах существенно уменьшаются. Типоморфными минералами метаморфогенных гранитов каргышской свиты являются циркон и гранатом.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 549.903.12:552.4 (571.53)

М а з л о в В.Н. Акцессорные минералы метаморфических пород докембрия центральной части Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Приведено описание эпидота, гроссуляра, ортита, апатита, сфена и других акцессорных минералов из мигматитов Приольхонья и архейских амфибол-пироксеновых сланцев п-ова Святой Нос.

Библиогр. 3 назв.

УДК 549.1+552.4 (575.2)

К о к а р е в Г.Н., С м и р н о в А.А., Ш у л я е в А.Л.Н. Акцессорные минералы докембрийских пород Макбала (Киргизский хребет). — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Приведены данные о распространенности и видовом составе акцессорных минералов в докембрийских кристаллических сланцах и серых кварцитах Макбальского антиклинория, а также в сахаровидных гранулированных разновидностях кварцитов, залегающих в виде линзообразных тел и отдельных горизонтов среди сланцев и серых кварцитов. Установлено, что рутил, апатит, циркон и гранат, являясь первичными (терригенными минералами), не претерпели заметных изменений при многоэтапных процессах метаморфизма. И только в зонах интенсивной метасоматической переработки кварцитов эти минералы подверглись почти полному растворению, сопровождающемуся образованием новых минералов.

Табл. 1, библиогр. 2 назв.

УДК 549.1

Л а з а р е н к о Э.А. Акцессорные минералы—индикаторы развития магматизма и становления литосферы в раннем докембрии. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На Украинском щите раннедокембрийских основных и ультраосновных пород наблюдается апатит, содержащий раскристаллизованные расплавные включения, гомогенизирующиеся при 1100°С. Это указывает на магматическую природу древнейших пород щита, ранее рассматривавшихся как кристаллосланцы амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

УДК 549.1+553.31

Ф е р ш т а т е р Г.Б., Ч а ш у х и н а В.А., Б о р о д и н а Н.С., Д р а п е к о Т.Г. Парагенезисы акцессорных железо-титановых минералов и феррофаций метаморфических пород. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На основе детального изучения магнетита, ильменита, титаномагнетита и ассоциированных с ними железо-магнезиальных силикатов в гнейсах и сланцах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций разработана схема метаморфических пород, отражающая зависимость парагенезиса железосодержащих минералов от окислительно-восстановительных условий и режима кислотности—щелочности метаморфизма. В координатах  $P_{O_2}$ — $T$  установлены поля титаномагнетитовой, магнетитовой, магнетитосодержащей и безмагнетитовой фаций, а также пиритовой, ильменитовой, титаногемаитовой, ильменит-магнетитовой и сфен-магнетитовой субфаций.

Табл. 4, ил. 9, библиогр. 30 назв.

УДК 552.325 (575.32)

А к р а м о в М.Б., Д у с м а т о в В.Д. Акцессорные минералы докембрийских ортоамфиболитов Центрального Памира. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Докембрийские амфиболиты Центрального Памира образовались в результате метаморфизма основных пород. Впоследствии они были дополнительно изменены метасоматическими процессами, имевшими место в палеогене. О широком развитии этих процессов свидетельствуют: перекристаллизация амфибола, преобразование ильменита в лейкоксен и сфен, резкое укрупнение зерен апатита, возникновение альбита, скаполита и шеелита. Главная масса акцессорных минералов в процессе послемагматического преобразования амфиболитов.

Табл. 1, библиогр. 2 назв.

УДК (549.753.11+549.655.2+549.514.81):551.81 (571.56)

Г у л и й В.Н. Акцессорные минералы докембрийских образований левобережья р. Олекмы. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Наиболее распространенными минералами докембрийских пород левобережья р. Олекмы являются апатит, магнетит, сфен, реже и в меньших количествах встречаются графит, сфалерит, галенит, циркон, сульфиды. Наблюдаются значительные колебания морфологии, цвета, формы выделений акцессорных минералов. Интересным является наличие округлых включений диопсида и биотита в апатите, цирконе и сфене.

Табл. 1, ил. 1, библиогр. 6 назв.

УДК 552.124.3 (470.1)

О р л о в а М.Т., А к и м о в а Г.Н., С м ы с л о в А.А., Я к о б с о н К.Э. Роль акцессорных минералов при корреляции и прогнозной оценке рудоносности древних толщ Мезенской впадины и Тимана. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На основании выявленных закономерностей распределения акцессорных минералов и их типоморфных особенностей приведена корреляция древних толщ рифея, вскрытых скважиной в Мезенской впадине и выходящих на дневную поверхность на Тимане. Изменение содержаний акцессорных минералов в разрезе древних толщ позволило дать оценку рудоносности рифейских образований этих районов.

УДК 549.731.13+552.321.6

Б е л к о в с к и й А.И., Ц а р и ц ы н Е.П. Особенности состава акцессорного хроммагнетита в глубинных мафитах Урала. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Микронзондовым анализом изучен состав акцессорного хроммагнетита из зеленых и черных клинопироксенов Урала. Показано отличие его от состава акцессорного хроммагнетита из пироксенитов платиноносной ассоциации Урала, мафитов щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова и метаморфизованных хромитов Онвервахтского месторождения платины в ЮАР.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 21 назв.

УДК 552.124.3:549.731.15

Ц а р и ц ы н Е.П., Ч а щ у х и н И.С. Акцессорные хромшпинелиды в условиях метаморфизма альпидотипных гипербазитов. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Изучено поведение акцессорного хромшпинелида в условиях зонального динамотермального метаморфизма: оталькования и войкаритизации — процес-

сов, сопровождающих выведение ультраосновных тел в верхние горизонты коры. Показан изохимизм этих процессов, когда на фоне относительного постоянства состава породообразующих силикатов акцессорный хромшинелид изменяет свой состав от первично глиноземистого через хроммагнетит к магнетиту. При этом наблюдается интенсивная перекристаллизация пород и перераспределение вещества между минералами.

Табл. 1, библиогр. 6 назв.

УДК 553.641:552.321.5 (470.53)

**Ф о м и н ы х В.Г.** Особенности изменения состава акцессорного апатита при метаморфизме габброидов Кусинской интрузии. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Установлено, что при метаморфизме кусинских габброидов наряду с изменением пород и рудообразующих минералов изменяется состав и морфология акцессорного апатита. В неизмененных габброидах Маткальского, Копанского и Медведевского массивов апатит представлен фторсодержащими длиннопризматическими кристаллами, а в амфиболитах Кусинского массива в составе короткопризматических кристаллов апатита возрастает содержание хлора. Падает также и фтор-хлорное отношение от 5,5 до 1, изменяется состав редкоземельных элементов.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 549.513.63+552.48+552.43

**Б е л к о в с к и й А.И., Л о к т и н а И.Н.** Особенности химического состава акцессорного рутила из пород эклогит-сланцевых комплексов СССР. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Обобщен и проанализирован опубликованный и оригинальный материал по типоморфизму химического состава акцессорного рутила из главных типов горных пород эклогит-сланцевых комплексов СССР. Показаны различия химического состава рутила из метаморфогенных эклогитов — апоэклогитовых диафторитов и рутилов эклогитов — ультрамафитов из включений в кимберлитах.

Табл. 2, библиогр. 20 назв.

УДК 549.753.11+553.12

**Ф е н о г е н о в А.Н.** Апатит в контактовых ореолах. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрен тонкоигольчатый апатит (коэффициент удлинения более 10), который постоянно развивается в экзоконтакте интрузивов. Удлинение апатита в экзоконтактах помогает решать вопрос об автохтонном или аллохтонном образовании интрузивов. Высказано предположение о сохранении ореолов тонкоигольчатого апатита около ортоамфиболитов и ортогнейсов даже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Ил. 1, библиогр. 10 назв.

УДК 552.124:3:552.4

**В е т р и н В.Р.** Типоморфные парагенезисы акцессорных минералов в метаморфических породах эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Наличие магнетита, гематита, рутила, ильменита, ортита, монацита в метаморфических породах контролируется интенсивными и экстенсивными параметрами — составом системы, температурой, парциальным давлением кислорода, составом и количеством флюидной фазы. В бедных кальцием породах в условиях всех фаций устойчива ассоциация магнетит+ильменит. Содержание  $TiO_2$  в магнетитах из эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций не превышает 0,6 % вес., в гранулитовой фации составляет 0,6—1,3%, вес., где магнетит ассоциирует с высоко-титанистыми биотитами. Сфен наиболее характерен

для эпидот-амфиболитовой фации, в условиях амфиболитовой фации он замещается ильменитом и для гранулитовой фации не характерен. Близкая тенденция отмечается для монацита, сменяющего ортит в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Рутил наиболее часто встречается в породах амфиболитовой фации, где образуется в результате перераспределения кальция из сфена и эпидота вgrossуляровую составляющую граната. Для богатых кальцием пород при сохранении отмеченных тенденций происходит расширение поля устойчивости сфена и эпидота.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 550.42

Н о с р е в И.В., Р о б у л В.М. Типоморфизм и генерации аксессуарного монацита ультраметаморфических гранитов Кировоградского блока Украинского щита и вмещающих их метаморфических пород. — В кн.: Аксессуары минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

В ультраметаморфических гранитах по морфологии, оптическим свойствам, химическому составу и другим особенностям выделены четыре генерации монацита. Приведены их типоморфные признаки. Во вмещающих гранитах метаморфических пород реликтовый монацит отсутствует, а в новообразованиях появляется лишь в экзоконтактовом поле гранитов.

Табл. 5, ил. 1, библиогр. 4 назв.

УДК (552.321+554.4):549.261 (470.21)

В е т р и н В.Р., Б о г д а н о в а А.Н., П о л е ж а е в а Л.И. Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова. — В кн.: Аксессуары минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Методами минераграфического, рентгеноструктурного, микронзондового и микроспектрального лазерного анализов изучены строение и состав магнитных шариков из гранитоидов метасоматических и метаморфических пород Кольского полуострова. От центра к периферии шариков установлена смена феррита иоцитом и далее магнетитом. В этом же направлении происходит увеличение содержания анортноклаза и кварца, взаимоотношения которых с железно-окисными фазами определяют следующую последовательность кристаллизации: феррит (содержание никеля 0,2–2,2%) → иоцит → иоцит+анортноклаз → иоцит+анортноклаз+ильменит → анортноклаз+кварц. Интервал температур кристаллизации минералов — 1500–990–970°С. Установлена идентичность изученных минеральных агрегатов магнитным шарикам из горных пород других районов СССР. Особенности строения и состава магнитных шариков позволяют установить, что они образованы в процессе кристаллизации капель жидкости, возникших за счет локального плавления породообразующих и аксессуарных минералов, а также, возможно, железной стружки в процессе механического дробления пород.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. 23 назв.

УДК 548/549.514.91 (477)

К р о ч у к В.М., Ш р а м е н к о И.Ф., С т а д н и к В.А. Морфологические особенности аксессуарного бадделеита из карбонатных пород Украинского щита. — В кн.: Аксессуары минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Детально изучена кристалломорфология бадделеита из карбонатов Приазовья и кальцифиров Побужья (Украинский щит). Показано, что по ряду кристалломорфологических особенностей (габитусу, округлению, неполногранности второстепенных простых форм) бадделеиты из указанных образований близки между собой. Утверждается, что кристалломорфологические различия бадделеита из разных образований можно использовать при поисковых и ревизионных работах.

Ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК 552.124.3 (477)

Лазаренко Э.А., Шукайло Л.Г., Козловский Л.М., Бабкин А.В. Сравнительная характеристика типоморфных признаков акцессорных минералов Украинского щита и неогеновых вулканитов Карпат. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

Установлены типоморфные признаки апатитов из кристаллосланцев среднего и основного состава раннего докембрия Украинского щита и неогеновых вулканитов Закарпатья, а также характер изменения во включениях при нагревании до 1300°С. Полученные результаты позволяют однозначно интерпретировать включения в апатитах из кристаллосланцев как расплавленные, что указывает на их первично-магматическую природу. Поэтому изучение состава включений в апатитах из метаморфических пород может играть важную роль при определении их первичной природы.

Ил. 4, библиогр. 6 назв.

УДК 549.731.13

Супруновская Л.Л. Геохимические особенности магнетитов из гранитоидов западной части Украинского щита. — В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986.

На примере сравнительного исследования магнетитов контрастной серии пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, включающей гранитоиды уманского, собитового комплексов, бердичевские граниты, мигматит-чарнокиты гайворонского и ятранского типов, установлено, что разнообразие и содержание микропримесей отражают *P-T*-условия формирования и химический состав вмещающих пород, а также определяются содержанием магнетита в породе.

Табл. 2, библиогр. 12 назв.

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

*Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР*

Редактор *Р.И. Недумов*. Редактор издательства *А.В. Копп*  
Художник *А.Н. Бобрович*. Художественный редактор *Л.В. Кабатова*  
Технические редакторы *М.К. Серегина, Г.П. Каренина*  
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31381

Подписано к печати 24.12.85. Т — 17283.

Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печл. 16,0. Усл.кр.-отт. 16,2  
Уч.-изд.л. 19,5. Тираж 600 экз. Тип. зак. 997. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 руб.

4550