

---

Ю. А. БУРМИН

**ГЕОХИМИЯ  
РУДОНОСНЫХ КОР  
ВЫВЕТРИВАНИЯ**

---



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Бурмин Ю.А. Геохимия рудоносных кор выветривания. — М.: Недра, 1987. — 228 с., с ил.

Обобщены материалы по геохимии месторождений формации коры выветривания — элювиальных россыпей, остаточных месторождений и месторождений зоны окисления. Рассмотрены их вещественный состав, условия формирования, классификация, поведение петрогенных и рудных элементов в процессе развития кор выветривания. Описаны закономерности образования литохимических ореолов в коре выветривания и их поисковое значение. Дана методика расчета состава материнских пород и руд по продуктам их выветривания.

Для геологов, минералогов и геохимиков, связанных с изучением месторождений формации коры выветривания.

Табл. 42, ил. 34, список лит. — 30 назв.

Рецензент: *Н.А. Солодов*, д-р геол.-минер. наук (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии рудных элементов)

Образование месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания — результат разложения минерализованных материнских пород и рудных скоплений, выноса из них легкорастворимых соединений и концентрации в зоне выветривания первичных или вторичных (новообразованных) рудных минералов. Элювиальные залежи полезных ископаемых залегают на породах и рудах, при выветривании которых они сформировались, повторяя на поверхности их контуры.

Выветривание является следствием химических и биохимических процессов, протекающих в специфических термодинамических и климатических условиях, господствующих на земной поверхности в определенные геологические эпохи. Поэтому роль геохимии чрезвычайно велика при геологических исследованиях рудоносной коры выветривания, а также при изучении гипергенных и остаточных минералов, условий концентраций рудных элементов и минералов, процессов глубокого преобразования материнских пород и руд, приводящих к образованию месторождений формации коры выветривания.

Геохимия металлоносной коры выветривания базируется на изучении особенностей накопления и миграции элементов, минеральных ассоциаций и отдельных минералов, слагающих материнские породы и руды, промежуточные и конечные продукты выветривания, что позволяет учесть количественное содержание рудных минералов и элементов в породах и рудах на разных этапах элювиального процесса.

Учение о геохимии коры выветривания получило свое развитие в советское время благодаря трудам С.С. Смирнова, И.И. Гинзбурга, В.П. Петрова, А.И. Перельмана, Д.Г. Сапожникова и их многочисленных учеников и последователей. Коры выветривания, развивающиеся на минерализованных породах и рудных образованиях разного типа и концентрирующие устойчивые к выветриванию полезные минералы, образуют самостоятельный генетический тип экзогенных месторождений формации коры выветривания. Такие месторождения широко распространены на земном шаре и полезные ископаемые этой формации имеют важное промышленное значение в добыче и производстве сырья во многих странах мира. Они развиты в верхних частях большинства собственно золоторудных месторождений, на сульфидных залежах, кимберлитовых алмазоносных трубках, редкометальных метасоматитах, массивах щелочных пород и карбонатитов с редкометальной и апатитовой минерализацией, платиноносных, никеленосных, хромитоносных дунитах и пироксенитах и титаносодержащих габброидах, железистых кварцитах и древних метаморфизованных россыпях и многих других минерализованных горных породах. К месторождениям формации коры выветривания относятся: остаточные месторождения, элювиальные россыпи, зоны окисления метасоматитов и сульфидных месторождений.

Остаточные месторождения полезных ископаемых образуются в результате интенсивного гипергенного метасоматоза, приводящего иногда к полному замещению первичных горных пород полезными минеральными компонентами, т. е. в результате выветривания горных пород и руд, выноса из них элементов-мигрантов и накопления в зоне выветривания рудных и нерудных остаточных и новообразованных минералов. В эту группу входят месторождения силикатных никелевых руд, богатых железных руд и бурых железняков, марганца, бокситов, редких земель, магнезита, апатита, барита. Особое место в этом типе месторождений занимают нерудные полезные ископаемые — глины (каолин и др.), графит, фосфориты, кварцевые пески, полевошпатовое сырье.

К элювиальным россыпям относятся промышленные скопления *in situ* устойчивых в зоне гипергенеза ценных минералов, унаследованных в коре выветривания от материнских исходных пород или руд, т. е. имеющих первичное происхождение. Отличительной их чертой является способность россыпеобразующих минералов извлекаться в концентрат при обогащении "песков" гравитационными методами. В элювиальных россыпях содержится значительная часть мировых запасов многих редких элементов: ниобия, тантала, циркония и гафния, цериевых редких земель, бериллия, лития. Промышленное значение имеют элювиальные россыпи минералов титана, олова, вольфрама, иттриевых редких земель, ртути, а также алмазов, драгоценных металлов, хромитов, драгоценных и полудрагоценных камней. Учитывая, что элювиальные россыпи представляют собой, как правило, комплексные месторождения, в которых могут быть утилизированы практически все компоненты "песков" (рудные минералы, кварц, полевые шпаты, аксессуарные минералы, глинистые минералы), их роль в развитии минерально-сырьевой базы страны несомненно будет возрастать.

Под зоной окисления следует понимать верхнюю окисленную часть сульфидных месторождений, сформировавшуюся выше постоянного уровня грунтовых вод, где первичные сульфидные минералы преобразованы в оксидные соединения в результате активного развития сернокислых и других процессов. Различие физико-химических процессов в зонах окисления обуславливает разное поведение в них элементов. Зона окисления рудных месторождений является одним из морфологических типов коры выветривания, сопряженной с ней пространственно и генетически. Зональность коры и зоны окисления хорошо коррелируются. Залегающие на поверхности зон окисления железные и марганцевые "шляпы" и вторичные геохимические ореолы являются важными поисковыми признаками при поисках эндогенных месторождений.

В последние годы все большую актуальность приобретает проблема выявления месторождений полезных ископаемых, скрытых и погребенных аллохтонными и автохтонными отложениями. Не менее сложными являются поиски эндогенных месторождений, замаскированных корой выветривания. В тех случаях, когда коры выветривания перекрываются более молодыми осадками, трудности в дешифрировании субстрата усугубляются. Несколько проще решаются практические задачи геохимичес-

ких поисков, когда кора выветривания сама является рудным телом и вскрывается дневной поверхностью. Таким образом, вопросы теории и практики геохимических поисков месторождений формации коры выветривания по остаточным и вторичным литохимическим ореолам играют важную роль при изучении рудоносного элювия и обнаружении эндогенных месторождений. Впервые методы поисков по вторичным ореолам элементов-индикаторов в нашей стране были разработаны и применены на практике в начале 30-х годов Н.И. Сафроновым и А.П. Соловьевым. Дальнейшее развитие они получили благодаря исследованиям С.В. Григоряна, А.И. Еремеева, Н.И. Сочеванова, Ю.В. Шаркова. Существенный вклад в теоретическое обоснование геохимических поисков принадлежит А.И. Перельману.

Основными задачами геохимических поисков элювиальных месторождений является выяснение пространственного и количественного распределения элементов-индикаторов в зоне гипергенеза и определение минерального состава эндогенных руд и типа оруденения. Эти задачи решаются путем интерпретации аналитических данных, т. е. определения аномальности концентрации элементов на основании сопоставления содержаний элементов-индикаторов с их фоновыми значениями и корреляции первичных и вторичных литохимических ореолов. Конечным результатом геохимического изучения кор выветривания является оценка промышленного значения как гипергенных, так и гипогенных руд эрозионного среза, морфологии и условий залегания рудного тела.

Особенности строения различных типов коры выветривания часто затрудняют эффективное применение геохимических методов поисков элювиальных полезных ископаемых и в особенности оценку выявленных геохимических аномалий. Не все еще ясно в поведении элементов-индикаторов в различных типах коры выветривания, в составе и строении солевых, смешанных и минеральных ореолов по зонам коры выветривания, в развитии и преобразовании первичных ореолов при переходе их в кору выветривания, в составе и строении литохимических ореолов в различных типах коры выветривания развитой по различным горным породам и эндогенным месторождениям. Несмотря на трудности в решении некоторых перечисленных выше вопросов, имеющийся фактический материал позволяет сделать предварительное его обобщение и наметить пути дальнейших исследований.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

По минеральному и металльному составу месторождения формации коры выветривания классифицируются на следующие промышленные группы (табл. 1): 1) редкие металлы (Ta и Nb, Be, Zr и Hf, TR, Li, V, Bi, Sc, Ge, Ga, In и др.); 2) титан; 3) радиоактивные элементы (U и Th); 4) благородные металлы (Au и Pt); 5) малые металлы (Sn, W, Mo, Hg, Sb); 6) цветные металлы (Cu, Pb, Zn); 7) бокситы; 8) черные металлы (Fe, Cr, Mn) и никель; 9) алмазы; 10) драгоценные и поделочные камни (горный хрусталь и дымчатый кварц, топаз и др.); 11) горнохимическое и промышленное сырье (барит, флюорит, фосфатное сырье, тальк и др.); 12) керамическое и строительное сырье.

### РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

**Тантал и ниобий.** В редкометальной промышленности производство тантала и ниобия за счет разработки рудоносных кор выветривания и, в первую очередь, элювиальных россыпей играет важнейшую роль.

Практический интерес представляют танталоносные коры выветривания пегматитов, колумбитоносные коры выветривания гранитов, элювиальные россыпи на карбонатитах и щелочных массивах, элювиальные месторождения на грейзенах, а также остаточные месторождения ниобий-содержащих бокситов, редкоземельных карбонатитов и ультращелочных пород.

Элювиальные россыпи коры выветривания карбонатитов имеют важное промышленное значение благодаря комплексности "песков", значительным запасам горной массы и достаточно высоким содержанием ниобия, тория, редких земель, циркония и апатита. На карбонатитах развиваются мощные рудоносные коры выветривания, сложенные гидроксидами железа, галлуазитом, ферригаллуазитом, нонтронитом и остаточными минералами — магнетитом, пироксеном, бадделеитом (на ранних карбонатитах) [6, 14].

Одно из наиболее крупных месторождений пироксена этого типа — элювиальные россыпи Араша в Бразилии, развитые на карбонатитах и щелочно-ультраосновных породах массива Баррейру-ди-Араша (рис. 1).

Массив представляет собой огромный шток площадью около 30 км<sup>2</sup>, сложенный пироксенидами, якупиранидами, фойяитами, маленьитами и тингуаитами, прорывающими раннепротерозойские филлиты и кварциты с прослоями известняков. Ультращелочные породы в зоне контакта штока секутся мощными пологими телами карбонатитов, содержащими магнетит, флогопит, апатит, пироксенол. Карбонатиты и щелочно-ультраосновные породы подвергались глубокому интенсивному выветриванию. Мощность коры выветривания достигает 120 м.

Таблица 1  
Промышленные типы месторождений формации коры выветривания

Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные попутные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
Редкие металлы	Ta и Nb	Элювиальные россыпи	Пироксеновые	TR, Th, Zr, Fe, Ba, P	Карбонатиты	Крупные месторождения ниобия
		То же	Колумбит-касситеритовые	Zr, TR, Th, Ti	Щелочные граниты	Крупные месторождения ниобия и олова
		"	Колумбит-цирконитовые	TR, Th	Субщелочные граниты	Средние месторождения ниобия и циркония
		"	Микролит-пироксенол-колумбитовые	TR, Sn	Апограниты	Мелкие редко встречающиеся месторождения тантала, ниобия, тория
		"	Касситерит-танталитовые	Zr, TR, W	Редкометалльные пегматиты	Крупные месторождения тантала
		Элювиальные россыпи	Касситерит-танталит-сподуминитовые	Be	То же	Мелкие и средние месторождения тантала, касситерита, лития, бериллия
	Be	То же	Колумбит-бериллитовые	Каолинит, кварц, полевошпатовый шпат	Микроклин-альбит-бериллитовые	Мелкие месторождения ниобия и бериллия

Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные полупроводниковые компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
	Zr, Hf	"	То же	—	Грейзенизированные граниты	Мелкие и средние по масштабам, малоперспективные месторождения ниобия и бериллия
		Остаточные месторождения	Берилловые	—	Грейзенизированные мраморы	Средние по масштабам, могут иметь промышленное значение
		Зоны окисления	"	W, Mo, Bi	Малосульфидные зоны грейзенизации в гранитах	Средние и мелкие по масштабам, могут иметь промышленное значение
TR	То же	Элювиальные россыпи	Бадделеитовые	TR, Th, U	Щелочно-ультраосновные породы	Уникальные по запасам и содержанию циркония
			Циркон-пироксен-хлор-ильменитовые	Nb, Ti, Th, Ta	Нефелиновые и щелочные сиениты	Мелкие месторождения, мало перспективные
		"	Монацит-ксенотим-звксенитовые	Zr, Nb, Th	Метасоматические щелочные гранитоиды	Имеют практическое значение как источники, питающие аллювиальные россыпи
"	"	Монацит-циркон-ильменитовые	—	Мигматизированные гнейсы	Промышленно-перспективные россыпи редки	

	Остаточные месторождения	Редкоземельные	Nb	Карбонатиты	Крупные месторождения	
	"	"	Nb, Ti, P, Zr, Th	Ультраосновные щелочные породы	Месторождения средние по масштабам, технология извлечения металлов из руд не разработана	
V	Остаточные месторождения	Редкоземельные (черчитовые)	P, Ti	Минерализованные метаморфические породы	Перспективность не ясна	
		Ванадиеносные	—	Карбонатные породы	"	
		"	—	Кристаллические сланцы Полиметаллические месторождения	Мелкие месторождения	
Bi	Элювиальные россыпи	Висмут-касситеритовые	W	Кварц-сульфидные жилы	Средние месторождения	
		То же	Висмут-вольфрамит-касситеритовые	Mo	Кварц-вольфрамитовые жилы	Мелкие месторождения
		Зоны окисления	Висмутовые	As	Мышьяково-висмутовые тела	Мелкие месторождения
Li	Элювиальные россыпи	Касситерит-танталит-сподуменовые	—	Редкометалльные легметаллы	Сподумен добывается при разработке нижних горизонтов коры выветривания	
		Остаточные месторождения	Nb, Zr, P, Ti, Th	Ультращелочные породы	Возможна попутная добыча	

Промышленные группы полезных элементов	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные попутные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
Рассеянные элементы	Ge  Se	То же Зоны окисления То же	Железорудные Полиметаллические Колчеданные	— — —	Богатые железные руды Медно-свинцово-цинковые месторождения Сульфидные месторождения	Возможно попутное извлечение при добыче Fe Имеют важное промышленное значение при попутном извлечении Может извлекаться попутно
Титан	Ti	Элювиальные россыпи То же " " "	Ильменит-апатитовые Рутил-ильменитовые Ильменит-рутил-черчитовые Ильменитовые Ильменит-монацитовые	Каолинит  P, Zr, Th P Th	Породы габро-анортозитовой формации Анортозиты с рудными дайками Амфиболиты, метаморфические породы Амфиболиты, габброиды Дайковые тела карбонатитового состава	Имеют промышленное значение То же Могут иметь промышленное значение Малоперспективные То же
Радиоактивные элементы	U, Th	Элювиальные россыпи Остаточные месторождения	Торит-цирконовые Уран-ториевые	U, Nb  Zr, TR, Fe	Субщелочные, альбитизированные гранитоиды Щелочные массивы	Мелкие месторождения  Крупные месторождения

Благородные металлы	Группа Pt  Au	То же " Элювиальные россыпи Зоны окисления Элювиальные россыпи Остаточные месторождения Зоны окисления То же " " " <th>Уран-тантал-ниобиевые Урановые  Платиноносные Медно-никелевые Золотоносные Золотоносные " Богатые железные руды Железные шляпы Золотоносные Золотоносные латериты</th> <th>P V  Au, Cr  Pt Различные акцессорные минералы — — Au</th> <th>Карбонатиты Черные сланцы  Гипербазиты Cu-Ni-сульфидные месторождения Минерализованные гранодiorиты, граниты, углистые сланцы, зеленочаменные породы, базальты, ливневиты и др. Глинисто-серцит-углистые сланцы  Кварц-калишлатовые метасоматиты на границе известняков с перекрывающимися молодыми терригенными отложениями Железистые кварциты  Полиметаллические и медноколчеданные месторождения Малосульфидные золото-кварцевые руды Основные и средние породы</th> <th>Средние по масштабам месторождения Могут быть промышленные месторождения  Имеют практическое значение, главный источник поставки Pt в аллювиальные россыпи Промышленное значение невелико Имеют практическое значение. Главный источник поставки золота в аллювиальные россыпи Могут иметь практическое значение  Имеют практическое значение  Могут иметь практическое значение при попутном извлечении Имеют важное промышленное значение  Имеют практическое значение Имеют практическое значение</th>	Уран-тантал-ниобиевые Урановые  Платиноносные Медно-никелевые Золотоносные Золотоносные " Богатые железные руды Железные шляпы Золотоносные Золотоносные латериты	P V  Au, Cr  Pt Различные акцессорные минералы — — Au	Карбонатиты Черные сланцы  Гипербазиты Cu-Ni-сульфидные месторождения Минерализованные гранодiorиты, граниты, углистые сланцы, зеленочаменные породы, базальты, ливневиты и др. Глинисто-серцит-углистые сланцы  Кварц-калишлатовые метасоматиты на границе известняков с перекрывающимися молодыми терригенными отложениями Железистые кварциты  Полиметаллические и медноколчеданные месторождения Малосульфидные золото-кварцевые руды Основные и средние породы	Средние по масштабам месторождения Могут быть промышленные месторождения  Имеют практическое значение, главный источник поставки Pt в аллювиальные россыпи Промышленное значение невелико Имеют практическое значение. Главный источник поставки золота в аллювиальные россыпи Могут иметь практическое значение  Имеют практическое значение  Могут иметь практическое значение при попутном извлечении Имеют важное промышленное значение  Имеют практическое значение Имеют практическое значение

Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные элементы	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные попутные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
Малые металлы	Sn	Элювиальные россыпи	Касситеритовые	—	Штокерки и сближенные тела с касситерит-кварцевым и касситерит-сульфидным оруденением в песчано-сланцевых и других породах	Имеют промышленное значение То же " Богатые комплексные месторождения
	W	Элювиальные россыпи	Касситерит-колумбит-танталитовые Касситеритовые	Li	Кварц-турмалин-касситеритовые зоны в терригенно-вулканогенных породах	
	Mo	Зоны окисления То же	Вольфрамитовые Шеелитовые	Sn	Кварц-вольфрамитовые жилы и грейзены	
Малые металлы	Hg	Элювиальные россыпи	Ртутные	Au	Малосульфидное вольфрамовое оруденение Золото-молибден-турмалиновые и полиметаллические месторождения	Малоперспективные Практическое значение невелико Мелкие месторождения
				Sb	Известняки, листвениты, песчано-сланцевые отложения, вулканиты	

Цветные металлы	Sb	Зоны окисления Элювиальные россыпи	Полиметаллические Антимонитовые	— —	Полиметаллические руды Антимонит-джаспероидные залежи в карбонатных породах	Практическое значение невелико Мелкие месторождения
Бокситы	Cu, Pb, Zn	Зоны окисления	Свинцово-цинково-медное оруденение в зоне вторичного обогащения	Au	Полиметаллические и медноколчеданные месторождения	Промышленное значение невелико Крупнейшие промышленные месторождения мира
Черные металлы и никель	Al	Остаточные месторождения	Глиноземного сырья	Ga, V, Sc, Cr, Nb, в перспективе — Zr, TR, Bi, Ti, Th, Au	Габброиды, основные вулканиты, щелочные породы, углистые сланцы и др.	Мелкие месторождения железа Крупнейшие месторождения железа
Черные металлы и никель	Fe	Элювиальные	Валунчатые гематит-магнетитовые	—	Железорудные месторождения различного типа	Мелкие месторождения железа Крупнейшие месторождения железа
Черные металлы и никель	Fe	Остаточные месторождения	Богатых железных руд	Ge	Железистые кварциты	Месторождения разных масштабов
Черные металлы и никель	Fe	Зоны окисления	Бурожелезняковые легированные	Au	Ультрабазиты, базиты и железистые осадочно-метаморфические породы	Мелкие месторождения железа
Черные металлы и никель	Cr	Остаточные месторождения	Железные шляпы	Fe	Первичные сидеритовые и анкеритовые руды	Мелкие и средние по масштабам месторождения хрома Мелкие месторождения хрома
Черные металлы и никель	Cr	Элювиальные россыпи	Хромитовые	—	Колчеданные месторождения, скарновые магнетитовые руды Ультрабазиты	Мелкие месторождения хрома

Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные полупные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
	Ni, Co	Остаточные месторождения То же	Силикатного никеля и кобальта	Fe	Ультрабазиты и реже габброиды	Крупные и средние месторождения
	Mn	То же	Марганцеворудные	—	Марганцевые месторождения и марганцосодержащие породы	Промышленные месторождения от мелких до крупных
	Mn	Зоны окисления	Марганцевые шпалы	—	Марганецосодержащие сульфидные месторождения	Мелкие месторождения марганца
Алмазы	Алмазы	Элювиальные россыпи То же	Алмазоносные " "	Драгоценные камни (пироп, хризолит) —	Кимберлитовые месторождения Терригенные породы	Промышленное значение имеют месторождения на первых этапах их эксплуатации Имеют промышленное значение и являются важным источником питания аллювиальных россыпей
Драгоценные и полуделочные камни	Драгоценные и полуделочные камни	" " "	Горный хрусталь, дымчатый кварц Топаз и берилл Аметист	Редкометалльные минералы То же "	Пегматиты, кварцевые жилы Пегматиты, грейзены Базальты, жильные тела, минерализованные трещины в гранитах и сие-	Промышленные месторождения " "

"	"	"	"	"	Пегматиты	Полупная добыча
Элювиальные россыпи	Сапфир	"	"	—	Лампрофилы, андезиты, базальты, ультрабазиты	Промышленные месторождения
То же	"	"	"	Редкометалльные минералы	Пегматиты	Полупная добыча
"	Рубин	"	"	—	Магнезиальные скарны, гнейсы, кристаллические сланцы, плагиоклазиты	Промышленные месторождения
"	Циркон	"	"	Редкометалльные минералы	Щелочные базальты, пегматиты	То же
"	Агат	"	"	—	Вулканыты	"
"	Турмалин	"	"	Nb, Be	Пегматиты	Полупная добыча
"	Пироп	"	"	Хризолит, алмаз, циркон	Кимберлиты	"
"	Демантоид	"	"	—	Гипербазиты	"
"	Альмандин	"	"	—	Кристаллические сланцы	Полупная добыча
"	Шпиль	"	"	—	Магнезиальные скарны	"
Элювиальные россыпи	Хризоберилл	"	"	Редкометалльные минералы	Пегматиты	Полупная добыча
То же	"	"	"	То же	Грейзены и ультрабазиты	Промышленные месторождения
"	Хризолит	"	"	Пироп, алмаз, циркон	Кимберлиты	Полупная добыча
"	"	"	"	—	Оливиновые базальты, ультраосновные щелочные породы	Промышленные месторождения
"	Изумруд	"	"	Редкометалльные минералы	Пегматиты	Полупная добыча
"	"	"	"	—	Тремолит-хлоритовые сланцы, кальцитовые жилы	Промышленные месторождения



Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные попутные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
		Остаточные месторождения То же	Жадит Яшмы Родонит	— — —	Ультрабазиты Габбро-диабазы, вулканиты Осадочные марганцевые руды	То же " Попутная добыча
		Остаточные месторождения То же " " " " Зоны окисления То же "	Гематит (кровавик) Нефрит Опал Хризопраз Янтарь Малахит Бирюза Диоптаз	Fe — — — — Au — —	Железные руды Серпентинизированные гипербазиты Алюмосиликатные осадочные породы, вулканиты Никеленосные серпентинизированные гипербазиты Угли, глины Медьсодержащие месторождения Медносульфидные месторождения, пиритизированные углисто-кварцевые сланцы Меднорудные месторождения	" Промышленные месторождения То же " Промышленные месторождения То же " Малоперспективные Попутная добыча Промышленные месторождения Попутная добыча

Горнохимическое и индустриальное сырье	Ва	Остаточные месторождения	Баритовые	—	Карбонатные, песчаные и глинистые породы, альбитофиры	Промышленные месторождения
Ва	Ва	Зоны окисления	Баритовая сыпучка	Au	Полиметаллические и золоторудные колчеданно-метасоматиты в карбонатных породах и кислых вулканитах, скерны	Представляют практический интерес при комплексной отработке месторождения
F	F	Остаточные месторождения То же	Флюоритовые	—	Метасоматиты в карбонатных породах и кислых вулканитах, скерны	Промышленные месторождения
P	P	То же	Апатитовые	Ti, Fe, редкие металлы, вермикулит	Ультраосновные — щелочные породы и карбонаты, анортозиты, трахидезиты, гипербазиты, кремнисто-карбонатные породы	То же
P	P	"	Фосфоритовые	—	Известняки и кремнисто-углисто-глинистые сланцы	"
Тальк и магнетит	Тальк и магнетит	Остаточные месторождения То же	Тальк-магнезитовые Тальковые	—	Осадочные фосфориты Серпентиниты	Промышленные месторождения
Графит	Графит	"	Графитовые	—	Магнезиально-карбонатные породы	То же
Высокоглиноземистые минералы	Высокоглиноземистые минералы	Элювиальные россыпи	Корунд, андалузит, силлиманит, дистен	—	Графитовые сланцы, гнейсы	"
Вермикулит	Вермикулит	Остаточные месторождения	—	—	Вторичные кварциты, перидотиты, габбро-нориты	"
					Ультращелочные породы, гипербазиты, карбонатиты, слюдоносные гнейсы и сланцы	"

Промышленные группы полезных ископаемых	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные типы руд	Основные попутные компоненты	Формационный тип материнских пород	Промышленное значение
Керамическое и строительное сырье	Глины	"	Первичных каолинов		Кислые породы, аркозовые и полимиктовые песчаники, пегматиты	"
	Глины	Остаточные месторождения	Монтмориллонитовые, бейделлитовые		Ультраосновные и осевые породы	Промышленные месторождения
	"	То же	Бентонитовые		Средние и кислые вулканиты, габброиды, диориты	То же
	Кварцевые пески	"	Кварц с незначительной примесью других минералов		Кварцевые песчаники, кварциты	"
	Маршаллит	"	Кварцевая сыпучка		Известняки, реже кварциты	"
	Природные пигменты	"	Охры, глины, гидроксиды металлов		Зоны окисления рудных месторождений, охристые горизонты ультрабазитов, ожелезненные глины	"
	Щелочные каолины	"	Зерна и обломки микроклина в каолиновом материале		Пегматиты, гранитоиды	"

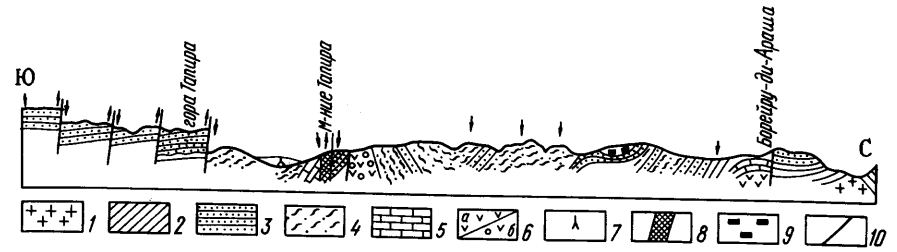


Рис. 1. Схематический разрез массива Баррейру-ди-Араша (по И. Бранко)  
 1 — гнейсы; 2 — сланцы; 3 — кварциты; 4 — филлиты; 5 — известняки; 6 — щелочные породы (а — безрудные, б — рудные); 7 — трахиты; 8 — лимониты; 9 — канга; 10 — разрывные нарушения

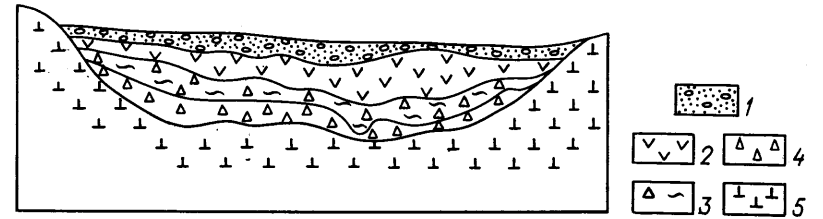


Рис. 2. Схематический разрез апатит-пироклоровой россыпи на карбонатном месторождении:  
 1 — аллювий; 2 — охристые продукты выветривания; 3 — бохренные продукты выветривания карбонатов; 4 — необохраненные продукты выветривания карбонатов; 5 — невыветрелые карбонаты

Из-за выщелачивания и выноса легко мигрирующих кальция, натрия, кремния и урана, вблизи поверхности кора выветривания обогащена ниобием и редкими землями. Повышенные содержания ниобия (до 40 %  $Nb_2O_5$ ), тория, апатита (до 30 %  $P_2O_5$ ) и в меньшей степени урана прослеживаются до глубины более 50 м от поверхности. Кроме пироклора, в коре выветривания установлены магнетит и титаномагнетит, апатит, монацит, лимонит, ильменит, вермикулит, скрытокристаллический кремнезем; в нижних горизонтах коры — барит, ловенит, колумбит (рис. 2).

Важный источник ниобиевого сырья — элювиальные россыпи, приуроченные к коре выветривания субщелочных альбитизированных гранитов. Как правило, они представлены комплексными месторождениями, где наряду с ниобием практическое значение имеют тантал, олово, цирконий, редкие земли, торий и другие полезные компоненты. Самым крупным месторождением этого типа является кора выветривания плато Джос (Нигерия). Общая площадь развития металлоносной коры выветривания 1000 км<sup>2</sup>, мощность 40 м и более. В профиле коры выделяется древесно-щебенистая подзона, которая сменяется вверх по разрезу преимущественно каолиновыми и охристо-каолиновыми глинами. На размытой

поверхности коры выветривания залегает покров латеритов. Возраст корообразования на плато Джос — эоценовый. Район плато Джос сложен докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Метаморфическая толща прорвана двумя комплексами гранитов "древними" (абсолютный возраст 500—600 млн. лет) и "молодыми" (170 млн. лет). С последними связана металлоносность района. Под *молодыми гранитами* понимают сложный комплекс кислых пород — от риолитов, излияниями которых началась магматическая деятельность, до нормальных и щелочных гранитов. Наибольшее практическое значение в формировании колумбит-касситеритовых россыпей играют кварц-топаз-слюдяные грейзены, приуроченные к апикальным частям штоков биотитовых гранитов.

Добыча колумбита на плато Джос производится попутно с добычей касситерита, циркона, содержащего до 5 % гафния, магнетита, ксеноти-ма, монацита, торита и ильменита, как из элювиальных (до 70 % от общей добычи колумбита), так и из делювиально-аллювиальных россыпей. Содержание колумбита в элювии составляет 0,1—5 кг/м<sup>3</sup> (в среднем 0,25 кг/м<sup>3</sup>). Разведанные запасы Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по данным Н.А. Солодова, оцениваются в 100 тыс. т, а перспективные ресурсы — в миллионы тонн, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> около 10 тыс. т, аналогичны запасы SnO<sub>2</sub> и ZrO<sub>2</sub>.

Элювиальные россыпи, приуроченные к коре выветривания редкометальных пегматитов, имеют важное практическое значение в производстве танталовых, тантал-ниобиевых и комплексных (Ta, Li, Sn, Cs, Zr, Be, W и др.) концентратов.

Наиболее перспективные танталоносные и комплексные коры выветривания образуются на редкометальных блоковых и полнодифференцированных микроклин-альбитовых, альбитовых и альбит-сподуменовых пегматитах. Это касситерит-колумбит-сподуменовые россыпи Пайоль-Минас-Жерайс в южной Бразилии, элювиальные россыпи, развитые на пегматитах в районе Северного Лугулу (Заир) и во многих других районах Африки, Австралии, Индии, КНР и др. Элювиальные россыпи приурочены как к кайнозойским корам выветривания (Заир, Бразилия, Австралия), так и к хорошо проработанным древним нижнемезозойским каолиновым корам (Урал, Казахстан, Бразилия и др.).

Наиболее интересные танталитовые и комплексные касситерит-танталитовые россыпи расположены обычно в пределах обширных полей с большой "насыщенностью" пегматитовых тел. Пегматитовые тела часто характеризуются низкой, непромышленной концентрацией тантал-ниобатов (0,003—0,006 % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В процессе формирования коры выветривания происходит их естественное обогащение в 1,5—2 раза, содержания Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> повышаются до 0,01 %, танталита до 500 г/м<sup>3</sup>.

В пределах пегматитовых полей редкометальная минерализация локализуется в наиболее развитых пегматитах, где интенсивно проявлялись процессы альбитизации и грейзенизации. Легче всего выветриванию подвергаются литиевые пегматиты, так как в поверхностных условиях сподумен легко переходит в глинистые минералы.

Благоприятные условия формирования россыпей тантал-ниобатов су-

ществуют там, где поля редкометальных альбит-микроклинных пегматитов приурочены к региональным поднятиям, сложенным породами протерозоя и палеозоя. Пегматиты залегают как в гранитах, так и во вмещающих породах, главным образом в амфиболитах и гнейсах. Так, на площади одного пегматитового поля известно около 150 жил с низкой концентрацией танталит-колумбита. Мощность коры выветривания в пределах пегматитового поля составляет 2—50 м, достигая максимальной глубины на телах неравномернозернистых и зональных пегматитов.

Кора выветривания представлена подзонами дресвы и каолиновых глин. Основной рудный минерал коры выветривания пегматитов — колумбит-танталит с отношением Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> к Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от 1 до 3.

Содержание его по зонам коры выветривания относительно равномерное (80,6—86,3 г/т). Такая же тенденция сохраняется и для концентрации Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> во всех выделенных зонах коры (0,0053—0,0057 %). Подобные концентрации танталониобатов в исходных пегматитах не представляют какого-либо практического интереса, однако для элювиальных россыпей они являются кондиционными, так как для россыпей минимальное промышленное содержание, как известно, в 10—30 раз ниже, чем для коренных руд.

**Бериллий.** Благодаря малой плотности (2,6—2,8) берилл гравитационными методами не обогащается, и формально его месторождения к элювиальным россыпям относиться не могут. Однако в некоторых типах месторождений (редкометальные пегматиты и метасоматически измененные граниты) берилл встречается с танталит-колумбитом и при обогащении продуктов выветривания этих пород гравитационными методами попадает в коллективный концентрат совместно с кварцем, микроклином и слюдами. Поэтому комплексные месторождения берилла относятся нами к элювиальным россыпям. Мономинеральные концентрации берилла в коре выветривания принадлежат к остаточным месторождениям.

Элювиальные россыпи. Сведения о бериллоносной коре выветривания, развитой на пегматитах, в зарубежной печати практически отсутствуют. В то же время большинство пегматитовых месторождений берилла отрабатывались только в приповерхностной, выветривающейся части, а в коренных пегматитах добыча берилла попутно с другими редкометальными минералами производилась лишь на самых богатых участках.

В элювиальных россыпях, образованных на гранитных пегматитах, содержание Be составляет 60—500 г/т и более. Поскольку часть бериллия в пегматитах концентрируется в легко выветривающихся полевых шпатах и мусковите (5—40 %), некоторое его количество (до 20 %) в нижних зонах коры выносится. Бериллий, входящий в состав берилла, не принимает участия в гипергенном преобразовании вещества коры выветривания. В гидрослюдистой и каолиновой подзонах происходит относительное накопление бериллия за счет сохранившегося берилла и захвата бериллия каолинитом и монтмориллонитом. На одном из редкометальных полей пегматитовые тела залегают в западном экзоконтакте интрузии нормальных биотитовых гранитов среди докембрийских биотитовых мигматизированных парагнейсов. Большинство жил относится к типу зональных бе-

Таблица 2

Распределение редких элементов в минералах, %

Минерал	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SnO <sub>2</sub>	BeO	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O
Микроклин	0,00015	0,00035	0,0005	0,0022	0,0038	0,057
Кварц	0,00033	0,0012	0,00007	0,0002	0,0052	0,0005
Мусковит	0,0026	0,01	0,012	0,0072	0,282	0,232
Альбит	0,0001	0,001	0,0005	0,0084	0,0078	0,007
Турмалин	—	—	—	0,05	—	—
Прочие	0,0055	0,0060	0,0025	0,0007	0,0003	0,0005

рилл-мусковитовых пегматитов, в различной степени замещенных: неальбитизированных (микроклиновые), слабо и неравномерно альбитизированных (альбит-микроклиновые), интенсивно альбитизированных (микроклин-альбитовые).

Основные редкометалльные минералы — берилл и колумбит-танталит, обычно тяготеют к блокам темно-серого кварца. Акцессорные минералы представлены циртолитом (32 г/т), цирконом (7 г/т), малаконом, монацитом, ксенотимом, апатитом (109 г/т), турмалином (1000 г/т), гранатом (111 г/т), флюоритом и незначительным количеством шпинели, рутила, анатаза, ортита и сульфидов.

Ниже приводятся средние содержания оксидов тантала и бериллия в различных типах пегматитов, а также содержания бериллия в минералах.

Пегматиты и минералы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	BeO, %
Альбитовые	0,007	0,03
Микроклин-альбитовые	0,0015	0,01
Полевые шпаты	—	0,0008
Кварц	—	0,0018
Мусковит	—	0,002
Турмалин	—	0,01

Таким образом, в отличие от безрудных гранитов, где степень рассеяния тантала, ниобия и бериллия практически равна 100 %, в пегматитах основная масса этих элементов связана с собственными минералами. Рассеяние олова, лития и рубидия в пегматитах полное. Первый из них концентрируется в слюдах и альбите, литий — мусковите и альбите, а рубидий — микроклине и мусковите (табл. 2). Распределение танталит-колумбита и берилла по вертикальному разрезу коры выветривания относительно равномерное.

Состав глинистых минералов в верхних подзонах коры выветривания в северной части поля преимущественно каолининовый, в южной части —

гидрослюдисто-каолининовый, а на одном из участков — галлузитовый. В коре выветривания берилл почти всегда присутствует в виде обломков кристалла, легко различимых по зеленоватым тонам окраски и реликтам призм. Содержание берилла в легкой фракции класса (–2) и (+1) мм составляет 0,011 % и в классе (–1 мм) — 0,015 %.

Наряду с бериллом, в коре выветривания присутствуют колумбит-танталит, циркон, ильменит, бастнезит, монацит, гранат, сфен, рутил, анатаз, ксенотим, апатит, турмалин, топаз, торит, дистен, эпидот, корунд и гипергенные минералы — гематит, который развивается по магнетиту, гидроксиды железа, псиломелан, пиролюзит и рабдофанит. Колумбит-танталит в коре выветривания содержится в классах крупности (–1) — (+0,05) мм. В целом распределение Ta и Nb по гранулометрическому составу относительно равномерное. Максимальное (32–52 %) количество этих элементов заключено в классе (–0,4) — (+0,05 мм); выход шламов — 11–17 %. Содержание колумбит-танталита в коре выветривания в среднем составляет 130–150 г/м<sup>3</sup> при концентрации Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 12–60 %, максимальные содержания достигают 550 г/м<sup>3</sup>.

Остаточные месторождения. Бериллоносная кора выветривания на грейзенизированных мраморах проявлена в гидротермально-пневматолитовых месторождениях штокверкового типа. Эндогенное оруденение в крупных трещинах представлено вольфрамоносными кварцевыми жилами с мусковитовыми оторочками. Метасоматические оторочки около мусковитовых прожилков и кварцевых жил сложены мусковитом и флюоритом. К таким прожилкам и приурочены скопления берилла. Выветривание грейзенизированных мраморов и карбонатсодержащих сланцев сопровождалось сильными просадками и перемешиванием недезинтегрированных пород с продуктами выветривания. Зональность в коре выветривания не сохранилась.

При растворении кальцита в процессе выветривания мусковит часто превращается в гидромусковит с примесью монтмориллонита и каолинита, сульфиды окисляются, флюорит почти не изменяется. Грейзенизированные мраморы преобразуются в рыхлые глиноподобные дресвяно-щепенистые флюорит-мусковитовые породы, иногда засоренные материалом выветрившихся вышележащих терригенных пород.

Признаки растворения флюорита заметны до глубины 80–100 м. Процессы глубинного выветривания силикатов проявляются локально. На глубине более 60 м это преимущественно монтмориллонитизация, вблизи поверхности — каолинизация.

Устойчивость берилла в коре выветривания весьма высокая, поэтому в процессе выветривания "накапливается" и сам бериллий (табл. 3). Его концентрация повышается пропорционально уменьшению массы вещества в коре выветривания вследствие растворения карбонатов подземными водами. Это приводит к тому, что масса продуктов выветривания получается в несколько раз меньше, чем масса материнских грейзенизированных мраморов. Соответственно в коре выветривания увеличивается содержание бериллия.

**Цирконий и гафний.** Цирконий и содержащийся в нем гафний в основ-

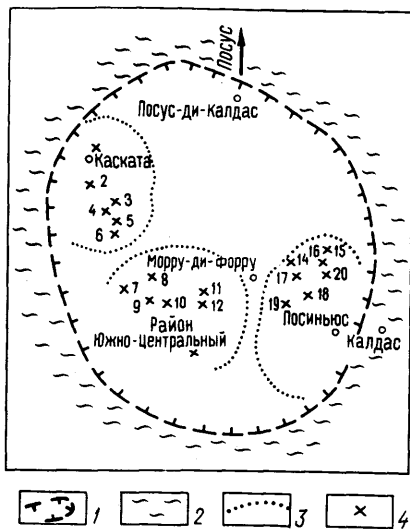


Рис. 3. Ураносодержание циркониевые месторождения щелочного массива Посус-ди-Калдас (по Ф. Абреу):

1 — граница массива Посус-ди-Калдас; 2 — метаморфические сланцы и гнейсы докембрия; 3 — контуры рудных районов; 4 — рудопроявления (1 — Кокал, 2 — Серроти; 3 — Киринос; 4 — Родригис; 5 — Брижидас; 6 — Жиганти; 7 — Кашуэйринья; 8 — Вилела; 9 — Мойроэн; 10 — Тамандуа; 11 — Итороро; 12 — Тресс-Баррас; 13 — Лагоа-Дуранда; 14 — Зотинью; 15 — Понти-Алга; 16 — Дона-Рита; 17 — Такуари-ду-Сул; 18 — Бузу; 19 — Ирэни; 20 — Эспингарда)

ном связаны с щелочными породами, прежде всего с нефелиновыми сиенитами. Месторождения циркония обычно комплексные и в рудах отмечаются высокие содержания редких земель, тория, ниобия.

Элювиальные россыпи. В Бразилии на плато Посус-ди-Калдас (рис. 3) в корах выветривания массива нефелиновых сиенитов мелового возраста известно уникальное месторождение циркониевых руд Морру-ди-Форру. Запасы бадделита (главного циркониевого минерала) в нем значительны при содержании циркониевых минералов 5–10 %. Месторождение комплексное и в его рудах отмечены высокие концентрации магнетита, редких земель, тория и урана. На пологих возвышенностях района располагаются залежи высококачественных элювиальных бокситов.

Таблица 3

Содержание бериллия в минералах мрамора и продуктах выветривания, % [10]

Минерал	Грейзенизированные мраморы	Продукты выветривания	
		флюорит-мусковитовые	гидромусковитовые
Берилл	83	85	87
Кальцит (карбонаты)	10	—	—
Флюорит	1	1	—
Мусковит	5	3	3
Глинистые	—	9	8

В коренных породах массива развиты штокверки бадделитоносных жил, при разрушении которых бадделит освобождается и концентрируется в эоценовой коре выветривания.

Глубокое выветривание характерно для всего региона, местами часть месторождений маскируется элювиальными россыпями магнетита мощностью до 2 м. На щелочных породах кора выветривания имеет глубину 150 м. На отдельных участках протяженность вытянутых минерализованных линзовидных зон достигает длины нескольких сотен метров. Представлена кора глинистыми продуктами выветривания. Полевые шпаты почти полностью разложились и перешли в каолинит, в зоне выветривания образовались гиббсит и лимонит. Магнетит окислился до гематита, образующего на поверхности элювиальные развалы. Главные минералы циркониевых месторождений Посус-ди-Калдас — бадделит и циркон; смесь этих минералов образует цирконийсодержащую руду — калдасит, очень твердое плотное тяжелое вещество, слагающее цирконийсодержащие жилы. С цирконием в калдасите ассоциируются уран, торий и редкие земли. Первичные циркониевые минералы — ловенит, эвдиалит, розенбушит, джианнетит, катаплеит, циркон и другие минералы, встречающиеся в щелочных породах.

По типу оруденения и запасам бадделита, которые оцениваются приблизительно в 2 млн. т, месторождение Посус-ди-Калдас уникальное. Это единственное месторождение за рубежом, где бадделит разрабатывается как высококачественная руда на цирконий. Кроме того здесь имеются крупные запасы циркона, минералов тория и редких земель.

Латеритные бокситы, формирующиеся на щелочных породах, обычно обогащены цирконием. Концентрируется цирконий главным образом в цирконе — широко распространенном акцессорном минерале бокситов. При разделении боксита одного из месторождений на легкую и тяжелую фракции концентрация циркония в тяжелой фракции (циркон и другие тяжелые минералы) превысила 10 %, а в легкой — составила 0,001 %.

Выделяются следующие бокситоносные районы и месторождения бокситов с повышенными содержаниями циркония [6]:

Регион	ZrO <sub>2</sub> , г/т	Регион	ZrO <sub>2</sub> , г/т
Тиман (СССР)	600	Индия	500–700
ВНР	1000–1500	Арканзас (США)	1300
СФРЮ	1000–1600	Посус-ди-Калдас (Бразилия)	3000
Турция	1000–1200	Гайана	600

Следует учитывать, что при обогащении бокситов и разделении их на алюминатный раствор и красные шламы в процессе технологического передела происходит естественное обогащение концентратов примерно в два раза.

**Редкие земли.** Промышленные концентрации редкоземельных элементов обычно связаны с рудными скоплениями монацита, ксенотима, фторкарбонатов и фосфатов редких земель и пирохлора. Месторождения, как правило, комплексные (Nb, Ti, P и др.). Состав обогащенной редкими землями коры выветривания определяется соотношением и содержанием первичных и новообразованных минералов, количеством редких земель, фиксируемых в гидроксидах железа и марганца, а также глинистыми минералами. Типы месторождений редких земель достаточно разнообразны и представлены как элювиальными россыпями, так и остаточными месторождениями.

Элювиальные россыпи. Коры выветривания с монацитом, ксенотимом, эвксенитом известны в шт. Айдахо (США), где гряды Скалистых гор прорезаны глубокими долинами, между которыми сохранилось холмистое нагорье с относительной высотой 600 м — древняя пенепленизированная поверхность батолита Айдахо. Батолит сложен преимущественно монцонитами, кварцевыми монцонитами и реже диоритами, в которых отмечаются повышенные концентрации акцессорных минералов: магнетита, ильменита, граната, апатита, циркона и монацита. На отдельных участках породы батолита содержат эвксенит, колумбит, шпинель, апатит и торит. В доплейстоценовое время поверхность коренных пород была покрыта мощной корой выветривания, которая сохранилась в настоящее время лишь в виде фрагментов. Поскольку возраст самого батолита Айдахо меловой, то время корообразования на гранитоидах вероятнее всего эоценовое. Элювиальные россыпи представлены монацитовыми и эвксенитовыми типами. Максимальные (150–350 г/м<sup>3</sup>) концентрации монацита отмечены в гранит-порфирах. Совместно с монацитом встречаются магнетит, ильменит, гранат, апатит, циркон. Эвксенитовые месторождения Бэр-Велли на площади 15 км<sup>2</sup> приурочены к кварцевым диоритам и пегматитам. Распределение эвксенита в гранитоидах неравномерное. В глубокой проработанной коре выветривания его содержание изменяется от следов до 30 г/м<sup>3</sup>. Ассоциация тяжелых минералов в таких россыпях включает монацит, магнетит, циркон, апатит, колумбит, торит.

В тектонически ослабленных зонах субмеридионального направления вблизи субщелочных и нормальных пегматоидных гранитных интрузий гнейсы обычно интенсивно мигматизированы и характеризуются резко повышенной гамма-активностью торонов типа. На таких участках в коре выветривания и наблюдаются повышенные концентрации монацита, циркона и иногда ксенотима. Мощность коры выветривания гнейсов обычно не превышает 10–15 м, увеличиваясь в карманообразных углублениях и зонах разломов до 25 м. Глинистые минералы коры выветривания, образованной на мигматитах с повышенной щелочностью, представлены гидрослюдами с примесью бейделлита, а на мигматитах нормального состава — гидрослюдами с примесью каолинита. Для каждого типа коры выветривания характерны определенные минеральные ассоциации. Если основными минералами для первого типа являются циркон, монацит и ильменит, то для второго — монацит, циркон и ксенотим.

Остаточные месторождения. Кора выветривания на карбонати-

тах с редкими землями и ниобием изучена на одном из массивов карбонатитовых месторождений Кении, расположенных у юго-западной границы с Танзанией.

Крупнейшее месторождение — Мрима — представляет собой шток монокристаллических карбонатитов, прорывающий докембрийские гнейсы и верхнепалеозойские аргиллиты. Карбонатиты в основном выполнены кальцитовыми крупно- и среднезернистыми лейкократовыми породами с равномерно распределенной вкрапленностью флогопита, апатита, магнетита и пирохлора. Участками встречаются доломитовые карбонатиты с пирохлором, биотитовые и агломератовые карбонатиты, тела анкерит-баритовых пород с флоренситом и зоны брекчирования. Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в коренных пирохлоровых рудах составляет 0,7 %.

На карбонатитах развита кора выветривания мощностью до 150 м. Верхняя подзона коры имеет охристо-каолиновый состав и мощность около 10 м. Элювиальные породы массива обогащены фосфором, ниобием, редкими землями, стронцием, барием. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в коре превышает 20 %, Sr 5 %, TR 3,1 % и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1,25 %. Пирохлор встречается только в железисто-магнезиальных породах, он очень тонкозернистый и обладает низкой плотностью, значительная часть его превращена в порошковую массу. Редкоземельная минерализация представлена концентрациями вторичного (землистого) монацита с большим количеством гипергенных фтор-карбонатов редких земель.

Кора выветривания на массиве ультраосновных щелочных пород в одном из районов Сибири изучена на площади около 5 км<sup>2</sup>. В западной части массива залегают метасоматиты амфибол-полевошпатового состава. В полевошпат-карбонатных породах протягивается штокверковая зона флюорит-карбонатных жил, сложенная прожилками анкерита с полевым шпатом, сидеритом, кальцитом, полиметаллами, апатитом, баритом, гематитом и редкоземельными фторкарбонатами. Сидерит с сульфидами иногда слагает жилы большой мощности.

Редкоземельные фторкарбонаты присутствуют в карбонатитах и полевошпат-карбонатных породах в форме паризита, бастнезита и синхизита, обычно совместно с флюоритом, образуя зерна неправильной формы, часто волокнистые агрегаты, реже таблитчатые кристаллы желтого или бурого цвета. Редкоземельные фосфаты широко распространены в карбонатитах и полевошпат-карбонатных породах (рабдофанит, черчит, смирновит, монацит, ксенотим, редкоземельные водные фосфаты алюминия и трехвалентного железа). Титано-тантало-ниобаты (лопарит, ильменорутит, пирохлор и др.) в основном развиты в ийолит-мельтейгитах, полевошпат-карбонатных породах и карбонатитах. В апатит-биотит-пироксен-роговообманковых породах и в ийолит-уртитях ниобиевое оруденение связано с металопаритом и лопаритом, распределенными в них крайне неравномерно — от редкой вкрапленности до 106 кг/т.

На всех породах массива развита ферригаллуазит-галлуазитовая кора выветривания, несущая редкометалльное оруденение, но практический интерес представляет зона штокверка, тяготеющая к восточной части рудного поля. Мощность элювия в этой зоне до 40 м. Образование коры

выветривания на щелочном массиве и вмещающих породах происходило в позднем триасе (галечники палеогена и верхнего мела сымской свиты с размывом залегают на продуктах выветривания массива).

Практическое значение на месторождении имеют не коренные руды, а минерализованные продукты коры выветривания. Содержание редких земель в них выше, чем в первичных рудах, хотя значительная часть металлов при разрушении гидротермальных редкоземельных минералов выносятся. Еще более значительно в коре выветривания возрастает концентрация ниобия, циркония, фосфора, тория и особенно железа. Руда представляет собой сложную смесь гидроксидов железа (27–30 % и более), галлуазита, монтнориллонита, каолинита, гидрослюд и других глинистых минералов; флюорита в руде 8 %. В меньшей степени редкие земли связаны с минералами, унаследованными от первичных руд, такими, как паризитбастнезит, лопарит, монацит, перовскит, ксенотим. Новообразованные бастнезит и рабдофанит присутствуют примерно в равных количествах; меньшее значение имеют лантанит, черчит, церианит и др. Кроме того, около 20 % общего количества редких земель сорбировано породообразующими минералами и при переработке руд эти элементы практически полностью теряются.

**Ванадий.** Остаточные месторождения. Ванадиевые минералы концентрируются в элювии, развивающемся во впадинах и полостях карбонатных пород, где они встречаются в виде гнездообразных скоплений или служат цементирующим материалом в брекчированных зонах. Содержание пентаоксид ванадия на месторождениях данного типа составляет 3,5 %, преобладают руды с содержанием 1 %.

Элювиальные глины с ванадием на кристаллических сланцах известны на месторождении Уилсон-Спрингс (США), где среднее содержание ванадия составляет 0,6 %. Каолиниты приурочены к контакту нефелиновых сиенитов щелочного комплекса Магнет-Ков и сланцев древних метаморфических толщ гор Уичита. Месторождение Уилсон-Спрингс является единственным в мире, эксплуатируемым только на ванадий. Запасы ванадия на этом месторождении, по данным Л.Ф. Борисенко, оцениваются почти в 30 тыс. т при ежегодной добыче 2,5 тыс. т. Промышленное значение имеют многие месторождения латеритных бокситов, из которых ванадий извлекается в процессе технологического передела.

**Зоны окисления.** По данным Л.Ф. Борисенко, ванадиеносные зоны окисления полиметаллических месторождений широко распространены в Африке, Аргентине, Мексике, США, Австралии. Это небольшие по масштабам месторождения, в которых ванадий концентрируется (до 5,6 %) только в окисленных рудах [14].

Наиболее крупные месторождения этого типа находятся в Африке: Берг-Аукас, Цумеб и Абенаб в Намибии, Брокен-Хилл в Замбии. Рудные тела имеют трубообразную форму, верхняя часть их сложена окисленными рудами, содержащими церуссит, смитсонит, малахит, азурит, англезит, минералы ванадия (деклуазит, купродеклуазит и ванадинит). Глубина, на которую распространяется зона окисленных руд, достигает нескольких сотен метров. Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадини-

товые руды африканских месторождений в среднем содержат 1–1,8 % ванадия.

**Висмут.** При формировании элювиальных месторождений висмута рудные минералы (бисмутит  $\text{Bi}_2\text{O}_3$ , бисмит  $\text{Bi}_2\text{O}_3$ , самородный висмут) накапливаются в коре выветривания и содержание висмута здесь по сравнению с первичными рудами возрастает. Самородный висмут в коре выветривания неустойчив и концентрируется лишь в подзоне дресвы. Зерна этого минерала с поверхности обычно покрыты рубашкой вторичных минералов (бисмутита, бисмита и др.). Местами его концентрация достигает значительных размеров. Так, в элювиальных россыпях Тасмании (Австралия) были встречены самородки массой до 25 кг. Месторождения висмута чаще всего комплексные, наряду с вторичными висмутовыми минералами в них обычно присутствуют промышленные скопления касситерита, золота, вольфрамита и других минералов.

**Элювиальные россыпи.** Висмuto-оловянные элювиальные россыпи широко распространены в Боливии, где более тридцати лет назад основным мировым поставщиком висмута было месторождение Тасна. Вблизи контакта даек кварцевых диоритов с кварц-турмалиновыми роговиками в районе месторождения залегают касситерит-вольфрамитовые жилы, а к востоку от них, на высоте 4000 м на склоне горы Тасна прослеживаются пять параллельно расположенных жил с богатыми рудами висмута. Длина этих жил по простиранию достигает 600 м, при мощности до 2 м. Жилы сложены кварцем (10 %) и сульфидами (90 %) – висмутином, станным, халькопиритом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, джемсонитом, а также вольфрамитом и самородным висмутом. Первичные руды содержат до 8 % висмута. До глубины 60 м руды окислены и висмутин замещен бисмутитом. Богатые элювиальные вольфрам-олово-висмутовые россыпи известны также на склонах горы Хорлоок.

**Зоны окисления.** По данным М.С. Сахаровой и Г.И. Ратниковой, на большинстве висмутовых и висмутосодержащих месторождений развита зона окисленных руд, обычно достигающая глубины нескольких десятков метров. Одно из таких месторождений располагается в карбонатной толще верхнего девона – нижнего карбона и контролируется крупными разломами северо-западного простирания. Рудные тела представлены секущими и пластовыми жилами и метасоматическими залежами. Комплексные мышьяково-висмутовые руды обычно существенно окислены и в приповерхностной зоне полностью замещены вторичными минералами. Глубина зоны окисления на месторождении составляет 50–60 м. Кварц-висмутовые жилы окислены менее интенсивно и наряду со вторичными висмутовыми минералами в них сохраняются первичные висмутовые минералы, замещенные вторичными образованиями лишь с поверхности. Глубина зоны окисления в этом типе руд 20–30 м. Вторичные минералы висмута представлены бисмитом и гидрокарбонатом висмута, содержащим свинец.

**Скандий.** Геохимическая близость скандия к алюминию приводит его к некоторой концентрации в бокситах, где содержания хотя и невелики

(до 100 г/т), но при переработке бокситов они увеличиваются примерно в два раза в алюминатных растворах.

**Литий.** Важной геохимической особенностью лития является то обстоятельство, что почти все его эндогенные минералы легко изменяются в гипергенных условиях. Так как большинство солей лития легко растворимы в окислительной обстановке, то литий, выносимый водами, рассеивается. Некоторая концентрация его вследствие адсорбции наблюдается в глинах, особенно магнезиальных-монтмориллонитах (гекторит) и керолитах, почвах (гумусовые горизонты) и в марганцевых оксидах типа псиломелана (литифорит).

Тем не менее в дресвяно-щебенистой подзоне коры выветривания редкометалльных пегматитов сподумен еще сохраняется и может извлекаться при обработке месторождений. Практически, на всех пегматитовых месторождениях, отработке которых начиналась с продуктов коры выветривания, сподумен добывался как один из главных рудных минералов.

В корах выветривания, развитых на ультращелочных породах, концентрации лития могут достигать промышленных значений. Так, на одном из месторождений исходные породы коры выветривания щелочного массива представлены в основном нефелиновыми сиенитами и полевошпат-карбонатными породами, среди которых выделяются карбонат-сидерит-флюоритовые рудные зоны с полиметаллами, фтор-карбонатами редких земель и другими редкометалльными минералами. В субстрате содержание лития, связанное в основном с полилитинитом, изменяется от сотых до первых десятков процентов. В коре выветривания галлуазитового состава содержания лития и других редких элементов повышаются.

#### Рассеянные элементы

Низкое содержание рассеянных элементов в горных породах и рудах, малочисленность собственных рудных скоплений и концентрация их в минералах других месторождений, определили попутную добычу рассеянных элементов при переработке руд комплексных месторождений.

**Германий.** Повышенные концентрации германия связаны с богатыми железными рудами — корой выветривания железистых кварцитов. Они наследуют текстуру и минеральный состав последних и представляют собой слабомагнитные, мелко- и тонкозернистые породы, сложенные мартитом, магнетитом (редко), железной слюдой, карбонатом (сидерит и кальцит), тонкочешуйчатым гематитом и гидрогематитом, гидрогётитом и остаточным хлоритом типа шамозита. Повышенные содержания германия составляют в среднем: в богатых рудах 6,5 г/т, в железистых кварцитах 4,1 г/т.

Установлено, что основным концентратором германия является мартитизированный магнетит, из богатых руд которого извлекается до 87 % германия от общего его содержания. Примером месторождений германия в зоне окисления полиметаллических месторождений является комп-

лексное медно-свинцово-цинковое месторождение Тсумеба в Намибии (ЮАР) — одно из крупнейших по добыче Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, V, Ge. Германий на месторождении присутствует в виде минералов — германита, реньерита и штоттита, а также в рассеянном виде. Месторождение Тсумеба представляет собой трубообразное метасоматическое тело, залегающее в основном в доломитах. Максимальный размер площади поперечного сечения рудного тела составляет 14000 м<sup>2</sup> (на глубине 728 м). В зоне окисления широко развиты малахит, азурит, церуссит, англезит, смитсонит, оливинит, миметизит и др. В подзоне вторичного сульфидного обогащения преобладает халькозин.

Зона почти сплошных окисленных руд на месторождении прослеживается до глубины 280 м. На глубине 880 м отмечено начало еще одной зоны окисленных руд, которая прослеживается до 1000 м. Появление окисленных руд на такой глубине обусловлено наличием зоны дробления и сматия.

**Галлий.** Благодаря изоморфизму с железом и алюминием галлий содержится в рудах в повышенных количествах, представляющих практический интерес. Прежде всего это относится к бокситам, технология извлечения галлия из которых разработана и внедрена в производство. При обогащении бокситов галлий концентрируется в алюминатных растворах и практически полностью извлекается независимо от его первичных содержаний. Ниже приведены максимальные содержания галлия в латеритных бокситах.

Регион	Ga, г/т	Регион	Ga, г/т
Гвинея (Африка)	320	Гайана	120
Арканзас (США)	1300	ВНР	160
Индия	140–350	Европейская часть СССР	90
Посус-ди-Калдас (Бразилия)	1540	Сибирь	70

**Селен.** Среди месторождений коры выветривания практическое значение, прежде всего имеют железные шляпы сульфидных месторождений. При окислении сульфидных месторождений селен в окислительной среде переходит в раствор, а при изменении окислительно-восстановительного потенциала легко восстанавливается и выпадает из растворов в виде элементарного селена и различных железистых соединений. В подзоне выщелачивания происходит накопление селена (в восстановительной среде он не дает растворимых соединений и сохраняется на месте). Активно обогащаются селеном ярозиты и гипергенная сера, частично он сорбируется гидроксидами железа и глинистыми минералами. Подобные концентрации селена характерны для многих месторождений различных регионов земного шара.



## ТИТАН

Горнодобывающей промышленностью разрабатываются, в основном, эндогенные месторождения титана, а также прибрежно-морские и аллювиальные россыпи, промытые и обогащенные пески которых по технологическим свойствам более благоприятны для обогащения. Ильменитосносные коры выветривания начали вовлекаться в эксплуатацию лишь в последние годы.

В коре выветривания содержание ильменита бывает достаточно высоким (несколько сотен килограммов на кубический метр), а ильменит элювиальных месторождений более качественное сырье для производства пигмента, чем ильменит аллювиальных россыпей. Как правило, элювиальные месторождения титана-комплексные. Кроме ильменита и рутила промышленную ценность в них могут иметь апатит, редкометалльные минералы, каолинит и щебень хвостов технологического передела [6].

Элювиальные россыпи. Наиболее крупные элювиальные россыпи ильменита приурочены к породам габбро-анортозитовой формации. Тесно ассоциирующиеся в массивах анортозиты и габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро-моноциты и габбро-перидотиты имеют как постепенные переходы, так и четкие контакты. Коренные титановые руды представлены меланократовыми дифференциатами габброидов с повышенным содержанием ильменита и апатита. Ильменит коренных руд неизменен и содержит 49–52 %  $TiO_2$ .

С корами выветривания связаны значительные запасы высококачественного ильменита, пригодного для производства титановых белил серноокислым способом. Обычно мощность сохранившейся от размыва до среднеюрской каолиновой коры составляет 5–20 м, но местами она достигает 150 м. Кора выветривания сохранилась под разновозрастными осадочными отложениями, начиная со среднеюрских. В полных ее разрезах устанавливается зональное строение. Обычно в вертикальном профиле коры выветривания выделяются три зоны (подзоны): дресвяно-щебенистая, гидрослюдистая, каолиновая. В нижних подзонах ильменит слабо изменен (48–52 %  $TiO_2$ , степень изменения до 20 %), в верхних горизонтах — значительно сильнее (52–54 %  $TiO_2$ , степень изменения до 45 %). Рutil-ильменитовые россыпи известны в Австралии в районе Роузленд. Элювиальные сапролитовые месторождения титана начали разрабатываться в Австралии (в районе р. Пайни) в 1930 г. Титановые месторождения ассоциируются с анортозитовой интрузией северо-западного простирания протяженностью около 15 км (при ширине 4 км). Дайки нельсонита (apatит-ильменитовые породы) залегают преимущественно в краевых контактовых частях интрузива и являются основным источником титановых минералов. Наиболее богатые участки коры выветривания располагаются в юго- и северо-восточной частях контактовой зоны анортозитового интрузива. Апатит в нельсонитах представлен фторапатитом и содержит высокие концентрации редких земель цериевой группы.

Среди титаносносных кор выветривания Тургайского прогиба известна ильменит-рутил-черчитовая элювиальная россыпь, связанная с раннемезо-

зойской корой выветривания метаморфических пород верхнего протерозоя, представленных в основном гнейсами, амфиболитами, сланцами, прорванных маломощными дайками порфириров [14].

Ильменит, кулсонит и рутил хорошо сохранились в отдельных зонах коры выветривания амфиболитов, ильменит по периферии зерен лейкоксенизируется. Максимальные концентрации титановых минералов наблюдаются в нижней части подзоны пестрых каолинов с глубины 8–9 м. Выделяются руды двух типов: кулсонит-ильменитовые (существенно ильменитовые) и лейкоксен-рутиловые (рутиловые).

Ильменитовые элювиальные россыпи связаны с габброидными интрузиями и прорывают докембрийские метаморфические породы. Ильменит в габброидах и амфиболитах распределяется неравномерно и концентрируется в них в виде шлировых гнезд или узких полос, тяготеющих к инъекциям гранитов или контактам пород более кислого состава. Профиль коры выветривания на габброидах гидрохлорит-галлуазитовый или галлуазит-каолиновый. В настоящее время сохранились 2–3 нижние подзоны вертикального профиля коры.

Титан-редкоземельные россыпи приурочены к позднедевонской коре выветривания, образованной на ильменитосносных слюдисто-карбонатных породах, залегающих в толще железистых кварцитов в виде согласных и (реже) секущих дайкообразных тел мощностью до 10 м. Дайки сложены зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми доломитовыми, доломит-кальцитовыми, кальцитовыми и анкеритовыми породами. Среднее содержание диоксида титана в слюдисто-карбонатных породах составляет 4,27 %; от 60 до 82,16 % его связано с ильменитом, до 27,3 % — с рутилом и только 9–17 % — с силикатными минералами. Содержание диоксида титана в коре выветривания увеличивается до 11,9 % вследствие уменьшения объемной массы породы и выноса кремнезема, щелочей и щелочных земель.

Остаточные месторождения. Высокие концентрации титана в бокситах отмечаются в тех случаях, когда они развиваются по габброидам, щелочным и ультращелочным породам. На одном из месторождений содержание  $TiO_2$  составляет в среднем 170 кг/м<sup>3</sup>. Кора выветривания в районе месторождения образована на щелочных траппах, ультращелочных породах и карбонатитах, обогащенных титаном и редкими элементами. Титановые минералы представлены дельтеритом (8,9 %, рутилом (0,1 %), брукитом и ильменорутилом. В процессе обогащения бокситов содержание  $TiO_2$  в красных шламах увеличивается до 350 кг/м<sup>3</sup>. При изучении элювиальных бокситов различных месторождений установлено, что ильменит в бокситах не сохраняется, а вся  $TiO_2$  концентрируется в рутиле, анатазе, лейкоксене и их гелеобразных модификациях.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран и торий.** Элювиальные месторождения урана и тория образуются при выветривании гранитоидов, щелочных пород, карбонатитов и ураносных черных сланцев. В процессе формирования коры выветривания

этих пород с повышенным, хотя и непромышленным содержанием тория, вследствие его слабой миграционной способности происходит обогащение им остаточных пород, и в коре выветривания концентрируется этот металл, в количестве которое может иметь промышленное значение.

Элювиальные россыпи. Торит-цирконовые россыпи с ураном приурочены к нижним и средним подзонам профиля выветривания гранитоидов, залегающим выше подзоны дресвы. В россыпях концентрируются монацит, торит, ксенотим, циркон (малакон, циртолит), самарскит, эвксенит, уранинит, урановый пирохлор (микролит) и другие россыпеобразующие минералы. Чаще всего повышенные содержания урана (до  $10^{-1}$  %) и тория (до 1 %) в коре выветривания объясняются скоплением монацита, циркона и эвксенита.

Остаточные месторождения. На всех типах черносланцевых ураноносных пород в профиле выветривания развиваются три подзоны: 1) дресвяно-щебенистая; 2) гидрослюдистая; 3) каолининовая или охристая. Максимальное содержание урана в корях выветривания филлитов характерно для верхней подзоны, но концентрации его распределяются здесь неравномерно (от  $n \cdot 10^{-3}$  до 0,2 %), образуя ванадаты, ассоциирующиеся с гидроксидами железа. В гидрослюдистой подзоне содержание урана может снижаться до кларка осадочных пород, тогда как в дресвяно-щебенистой подзоне на сингенетические концентрации урана накладываются вторичные, вынесенные из гидрослюдистой подзоны.

В коре выветривания Th малоподвижен и в некоторых месторождениях заметно накапливается, уран же окисляется до  $U^{+6}$  и активно мигрирует. В результате, содержание тория в бокситах обычно выше, чем в исходных породах, а урана чаще всего ниже. Возрастные содержания урана возможно лишь в нижних горизонтах профиля выветривания, т. е. там, где существует восстановительная обстановка. Минералы тория (монацит, торит, торийсодержащий апатит) в верхних горизонтах коры выветривания неустойчивы и торий концентрируется в псевдоморфозах по материнским минералам, но в основном сорбируется оксидами железа. Максимальные концентрации  $ThO_2$  установлены в бокситах Гвинеи (150–200 г/т), на месторождении Арканзас в США (150 г/т); в бокситах Суринама (150 г/т). Повышенные концентрации урана известны только в бокситах Гвинеи, где они достигают 40 г/т  $UO_2$ .

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Платина.** Элювиальные россыпи. Большинство элювиальных россыпей металлов платиновой группы образуются при выветривании сравнительно бедных, но значительных по площади массивов ультраосновных пород, вытянутых в виде поясов вдоль глубинных разломов. Собственно платиновые россыпи связаны с дунит-верлит-клинопироксеновыми массивами. В комплексных россыпях самородная платина и осмистый иридий встречаются вместе с самородным золотом в коре выветривания, развитой на породах дунит-гарцбургитовой формации. Промышленное значение имеют также элювиальные россыпи в коре выветривания дунитов, где

платиновые металлы концентрируются в шлирах хромистого железняка. Платиносодержащий элювий дунитов представлен глинистыми продуктами, залегающими на плоских водораздельных поверхностях и отложениях склонах гор. Платина, как правило, ассоциируется с хромитом.

Платиновые россыпи в Сьерра-Леоне расположены на Атлантическом побережье и протягиваются полосой в юго-восточном направлении почти на 40 км при ширине до 2,2 км. Эндогенное оруденение представлено пластообразными телами стратифицированных ультраосновных и основных пород. Элювиальные россыпи сформировались на двух телах триасовых анортозитов и анортозитовых габбро. Платина связана в основном с титаномагнетитом, кроме того, она отмечается в сростках с ильменитом и, в меньшей степени — с сульфидами меди. Металлы платиновой группы представлены собственно платиной (93 %), иридием (1 %), иридием и осмием (3 %), рутением (1,3 %), палладием (1,7 %). В элювии платиновые металлы распределены равномерно со средним содержанием 10 мг/т (5–50 мг/т). Промышленное значение в россыпях имеет также золото. Зерна платины довольно крупные, а масса самородков достигает 15 г.

**Зоны окисления.** Месторождения этого типа представлены мелкими и редко встречающимися платиноносными зонами окисления медно-никелевых сульфидных руд норильского и мончегорского типов. В зоне окисления платино-палладиевые элементы находятся в минеральной и рассеянной формах.

**Золото.** Элювиальные россыпи. Элювиальные россыпи золота формируются преимущественно на различных оруденелых породах — в приконтактных зонах диоритов и гранодиоритов, на зеленокаменных породах, углистых и кварц-серицитовых сланцах, на скарнах, лиственитах и березитах. Россыпи образуются за счет как богатых, так и бедных месторождений. Обычно разработка этих россыпей являлась предвестником открытия и разработки коренных, иногда крупных месторождений.

Элювиальные россыпи, возникшие в результате выветривания убогоминерализованных пород (лиственитов, углистых и кварц-серицитовых сланцев и др.), характеризуются повышенными содержаниями золота только в верхних, наиболее выветрелых горизонтах (обычно нижние части каолининовой и гидрослюдистой зон). С глубиной, при снижении степени выветривания пород и концентрации освобожденного золота, россыпи становятся нерентабельными.

Остаточные месторождения. Золотоносные глинисто-серицит-углистые сланцы, залегающие обычно в грабенах, представляют собой гидротермально измененные породы. Ширина сланцевой толщи составляет первые десятки километров. Золотое оруденение приурочено к штокверкам, зонам милонит-брекчий, лиственитам (по серпентинитам), березитам (по дайкам среднего и кислого состава) и кварцевым жилам. Золотой минерализации подвергались приконтактные сланцы, которые в виде полосы шириной в несколько десятков метров следуют параллельно простиранию регионального разлома. В поздне триасовое время по сланцам развилась кора выветривания мощностью до 60 м (средняя 20–30 м). В результате выветривания по сланцам сформировалась линейная золо-

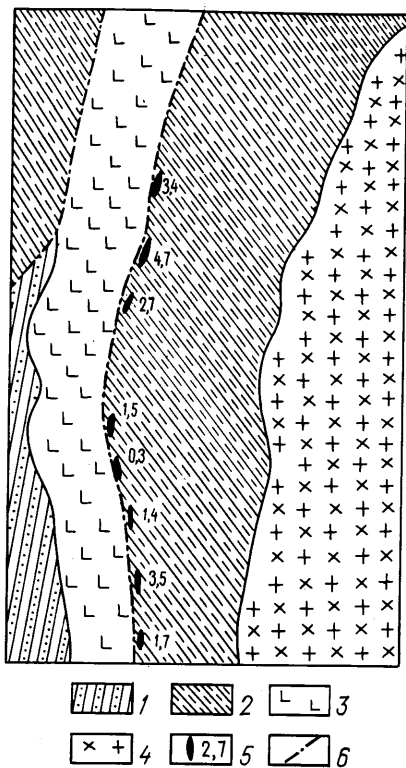


Рис. 4. Схема геологического строения площади с участками развития золотоносных кор выветривания:

1 — песчано-сланцевые отложения верхнего девона; 2 — кварц-глинисто-серицитовые, углисто-глинистые и глинистые сланцы (предположительно  $PR_3-PZ_1$ ); 3 — серпентиниты; 4 — граниты и гранодиориты; 5 — участки развития золотоносных кор выветривания (цифрами показано среднее содержание золота в г/т); 6 — тектонические разломы

и Гвиане. Повышенные содержания золота установлены в основании латеритных покровов Ганы, на Мадагаскаре, в бокситах Индии.

Золотоносные зоны окисления сульфидных месторождений представлены железными шляпами, развивающимися в верхних частях зон окисления кварц-сульфидных и существенно сульфидных месторождений, причем главное промышленное значение имеют последние. Окисление рудных тел происходит одновременно с формированием коры выветривания в районе месторождения, но в связи с большей интенсивностью

тоносная кора выветривания (рис. 4).

Зоны окисления. Оригинальный тип экзогенных месторождений золота — окисленные золотоносные метасоматиты в известняках. По данным И.С. Рожкова, золотоносные калишпатовые и кварц-калишпатовые метасоматиты с небольшим количеством вкрапленных сульфидов, образующие пластовые залежи на границе нижнекембрийских известняков с юрскими отложениями, приурочены к зоне крутопадающих разломов, фиксируемых дайками керсантитов. В процессе позднегеретичного корообразования в этом районе широко развивался карст, часто непосредственно под залежами золотоносных метасоматитов, обрушенных в карстовых полостях. Промышленной рудой этих месторождений являются образования, выполняющие карстовые полости, представленные золотоносным рыхлым песчано-глинистым материалом, обломками и глыбами метасоматитов. В отложениях коры выветривания мелкое золото большей частью находится в свободном виде, более крупные зерна встречаются редко.

Представляет интерес золотоносность зон окисления железистых кварцитов, мощность которых достигает нескольких сотен метров. Месторождения золота в латеритах известны в Австралии (Калгурли)

процесса окисления сульфидных руд по сравнению с силикатными породами, гипергенные преобразования в них часто распространяются на глубину, превышающую глубину развития площадных кор выветривания.

Несмотря на то, что в месторождениях типа железных шляп часто заключены большие запасы золота, они, как правило, не сопровождаются аллювиальными и делювиальными россыпями, за исключением отдельных случаев. Это объясняется тем, что основная масса эндогенного золота представлена тонкодисперсной легко мигрирующей разностью. При этом освобожденное золото концентрируется в нижних частях железной шляпы, в меньшей степени в подзонах сыпучек, и иногда в верхних частях подзоны цементации. Вследствие этого основные обогащенные золотом участки оказались защищенными от физического разрушения очень плотными и часто мощными слабозолотоносными образованиями гидроксидов железа.

### МАЛЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Олово.** Оловоносные месторождения формации коры выветривания довольно разнообразны: они связаны с полями оловорудных и олово-вольфрамовых месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций, фациями метасоматически измененных щелочных гранитоидов, близкими им образованиями в зонах щелочного метасоматоза метаморфических толщ и консолидированных структур с наложенными процессами тектоно-магматической активизации, полями гранитных пегматитов натриево-литиевого типа, полями грейзенов по гранитам и вмещающим их породам.

Такие месторождения широко распространены на островах Индонезии, в Малайзии, Бирме, Таиланде, КНР, Сингапуре, Руанде, Заире, Нигерии, Уганде и Австралии. Эндогенные месторождения в этих регионах обычно небольшого размера при сравнительно высоком содержании касситерита и постоянно сопутствующего ему вольфрамита. Мощность элювиальных россыпей измеряется десятками метров. Наряду с касситеритом россыпи часто содержат в промышленных концентрациях вольфрамит, колумбит, монацит и ильменит. Среднее содержание касситерита в разрабатываемых россыпях составляет  $200-400 \text{ г/м}^3$ , нередко встречаются месторождения, в которых концентрация этого минерала достигает  $1200 \text{ г/м}^3$ .

Элювиальные россыпи. Богатые рудные тела (штокверки и сетчатые зоны с серией сближенных жил и прожилков) касситерит-кварцевой, особенно касситерит-сульфидной формаций, часто сопровождаются промышленными россыпями. Типичный пример таких россыпей — месторождение Пемали на о. Банка (Индонезия), где каолинистая кора выветривания мощностью до 60 м развита на штокверке касситерит-кварцевых и касситерит-полевошпатовых рудных жил и прожилков. Месторождение площадью около  $0,3 \text{ км}^2$  залегает в песчано-сланцевых породах экзоконтакта гранитного массива. Среднее содержание касситерита в коре выветривания  $0,8-1 \text{ кг/м}^3$ , но распределение его по разрезу неравномерное.

В СССР оловоносные элювиальные россыпи известны в Якутии, Приморье, Казахстане и на Украине. На Украинском кристаллическом щите оловоносные нижнемезозойские коры выветривания расположены на среднепротерозойских пержанских гранитах и щелочных сиенитах, среди которых широко развиты процессы метасоматоза (альбитизация, грейзенизация и др.). Перекрыты оловоносные "пески" палеогеновыми глауконитовыми песками и суглинками. Каолининовая кора выветривания имеет линейный характер, мощность ее составляет 5–10 м, реже достигает 25 м. В настоящее время элювий сохранился лишь в понижениях древнего рельефа. Содержание касситерита в коре выветривания 400–500 г/м<sup>3</sup>, колумбита – 50–80 г/м<sup>3</sup>.

Наибольшие скопления касситеритоносного элювия характерны для оруденений штокверкового типа. Касситерит в элювии, в зависимости от конкретных условий, может находиться в свободном состоянии и в сростках с другими минералами.

**Вольфрам.** Элювиальные россыпи. Элювиальные россыпи вольфрамита и реже шеелита распространены широко, но по масштабам обычно они невелики, и лишь немногие из них представляют промышленный интерес. Чаще всего россыпи формируются в головной части кварц-вольфрамитовых (шеелитовых) месторождений. К этому типу месторождений относятся некоторые ферберитовые россыпи Боливии, Заира, Малайзии и КНР. Такие же месторождения известны в Бирме, где на месторождениях Бвабин, Камбок, Хейнда развита кора выветривания мощностью до 30 м. Элювиальные месторождения с шеелитом установлены в штатах Невада и Калифорния (США).

Россыпи, образовавшиеся в результате выветривания коренных месторождений вольфрама, главным образом двух формаций – высокотемпературных кварц-вольфрамитовых жил и грейзенов и шеелитоносных скарнов, разрабатываются в СССР, КНР, Бирме и других странах.

**Ртуть.** Элювиальные россыпи. Крупные месторождения ртути в зоне гипергенеза не известны, но в некоторых особо благоприятных случаях элювиальные ртутные россыпи могут формироваться и иметь промышленное значение.

Г. Шнейдерхен указывает на наличие богатых россыпей киновари в Северной Америке вблизи крупного ртутного рудника на листовитовом месторождении Нью-Альмаден (шт. Калифорния), где гальки киновари достигают нескольких сантиметров в диаметре. Известны проявления киновари в оловянных россыпях шт. Сан-Луис-Потоси (Мексика). По данным В.П. Федорчука, уникальные ртутные месторождения известны в южной части КНР в пределах Юньнань-Гуйчжоуского плато, где киноварь в коре выветривания рудоносных известняков образует россыпи в карстовых полостях вместе с переотложенным материалом коры выветривания, мощность которой часто измеряется десятками метров.

**Сурьма.** Россыпные, в том числе и элювиальные месторождения сурьмы редки, что связано с неустойчивостью антимонита (главного сурьмяного минерала) в зоне выветривания. Немногочисленные проявления антимонита представляют собой элювиально-делювиальные россыпи (Бо-

ливия, Мексика) или аллювий, в котором среди обломочного материала наблюдаются рудные желваки (шт. Аляска, США; Мексика; шт. Квинсленд, Австралия). Собственно элювиальные месторождения сурьмы палеоген-неогенового возраста известны в южной части КНР, где они связаны с корой выветривания антимонит-джаспероидных залежей.

#### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь, свинец и цинк.** Общеизвестно, что первичные минералы свинца в зоне окисления неустойчивы, в то же время изменений в содержании металла в верхних частях месторождений не наблюдается. По-иному ведут себя цинк и медь, первичные минералы которых в зоне окисления также неустойчивы. В полиметаллических месторождениях, залегающих среди карбонатных пород, галенит под воздействием сульфатных растворов покрывается сначала корочкой англеизита, а затем, в условиях карбонатной среды – оболочкой труднорастворимого церуссита. В таком виде обломки галенита, занимающие центральные части минеральных желваков, иногда могут сохраняться в зонах окисления. В условиях интенсивной эрозии в сухом, а также субтропическом климате, обуславливающим относительно слабую активность поверхностных сульфатно-карбонатных вод, галенит, защищенный оболочкой англеизита и церуссита, накапливается в элювии, в котором при наличии в первичных рудах или вмещающих породах легкорастворимых минералов фосфата, мышьяка и молибдена, помимо галенита, в очень небольшом количестве концентрируются также пироморфит, миметезит и вульфенит.

Обобщенные данные по минералогии зон окисления полиметаллических месторождений приводит П.П. Пилипенко, который выделяет в первичных рудах кварц, барит, сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, анкерит, блеклые руды; в зоне вторичного сульфидного обогащения – халькозин, аргентин, самородное золото, серебро, медь, ковеллин, марказит, серу, реликты минералов первичных руд; в нижних горизонтах окисленных руд – ярозит, самородное золото, серебро, медь, куприт, кераргирит, халькантит, мелантерит, госларит, англеизит, кварц, каламин, каолинит, хризоколлу; в верхних горизонтах окисленных руд – лимонит, пиролюзит, опал и хальцедон, кераргирит, малахит, церуссит, азурит, смитсонит.

Разрез зоны окисления медного месторождения, по Н.И. Наконнику, представлен следующими подзонами (сверху вниз): 1) окисленных руд, средней мощностью 20 м (главные минералы: лимонит, малахит, азурит, хризоколла, куприт, самородная медь, халькозин); 2) выщелоченных руд, средней мощностью 30 м; 3) халькозиновых руд, средней мощностью 110 м; 4) вторичного обогащения (халькозин, ковеллин, борнит).

#### БОКСИТЫ

Остаточные бокситы образуются при выветривании алюмосиликатных пород: глинистых и углистых сланцев, аргиллитов, эффузивов основного состава, щелочных пород и др. По минеральному составу они преиму-

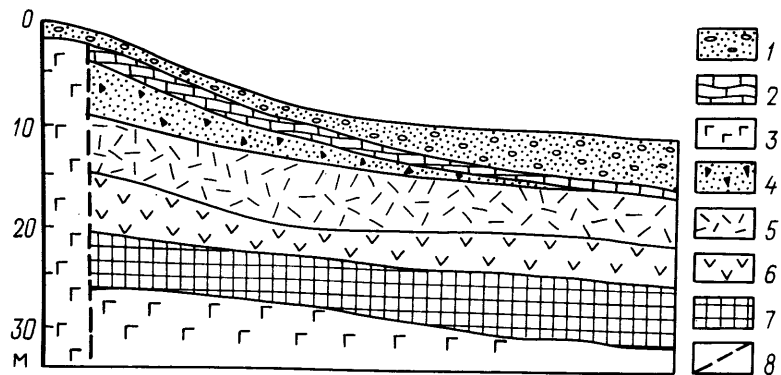


Рис. 5. Схематический разрез латеритной коры выветривания на Среднем Тимане: 1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатные породы ( $C_1$ ); 3 — базальты и их туфы ( $D_3$ ); подзоны: 4 — железистый панцирь (кираса); 5 — структурные бокситы; 6 — каолинитовая; 7 — гидрослюдистая; 8 — разлом

щественно бёмитовые и гиббситовые. Содержание в них  $Al_2O_3$  обычно составляет 45–60 %, кремнезема 1–6 %. Месторождения остаточных бокситов известны в Африке, Австралии, Америке, Индии. Остаточные бокситы на территории СССР формировались в широком временном интервале: верхнемеловые и олигоценные в Сибири, верхнетриасовые на Украине и в Средней Азии, верхнедевонские в районах КМА, Тимана (рис. 5), а также Тихвина и Онеги.

Белгородский бокситоносный район расположен в пределах КМА, где широко развиты мощные коры выветривания позднедевонского возраста, с которыми связаны месторождения и проявления элювиальных бокситов [8].

В геологическом строении района принимают участие два различных комплекса пород: сильнодислоцированные, залегающие субвертикально кристаллические образования докембрия и перекрывающая их полого падающая ( $3-5^\circ$ ) на юго-запад толща мезо-кайнозойских и палеозойских осадков.

По геологическому строению Белгородский район отличается некоторыми особенностями: 1) широким развитием залежей богатых железных руд; 2) проявлением в кристаллическом фундаменте интенсивного дизъюнктивного тектогенеза, связанного с заложением и последующим развитием Днепровско-Донецкой впадины; 3) погружением фундамента, начиная с визейского времени, что обусловило более глубокое залегание его кристаллических пород; 4) наличием в составе осадочной толщи мощных горизонтов глин юрского периода; 5) широким развитием латеритно-каолинитовой коры выветривания на поверхности кристаллического фундамента.

В формировании и распространении бокситовых залежей установлены следующие закономерности: 1) все известные рудопроявления бокситов

(КМА) связаны с верхнедевонской корой выветривания латеритного профиля на докембрийских образованиях; 2) бокситы расположены в коре выветривания филлитовидных сланцев (углисто-гидрослюдистых и углисто-гидрослюдисто-серицитовых с кварцем) курской серии; 3) бокситоносные филлитовидные сланцы окаймляют железистые кварциты в виде полосы шириной 100–1000 м и более, в силу чего все месторождения являются комплексными — железорудно-бокситовыми; 4) залежи бокситов обычно имеют лентообразную форму и приурочены к склонам грядообразных, невысоких (до 50 м) возвышенностей северо-западного простирания, образованных железистыми кварцитами (рудами), а также к возвышенностям, окружающим эти грядообразные поднятия; 5) наибольшая мощность бокситов установлена у борта залежей богатых железных руд; 6) отмечается вертикальная зональность латеритного профиля, связанная с наложенными инфильтрационными процессами, в результате чего в приповерхностных частях залежей бокситов залегают аллиты и ферриаллиты зоны дебокситизации. Бокситы подстилаются также аллитами и ферриаллитами (1–6 м), которые представляют собой промежуточную разность между собственно бокситовым орудением и окисленными выветрелыми до рыхлого состояния, исходными породами.

Главный критерий формирования элювиальных бокситов — залегание филлитовидных сланцев непосредственно в контакте с богатыми железными рудами. Вблизи этого контакта отмечается наибольшая мощность бокситов и наилучшее их качество. По мере удаления от контакта с железными рудами уменьшается мощность бокситов и снижается их качество. Скважины, вскрывающие сланцы на расстоянии более 500–600 м к западу и востоку от залежей руд, не обнаруживают бокситы, даже при наличии всхолмленного рельефа, зон разломов и благоприятного субстрата, а подсекают лишь каолинит-гидрослюдистую кору выветривания. Эта закономерность позволяет сделать вывод, что главный фактор формирования бокситов в Белгородском районе — активная химическая среда, создающаяся в зоне контактов богатых железных руд с выветривающимися сланцами. Кроме того, приходится констатировать, что так называемая площадная латеритная кора выветривания в районе отсутствует. Латериты распространены только на отдельных линейно-вытянутых участках, где были созданы благоприятные окислительные условия, способствовавшие образованию минералов свободного глинозема и железа. На всех остальных участках района развита гидрослюдисто-каолинитовая кора выветривания.

#### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ И НИКЕЛЬ

**Железо.** Среди железорудных месторождений формации коры выветривания выделяются три типа — россыпные, остаточные (бурожелезняковые и мартитовые руды) и зоны окисления (железные шляпы). Важное промышленное значение имеют лишь остаточные месторождения.

Остаточные месторождения образуются главным образом на гипербазитах, габбро, диабазах и базальтах, а также на железистых осадоч-

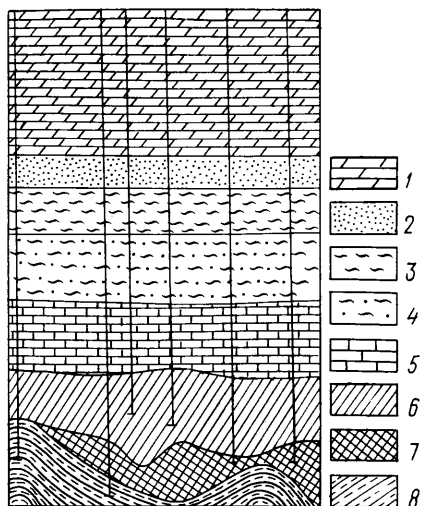


Рис. 6. Разрез залежи богатых железных руд:

1 — карбонатные породы ( $K_2$ ); 2 — пески ( $K_1$ ); 3 — глины ( $J_3$ ); 4 — песчано-глинистые отложения ( $J_2$ ); 5 — карбонатные породы ( $C_1$ ); 6 — богатые железные руды ( $D_3$ ); 7 — железистые кварциты ( $PR_1, K_2$ ); 8 — филлитовидные сланцы ( $PR_1, K_3$ )

1 км. Аналогичные месторождения известны в СРВ (Тхайнгуен), Алжире, Гвинее, Индонезии, в Новой Каледонии, на Кубе и Филиппинах. Содержание железа в рудах достигает 60 %.

Породы железисто-кремнистых (джеспелитовых) формаций в средне- и позднедевонские этапы корообразования подвергались интенсивному выветриванию с разложением щелочных и щелочноземельных силикатов, окислением (мартитизацией) магнетита, выщелачиванием кремнезема и образованием богатых железных руд. Такие руды формируют мощные и глубоко уходящие вниз по разрезу вертикального профиля залежи на некоторых месторождениях КМА (рис. 6).

Все известные в КМА богатые железные руды представлены двумя генетическими типами: остаточными и осадочными. Залежи богатых руд располагаются в верхних (головных) частях железистых кварцитов. Богатые руды, как правило, наследуют текстуру и минеральный состав железистых кварцитов и представляют собой тяжелые (объемная масса 3–3,8), слабомагнитные, мелко- и тонкозернистые породы, сложенные мартитом, магнетитом (редко), железной слюдкой, карбонатом (сидерит и кальцит), тонкочешуйчатыми гематитом и гидрогематитом, гидрогетитом и хлоритом типа шамозита. Контур залежей железных руд опреде-

ных и метаморфических породах. При выщелачивании силикатов и выносе из коры выветривания кремнезема, серы и щелочей на месте накапливаются гидроксиды и оксиды железа, алюминия, марганца, хрома, титана, кобальта, никеля и других компонентов. Устойчивые к выветриванию минералы (магнетит, хромшпинелиды, ильменит и др.), содержащиеся в материнских породах, концентрируются в коре выветривания, обогащая железные руды повышенными содержаниями хрома, титана, никеля, ванадия, кобальта.

Бурожелезняковые природно-легированные руды формируются при выветривании ультраосновных и основных пород и руд других формаций (сидеритовых, оолитовых и др.). К такому типу относится месторождение Бильбао в Испании, где лимонитовые и гематитовые рудные тела мощностью до 30 м образовались по первично сидеритовым и анкеритовым залежам длиной до 3 км и шириной до

1 км. Аналогичные месторождения известны в СРВ (Тхайнгуен), Алжире, Гвинее, Индонезии, в Новой Каледонии, на Кубе и Филиппинах. Содержание железа в рудах достигает 60 %.

Хром. Элювиальные россыпи. Элювиальные россыпи хромита широко распространены на о. Куба в провинции Камагуэй. На плоских холмах, вершины которых слагаются жилами хромитов, залегающих в серпентинитах, формируются плащеобразные тела делювиально-элювиальных отложений, представленных суглинками и латеритными глинами мощностью до 1,5 м. На коренных выходах хромитовых жил в смеси с обломками разрушенных серпентинитов концентрируется хромит.

В Советском Союзе элювиальные россыпи хромита, связанные с дунитами, и хромитоносная кора выветривания, развитая на месторождениях хромита, известны на Урале.

Остаточные месторождения. Наиболее крупные в мире промышленные концентрации хромитов приурочены к комплексу ультраосновных пород Большой Дайки в Зимбабве, которая прослеживается на протяжении 560 км.

Коренные породы Большой Дайки содержат до 3 % хромита, тогда как концентрация этого минерала в элювии и делювии составляет 3–35 %. Почвенный покров, обогащенный хромитом, имеет мощность в среднем 45 см. Величина зерен элювиально-делювиального хромита гораздо меньше (около 3 мм), чем у хромита, находящегося в коренном залегании. Это позволяет извлекать хромит из рыхлых пород методом флотации.

Никель и кобальт. Гипергенные месторождения силикатных никелевых и никель-кобальтовых руд в Советском Союзе распространены, главным образом, на Урале, известны они также в Казахстане и на Украине. Месторождения силикатных никелевых руд эксплуатируются также на Кубе, в Бразилии, Венесуэле, Индонезии, и в других странах экваториального пояса, а также в США, Греции, Албании.

Остаточные месторождения. Месторождения силикатных никель-кобальтовых руд связаны с корами выветривания, развитыми по серпентинитам. Никель содержится в основном в решетке оливина, причем наиболее богаты никелем его магнезиальные разновидности. Отношение Ni к Co в серпентинитах колеблется от 1:20 до 1:40. Гипергенные Ni-Co месторождения классифицируются по морфологическому типу их рудных залежей на: 1) плащеобразные или площадные; 2) линейно-вытянутые или трещинные и 3) контактово-карстовые.

Большой частью на месторождениях, занимающих большие площади, кора выветривания имеет сложные многообразные формы, в которых в зависимости от конкретной геологической обстановки сочетаются нес-

колько типов кор. Для месторождений, расположенных в центральных и краевых частях серпентинитовых массивов, обычны сочетания кор площадного и линейного типа. Особенность площадной коры — слабое развитие нонтронитовой зоны, а линейно-вытянутой, появление своеобразных придайковых выветрелых пород, сложенных гидрохлоритами, галлуазитами, нонтронит-марганцевыми образованиями и обохренными диоритами. Промышленное никелевое оруденение приурочено чаще всего к подзонам нонтронитов, повышенное содержание кобальта отмечается в подзоне охр.

**Марганец.** Марганцеворудные коры выветривания широко развиты во многих регионах; наиболее крупные концентрации богатых элювиальных марганцевых промышленных руд формируются на платформах и щитах, расположенных в экваториальной зоне (Индия, Гана, Габон, ЮАР, Бразилия, Австралия и др.).

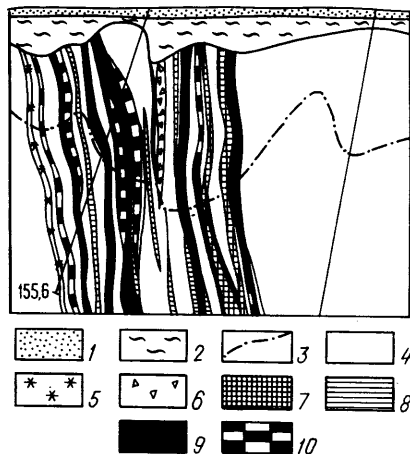


Рис. 7. Разрез марганцевой коры выветривания на месторождении железо-марганцевых руд:

1 — кварцевые золотые пески, супеси (Q); 2 — глины пестроокрашенные (MZ<sub>3</sub>); 3 — нижняя граница древней коры выветривания и зоны окисления марганцевых руд (MZ<sub>1</sub>); 4 — темно-серые глинисто-кремнисто-известняковые породы; 5 — красно- и сероцветные порфириды; 6 — железные руды с содержанием железа 20–30 %; 7 — оруденелые породы с содержанием железа до 20 %; 8 — богатые марганцевые руды с содержанием марганца более 12 %; 9 — бедные марганцевые руды с содержанием Mn 5–12 %, Fe < 20 %

Небольшие месторождения марганца формации коры выветривания известны и в Советском Союзе. Но однако доля разведанных запасов окисленных марганцевых руд, по данным В.П. Рахманова, составляет всего лишь около 2 % от суммы всех учтенных запасов. Марганцеворудные коры выветривания в СССР расположены на разновозрастных марганцевых месторождениях и марганценосных породах.

Промышленную ценность, как правило, имеют марганцевые залежи, сформированные в условиях выветривания на месторождениях, содержащих первичные оксиды, карбонатные или силикатные марганцевые руды.

Остаточные месторождения. Окисленные карбонатные руды, широко проявленные на Урале, в Западной Сибири и других регионах, характеризуются рыхлостью и высоким содержанием фосфора. По сравнению с первичными рудами они обогащены марганцем и водой вследствие удаления углекислоты при выветривании карбонатных пород. Главные минералы этих руд: вернадит, рансьеит, псиломелан, реже — лимонит, опал, барит и др. Окисленные силикатные руды, как

и окисленные карбонатные, формируются в зоне выветривания силикатных марганцевых руд, образуя марганцевые шляпы (залежи).

В самой верхней части зоны выветривания развиваются типичные окисленные черные руды, сложенные вернадитом, псиломеланом и пиролюзитом, с содержанием марганца до 50 %. Они отличаются от окисленных карбонатных руд, характеризующихся аналогичным минеральным составом, только физическими свойствами (силикатные окисленные руды компактные и кусковатые, а карбонатные — рыхлые). Под типичными окисленными рудами расположены полуокисленные руды и оруденелые породы, представленные силикатами марганца, окрашенными в результате тонкой пигментации гидроксидами марганца в черный цвет, и внешне очень похожие на полностью окисленные руды. Содержание в них марганца достигает 25 %, а кремнезема — более 40 %.

Окисленные силикатные железо-марганцевые руды, возникающие при выветривании силикатных марганцевых руд, встречаются редко и известны на Южном Урале и в Сибири. Примерами марганцевых элювиальных залежей являются зоны выветривания месторождений и рудопроявлений в Кузнецком Ала-Тау, Присяянье, Красноярском крае и на Урале.

Марганцевые коры выветривания мощностью до 50 м развиты на марганцевых и железо-марганцевых рудах месторождений Казахстана (рис. 7). В приповерхностной зоне выветривания марганцевые руды отчасти разрыхлены, в них отмечены гидроксиды марганца и пиролюзит.

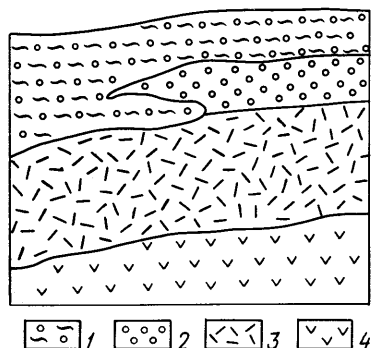
#### АЛМАЗЫ

Элювиальные россыпи алмазов формируются, главным образом, на кимберлитовых трубках и реже — дайках и силлах, выходящих на дневную поверхность или перекрытых маломощным плащом осадочных отложений. Важное практическое значение имеют также элювиальные россыпи, развитые на терригенных породах (конгломератах, гравелитистых песчаниках), являющихся вторичными коллекторами алмазов, а в некоторых алмазоносных районах мира — объектами добычи этого ценного минерала.

Элювиальные россыпи на кимберлитах. Добыча алмазов из кимберлитов в большинстве случаев начинается с отработки коры выветривания — “желтой” и “синей” (“голубой”) земли (рис. 8). Большинство элювиальных россыпей в настоящее время отработано и практический интерес имеют только коры выветривания на трубках, открытых в последнее время.

Кимберлитовые трубки располагаются одиночными телами или образуют группы сближенных тел. Размеры трубок в плане варьируют в самых широких пределах (от первых метров до 1,5 км<sup>2</sup>). Форма кимберлитовых трубок разнообразная, но чаще это округлые изометричные тела. Падение стенок трубок, как правило, крутое (рис. 9). Возраст кимберлитового магматизма в различных регионах неодинаков.

Содержание алмазов в кимберлитах обычно составляет десятые и сотые доли карата на 1 м<sup>3</sup> породы, повышаясь иногда до 15 кар/м<sup>3</sup>. В коре выветривания кимберлитовых трубок алмазов обычно больше, чем в ма-



**Рис. 8. Зоны коры выветривания кимберлитовых трубок (схематический разрез):**

1 — глинистые продукты выветривания кимберлитов — "желтая земля"; 2 — обохренные глинисто-древянистые продукты выветривания — "синяя земля"; 3 — зона дезинтеграции кимберлитов (хандербанк); 4 — кимберлиты, слабо затронутые выветриванием

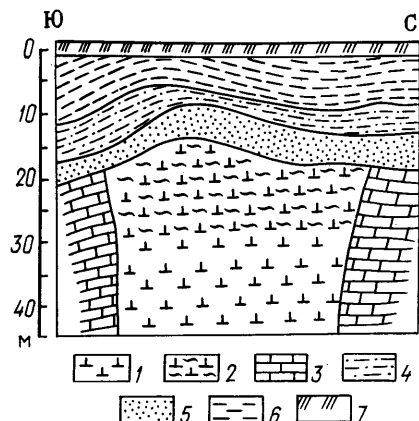
теринских породах. В нижних зонах концентрация алмазов в 2–3 раза превышает их концентрацию в невыветрившихся породах, а в "желтой земле" при интенсивном выносе вещества из коры выветривания концентрация алмазов повышается в 4–6 раз.

Иногда в элювиальных россыпях, развитых на алмазоносных кимберлитах, содержания алмазов достигают 300 кар/м<sup>3</sup>. Наряду с кимберлитами и их корой выветривания, выходящими на дневную поверхность, известны погребенные элювиальные россыпи некоторых кимберлитовых трубок Якутии, Юга Африки, Танзании и Индии, перекрытые осадочными и вулканическими породами.

Элювиальные россыпи на терригенных породах. Кора выветривания алмазоносных терригенных пород имеет важное значение не только как промежуточный коллектор, выполняющий роль поставщика алмазов для аллювиальных и прибрежно-морских россыпей, но и как самостоятельный тип месторождений алмазов элювиального генезиса.

В Зимбабве, к западу от г. Гвело, в 1951–1954 гг. разрабатывалась небольшая элювиальная россыпь, образовавшаяся за счет выветрившихся гравелитов и галечников, возраст которых относится к верхам системы Карру.

Оригинальные элювиальные образования, развитые на древних алмазоносных галечниках, были открыты еще в 1926 г. на юго-западе провин-



**Рис. 9. Схематический геологический разрез через кимберлитовую трубку:**

1 — кимберлитовая брекчия; 2 — кора выветривания кимберлитовых пород; 3 — карбонатные породы нижнего ордовика, вмещающие трубку; 4–5 — отложения пачек укугутской свиты (4 — верхней, 5 — нижней); 6 — отложения плинсбахского яруса; 7 — современные делювиальные отложения

ции Трансвааль (ЮАР). Галечники залегают на плато, вне всякой связи с современными реками, на высоте около 70–90 м над их уровнем. Сохранились они лишь в районе распространения доломитов, на участках, где в палеоген-неогеновое и плейстоценовое время древние реки оставили элювий в виде узких лентообразных полос шириной до 150 м. Промышленное значение имели карстовые воронки, заполненные алмазоносными галечниками, и останцы галечников, лежащих прямо на плато. Содержание алмазов в галечниках невысокое, но в элювии повышается до 20 кар/м<sup>3</sup>.

В Заире алмазоносная кора выветривания развита на мезозойских конгломератах серии Кванго. Содержание алмазов в элювии достигало 1000 кар/м<sup>3</sup>.

В Анголе верхнемеловые алмазоносные конгломераты (аналоги серии Кванго) и связанные с ними элювиальные россыпи проявлены на площади Лунда в северной части страны.

В Гане алмазы найдены в корях выветривания метаморфических пород Бирримской серии (нижний протерозой) и золотоносных среднепротерозойских конгломератов свиты Банкет.

Алмазосодержащие конгломераты серии Тортия позднепротерозойского возраста и приуроченные к ним элювиальные россыпи разрабатываются на площади Тортия и в районе Сегела (Берег Слоновой Кости). Элювиальные россыпи залегают на линзах древних конгломератов, заключенных в грубозернистых аркозовых песчаниках. Содержание алмазов в элювии составляет 0,34 кар/м<sup>3</sup>.

В Бразилии алмазоносный элювий установлен на древних кембрийских конгломератах ледникового происхождения формации Сопа в отложениях свиты Лаврос, а также в более молодых раннепермских, меловых алмазоносных конгломератах (шт. Мату-Гросу, Гояс и Байя) и палеоген-неогеновых или плейстоценовых конгломератах Диамантис, представляющих собой отложения временных потоков на поверхности древнего основания. Содержание алмазов в россыпях составляет 0,5–1 кар/м<sup>3</sup>. Около 90 % кристаллов относятся к ювелирным сортам. В шт. Байя добываются также карбонадо.

В Гайане элювиальные россыпи известны в бассейне р. Мазаруни на базальных конгломератах свиты Ророима (кейетеур) предположительно триасового возраста.

В Индии элювиальные россыпи алмазов расположены на выветрелых песчаниках и конгломератах свиты Карнул и Нижняя Рева, а также в окрестностях г. Патна.

В Австралии алмазоносная кора выветривания эоценового возраста развита на докембрийских алмазоносных конгломератах в северной части массива Пилбара и на юго-западной окраине Западно-Австралийско-го щита.

#### ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Элювиальные россыпи. Элювиальные россыпи цветных камней обычно невелики по площади (включая коры выветривания траппов), но поскольку рудные тела часто сближены в пространстве, то отдельные



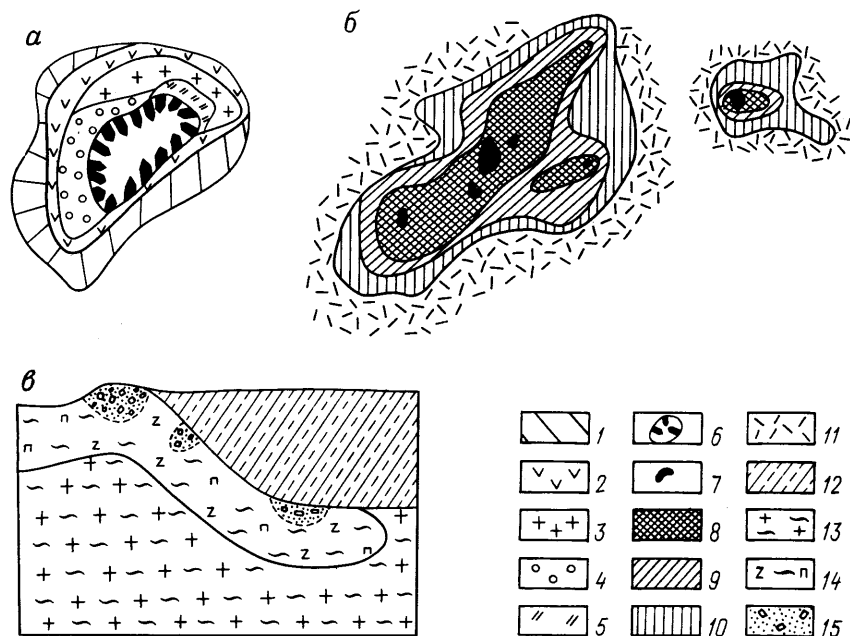


Рис. 10. Схема строения миаролово-камерного пегматита (а), план (б) и разрез (в) образующейся за счет него элювиальной россыпи:

1—2 — пегматит (1 — письменной структуры, 2 — пегматоидного строения); 3 — крупноблоковый полевоый шпат; 4 — блоковый кварц; 5 — слюда; 6 — занорыши с кристаллами кварца; 7—10 — зоны разной концентрации горного хрусталя, уменьшающейся к краям россыпи; 11 — обедненный ореол россыпи; 12 — четвертичные отложения; 13 — каолинизированный гранит; 14 — каолинизированный пегматит; 15 — обломки и кристаллы горного хрусталя

залежи нередко сливаются в единую элювиальную россыпь. Такие элювиальные месторождения топаза, мориона, горного хрусталя, аквамарина, турмалина и других цветных камней известны на Украине и Урале, в Бразилии, на о. Мадагаскар, в Мозамбике и в других регионах [13].

Длительное пребывание драгоценных и поделочных камней в химически активной среде коры выветривания иногда вызывает некоторые изменения в их физических свойствах и чаще всего в окраске камней. Известно, например, что по мере уменьшения степени выветрелости с увеличением глубины материнских пород ухудшается качество изумрудов и александритов. Менее насыщенными с глубиной становятся цвета липовских турмалинов. Смена гумидных условий на аридные ведет к преобразованию голубовато-серых агатов в пятнистоокрашенные сердолики, что наблюдается в миоценовых отложениях Урала (рис. 10).

Остаточные (инфильтрационные) месторождения. В месторождениях этого типа цветные камни (опал, хризопраз и др.) образу-

ются непосредственно в корях выветривания при отложении кремнезема из истинных или коллоидных растворов, в поверхностных условиях при циркуляции вод в зоне гипергенеза. Гипергенные растворы обогащаются кремнеземом вследствие растворения силикатов и алюмосиликатов в процессе выветривания горных пород.

Наиболее благоприятны для скопления благородного опала горизонты рыхлых пород, содержащие многочисленные остатки флоры и фауны, гипс, глауберит, кальцит. Крупные скопления высококачественного хризопраза приурочены к никеленосным корам охристо-кремнистого профилля.

Зоны окисления. *Малахит*. Его рудопроявления генетически связаны с зонами окисления сульфидных медьсодержащих руд, залегающих в карбонатных породах. Это в основном скарновые медные и медно-железозорудные, а также стратиформные уран-кобальт-медные месторождения.

На Урале проявления малахита известны в зонах окисления контакта скарнированных известняков с кварцевыми диоритами и сиенитами. Первичные руды в пироксен-гранатовых скарнах содержат магнетит, пирит, халькопирит, борнит. Малахит встречается в меденосных глинах, выполняющих приконтактные карстовые воронки в известняках.

*Бирюза*. Скопления бирюзы приурочены к зонам окисления медно-порфировых полиметаллических месторождений. Наиболее качественные камни встречаются в медно-сульфидных рудах, связанных с кислыми эффузивами.

Промышленное значение имеют бирюзовые штокерки размером до 80 м в поперечнике. Месторождения этого типа известны в Советском Союзе, Иране, США и др.

*Диоптаз*. На горе Алтын-Тюбе (Центральный Казахстан) еще в конце XVII в. были обнаружены кристаллы поразительной красоты (прозрачные, густо- и ярко-зеленые). Первоначально этот минерал был принят за изумруд, более того, ему присвоили собственное название "аширит". Однако анализы показали присутствие в нем меди и кремнекислоты при полном отсутствии бериллия. Минерал был назван диоптазом, но долгое время, особенно на Урале, его называли "медный изумруд". Цвет диоптаза обусловлен окраской ионами меди. В XX в. его нашли в Африке (Заир, Конго, Намибия), Южной Америке (Перу, Чили), южных штатах США и Румынии. Диоптаз — типичный минерал зоны окисления. Он образуется при геохимических изменениях руд медных месторождений в жарком сухом (аридном) климате.

## ГОРНОХИМИЧЕСКОЕ И ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

**Барит**. Элювиальные месторождения барита по условиям образования и характеру рудного и породообразующего материала подразделяются на два типа: 1) остаточные залежи, формирующиеся на баритсодержащих карбонатных породах, 2) баритовая "сыпучка" в зонах выщелачивания сульфидных баритсодержащих месторождений [6].

Остаточные месторождения. Элювиальные залежи барита представляют собой толщи глинистых образований, содержащие обломки вмещающих пород и куски и глыбы мономинерального барита. Вследствие легкой обогатимости баритовых руд добыча может быть рентабельной даже при низких (10–20 %) его содержаниях в рудной массе.

Месторождения барита формируются обычно в коре выветривания баритосодержащих карбонатных пород мощностью 5–20 м.

Зоны окисления. Месторождения баритовой сыпучки обычно связаны с баритколчеданными полиметаллическими и золоторудными месторождениями и представлены залежами баритоносного песка, либо скрытыми под железной шляпой сульфидного месторождения, либо выходящими на дневную поверхность. Такие залежи известны на Урале и Салаирском крае.

**Флюорит.** Элювиальные плавикошпатовые руды развиты на многих коренных месторождениях флюорита. Так, на месторождении, расположенном в восточной части сочленения Донецкой субгеосинклинали с Приазовским кристаллическим массивом, плащеобразная залежь элювиальных руд содержит флюорит (до 90 %). Коренное месторождение представляет собой метасоматическую залежь карбонатно-флюоритовых и полевошпат-карбонатно-флюоритовых руд, залегающих в известняках турне и карбонатизированных ортофирах и кератофирах верхнего девона. Кора выветривания на первичных рудах выполнена рыхлой песчано-каолининовой породой, содержащей агрегаты и мелкие зерна флюорита (часто покрытого рубашкой гидроксидов железа и глинистой пленкой), интенсивно каолинизированные калиевые полевые шпаты, зерна эпигенетического кальцита и кварца.

**Фосфатное сырье.** Остаточные месторождения апатита. Выделяются следующие апатитоносные формации: 1) щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов; 2) гипербазитов; 3) анортозитов; 4) трахиандезитов; 5) кремнисто-карбонатная.

При формировании кор выветривания на щелочно-ультраосновных породах образуются апатитовая и апатит-вермикулитовая минерализации. Один из таких апатитоносных массивов располагается в зоне щелочно-ультраосновных пород Кокчетавской глыбы. На массиве развита кора выветривания мощностью до 30 м, в основном по биотит-диопсидовым породам и магнетит-apatитовым метасоматитам. Кора выветривания представлена полностью выветрелыми исходными породами, сложенными рыхлыми охристым, гидрослюдистым и глинистым материалом. Распределение минералов в зоне магнетит-apatитовых образований неравномерное: апатит (15–60 %), магнетит (5–20 %), гидрослюды (1–30 %) и глинистые минералы (15–30 %).

К гипербазитовой формации относится вермикулит-apatитовое рудопроявление на Алдане. Кора выветривания развита на метасоматитах хромдиопсид-полевошпатового состава. Мощность гидрослюдистой коры достигает 120 м. Содержание апатита не превышает 12 %.

С анортозитовой формацией связаны апатит-ильменитовые проявления коры выветривания на габброидах. Наиболее широко такие месторож-

дения распространены в пределах Украинского щита в его северо-западном (Коростельский плутон) и центральном (Корсунь-Новомиргородский плутон) районах.

Остаточные месторождения фосфоритов. Элювиальные фосфориты известны в различных районах Сибири. Примером является фосфоритоносная кора выветривания, развитая в Кузнецком Алатау. Пласты и линзы фосфоритов залегают в толще известняков и кремнисто-углисто-глинистых сланцев нижнего кембрия.

По фосфоритам и фосфатным породам формируются остаточные и остаточно-фильтрационные продукты. К первому типу относятся некоторые разности кремнистых фосфоритов, образованных в результате выноса карбонатного и углистого материала из первичных фосфоритов в зоне гипергенеза при некотором илфильтрационном перераспределении апатита. Обогащенные при формировании коры выветривания фосфориты широко распространены в верхних горизонтах месторождения. Содержание  $P_2O_5$  в таких фосфоритах составляет 3–5 %. В нижних горизонтах коры выветривания кремнистые фосфориты сменяются кремнисто-карбонатно-фосфатными разностями с более низким содержанием  $P_2O_5$ .

**Тальк и магнезит.** Остаточные месторождения магнезита формируются в коре выветривания серпентинитов, при выветривании которых в приповерхностных условиях магний мигрирует в нижние горизонты и перекладывается в подзоне начального выветривания, представленной трещиноватыми хлоритизированными породами. Натечный магнезит заполняет трещины в породах, на некоторых участках его скопления образуют пластообразные залежи. Часто скопления магнезита в коре выветривания ассоциируются с рудами месторождений остаточных бурых железняков и силикатного никеля. К таким месторождениям относятся: месторождения Южного и Среднего Урала, Казахстана, Кубы, Новой Каледонии, Южной Америки, Африки, Индии, Греции.

Тальк часто образует совместные природные скопления с магнезом, но может формировать и собственные месторождения при воздействии на серпентин щелочных, обогащенных кремнеземом водных растворов в нижних горизонтах коры выветривания серпентинитов.

Собственные крупные месторождения порошковатого талька формируются при выщелачивании доломитов и других оталькованных карбонатов и выносе из коры выветривания щелочей.

**Графит.** Элювиальные месторождения графита, связанные с графитовыми сланцами, известны в США (шт. Алабама). Графитовые породы образуют крупные линзы в безрудных кристаллических сланцах. Мощность линз колеблется от первых метров до 30 м. По простиранию графитовые линзы прослеживаются до 300 м. Невыветрелый сланец состоит из кварца 75 %, графита (2–10 %), мусковита, серицита и пирита. Мощность коры выветривания 15–20 м, пирит в зоне выветривания разрушается полностью, среднее содержание графита в элювии составляет 2,5 %.

**Высокоглиноземистые минералы.** Элювиальные россыпи корунда не имеют широкого распространения. Они пространственно и генетически

связаны с месторождениями других высокоглиноземистых минералов и установлены лишь в СССР, Южной Африке и США. Корундовые коры выветривания обычно развиты на вторичных кварцитах (СССР) и реже на перидотитах и габбро-норитах (США). Россыпи высокоглиноземистых минералов (кианит, андалузит, силлиманит) известны в СССР, Индии и США. Максимальные концентрации высокоглиноземистых минералов приурочены к корам выветривания, образованным на метаморфических породах и вторичных кварцитах. Группа таких месторождений разрабатывалась в шт. Виргиния (США). Добыче подвергался глинистый элювий мощностью 12–15 м, развитый на кембрийских кварцитах, ассоциирующихся с серицитовыми и кварц-слюдяными сланцами. Среднее содержание кианита в кристаллических сланцах месторождения Бейкер составляет 30 %, на участке горы Уиллис оно понижается до 20 %. В коре выветривания содержание кианита резко возрастает. Аналогичные россыпи кианита известны в шт. Северная Каролина. В СССР россыпные проявления высокоглиноземистых минералов установлены в Мугоджарах и Центральном Казахстане.

**Вермикулит.** Вермикулит и часто ассоциирующий с ним гидрофлогопит связаны с корами выветривания карбонатитов, ультращелочных пород, ослюденелых ультраосновных пород, а также биотитовых, флогопитовых и хлоритовых гнейсов, сланцев, амфиболитов, габбро. Самые крупные месторождения вермикулита приурочены к гидрослюдисто-вермикулитовому горизонту кор выветривания слюдяных сланцев и гнейсов. Разрез одного из его месторождений представлен двумя элювиальными горизонтами. Гидрослюдисто-вермикулитовый горизонт месторождения сложен рыхлой песчанистой глиной. В нем выделяются нижний — гидрофлогопитовый и верхний — вермикулитовый подгоризонты.

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И СТРОИТЕЛЬНОЕ СЫРЬЕ

**Глины.** Особенности остаточных месторождений глин элювиального происхождения определяются характером материнских пород и условиями выветривания. От различного сочетания этих факторов зависит минеральный состав, степень дисперсности глинистых пород и условия их залегания. Сами по себе элювиальные породы являются аутигенными, поскольку их глинистые минералы в отношении минералов материнских пород являются новообразованиями. Однако в случаях выветривания осадочных пород новообразованными породами могут быть унаследованы некоторые характерные черты состава глинистых минералов субстрата.

Теплый или жаркий влажный климат способствует интенсивному ходу химического выветривания и благоприятен для развития каолиновых пород. Сухой климат, определяющий пониженную интенсивность химических процессов и, в частности, меньший вынос щелочей, способствует формированию монтмориллонитовых пород.

Состав материнских пород непосредственно отражает состав глинистых минералов элювия. Выветривание пород кислого состава приводит

обычно к образованию каолинита. Ультраосновные породы являются чаще всего материнскими породами монтмориллонитовых и бейделлитовых глин. Своеобразные монтмориллонитовые глины формируются в условиях щелочного выветривания эффузивных пород.

Сравнительно бедные железистыми минералами породы гранитного состава, широко развитые в Приднепровье и в некоторых районах Урала и Западной Сибири, обусловили образование крупных месторождений высококачественных первичных каолинов, отличающихся особенной чистотой в тех зонах, где процессы выветривания захватывают аплитовые разности гранитов и пегматитовые выделения.

Значительно меньшей промышленной ценностью обладают элювиальные глинистые породы, образовавшиеся из пород более сложного химического состава (габбровых, диабазовых, амфиболовых и других темных силикатных пород). Формирующиеся в этих условиях каолиновые или галлузитовые породы содержат, как правило, довольно много оксидов железа, титана, кальция и магния, что ухудшает их технологические свойства и резко ограничивает области применения.

**Кварцевые пески.** Элювиальные отложения кварцевых песков формируются при выветривании песчаников, кварцитов и других пород, содержащих в повышенных количествах свободный кварц. Кварц в элювиальных песках представлен зернами остроугольной формы. Для песков типично присутствие глинистых минералов и полевых шпатов, затронутых выветриванием. Масштабы таких месторождений обычно значительные. Крупные россыпи кварцевых песков известны на Урале, в Западном Казахстане, в Прибайкалье и других районах Сибири.

Продуктивная кора выветривания на песчаниках ордовика развита в Нижнеудинском и Тулунском районах. Слабоизмененные песчаники — существенно кварцевые с глинисто-карбонатным цементом. Выветривание сопровождается выщелачиванием кальцита, гидратацией слюд и пелитизацией полевых шпатов. В каолинит-гидрослюдистой подзоне кварцевые песчаники содержат 85 % и более кварца, незначительную примесь полевого шпата и каолинита.

**Маршаллит** (кремнистая мука, или пылевидный кварц) обычно связан с корой выветривания карбонатных пород, реже — с кварцитами. В маршаллите содержится кремнезем до 90 %, глинозем (каолинит-гидрослюдистая примесь) от 0,5 до 23 %, оксиды железа — десятые доли процента. Щелочные и щелочноземельные элементы играют подчиненную роль, но при наличии примеси гидрослюды достигают 4 %. Месторождения маршаллита наиболее изучены на Урале, где он развит по окремненным известнякам и кремнистым сланцам. Маршаллит здесь довольно плотный, состоит из кварцевого и кремнистого пылевого материала с примесью щебня окремненного известняка.

**Природные пигменты.** Природные пигменты приурочены к ожелезненным элювиальным горизонтам различных пород. Выделяют следующие группы залежей пигментов: 1) окисленных рудных месторождений; 2) приуроченные к элювиальным охристым горизонтам основных, ультраосновных изверженных пород и кристаллических сланцев; 3) ожелезненных глин, приуроченных к карстующимся породам.

Первая группа залежей природных пегматитов широко распространена на Восточном склоне Урала (например, Верхнейвинское месторождение желтой кремнистой охры в краевых частях залежей бурых железняков). Ко второй группе залежей относятся Калатинское месторождение на Урале, представленное светло-зеленовато-желтой охрой, залегающей в виде линз в верхней части элювия основных изверженных пород. К третьей группе относится Невьянское месторождение природных пигментов, приуроченное к контактовой зоне зеленокаменных пород и девонских известняков и состоит из трех тел. Формы тел прихотливые, они постепенно переходят в окружающие элювиальные глины — продукты выветривания различных сланцев и туфов. Рудные глины характеризуются многоцветностью: от белых до черных, от слабых тонов к ярким оранжевым, красным, темно-красным, лиловым. Наиболее ценными являются мумия и охра.

**Щелочные каолины.** Месторождения щелочных каолинов остаточного типа обычно представлены пластообразными залежами, а также линзами и карманами в подошве нормальных каолинов, что нередко позволяет рассматривать обе разновидности как комплексное полезное ископаемое.

Щелочные каолины приурочены к нижним подзонам каолиновой коры выветривания гранитных и других полевошпатовых пород более основного состава. Продукты выветривания полевошпатовых пород могут обогащаться оксидом калия при разрушении гранитоидов, у которых отношение  $K_2O$  к  $Na_2O$  в незатронутых выветриванием породах составляет обычно 1–1,5, а в продуктах их выветривания (нижних подзонах) нередко возрастает до 10 и более. Литологически щелочные каолиниты представляют собой структурную глинисто-гидрослюдистую рыхлую породу коры выветривания, содержащую в повышенных количествах неразложившийся калиевый полевой шпат и акцессорные минералы. Основными породообразующими минералами щелочных каолинов являются: кварц (35–50 %), каолинит (20–40 %), микроклин (10–30 %). Почти постоянно в природе встречаются гидробиотит (3–10 %) и серицит (30–40 %).

Из щелочных каолинов извлекается полевой шпат, кварц и каолинит. Полевошпатовый концентрат характеризуется высоким качеством. Отношение  $K_2O$  к  $Na_2O$  достигает 13:1, что позволяет рассматривать концентрат как высококачественное сырье для электрокерамической промышленности.

## ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОРМАЦИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Условия и характер процессов формирования коры выветривания и связанных с ней остаточных месторождений и зон окисления достаточно детально изложены в многочисленных работах. Поэтому все основные сведения по геологии коры выветривания приводятся нами в самых общих чертах и лишь отдельные вопросы, представляющие особый инте-

рес и какую-то новизну, рассматриваются подробнее. Более полно представлены сведения по геологии и условиям формирования элювиальных россыпей.

Выделяются два главных типа выветривания — химическое и физическое. При физическом выветривании, которое возможно в жарком аридном и холодном климате пустынных и арктических областей, происходит главным образом дезинтеграция горных пород без существенного изменения минерального состава. Основными причинами разрушения пород являются их растрескивание и разрушение при резких изменениях температуры и замерзании воды в трещинах и пустотах. Следует подчеркнуть, что физическое выветривание всегда сопровождается химическим. Оба процесса протекают почти одновременно. В этом случае химическое выветривание всегда несколько опережает физическое, хотя проявляется оно не контрастно и роль его в выветривании пород незначительна. При химическом выветривании в зоне гипергенеза изменяется состав минералов и горных пород, развиваются реакции обмена и замещения, происходит перераспределение и вынос вещества, образуются вторичные минералы и формируются геохимические зоны профиля выветривания.

В результате процессов гипергенного изменения (выщелачивания, гидратации, гидролиза, окисления) минералы материнских пород замещаются новообразованиями, устойчивыми в условиях зоны выветривания. Интенсивности выветривания способствуют биологические процессы и микроорганизмы. В результате комплекса гипергенных процессов формируется элювий, слагающий кору выветривания, и образуются вещества, выносимые из коры выветривания. Такие вещества, проникая вниз по профилю и выпадая из растворов, создают подзоны цементации или мигрируют в боковые породы, где формируют вторичные солевые геохимические ореолы. Часть растворимых соединений и псаммито-алевритовые частицы могут выноситься грунтовыми или поверхностными водами за пределы развития коры выветривания. В широком диапазоне проявляется устойчивость минералов при химическом выветривании. Из породообразующих первичных минералов лишь кварц весьма устойчив в условиях активной химической среды коры выветривания, но и он растворяется в латеритной подзоне. Ниже приводятся сведения об относительной устойчивости петрогенных, гипергенных и акцессорных минералов в зоне выветривания:

- очень устойчивые — кварц, гематит, лимонит, лейкоксен;
- устойчивые — гидромусковит, сфен, турмалин;
- умеренно устойчивые — микроклин, основные плагиоклазы, гранаты, диопсид, шеелит, цоизит, эпидот, хлоритоиды, ставролит, мусковит, гидробиотит;
- неустойчивые — кислые плагиоклазы, ромбические пироксены, щелочные амфиболы, биотит, авгит, роговая обманка, оливин, глауконит, кальцит, доломит, гипс, сульфиды (кроме киновари)

Схематически развитие коры выветривания в гумидных условиях представляется в следующей последовательности.

Процессы наибольшей интенсивности, ведущие к разложению пород, наблюдаются вблизи поверхности. Этому способствует обилие в почвах

воздуха в просачивающейся через них воде кислорода, углекислоты и продуктов распада органического вещества.

Кислород и кислоты частично расходуются в верхнем горизонте подзоны выветривания, частично увлекаются вниз инфильтрационными и инфилюационными водами, которые также выносят элементы, высвобождающиеся при разложении пород. С глубиной воды постепенно утрачивают свою агрессивность — реакционную способность, в них уменьшается количество кислорода и  $\text{CO}_2$ , величина pH постепенно меняется, достигая в конце концов значения, характерного для вод субстрата.

Меняющиеся сверху вниз условия определяют различие в интенсивности процессов выветривания и в характере изменения горных пород на разных глубинах от поверхности Земли. Если в нижнем горизонте коры изменение пород ограничивается только возрастанием трещиноватости (щелочной элювий) при почти полном сохранении их первоначального минерального состава, то верхний горизонт коры представляют продукты наиболее глубокого изменения пород, характерного для данной физико-географической обстановки.

Весьма важной стороной формирования состава кор выветривания является коллоидное состояние большинства малоподвижных элементов, образующихся на разных стадиях выветривания. Коллоидные системы, как известно, обладают огромной внутренней поверхностью, что сильно увеличивает интенсивность химических реакций и обуславливает явление адсорбции — поглощение коллоидами различных элементов, чем и объясняется накопление многих из них в коре выветривания. В результате образования коллоидов возникает возможность миграции некоторых нерастворимых соединений. В виде коллоидов, особенно при защитном влиянии органического вещества, частично выносятся из элювия гидроксиды некоторых металлов.

В результате выветривания образуются новые минеральные ассоциации — простые и сложные кислородные и карбонатные соединения, кислые и основные соли, металло-органические компоненты. Развивается явление гипергенного метасоматоза, т. е. замещение неустойчивых в этих условиях минералов устойчивыми. Часть элементов и их соединений мигрирует с инфильтрационными и грунтовыми водами, выпадая при резком изменении условий миграции.

Образующиеся при выветривании горных пород различные минеральные подзоны в совокупности составляют профиль коры выветривания. Формирование таких подзон определяется составом и строением исходных горных пород и руд, интенсивностью водообмена и температурным режимом. От суммы факторов и изменения тех или иных условий геохимического процесса выветривания зависит число и соотношение формирующихся подзон, их мощность и минеральный состав.

В основании коры выветривания располагается подзона выщелачивания, представленная сравнительно слабо измененными породами, сохранившими первичный минеральный состав, но с пониженным содержанием щелочей и щелочных земель. Выше она сменяется подзоной глинистых образований, где первичные силикаты преобразованы в глинистые мине-

ралы монтмориллонитового, нонтронитового, каолинитового, гидрохлоритового состава. Процесс этот связан с выносом кремнезема, остатков щелочей и щелочноземельных металлов. Одновременно происходит накопление полуторных оксидов и окисление железа. Следующая подзона охр и охристо-глинистых пород характеризуется наличием гематита или гётита и гиббсита, что связано с разложением железосодержащих глинистых минералов.

А.П. Никитина и др. [16] выделяют три типа профиля выветривания: полный, сокращенный и неполный. Повторяя известную схему изменения геохимических зон по профилю коры выветривания И.И. Гинзбурга, А.П. Никитина выделяет в полном профиле четыре основные зоны: 1) начальной гидратации и выщелачивания по трещинам пород; 2) гидратации и выщелачивания по всей массе пород; 3) гидролиза (глинообразования); 4) полного гидролиза (образование свободных оксидов и гидроксидов железа и алюминия). В сокращенном профиле отсутствует одна или две средние зоны, а в неполном — от одной до трех верхних зон полного профиля.

Изменение условий корообразования в природе достаточно многообразно и комбинация в профиле тех или иных зон естественна и вполне объяснима. Например, в тропической зоне, где имеются особо благоприятные условия для корообразования среди мощных кор выветривания, имеющих зональный профиль, наблюдаются монозональные коры, развитые на основных и щелочных породах и представленные конечными продуктами разложения исходных пород.

Для коры выветривания сульфидных месторождений принята следующая общая схема зональности (сверху вниз): 1) "железная шляпа", где происходит образование конечных форм окисления минералов; 2) зона выщелачивания, из которой вынесена большая часть металлов и в которой произошло обогащение кварцем, баритом — сыпучка; 3) зона окисленных руд, располагающаяся в пределах области колебания уровня грунтовых вод и характеризующаяся затрудненной циркуляцией воздуха и недостатком кислорода; здесь возникают сульфаты оксида железа (III); 4) зона вторичного сульфидного обогащения, находящаяся ниже уровня грунтовых вод. Металлы, мигрировавшие с водами из окисленной зоны, здесь восстанавливаются и выпадают в виде вторичных сульфидов.

В.И. Смирнов [27] уточняет схему зональности сульфидных месторождений, придерживаясь классической схемы С.С. Смирнова. В зоне окисления сульфидных рудных тел он выделяет четыре подзоны:

— поверхностный слой (подзона) составляет несколько десятков сантиметров в глубину и представляет собой как бы кору наиболее энергично измененного рудного минерала, из которой могут быть полностью удалены даже самые трудноподвижные соединения;

— подзона окисленных руд располагается непосредственно под поверхностным слоем и представляет собой область распространения типичных окисных производных первичной руды;

— подзона окисленных выщелоченных руд иногда обнаруживается ниже предыдущей зоны и характеризуется заметно пониженным содержа-

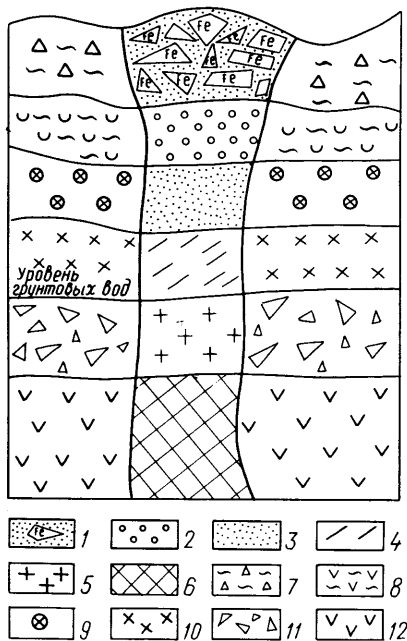


Рис. 11. Схематический разрез зоны окисления сульфидного месторождения и вмещающих алюмосиликатных пород: 1 — железная шляпа; 2 — кварц-ярозитовая сыпучка; 3 — кварц-баритово-колчеданная сыпучка; 4 — богатые окисленные руды; 5 — подзона вторичного сульфидного обогащения; 6 — первичные сульфидные руды; 7–11 — подзоны (7 — латеритно-каолининовая, 8 — гидрослюдисто-каолининовая или каолининовая, 9 — каолинит-гидрослюдистая, 10 — гидрослюдистая, 11 — дресвяно-щербенистая); 12 — коренная материнская порода

мощность, резко увеличиваясь в линейных корах. В нижних зонах наблюдается взаимодействие этих растворов с материнской породой (рудой), причем последовательно меняются характер самих растворов и вызываемые ими минеральные преобразования. С корой выветривания, развитой в районе месторождения, зоны окисления одновозрастны и имеют во многих случаях пространственно-генетическую и корреляционную связь своих подзон с подзонами вертикального профиля площадной коры (рис. 11), (табл. 4). Таким образом, зоны окисления представляют собой фрагменты площадной коры выветривания. В регионах, где кора выветривания не развита, зоны окисления обычно не наблюдаются. Лишь в редких

нием того или иного металла по сравнению с его средним содержанием в зоне окисления;

— подзона богатых окисленных руд располагается в нижней части зоны окисления.

Среди этих подзон обычно четко выделяется только поверхностный слой, а остальные не всегда сохраняются, или проявляются нечетливо, или вообще не образуются.

Ниже зоны окисления располагается зона вторичного обогащения, приуроченная к верхней части первичных руд. Ее образование обусловлено переотложением части металла, выщелоченного из зоны окисления.

Гипергенные изменения в зоне окисления и в корах выветривания имеют аналогичную геохимическую направленность. Насыщенность кислородом верхней части зоны гипергенеза и дефицит его в нижних горизонтах обуславливают закономерную вертикальную минералого-геохимическую зональность в разрезе профиля выветривания (зоны окисления). Иными словами процессы окисления верхней зоны сульфидных месторождений имеют тот же реакционный характер, что и процессы, обуславливающие зональность коры выветривания. Верхняя зона находится в равновесии с действующими почвенными растворами и имеет различную

Таблица 4

Схема сопоставления колонок геохимической зональности глинистых кор выветривания и зон окисления сульфидных месторождений

Кора выветривания алюмосиликатных пород		Зона окисления сульфидных месторождений	
Подзона	Преобладающий процесс (по И.И. Гинзбургу)	Типоморфные минералы	Геохимические особенности процессов окисления
Охр	Окисление и конечный гидролиз	Охры, минералы свободного глинозема, глинистые минералы	Лимонит, пиролюзит, опал, халцедон, малахит, церуссит, азурит, смитсонит
Каолининовая	Гидролиз и начало окисления	Каолинит, нонтропит, охры, монтмориллонит, гиббсит	Церуссит, ярозиты, каламин, гетит
	Конечное выщелачивание и начало гидролиза	Каолинит, гидрослюды	Кварцево-гипсово-баритовая сыпучка (англ. азит, плюмбозит, бромштит, галогены серебра, самородное золото, редко самородный селен и др.)
		Промежуточные продукты выветривания	Окисленных руд
		Конечные продукты выветривания	Полного выщелачивания, "железные шляпы"
		Геохимические особенности процессов выветривания	Зона окисления сульфидных месторождений
		Типоморфные минералы	Геохимические особенности процессов окисления

Кора выветривания алюмосиликатных пород		Зона окисления сульфидных месторождений				
Подзона	Преобладающий процесс (по И.И. Гинзбургу)	Типоморфные минералы	Геохимические особенности процессов выветривания	Подзона	Типоморфные минералы	Геохимические особенности процессов окисления
Гидрослюдистая	Конечная гидратация, развитие выщелачивания	Гидрослюды, гидрохлориты, появившиеся каолинита, бейделлита	Промежуточные продукты выветривания	Богатых смешанных руд (окисленных и сульфидных)	Колчеданная сыпучка (пирит, кварц, ковеллин, сульфиды)	Начало окисления сульфидных руд; полагаются выше уровня грунтовых вод (окислительная среда)
Начального выветривания	Начало гидратации и выщелачивания	Гидрохлориты, серициты, гидрослюды	Начальные продукты выветривания	Цементации	Халькозин, борнит, ковеллин и др. "зацементированные" первичные сульфиды	Вторичное сульфидное обогащение; полагаются ниже уровня грунтовых вод (восстановительная среда)
Материнских пород				Гипогенных руд		

случаях в тех районах, где кора выветривания эродирована, фиксируются признаки нижних горизонтов зоны окисления.

Непосредственный переход зоны окисления рудных месторождений в кору выветривания, развитую на боковых безрудных породах, можно наблюдать на многих месторождениях Южного Урала, Мугоджар и др.

Образование подзон зависит от различных местных условий (состава первичных руд, пород и минералов, характера вмещающих пород, гидрогеологических условий и др.). Важное значение могут иметь также климатический и тектонический факторы. Кроме того, верхние горизонты коры выветривания довольно часто размыты. Поэтому в природе, как правило, наблюдается сокращенный неполный профиль зональности — обычно из двух — четырех подзон окисления и выветривания.

Переход от первичных руд к подзоне вторичного сульфидного обогащения — результат окислительных процессов, идущих в коре выветривания. В.П. Петров [22] путем простых, но точных расчетов баланса вещества при выветривании показал, насколько велика роль кислорода и окислительных процессов при образовании зоны вторичного сульфидного обогащения, доказав тем самым, что эта подзона правомочно входит в состав зоны окисления, занимая место в самых нижних горизонтах вертикального профиля коры выветривания. Он установил, что при переходе халькопирита в борнит, при условии сохранения всей меди в зоне вторичного сульфидного обогащения, из 1 т халькопирита получится примерно 0,5 т борнита с поглощением при реакции 350 кг кислорода и около 40 кг воды, попутно в раствор поступает 650 кг сернокислого железа и 200 кг серной кислоты. Аналогично изменяются пирит и другие сульфиды. Вынос веществ (до 53 %) из подзоны вторичного сульфидного обогащения в результате окислительных процессов намного превышает привнос их грунтовыми водами, в результате в рудах этой подзоны должна возникать высокая пористость (более 20 % от объема породы), что облегчает дальнейшее изменение породы. На стадии завершения окислительного процесса в верхних частях подзоны протекают новые реакции окисления с минимальными затратами кислорода или без него, с выпадением самородной серы и других самородных элементов Au, Cu, Se, Te, Pb, As, V):  $FeS_2 + 3FeSO_4 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 + 2S$ .

Ниже по разрезу наряду с борнитом образуется халькозин, ковеллин, англезит, церуссит и др. По мере развития коры выветривания и увеличения ее мощности водообмен в нижних горизонтах профиля выветривания естественно замедляется и как только уровень грунтовых вод по тем или иным причинам повышается (изменение базиса эрозии в районе, блоковые тектонические подвижки, резкое изменение климата и др.) химическая обстановка в нижнем горизонте окисления руд и пород меняется в сторону образования в этой подзоне восстановительных условий среды. Водородный показатель этой подзоны обычно составляет 9 и более. Таким образом, окончательное формирование нижней подзоны завершается вторичными (наложенными) процессами. На малосульфидных месторождениях вторичное сульфидное обогащение проявлено частично или вообще отсутствует. Сульфиды в этой подзоне окислены не полностью, наряду с

гипогенными минералами существуют и вторичные сульфиды. Вторичное обогащение зоны металлами не наблюдается. В нижних горизонтах алюмосиликатной коры выветривания, где сульфиды практически отсутствуют, главным процессом, регулирующим состав пород коры выветривания, — является также вынос вещества. Иллювиальный процесс привноса вещества из вышележащих горизонтов имеет в разных условиях корообразования неравнозначное, но обычно подчиненное значение. Первичные минералы, устойчивые к выветриванию, частично сохраняются в нижних частях коры выветривания. Появляются гидрослюды, хлориты и продукты инфильтрации верхних зон, выпадающие из раствора в щелочной среде.

В подзоне гидрослюд основными агентами химического изменения горных пород являются кислород, углекислый газ и грунтовые воды, иногда насыщенные ионами серной и азотной кислот. Со времени появления на Земле растительности активную роль в корообразовании приобретают органические кислоты и микроорганизмы. В зоне выветривания преобладает разложение пород, хотя и здесь наблюдается цементация за счет привноса  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  и других соединений.

Подзона гидрослюд (гидратации и развития выщелачивания) характеризуется накоплением гидрослюды, гидрохлоритов, появлением монтмориллонита и каолинита. В кислых породах ведущий процесс — вынос калия из слюды и ее гидратация с последующим переходом в каолинит (мусковит → гидромусковит → каолинит). Биотит через гидробиотит переходит в вермикулит, а в верхах подзоны — в каолинит. Микроклин в этой подзоне сохраняется, но мутнеет и частично серицитизируется. В основных породах по плагиоклазу развивается монтмориллонит. Таким образом, гидрослюдистая подзона сложена пестроцветным глинистым материалом каолинитового, гидрослюдистого, гидрохлоритового, монтмориллонитового, нонtronитового и галлуазитового состава. Алюмосиликаты первичных пород почти не наблюдаются, исключая частично выветрелые калиевые полевые шпаты и гидробиотит. Полностью сохраняется кварц и многие акцессорные минералы. В верхних горизонтах подзоны увеличивается содержание каолинита и гидрослюдистая подзона переходит в каолинит-гидрослюдистую или гидрослюдисто-каолинитовую; pH этой подзоны обычно близок к 7,5–8,5. Первичные сульфиды в этой подзоне полностью переходят в окисные и солевые соединения, в основном в сульфаты, часть которых (растворимые) выносятся в зону обогащения за исключением сульфата оксида железа (II), который превращается на месте в гидроксид железа. В нижних горизонтах зоны возможно образование пиритовой сыпучки. На малосульфидных месторождениях полностью или частично отсутствуют собственные минеральные формы меди, свинца, цинка, молибдена, сурьмы, мышьяка, вольфрама (при выветривании шеелита). Значительное количество металлов сорбируется гидроксидами железа, марганца и глинистыми минералами.

В гидрослюдисто-каолинитовой подзоне (гидролиза и конечного выщелачивания) теряются все текстурно-минералогические признаки пород субстрата и первичных руд. Подзона состоит из каолинитовых (в кислых породах), нонtronитовых (в породах богатых железом) и монтморилло-

нитовых (в основных породах) глины — конечных продуктов выветривания алюмосиликатов. Кроме того встречаются галлуазит, гидрослюды, кварц, реликты микроклина. Подзона характеризуется активным просачиванием, pH около 5–8. В зоне окисления гидрослюдисто-каолинитовой подзоне соответствует подзона выщелоченных окисленных руд (колчеданная, кварц-баритовая сыпучка и ярозит). Содержание металлов в ней меньше чем в выше- и нижележащих подзонах. Латеритно-каолинитовой подзоне (конечного гидролиза и интенсивного окисления) соответствует в рудных месторождениях подзона полностью окисленных руд — бурых железняков. В этой подзоне широко развиты охры, гидроксиды алюминия, железа и марганца. Иногда встречаются галлуазит и каолинит, реликты растворенного кварца; pH этой зоны ниже 5. В зонах окисления сложные кремнисто-железисто-марганцевые образования (преимущественно лимониты) таких “железных шляп” формируются над головами рудных тел сульфидных месторождений. Их геохимическое и металлогеническое значение велико — они являются индикаторами глубинного оруденения, несут геохимическую информацию (по вторичным литохимическим ореолам) о составе руд в нижних подзонах зоны окисления и гипогенных рудах, а также могут содержать промышленные запасы металлов (золота и др.). Минеральные формы лимонитов разнообразны — гидрогематит, гидрогётит, гётит с примесью гематита. Бурые железняки замещающие вмещающие породы, также представлены гётитом и гидрогётитом. На колчеданных месторождениях, залегающих в карбонатных породах, в “железных шляпах” содержится значительное количество меди (малахит, азурит, атакамит), свинца (церуссит), золота, селена, теллура.

Верхняя часть профиля выветривания, в формировании которого важную роль играют растительность и микроорганизмы, представлена почвой. Специфическим особенностям и направляющей роли почвы в образовании коры выветривания посвящены многочисленные труды В.П. Петрова, поэтому этот вопрос в настоящей работе не рассматривается.

Теоретически любая кора выветривания должна иметь зональный профиль, так как почвенные растворы просачиваясь вниз, постепенно переходят в слабощелочные, а затем в щелочные растворы. По мере ослабления влияния кислородного потенциала интенсивность процессов разложения пород с глубиной ослабевает, изменяется и характер этих процессов. Но практически, в природных условиях идеальная зональность, за редким исключением, не наблюдается. В большинстве случаев встречается трансформированная, размытая или недоразвитая кора с самыми различными комбинациями зон и подзон. Причины этого могут быть разными: 1) неоднократные колебания уровня грунтовых вод в связи с изменением базиса эрозии водоемов, в сторону которых направлен сток; 2) резкое изменение климата — температурного режима, влажности и, соответственно, кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного режима; 3) наложение новых корообразовательных процессов на древние зональные коры выветривания, приводящие к деформации палеозональности и выпадению (или появлению) той или иной подзоны (зоны) из разреза; 4) мощная проработка зональных кор вывет-



ривания в гумидных условиях тропических и субтропических районов, способствующая преобразованию их в мономинеральные одно-двухзональные коры; 5) в кратковременные этапы корообразования возможное формирование "миниатюрных" маломощных (до 2,5 м), но зональных кор выветривания (такая кора с дресвяно-щебенчатými, гидрослюдистыми, гидрослюдисто-каолининовыми подзонами была вскрыта нами канавой на Акбулаксайском гранитном массиве в Мугоджарах). Этот факт еще раз подтверждает одновременность образования всех подзон коры.

Формирование кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых происходит только при благоприятном сочетании природных условий — климатических, гидрогеологических, геоморфологических и геологических (фактор времени, тектонические условия, литологический состав пород и др.).

### ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПЫ

К россыпным полезным ископаемым относятся химически устойчивые в гипергенных условиях минералы исходных пород. Этим определением ограничивается набор россыпеобразующих минералов и минеральных ассоциаций.

Элювиальные россыпи образуются в контурах материнских пород или руд (интрузивных массивов, эндогенных месторождений или рудоносных осадочных образований). Состав и характер распределения в них полезных минералов также унаследован от субстрата.

Пространственная и генетическая связь элювиальных россыпей с материнскими породами позволяет установить общие закономерности их размещения. К геологическим факторам, определяющим такие закономерности, относятся магматические, структурно-тектонические, литолого-петрографические и др., однако главное условие формирования элювиальных россыпей — развитие мощной площадной коры выветривания с сохранившимися от эрозии гидрослюдистыми и глинистыми подзонами профиля. Мощность и строение профиля коры выветривания зависят в значительной степени от состава материнских пород (их устойчивости к выветриванию) и тектонических особенностей района (увеличение мощности коры в зонах тектонических нарушений и сланцеватости, на контактах и т. д.). Литологические особенности элювиальной россыпи и комплекса рудных минералов, содержащихся в ней, являются производными от состава исходных пород. По нефелиновым и щелочным сиенитам образуется бейделлит-гидрослюдистая кора с минералами ниобия, циркония, редких земель; по гранитоидам, пегматитам и гнейсам — каолинит-гидрослюдистая с ведущей ролью колумбита, колумбит-танталита, касситерита, берилла, монацита, циркона; по габброидам и амфиболитам — гидроклорит-галлуазитовая с ильменитом и вторичными его минералами и т. д. Тем не менее, для образования элювиальных россыпей определяющими в основном являются только минералогические факторы

Таблица 5

Оксиды в породообразующих минералах гранитов	$K_y$	Минералы-носители в пегматитах	$K_y$
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> BeO SiO <sub>2</sub>	0,6–0,7 0,4–0,5 0,7	Колумбит Берилл Кварц	1,8–2,0 1,5 2,0

(остальные перечисленные выше факторы имеют значение при формировании кор выветривания).

Если в образовании остаточных месторождений Fe, Al, Ni и некоторых других металлов миграционные свойства этих элементов играют важную рудообразующую роль, то для формирования элювиальных россыпей подвижность элементов и их способность концентрироваться в коре выветривания значения не имеет. В этом случае определяющими являются физико-химические качества россыпеобразующих минералов, обуславливающие их устойчивость в условиях корообразования. Четкую противоположность в поведении россыпеобразующих элементов можно наблюдать при сравнении коэффициентов устойчивости  $K_y$  элементов и их минералов на примере каолинит-гидрослюдистой коры выветривания гранитов и пегматитов.

Как видно из табл. 5, одни и тех же элементы в процессе выветривания ведут себя по-разному. При разложении породообразующих минералов-концентратов они легко мигрируют из коры выветривания, а в собственных минералах-носителях, устойчивых в зоне гипергенеза, их содержание в коре выветривания не только сохраняется, но и относительно увеличивается.

Одним из главных условий формирования элювиальных россыпей является повышенное содержание россыпеобразующих минералов в субстрате в количествах, достаточных для промышленной их концентрации при относительном обогащении в процессе формирования коры выветривания. Содержание этих минералов в коре выветривания по сравнению с исходными породами увеличивается в связи с уменьшением объемной массы пород, т. е. в связи с интенсивным выносом из коры выветривания легкоподвижных компонентов. Например, образование россыпей танталита возможно при содержании Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в исходных породах в количествах 0,003–0,004 % или 30–40 г/т (выше кларковых, но непромышленные для эндогенных руд). В коре выветривания содержания пентоксида тантала повышаются до 0,07 % (70 г/т) или 120 г/т танталита, что может иметь практическое значение; для образования ильменитовых россыпей содержание минерала в исходных породах должно быть не менее 3 % (30 кг/т). В коре выветривания концентрации ильменита возрастают до 80 кг/т и более (80–140 кг/м<sup>3</sup>).

Различные россыпеобразующие минералы обладают разной степенью устойчивости в условиях химически агрессивной среды коры выветривания и образуют промышленные концентрации лишь в определенных подзонах профиля выветривания, т. е. в тех подзонах, где их содержание достигло максимума и где еще не начался процесс их разложения. Так, колумбит в латеритной подзоне практически не сохраняется, в каолиновой подзоне наблюдается высокое его содержание, но часть (40–60 % зерен) разрушается при незначительном механическом воздействии, рассыпаясь при обогащении в тончайшую пыль, и в концентраты извлекается лишь 40–60 % минералов. Содержание колумбита в гидрослюдистой и каолинит-гидрослюдистой подзонах коры выветривания пегматитов по сравнению с содержанием в субстрате увеличивается в два-три раза и извлечение его в концентратах максимальное. Еще более контрастным является поведение ильменита и  $TiO_2$  в коре выветривания амфиболитов. При содержании  $TiO_2$  в амфиболитах  $1200 \text{ г/м}^3$ , в гидрослюдистой подзоне его концентрация повышается до  $6000 \text{ г/м}^3$  за счет выноса из элювия щелочей и кремнезема. В каолинит-гидрослюдистой подзоне содержание  $TiO_2$  падает до  $3600 \text{ г/м}^3$ , а в каолиновой подзоне вновь повышается до  $5600 \text{ г/м}^3$ . Коэффициент устойчивости в этом случае составляет 4,6. Ильменит ведет себя не адекватно  $TiO_2$ . Вверх по разрезу коры выветривания он почти полностью замещается лейкоксеном. В амфиболитах его содержание составляет  $720 \text{ г/м}^3$ , в гидрослюдистой подзоне повышается до  $1300 \text{ г/м}^3$ , в каолинит-гидрослюдистой — резко снижается до  $450 \text{ г/м}^3$  и в каолиновой — падает до  $30 \text{ г/м}^3$ . Коэффициент устойчивости ильменита составляет всего лишь 0,04.

В зависимости от степени размыва коры выветривания и сохранности подзон ее профиля на дневную поверхность могут выводиться элювиальные россыпи определенного состава. Так, сподуменовые россыпи характерны только для самых нижних зон кор выветривания. Максимальные содержания апатита, барита и высокоглиноземистых минералов присущи зоне гидрослюд и гидрохлоритов. Алмазы, кварц, топаз, турмалин, корунд, хорошо сохраняются вплоть до каолиновой подзоны. В подзоне латеритного выветривания растворяется большинство устойчивых к выветриванию минералов и элювиальные россыпи (исключая алмаз, бадделит, платину, золото, рутил, корунд) не формируются.

Таким образом, элювиальные россыпи каждого конкретного минерального типа приурочены к определенным по степени развития корам выветривания или их подзонам. В приведенных выше примерах основное практическое значение могут иметь элювиальные россыпи колумбита и ильменита, приуроченные, в основном, к двум подзонам коры выветривания — каолинит-гидрослюдистой и гидрослюдистой.

Систематизация минералов по их устойчивости в определенных зонах коры выветривания позволила выделить ряды россыпеобразующих минералов, максимально извлекающихся из концентрата при гравитационном обогащении (табл. 6). По приуроченности минералов к определенному ряду (соответствующему той или иной подзоне выветривания) можно определить наиболее оптимальные условия формирования элювиальных рос-

сыпей для того или иного минерального комплекса в коре выветривания, развитой на конкретных горных породах или рудах.

Необходимым условием концентрации минералов в коре выветривания является их полное высвобождение из вмещающих материнских пород. Это возможно при наличии "зрелой" площадной коры выветривания глинисто-гидрослюдистого типа с сохранившимися от эрозии продуктивными зонами вертикального профиля. В большинстве случаев в подзоне начального выветривания многие россыпеобразующие минералы находятся в сростках с породообразующими минералами и при обогащении в концентрат не извлекаются.

Обычно не весь металл концентрируется в минералах тяжелой фракции. Значительная его часть рассеивается в породообразующих минералах. В этих случаях при расчете баланса вещества и оценке промышленной значимости россыпи рассеянный металл исключается из его суммарного содержания (для контроля минералогического анализа). Наглядным примером может служить поведение колумбита и оксидов Ta и Nb в коре выветривания альбитизированных и грейзенизированных гранитов одного из массивов на Урале (табл. 7).

Сумма оксидов ( $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ ), содержащихся в  $17 \text{ г/м}^3$  колумбита, составит  $13,3 \text{ г/м}^3$  (при теоретическом их содержании, равном 78 %). Таким образом, на минералы-концентраты приходится преобладающее ( $61,1 \text{ г/м}^3$ , или 82 %) количество ниобия и тантала, содержащегося в гранитах. В каолиновой подзоне на долю колумбита уже приходится 23,4 % суммы оксидов, а на долю минералов-концентратов —  $43,5 \text{ г/м}^3$ , или 65 % от общего количества тантала и ниобия.

В данном случае некоторое количество тантала и ниобия, содержащееся в породообразующих и акцессорных минералах, мигрирует при их выветривании и разрушении.

В отличие от других генетических типов для элювиальных россыпей характерно отсутствие сортировки материала, за исключением "просадки" рудных минералов за счет механического выноса или выщелачивания минералов вмещающей среды. Как уже упоминалось, промышленное значение элювиальных россыпей в значительной мере определяется возможностью их быстрого вовлечения в эксплуатацию без значительных капиталовложений. Возможность отработки "песков"\* элювиальных месторождений открытыми горными работами, т. е. карьерным способом, позволяет производить селективную добычу разносортного сырья (раздельно по подзонам коры выветривания) и значительно сократить затраты на строительство горнорудного предприятия. Гравитационный способ обогащения "песков" наиболее экономичный и простой. Причем в процессе обогащения происходит селективное разделение "песков" на зер-

\* "Пески" — общепринятый термин, обозначающий продуктивный горизонт в элювиальной россыпи. Поскольку гранулометрический состав "песков" не грубо-зернистый как в россыпях других типов, а глинистый, автор заключает этот термин в кавычки.

Таблица 6

## Распределение главных россыпаобразующих минералов по подзонам коры

Подзоны выветривания (по И.И. Гинзбургу)		Генетические типы				
По характеру процессов выветривания	По ведущему породообразующему минералу	Рудные месторождения	Конгломераты, песчаники, сланцы, известняки	Вторичные и железистые кварциты и метаморфические породы	Мигматизированные гнейсы	Амфиболиты, габброиды
Окисления и конечного гидролиза	Охр и минералов свободно-го глинозема	Платина, анатаз*, рутил*, бруксит*, лейкоксен*	Золото, алмазы, анатаз, рутил, бруксит, циркон, лейкоксен*	Золото, корунд, силлиманит, андалузит, кианит, гематит*	Циркон, рутил, лейкоксен*	Рутил*, бруксит*, анатаз*
Гидролиза и начала окисления	Каолинитовая, галлуазитовая, бейделлитовая, нонтронитовая, монтмориллонитовая и др.	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит (частично) киноварь, благородная шпатель (в скарнах), ильменит, лейкоксен*	Циркон, алмазы, лейкоксенизированный ильменит, кварц, бруксит, золото, барит, киноварь, агат, кремь, кварц	Корунд, силлиманит, андалузит, кианит, турмалин, золото, изумруд, благородная шпатель, гематит*	Лейкоксенизированный ильменит, циркон, ксенотим, ортит, рутил*, турмалин	Лейкоксенизированный ильменит, апатит, рутил* (частично), благородная шпатель
Выщелачивания и начала гидролиза	Каолинит-гидрослюдистая (монтмориллонитовая, бейделлитовая, гидрохлоритовая и др.)	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит, киноварь, благородная шпатель (в скарнах)	Золото, циркон, алмазы, ильменит, рутил, монацит, кварц, бруксит, барит, агат, кремь, киноварь	Корунд, высокоглиноземистые минералы, гранат, магнетит, турмалин, изумруд, благородная шпатель	Ильменит, монацит, циркон, ксенотим, ортит, черчит (частично), рутил, турмалин, чералит	Магнетит, ильменит, апатит, титаномагнетит, рутил*, сфен, альмандин, благородная шпатель

## выветривания различных генетических типов материнских пород и руд

материнских пород и руд						
Ультрабазиты	Кимберлиты	Карбонаты	Ультращелочные и щелочные породы	Альбитизированные, грейзенизированные, амазонитизированные граниты	Биотитовые альбитизированные граниты	Гранитные пегматиты
Платиноиды, хромшпинелиды	Алмазы	Циркон, рутил*, бруксит*	Циркон, бадделлит (калденсит)* топаз (?), рутил*, корунд	Топаз (?)	Циркон, топаз (?), рутил*	Циркон, топаз (?)
Хромшпинелиды, платиноиды, лейкоксенизированный ильменит	Алмазы, ильменит	Циркон, апатит, бадделлит* (частично), рутил*, анатаз*, бруксит, торит	Лопарит, циркон, бадделлит (калденсит)*, апатит, монацит (частично), топаз, малакон, циртолит, торит	Танталит-колумбит (сохраняется до 30%), касситерит, фергусонит, эвксенит, топаз	Колумбит (сохраняется до 30%), касситерит, кварц, топаз, циркон, турмалин, рутил	Танталит-колумбит (сохраняется до 30%), касситерит, слабощелочный хрусталь, вольфрамит, частично морион, горный хрусталь, топаз, турмалин, циркон, торолит, приорит (частично), изумруд, фергусонит (частично), самарскит (частично), кварц
Хромшпинелиды, сапфир, платиноиды, ильменит, магнетит, апатит	Алмазы, пироп, ильменит, перовскит, хризотил (частично)	Колумбитизированный пироксид, магнетит, циркон, апатит, монацит, перовскит, бастнезит, пироксид, перовскит, бастнезит, ильменит, ба-	Лопарит, циркон, бадделлит, апатит, монацит, топаз, перовскит, бастнезит, пироксид, малякон, циртолит, цир-	Танталит-колумбит, фергусонит, эвксенит, касситерит, топаз, монацит, самарскит	Колумбит, касситерит, монацит, кварц, топаз, циркон, ксенотим, кварц, ортит, турмалин, рутил, чералит (час-	Танталит-колумбит, натриевый берилл, касситерит, вольфрамит, морион, горный хрусталь, топаз, джалмаит, турмалин, циркон, слю-

Продолжение табл. 6

Подзоны выветривания (по И.И. Гинзбургу)		Генетические типы				
По характеру процессов выветривания	По ведущему пороодообразующему минералу	Рудные месторождения	Конгломераты, песчаники, сланцы, известняки	Вторичные и железистые кварциты и метаморфические породы	Мигматизированные гнейсы	Амфиболиты, габброиды
				нель, золото, гематит*	(частично)	
Гидратации и развития выщелачивания	Гидрослюдистая (гидрохлоритовая, серицитовая, карбонатная, баритовая или кварцевая сыпучка и др.)	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит, флюорит, магнетит, шеелит, киноварь, благородная шпатель (в скарнах)	Золото, кварц, монацит, ильменит, алмазы, циркон, кровавик, агат, киноварь, барит, рутит	Сапфир, корунд, высокоглиноземистые минералы, гранит, магнетит, турмалин, изумруд, благородная шпатель, золото	Ильменит, монацит, циркон, ксенотим, ортит, черчит*, турмалин, чералит	Пироп, перидот, сапфир, магнетит, ильменит, апатит, титано-магнетит, рутит, сфен, альмандин, благородная шпатель
Гидратации и начального выщелачивания	Дезинтеграция коренных пород и руд	Рудные минералы еще не высвобождены				

\* Гипергенные минералы

материнских пород и руд

Ультрабазиты	Кимберлиты	Карбонаты	Ультращелочные породы	Альбитизированные, грейзенизированные, амазонитизированные граниты	Биотитовые альбитизированные граниты	Гранитные пегматиты
		рит, циркелит, ториацит, рутит, брукит, бадделеит*	келит, ториацит, альмандин, ортит, магнетит, чералит (частично)	тично)		ды гидратированные, поллуцит, торолит, поликраз (частично) приорит изумруд, фергусонит, эвксенит (частично), самарскит
Сапфир, хромшпинелиды, платиноиды, ильменит, перовскит, хризотил	Алмазы, пироп, ильменит, перовскит, хризотил	Флюорит, гачеттолит (сохраняется) частично, пироксид, пироксид, перовскит, бадделеит, циркон, магнетит, апатит, монацит, бастрезит, ильменит, барит, паризит, циркелит, ториацит, рутит, брукит	Малакон, циртолит, сапфир, парит, циркон, бастрезит, монацит, бадделеит, апатит, топаз, перовскит, паризит, циркелит, ториацит, альмандин, чералит, ортит, шерломит, магнетит, сфен, ильменит, рутит, корунд, эвдиолит	Микролит, топаз, танталит-колумбит, касситерит, фергусонит, эвксенит, самарскит, монацит	Колумбит, циркон, монацит, ксенотим, касситерит, кварц, топаз, ортит ильменит, турмалин, рутит, чералит	Микроклин, кварц, топаз, сподумен (сохраняется частично), танталит-колумбит, берилл, касситерит, вольтраммит, морион, горный хрусталь, джальмаит, турмалин, циркон, гидротированные слюды, поллуцит, торолит, поликраз, приорит, бетафит, изумруд, фергусонит, эвксенит, самарскит
из пород субстрата						

Таблица 7

Компоненты	Содержание, г/м <sup>3</sup> в				
	гранитах	гидрослюдистой зоне	каолинит-гидрослюдистой зоне	каолинитовой зоне	K <sub>y</sub>
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,4	6,0	3,2	2,9	1,2
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	72,0	120,0	90,0	64,0	0,9
Колумбит	17,0	40,0	45,0	30,0	2,1

нистый концентрат россыпных минералов и глинистый материал, который также является промышленно ценным продуктом.

Практически все россыпные элювиальные месторождения являются комплексными и во многих случаях безотходными. Например, в элювии колумбит-берилловых пегматитов практическую ценность представляют кварц, неразложившийся микроклин, слюда, каолинит, коммерческая стоимость которых превышает стоимость берилла и колумбита.

Возможность отработки мелких объектов с минимальными затратами на добычу "песков" и их транспортировку от месторождения к обогатительной фабрике убедительно обоснована Н.А. Солодовым.

### ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Зоны окисления эндогенных, преимущественно сульфидных месторождений цветных, а также благородных, малых и редких металлов являются одним из генетических типов месторождений полезных ископаемых формаций коры выветривания.

По степени устойчивости и по характеру изменения рудообразующих минералов выделяются следующие типы месторождений окисленных руд [27]: 1) месторождения, в которых минеральный состав руд в зоне окисления изменяется без выноса металлов (месторождения Pb, As, Sb, Bi, Ni, Co, Mo, TR, Li, W, карбонатных руд Mn); 2) месторождения, в которых минеральный состав руд в зоне окисления изменяется и возможен вынос металла (месторождения Zn, Cu, Mo, Ni, Co в сульфидных рудах); 3) в зоне окисления месторождений накапливаются металлы, промышленные концентрации которых не свойственны первичным рудам. Так, в зоне окисления полиметаллических месторождений концентрируются Mo, V, As, P, Fe, рассеянные элементы и др. Источником их являются первичные руды с незначительным содержанием перечисленных металлов. Скопление этих элементов происходит в результате резкого уменьшения объемной массы исходных руд (пород), высокой сорбционной способности гидроксидов Fe, Mn и глинистых минералов и интенсивной циркуляции подземных вод.

Активность выветривания и значительная пористость, появляющаяся при окислении сульфидных руд, облегчают циркуляцию почвенных раст-

воров, вызывающих выветривание. В этом случае по рудному телу формируется зона окисления, очень часто глубоко проникающая в неизменные породы — намного глубже коры выветривания на сопряженных вмещающих горных породах. В результате площадной денудации и активной эрозионной деятельности окисленное рудное тело и прилегающие к нему выветрелые вмещающие породы размываются и реликты зоны окисления могут оказаться на поверхности среди неизменных вмещающих пород. В районах, подвергшихся интенсивной ледниковой абляции после образования кор выветривания (Кольский п-ов, Карелия, Скандинавский п-ов, Сев. Америка), почти все близповерхностные породы были глубоко эродированы и кора выветривания смыта. В настоящее время сохранились лишь нижние горизонты линейных кор выветривания. В большинстве случаев в этих районах рудные месторождения зон окисления не имеют (Печенга-Никелевый район и др.).

Мощность зоны окисления и отдельных подзон в различных регионах колеблется в широких пределах. Например, в месторождениях Урала мощность "железных шляп" достигает 30 м, подзон сыпучек колеблется от 0,5 до 25 м, вторичных сульфидных руд — от 1 до 35 м. Граница между подзонами иногда резкая, но обычно сложная и постепенная, через породы смешанного состава. Общая глубина зоны окисления рудных месторождений Казахстана достигает 250–280 м, Среднего и Южного Урала — 500 м. Гипергенные процессы в виде частичного окисления, проникая по микротрещинам, проявляются на более глубоких горизонтах. Мощности сохранившихся площадных кор выветривания в этих регионах в настоящее время не превышают 100–150 м.

Закономерности формирования зон окисления сульфидных месторождений в общих чертах те же, что и рудоносных кор выветривания. Отличия заключаются в исходном составе рудных минералов зоны окисления и акцессорных минералов коры выветривания и, соответственно, конечных продуктах гипергенного минералообразования. Главным процессом окисления руд и выветривания вмещающих пород является разложение сульфидов и сернокислотное выщелачивание в верхних горизонтах литосферы, располагающихся выше постоянного уровня грунтовых вод. Таким образом, образование зон окисления зависит от количества и состава сульфидных минералов в гипогенных рудах и, в первую очередь, от обогащенности полиминеральных руд пиритом и, в меньшей степени, арсенопиритом. В этом случае повышается активность процессов окисления и глубина гипергенного изменения руд. Но даже в пределах одного и того же рудного тела обычно наблюдается несколько типов гипергенных минеральных ассоциаций, состав и развитие которых зависят от локальных условий их образования. Наличие массивных колчеданных руд определяют высокую кислотность растворов зон окисления и, соответственно, активную геохимическую подвижность элементов рудообразующих минералов. Рудообразующие элементы в таких условиях могут интенсивно перераспределяться и выноситься за пределы рудного тела, в результате чего зоны окисления обычно бывают обеднены рудными компонентами. В то же время зона гипергенеза в условиях высокой кислотности среды обыч-

но глубоко проработана и характеризуется зональным строением подзон окисления и пространственным обособлением гипергенных минеральных ассоциаций. Отличая особенности формирования зон окисления месторождений, в составе руд которых доминирует пирит, важно выделить следующие их характерные признаки: интенсивную выщелоченность рудных минералов в зоне окисления и вынос рудообразующих элементов за пределы зоны; интенсивные сульфидные изменения в рудной зоне и во вмещающих породах; наличие четкой вертикальной зональности. В химически активных вмещающих породах, в связи с уменьшением кислотности среды, зона окисления менее выражена, сульфатизация проявлена слабее, зональность выражена хуже.

В основе процессов выветривания сульфидных месторождений лежат реакции окисления минералов первичных руд: меди (халькопирит), полиметаллов (галенит, сфалерит), железа (пирротин, пирит, марказит), никеля (никелин, миллерит, герсдорфит, пентландит), мышьяка (аурипигмент, арсенопирит, реальгар), сурьмы (антимонит), висмута (висмутин), молибдена (молибденит), кобальта (кобальтин), сульфосолей меди (тетраэдрит, теннантит, энаргит, бурнонит и др.), серебра (прустит, майерсит  $Cu_3Ag_2S_4$ , пираргирит и др.) и свинца (буланжерит, джемсонит).

В зоне просачивания грунтовые воды, насыщенные кислородом и углекислотой, окисляют и растворяют сульфиды, сульфосоли и некоторые арсениды, переводя их в оксиды и преобразуя первичные геохимические ореолы во вторичные. Исключением являются вторичные сульфиды меди (халькозин, борнит, ковеллин) и серебра (авантит), встречающиеся в нижних частях зоны окисления. В отличие от других сульфидов, в окислительной обстановке довольно устойчива киноварь, а среди арсенидов — сперрилит ( $PtAs_2$ ).

В большинстве случаев преобразование минералов и вынос рудных элементов происходит в начальные стадии окисления первичных руд. Конечные продукты гипергенного изменения (гидроксиды железа и марганца) являются активными сорбентами металлов.

Процесс формирования зоны окисления рудных (сульфидных, сурьмяных, арсенатных) месторождений настолько сложен и многообразен, что до настоящего времени некоторые вопросы не всегда решаются однозначно и достаточно часто дискуссионны.

С момента вывода рудного тела на поверхность, формирование зоны окисления зависит от многих региональных и локальных факторов. К региональным факторам относятся постоянство благоприятного для выветривания климата и тектонический покой. Не менее важное значение имеют локальные факторы: рельеф и активность эрозионных процессов, физико-минералогическая характеристика руд и вмещающих пород и, как следствие, химизм среды и активность электрохимического окисления, гидрогеологический режим, морфология и условия залегания рудных тел. При наличии химически активной среды, стабильности тектонического режима и отсутствии или слабой деятельности эрозионных процессов в районе залегания рудного тела, при равномерном и постепенном снижении

уровня грунтовых вод или его постоянстве образуются хорошо проработанные зоны окисления. В процессе формирования зоны окисления при наличии благоприятных факторов, могли достигать конечных стадий окисления с образованием "железных шляп" и хорошо переработанных подзон.

В ходе геологического развития региона активизация эрозионных процессов приводила или к уничтожению верхних горизонтов зоны окисления, или к полному окислению сульфидов на значительную глубину эндогенного оруденения. И несмотря на то, что возраст формирования зон окисления на Урале и в Казахстане одинаковый (нижнемезозойский), выходящие на современную поверхность зоны окисления имеют различный эрозионный срез. Размеры и морфология поверхностного выхода зоны окисления, характер и интенсивность выщелачивания рудных минералов и перетолжение продуктов окисления в определенной мере зависят от условий залегания рудного тела в рельефе. Важное значение в формировании зон окисления имеет и сам тип рельефа.

Высокогорный, резкорасчлененный рельеф, для которого характерна активная эрозия, опережающая по времени процессы окисления, не благоприятен для образования зон окисления. Здесь возможны непосредственные выходы на поверхность первичных сульфидов и гидротермальное осветление силикатных пород. В районах с резкорасчлененным рельефом наиболее рационален литохимический метод поисков по первичным ореолам. В среднегорных районах в зависимости от расчлененности рельефа процессы окисления могут уравниваться эрозией или опережать ее. Это зависит от климата и характера выхода рудного тела на поверхность. Глубина зон окисления в зависимости от местных факторов может изменяться в широких пределах; "железные шляпы" развиты слабо или вообще отсутствуют. Но в любом случае, поверхностные выходы зон окисления, не затронутые эрозией, содержат характерные вторичные минералы. Здесь, несомненно, эффективны геохимические поиски по вторичным литохимическим ореолам. В районах со слабовсхолмленным или равнинным рельефом в условиях длительного континентального развития и благоприятного для корообразования климата развиваются хорошо проработанные зоны окисления, головы которых часто увенчаны "железными шляпами". Формирование и степень их проработанности в условиях равнинного рельефа в основном корректируются климатом. В районах с гумидным климатом активное окисление сульфидных руд сопровождается интенсивным выносом элементов. В зоне окисления накапливаются главным образом оксиды и гидроксиды железа, марганца, алюминия. При развитии "латеритной" коры выветривания кирасу можно не отличать от образований "железной шляпы". В этом случае геохимические методы исследований имеют первостепенное значение при поисках сульфидных месторождений полезных ископаемых. В районах с умеренно континентальным климатом и сезонным чередованием дождливых периодов в хорошо проработанных зонах окисления преобладают: накопление продуктов окисления, продвижение процессов выветривания на глубину и формирование четко выраженных "железных шляп". Некоторая часть

подвижных элементов выносятся за пределы зоны окисления, поэтому верхние горизонты ее обычно сильно выщелочены. В то же время, зоны вторичного сульфидного обогащения типичны для этого типа ландшафтов, в этом случае нижняя граница подзона окисления сульфидов располагается ниже уровня грунтовых вод. В районах с резко континентальным климатом и общим недостатком влаги зоны окисления хорошо проработаны, вынос вещества слабый; вторичные минералы широко развиты и представлены сульфатами, карбонатами, фосфатами и другими минералами; "железные шляпы" интенсивно выщелочены и сложены гидроксидами железа и марганца и кремнистыми образованиями, которые иногда трудно отличить от аналогичных пород площадной коры выветривания, развитой в районе оруденения, и не связанных с окислением сульфидов. Поэтому и здесь ведущую роль при поисках рудных месторождений играют геохимические методы исследований.

Рассмотрим влияние физико-химического состава вмещающих пород на процессы окисления. Формирование зон окисления рудных месторождений, и прежде всего колчеданных, сопровождается интенсивной гипергенной переработкой кислыми растворами вмещающих пород, которые, в свою очередь, оказывают существенное влияние на: а) интенсивность реакций с растворами, содержащими продукты окисления сульфидных минералов; б) развитие в зоне окисления того или иного типа гипергенных новообразований (сульфатов, карбонатов и т. д.); в) активность миграции за контуры зоны окисления; г) масштабы и морфологию зоны окисления; д) характер вертикальной и горизонтальной зональности. В зависимости от вещественного состава вмещающие породы подразделяют на активные и инертные. Соответственно, степень активности непосредственно зависит от химических свойств вмещающих пород и условий гипергенной среды.

Наиболее химически активны карбонатные породы, способствующие глубокой проработке сульфидных руд и формированию ложных зон окисления. В трещиноватых карбонатных породах обычно образуются хорошо проработанные зоны гипергенных руд. Плотные карбонатные породы не способствуют активному развитию зон окисления. Сульфиды в карбонатных породах преобразуются по схеме: сульфид → карбонат, а в кремнистых их разновидностях — сульфид → силикат → карбонат, минуя сульфатную стадию.

Силикатные магматические, метаморфические и осадочные породы инертны. Зоны окисления полиметаллических месторождений, залегающих как в карбонатных, так и в силикатных породах, характеризуются интенсивной лимонитизацией и омарганцеванием, что объясняется как изменением самих сульфидных руд, так и замещивших их вторичных минералов.

Химическая активность вмещающих пород любого состава в значительной степени зависит от характера их трещиноватости и пористости, что непосредственно влияет на интенсивность водообмена в зоне гипергенеза — облегчает доступ воды к сульфидным минералам и способствует циркуляции растворов, в результате чего происходят обменные реакции,

ведущие к сохранению в зоне окисления одних элементов, входящих в состав новообразованных минералов, и к миграции — других. Наличие в районе месторождения линейных тектонических нарушений способствует распространению по ним гипергенного оруденения на глубину и по простиранию разломов.

#### ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные месторождения формации коры выветривания, залегающие непосредственно на дневной поверхности или вблизи нее, в СССР связаны с древними корами выветривания, в основном, палеозойского, мезозойского и реже палеоген-неогенового возраста и иногда перекрыты аллохтонными отложениями или эффузивными покровами.

Наиболее детально из числа остаточных месторождений изучены гипергенные руды силикатного никеля.

На Урале образование месторождений силикатного никеля и кобальта происходило в нижнемезозойскую эпоху корообразования. В настоящее время никеленосная кора выветривания хорошо сохранилась в ряде районов Зауральского пенеплена на Восточном склоне Южного Урала в виде плащеобразных залежей и узких прерывистых полос, приуроченных к зонам разломов.

Приуроченность кобальт-никелевых залежей к определенным горизонтам коры выветривания определяется не только общегеологическими и климатическими факторами, но и обязательной повышенной концентрацией первичных сульфидов в гипербазитах. В силикатной форме никель содержится в оливине и серпентине. В пироксенах, хромшпинелиде и магнетите никель, как правило, отсутствует. В целом содержание никеля в дунитах, перидотитах и серпентинитах в среднем колеблется от 0,2 до 0,3 % и достигает 0,5 %; в габбро и диабазах его содержание значительно меньше (0,05—0,06 %). Развитие никеленосной коры выветривания стимулировалось разложением неустойчивых в поверхностных условиях сульфидов железа и никеля (пирротин, пентландит, миллерит и др.), а также инфильтрационным процессом наряду с элювиальным при формировании никелевых руд.

В гипербазитах с сульфидной вкрапленностью в результате серно-кислотных процессов образуется легкоподвижное соединение никеля  $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , способствовавшее его миграции в нижние горизонты коры выветривания. В элювии гипербазитов с бедным содержанием сульфидов, разложение нонтронитов происходит в менее кислых условиях (рН 6,3—6,8), никель и кобальт выпадают совместно с железом и марганцем в верхних горизонтах коры. Инфильтрационное оруденение в таких месторождениях представлено лишь никелистыми хлоритами. Таким образом, минеральный состав и промышленное значение кор выветривания определяется условиями формирования и первичным содержанием в гипербазитах никеля и кобальта.

Элювиальные бокситы образуются в условиях тропического влажного климата в результате выветривания различных алюмосиликатных пород,

на наиболее часто по глинистым сланцам, алевролитам, аргиллитам, эффузивам основного состава, нефелиновым сиенитам. Выделяются две основные стадии преобразования глиноземсодержащих пород в бокситы:

1) разложение первичных породообразующих минералов, вынос щелочных и щелочноземельных элементов и кремнезема с накоплением вторичных глинистых минералов;

2) дальнейшая десиликация новообразованных глинистых пород с концентрацией свободного глинозема, в основном гиббсита и бёмита.

Процесс формирования бокситов протекает в условиях щелочного гидролитического разложения при pH 7,5–9. По минеральному составу они преимущественно тригидратные, что обуславливает их легкую вскрываемость при переработке на глинозем. Содержание в них глинозема обычно составляет 50–60 %, кремнезема 1–5 %.

Среди остаточных железных руд выделяются три типа гипергенных месторождений железа. К первому типу относятся богатые мартитовые руды. Первичные бедные железные руды (железистые кварциты и джеспелиты с содержанием железа 20–35 %) вследствие выщелачивания из них кремнезема и других компонентов в процессе выветривания обогащаются и превращаются в элювиальные богатые железные руды с содержанием железа 55–65 %.

Примером второго типа являются латеритные месторождения бурых железняков, образующихся преимущественно по серпентинитам, при выветривании которых происходит вынос легкоподвижных компонентов и концентрируются железо (40–60 %), никель и кобальт, марганец, ванадий и хром. Такие руды остаточных месторождений железа относятся к природно-легированным сортам.

К третьему типу относятся лимонитовые и гематитовые, обычно высококачественные бессемеровские руды с содержанием железа 50–57 %, часто образующиеся в коре выветривания непромышленных сидеритовых и анкеритовых руд и железосодержащих карбонатных пород.

Марганцеворудные коры выветривания широко развиты на всех континентах, давая особенно крупные скопления богатых марганцевых руд на древних платформах и щитах, расположенных в экваториальной зоне. Марганцеворудные коры выветривания в СССР развиты на разновозрастных марганцевых месторождениях и марганцевоносных породах, где они образовались в результате выветривания первичных марганцевых руд и вмещающих пород.

В этих корах устанавливается вертикальная минералогическая зональность. Верхняя зона, как правило, характеризуется скоплением оксидных и гидроксидных соединений марганца (пирролюзита, псиломелана, вада); в средней (промежуточной) зоне развиваются полуокисленные марганцевые руды, сохраняются реликты первичных и метаморфических рудных минералов; нижняя зона представлена первичными марганцевыми рудами.

Формирование марганцевых кор выветривания зависит от следующих факторов: 1) геохимических особенностей марганца, обусловленных строением его атомов, способностью давать высокий кларк кон-

центрации элемента в зоне гипергенеза путем образования устойчивых минеральных соединений высшей валентности; 2) благоприятного структурного положения месторождений марганцевых руд (поверхностного и близповерхностного расположения марганцеворудных пластов, наличия зон трещиноватости и т. д.); 3) существенного обогащения материнских пород оксидными, карбонатными и силикатными соединениями марганца; 4) благоприятных тектонических и климатических условий.

Месторождения редких элементов в ряде случаев связаны с кора́ми выветривания, развитыми на массивах ультраосновных и щелочных пород, а также карбонатитов.

Некоторые месторождения образованы в результате разложения эндогенных минералов, содержащих редкие элементы, перехода последних в растворимую форму и миграции их в природных водах. Концентрация этих элементов в коре выветривания может происходить на геохимических барьерах, связанных с положением в ней уровня грунтовых вод. На таких барьерах наблюдается скачкообразное изменение окислительно-восстановительных условий, приводящее к переходу в твердую фазу и выделению из раствора соединений некоторых редких элементов. Аналогичную роль могут играть изменения щелочности — кислотности среды. В связи с этим возможно формирование руд сложного генезиса в результате: 1) остаточных содержаний металла в коре выветривания; 2) накопления его на геохимических барьерах и 3) образования минералов редких элементов в коре выветривания вследствие других гипергенных процессов.

## ГЕОХИМИЯ РУДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Поведение минералов в зонах окисления и в большинстве остаточных месторождений (богатых железных руд, бокситов, силикатного никеля, горно-химического, керамического и строительного сырья и др.) изучено достаточно детально [6, 7, 9, 10, 13, 22], поэтому в настоящей главе рассматриваются лишь некоторые особенности поведения минералов, принимающих участие в формировании элювиальных россыпей.

Важный фактор, определяющий вещественный состав коры выветривания — минеральный состав ее первичных пород и руд. В процессе корообразования и выветривания минералов происходит распад кристаллических решеток алюмосиликатов, прежде всего полевых шпатов, легко разрушаются силикаты, богатые оксидом железа (III), — пироксены, амфиболы и др. Неустойчивые минералы превращаются в глинистые продукты и гидроксиды, часть компонентов переходит в раствор и выносится из коры выветривания. Происходит уменьшение объемной массы пород коры выветривания и, соответственно, относительное повышение концентрации устойчивых к выветриванию минералов. Одновременно процессы выветривания, приводящие к дезинтеграции, а также химическому изме-



нению и разложению материнских пород, способствуют освобождению из них рудных и аксессуарных россыпеобразующих минералов. В.П. Батурин, определив общие принципы поведения минералов в коре выветривания, считает, что устойчивость их обусловлена величиной электростатического взаимодействия слагающих кристаллическую решетку катионов и анионов. Наиболее сильными анионами являются фтор и кислород, поэтому в условиях химического выветривания все минералы с другими анионами подвергаются изменению и должны рассматриваться как неустойчивые. Прочность кислородных соединений зависит от величины ионного потенциала и прямо пропорционального его радиусу. В условиях химического выветривания устойчивы оксиды элементов с ионным потенциалом более 3. Подавляющее большинство стабильных в коре выветривания минералов — оксиды. В то же время некоторые оксиды (магнетит, пирохлор, шеелит, ильменит и др.) относительно легко разрушаются в коре выветривания, а силикаты (циркон, турмалин и др.), наоборот, весьма устойчивы. Сохранность первичных минералов в коре выветривания зависит от многих факторов и определяется некоторыми особенностями их конституции: типом связи, размером и валентностью, координационным числом, степенью восстановленности или окисленности анионов и катионов, изоморфными примесями, характером дефектов и типом проводимости. Вторым важным фактором, обуславливающим интенсивность процессов выветривания, является физико-химическая обстановка среды.

Среди минералов коры выветривания выделяются две основные группы: остаточные и новообразованные. Ни те, ни другие не являются абсолютно устойчивыми в коре выветривания, а стадийно изменяются, преобразуясь в новые минералы. Понятие устойчивости минералов в гипергенной обстановке зачастую условно и каждый минерал устойчив лишь в определенных условиях. Например, апатит, колумбит, галенит и некоторые другие минералы имеют различную степень устойчивости в разных гипергенных ситуациях (зона окисления — кора выветривания карбонатитов — кора выветривания гранитов). Интенсивность химических реакций в этих трех ситуациях неодинаковая и зависит от неравнозначности физико-химических обстановок в каждой конкретной обстановке (показатели Eh и pH, степень и характер минерализованных вод и др.). Кроме того, на активность процессов выветривания могут оказывать влияние температура, количество влаги, степень трещиноватости субстрата и др.

Скорость и последовательность выветривания минералов заметно меняются в зависимости от смены существующих парагенезисов, т. е. в результате наложенных процессов при изменении химизма среды. При активизации серноокислотного выветривания ускоряется растворение редкоземельных минералов, пирохлора и даже бадделеита. Так, апатит в коре выветривания карбонатитов растворяется слабо, переходя в штаффелит. При наличии сульфидов он растворяется активнее и образуются гипергенные фосфаты железа.

Физические свойства минералов в элювиальных россыпях изменяются в широких пределах. По плотности минералов диапазон вариации особен-

но велик (в г/см<sup>3</sup>): от кварца (2,6), алмаза (3,5) и берилла (2,7) до группы платины (до 22) и золота (до 19). Наряду с минералами небольшой твердости и устойчивости к истиранию (талек 1, киноварь 2,4, серебро 2,7, золото 2,7) в коре выветривания присутствуют минералы высокой твердости (алмаз 10, корунд 9, бадделеит 6,5, кварц 7, циркон 7,5).

Для кор выветривания, развитых на определенных породах или рудах (кимберлиты, пегматиты, карбонатиты, дуниты, апограниты и др.), характерны определенные минералогические ассоциации, представленные группами минералов, отличающимися относительно сходными физико-химическими свойствами (группы Pt и Au, кварца, циркона, высокоглиноземистых минералов, тантало-ниобатов и др.).

Всего в элювиальных россыпях разных типов встречается более 60 россыпеобразующих минералов. В пределах минералогических ассоциаций минералы имеют близкие величины ионного потенциала и заряда катиона, определяющие устойчивость минералов в процессах корообразования.

*Самородные элементы.* Устойчивость минералов группы платины и золота в зоне гипергенеза объясняется наличием металлической связи, высокими координационными числами и большой химической инертностью. Для них характерны высокая плотность и низкая твердость. Алмаз исключительно устойчив к изменениям температуры и кислотности — щелочности в процессах корообразования. В россыпях встречается также самородная ртуть.

*Простые и сложные оксиды.* Семейство включает более 40 широко распространенных россыпеобразующих рудных и аксессуарных минералов магматических и метаморфических комплексов. Группа оксидов (касситерит, вольфрамит, танталит, колумбит и др.) связана с рудными телами (пегматиты, грейзены и др.), отличающимися высокой концентрацией минералов. Некоторые минералы (гатчеттолит, магнетит, пирохлор) слабо устойчивы в коре выветривания и концентрируются лишь в ее нижних подзонах. Плотность оксидов изменяется от 8 (танталит) до 2,6 г/см<sup>3</sup> (кварц), что отражает их кристаллохимические свойства. Большинство минералов имеют повышенный заряд катиона и высокий (4,5—7,5) ионный потенциал, которые определяют их генетическую устойчивость. Твердость минералов семейства оксидов составляет 5—9. Кроме перечисленных выше минералов, к классу оксидов относятся: группа кварца, агат, халцедон, фергусонит, торолит, самарскит, церианит, эвксенит, торианит, приорит, бетафит, лопарит, вольфрамит, бадделеит, джалмаит, циркелит, перовскит, ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, брукит, корунд, хризоберилл, шпинель.

*Карбонаты.* Фторкарбонаты редких земель бастнезит и паризит обладают средней устойчивостью в коре выветривания из-за повышенного ионного потенциала и заряда катиона. Слабоустойчив в зоне выветривания лантанит — редкоземельный карбонат.

*Силикаты.* Среди силикатов встречаются минералы как высокоустойчивые (дистен, андалузит, циркон и др.), так и малоустойчивые (сподумен, поллуцит, гранаты, оливин) в коре выветривания. Стабильное поведение некоторых силикатов в зоне выветривания определяется их кри-

таллохимическими особенностями: комплексный анион в этих минералах представлен изолированными кремнекислородными тетраэдрами, соединенными в решетке металлами с повышенным ионным потенциалом; они имеют также значительную величину заряда катиона. Силикаты характеризуются высокой твердостью и низкой плотностью. К этому классу минералов относятся берилл, изумруд, ортит, торит, силлиманит, турмалин, топаз, фенакит и др.

**Фосфаты.** К этому классу относятся редкоземельные минералы — монацит, апатит, ксенотим, гипергенные рабдофанит и черчит. Все они, за исключением монацита, слабоустойчивы в зоне гипергенеза.

**Прочие минералы.** Второстепенное значение в формировании элювиальных россыпей имеют минералы класса сульфидов — киноварь, галенит, класса сульфатов — барит, класса фторидов — флюорит.

Каждая подзона коры выветривания определяется комплексом россыпеобразующих минералов (см. табл. 6). Минералы-новообразования также характеризуют зоны профиля выветривания. Так, высокое содержание гётита свойственно породам верхней подзоны, а в зоне начального разложения он практически отсутствует. Лептохлорит присутствует в основном в подзоне охр. Сидерит также характерен для подзоны охр, где он формируется в результате восстановления оксидного железа под влиянием органических соединений, поступивших в элювий из перекрывающих осадков.

Выделяются четыре группы минералов по их устойчивости в коре выветривания (с учетом данных А.А. Кухаренко). Первую группу составляют минералы, сохраняющиеся во всех подзонах коры выветривания: хромшпинелиды, гематит, топаз, турмалин, брукит, анатаз, корунд, рутил, шпинель, платина, осмистый иридий, золото, циркон, алмаз. Их изменения обычно сводятся к некоторому коррозированию граней кристаллов, частичному растворению и выполнению трещин продуктами окисления.

К группе устойчивых относятся минералы, слагающие элювиальные россыпи на уровне каолининовой и гидрослюдисто-каолининовой подзон: киноварь, вольфрамит, титаномагнетит, колумбит-танталит, ортит, сфен, силлиманит, дистен, барит, ильменит, ксенотим, торианит, касситерит, перовскит, монацит, лейкоксен. В самой верхней — латеритной подзоне минералы не сохраняются.

Минералы группы умеренно устойчивых концентрируются в гидрослюдистой и гидрослюдисто-каолининовой подзонах. Эта группа включает следующие минералы: галенит, шеелит, апатит, ортит, магнетит, актинолит, гранаты, флюорит, оливин, микроклин. Сульфиды: пирротин, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит (исключая киноварь и в редких случаях ильменит) относятся к неустойчивым минералам и окисляются в нижних горизонтах коры выветривания.

В каждой группе минералов их устойчивость к выветриванию в общем возрастает в направлении слева направо. При прогрессирующем выветривании пород число минеральных видов первых двух групп последовательно сокращается, и элювий все больше обогащается устойчивыми минералами. Глубокие стадии выветривания переносят лишь весьма устойчивые

минералы. Таким образом, степень смещения минерального спектра вправо может служить показателем того, насколько глубоко продвинулся процесс выветривания материнских пород в районе развития коры выветривания.

По металлоносному и геохимическому значению минералы коры выветривания классифицируются на минералы-индикаторы, концентраторы и носители. Минералы-индикаторы указывают на наличие рудоносности определенного генезиса и имеют важное значение при геохимической оценке рудоносности (аномальности) изучаемого объекта. В минералах-концентраторах полезные компоненты содержатся в виде примеси (скандий в ильмените, рутиле; литий и бериллий в слюдах, полево шпате; галлий и ванадий в минералах бокситов и др.). Содержание рудных элементов в минералах-концентраторах, когда они максимально концентрируют данный микроэлемент, может иметь промышленное значение (рассеянные элементы в сульфидах, бокситах, железных рудах). Минералы-носители содержат основную массу рудного элемента, присутствующего в породе или рудах, т. е. это все собственно-рудные минералы.

**Алмазы.** Химический состав алмазов элементарно прост — это почти чистый углерод. В элювиальных россыпях алмазы концентрируются в виде отдельных кристаллов, их сростков и обломков. Форма наиболее часто встречающихся в природе плоскогранных кристаллов октаэдрическая, реже кубическая и еще реже — тетраэдрическая. Широко распространены и кривогранные кристаллы; додекаэдровиды, октаэдровиды, кубоиды и тетраэдровиды. Среди прочих кристаллических разновидностей выделяются борт, карбонадо и баллас. Гранулометрический состав алмазов в элювиальных россыпях разных районов и месторождений различный и аналогичен гранулометрическому составу алмазов материнских пород. Особенно различаются алмазы из докембрийских и фанерозойских месторождений. Для первых характерно преобладание ромбододекаэдров и октаэдров округлой формы и повышенное содержание кубоидов. Среди фанерозойских алмазов типичны плоскогранные кристаллы октаэдрического габитуса. Такая разница в кристаллических свойствах разновозрастных алмазов говорит о неодинаковых термодинамических условиях их образования. Очевидно, в докембрии кристаллизация происходила при пониженных температурах и сверхвысоком давлении с постепенным изменением этих параметров во времени.

Окраска алмазов отличается большим разнообразием оттенков, но в большинстве случаев преобладают бесцветные и бледно окрашенные алмазы. Природа окраски алмазов многогранна. Зеленая окраска, по мнению А.А. Кухаренко, является вторичной и получается при диффузии окрашивающего вещества в поверхностные слои кристаллов алмаза. Не исключено, что такое окрашивание происходит в коре выветривания кимберлитов, богатых оксидами никеля и хрома. Окраска алмазов (розово-лиловая, фиолетовая, коричневая, дымчатая) вторичная. Алмаз очень устойчив к химическим реагентам. На него не действуют кислоты даже при нагревании. В расплавах едкой щелочи, соды, калиевой и натриевой селитры и при кипячении в смеси серной кислоты с двуххромовокис-

лым калием алмаз очень медленно окисляется (растворяется) с переходом в  $\text{CO}_2$ . Сгорает алмаз при нагревании на воздухе до  $900^\circ\text{C}$ . Таким образом, в природных условиях он чрезвычайно устойчив к процессам химического выветривания. Известны находки алмазов в бокситах, т. е. в породах образовавшихся в процессе латеритного корообразования, — в условиях активного окисления, разложения и гидролиза большинства самых устойчивых в зоне гипергенеза первичных минералов материнских пород. Из эпигенетических включений в алмазах установлены графит, кварц, лимонит и серпентин, причем три последних минерала могут быть гипергенными. Они выполняют трещины и каверны в поверхностной зоне кристаллов алмаза в процессе корообразования. В корах выветривания алмазы могут находиться весьма длительное время — десятки, сотни миллионов лет. Например, на западном склоне Урала верхнетриасовая кора выветривания была перекрыта осадочными породами или просто не размывалась вплоть до миоцена, т. е. она была законсервирована приблизительно 100—150 млн. лет. Следует учитывать также, что кора выветривания представляет собой весьма активную химическую среду, характеризующуюся сменой щелочного и кислотного режимов, резким изменением температуры, активным действием органических кислот, интенсивным водообменом и поступлением кислорода. Естественно, что при таких условиях некоторые формы механического износа можно объяснить воздействием химической среды коры выветривания. Растворение кварца в коре выветривания в некотором роде может служить примером. Если данное предположение подтвердится, то этот фактор может иметь важное практическое значение. Допустим, что так называемый аллювиальный износ уральских алмазов (обтертости ребер, вершин и граней кристаллов, матовость поверхностей граней, скульптурные узоры и формы травления) объясняется не механическим воздействием на алмазы в процессе их водной транспортировки, а является следствием длительного пребывания алмазов в химически активной среде коры выветривания. В этом случае некоторые поисковые критерии требуют критической переоценки.

**Золото.** В элювиальных россыпях золотинок, освобожденные от материнской породы, имеют примерно ту же форму, какой они обладали до раскрытия — угловатые, часто крючковатые, ветвистые или в виде проволоки с шероховатой поверхностью, с выступами. Пробность золота в элювии обычно выше, чем в первичных рудах, и ниже, чем в аллювиальных россыпях. Но известны случаи сохранения в зоне окисления кристаллического золота, унаследованного от первичных руд. Так, на одном из золото-полиметаллических рудопоявлений в кварц-барит-карбонатных жилах с сульфидами в зоне окисления подавляющее большинство золотинок представлено хорошо образованными кристаллами, их сростками, дендритами. Почти все кристаллы кубооктаэдри, большинство из них с преобладающими гранями октаэдра. В рудных столбах крупное золото в коре выветривания ведет себя инертно. Скрытокристаллическое и тонкозернистое золото свободно мигрирует и часто образует самородки. Таким образом, в головах рудных столбов есть как первичное, так и вторичное золото. В малосульфидных рудах преобладает первичное золото в коре

выветривания, в многосульфидных — вторичное золото, которое по свойствам не отличается от остаточного. Изменение самородного золота в элювиальных россыпях выражено в коррозии периферических зон золотинок с частичным растворением золота в приповерхностном слое и облагораживании золотинок в результате выноса из приповерхностного слоя примеси серебра и других элементов. В целом, содержания золота в верхних зонах коры выветривания в 3—4 раза выше, чем в материнских породах (рудах).

**Платина.** Форма выделений платины в коре выветривания в основном неправильная, но иногда и кристаллическая. Окраска платины в элювии характеризуется темным цветом, но зачастую цвет зерен на их поверхности буровато-серый, землистый или тускло-серый. После очищения она приобретает обычно серебристо-белый цвет. Элювиальная платина сравнительно высокопробная и относится к поликсену или близким к нему разновидностям. Для платины из коры выветривания свойственна повышенная магнитность из-за наличия в ней значительного количества железа. Элювиальная платина химически более устойчива в зоне гипергенеза, чем золото.

**Тантало-ниобаты.** Среди тантало-ниобатов наиболее устойчив к воздействию агентов выветривания танталит-колумбит  $(\text{Fe}, \text{Mn})\cdot(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ . В нижних подзонах коры выветривания метасоматически измененных гранитоидов и пегматитов танталит-колумбит присутствует в виде короткопризматических или пластинчатых кристаллов, часто образующих сростки с кварц-мусковит-полевошпатовым агрегатом и минералами группы циркона — малакона. Поверхность граней ровная, блестящая, без следов коррозии. В дресвяно-щебенистой подзоне каких-либо существенных изменений минерал не претерпевает и в основной массе (до 60 %) еще находится в сростках. В гидрослюдистой подзоне танталит-колумбит вскрыт полностью и представлен черными с синеватой побежалостью пластинчатыми и призматическими кристаллами с гранями бипирамиды, часто встречается в обломках. На гранях отмечается грубая продольная штриховка. В каолинист-гидрослюдистой подзоне преобладают удлинённые тонкопризматические кристаллы колумбита, хрупкие и частично корродированные с тусклым блеском и белым налетом продуктов окисления. По периферии кристаллов иногда появляются полупрозрачные бурые пленки, что, по-видимому, обусловлено образованием гидроксида тантала и ниобия. В каолинитовой подзоне танталит-колумбит становится хрупким, трещиноватым и кавернозным и легко разрушается при механическом воздействии. При интенсивном химическом выветривании поверхность кристаллов танталит-колумбита становится матовой и покрывается налетом гидроксидов железа и марганца. А.С. Таланцев установил, что самое высокое (75—95 %) извлечения колумбита гравитационными методами обогащения наблюдается в гидрослюдистой подзоне коры выветривания пегматитов в верхней же каолинитовой подзоне оно падает (35—60 %) из-за большой выветрелости танталит-колумбита, а в подзоне дресвы становится еще меньше (20—65 %) ввиду его неполного вскрытия. Для вскрытия танталит-колумбита из дресвяно-щебенистой подзоны обломочный материал первичного концентрата (после отмучивания и клас-

сификации) необходимо доработать, что приводит к переизмельчению его зерен, как более хрупких по сравнению с кварцем, в результате чего извлечение танталит-колумбита снижается. В нижних подзонах коры выветривания щелочных, ультращелочных пород и карбонатитов гипергенные изменения пирохлора  $(\text{Na}, \text{Ca})_{2-x}\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$  и гатчеттолита  $(\text{CaU})_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{OH})$  выражаются в их гидратации, приводящей к повышенной хрупкости. В первую очередь такому изменению подвергаются разновидности пирохлора со структурой, нарушенной метамиктным распадом (ториевый пирохлор и др.) с превращением его во многих случаях в тонкодисперсное образование. В гидрослюдистой подзоне пирохлор сначала растрескивается, а затем разрушается вследствие выщелачивания из кристаллической решетки натрия и других элементов. Самым неустойчивым в условиях химической коры выветривания оказывается гатчеттолит, в котором еще на ранней стадии выветривания четырехвалентный уран окисляется до шестивалентного. Минерал светлеет и меняет окраску от бурой и черной до желтой и оранжевой, в кристаллах возникает тончайшая сеть трещин, из гатчеттолита выносятся уран, натрий и другие элементы. Ю.Л. Капустиным [12] установлено, что ниобий выносятся из гатчеттолита более активно, чем тантал. Так, в одном из массивов карбонатитов отношение тантала к ниобию в гатчеттолите из коры выветривания составляет 2,5, в этом же минерале из первичных руд оно равно 4,7. В зоне карбонатной сыпучки коры выветривания карбонатитов гатчеттолит еще сохраняет свои кристаллографические формы. На более поздних стадиях выветривания гатчеттолит с поверхности превращается в рыхлый агрегат от светло-желтого до белого цвета, который даже при слабом механическом воздействии легко рассыпается в порошок. Для гатчеттолитов в коре выветривания свойственно уменьшение их плотности в зависимости от степени выветрелости, что обусловлено как гидратацией гатчеттолитов, так и выносом из них калия и кальция.

Одним из наиболее распространенных гипергенных изменений гатчеттолита является обрастание его пирохлором. В большинстве случаев пирохлор представлен кристаллической и очень редко метамиктной разновидностями характерного серого и темно-серого цвета. По данным Е.А. Зверевой, выветривание такого гатчеттолита начинается с появления мельчайших трещинок на поверхности пирохлоровой каемки. Если трещинки достигают гатчеттолита (до этого защищенного от агентов выветривания пирохлором), то он начинает выветриваться, постепенно превращаясь в светло-желтый до белого порошок агрегат. Обычно выветриванию в первую очередь подвергаются участки гатчеттолита на контакте с пирохлором, в результате чего пирохлоровая каемка обкалывается и обнажаются гатчеттолитовые части зерен, что способствует более интенсивному их выветриванию.

Пирохлоры более устойчивы в гипергенных условиях, чем гатчеттолит, хотя устойчивость и характер выветривания отдельных их разновидностей неодинаковы. В коре выветривания пирохлор иногда находится в сростках с фосфатами, гидроксидами марганца и железа. Выветривание пирохлора на первых стадиях гидратации и частичного выщела-

чивания приводит к образованию осветленной каемки по периферии зерна. Эта каемка в дальнейшем увеличивается, заполняя центральные части пирохлора, сохранившиеся в неизменном состоянии. По мере развития процесса выветривания пирохлор замещается сравнительно рыхлой массой светло-желтого или серого цвета.

Химический анализ рыхлого светло-желтого выветрелого пирохлора, по данным Г.В. Писемского, позволяет сделать следующие выводы:

- двукратное увеличение воды по сравнению с небольшим ее содержанием в невыветрелом пирохлоре свидетельствует об интенсивном процессе гидратации;

- резкое уменьшение содержания Са и других щелочноземельных и щелочных металлов (Mg, Na, K) указывает на развитие процесса выщелачивания;

- наиболее инертные элементы (Nb и Ti) сохраняются в пирохлоре в прежнем или даже в увеличенном количестве.

Таким образом, изменения пирохлора при выветривании приводят к ослаблению внутренних кристаллографических связей, появлению трещиноватости на гранях кристаллов, дезинтеграции зерен пирохлора, выносу щелочей и щелочноземельных элементов, осветлению минерала и образованию новых минеральных форм, сохраняющих внешние признаки первичного пирохлора.

В коре выветривания карбонатитов широко распространены колумбитизированные пирохлоры, значительно реже — колумбитизированные гатчеттолиты. Полные псевдоморфозы колумбита по пирохлору и гатчеттолиту устойчивы к процессам выветривания — они присутствуют в коре выветривания в основном в неизменном виде, только слегка тускнеют, а иногда становятся сильно пористыми. Пирохлор и гатчеттолит, лишь частично замещенные колумбитом, значительно изменчивы в гипергенных условиях и менее устойчивы, чем неколумбитизированные их разновидности. Слабая устойчивость частично колумбитизированных пирохлора и гатчеттолита объясняется значительной пористостью колумбита.

Гатчеттолит и урановый пирохлор, содержащие повышенные количества урана и тантала, выветриваются быстрее, чем колумбит. В то же время пирохлоры с выдержанным химическим составом отличаются разной устойчивостью к выветриванию. Особенно это касается кристаллических и метамиктных разновидностей. Способствует активному выветриванию и зональное строение минералов.

Большое значение в сохранности тантало-ниобатов в зоне выветривания имеют включения различных минералов (карбонатов, актинолита, апатита, магнетита, ильменита и др.). Эти минералы довольно легко подвергаются выветриванию, крошатся или выщелачиваются из кристаллов тантало-ниобатов, нарушая их монолитность и увеличивая поверхность соприкосновения с внешней средой. Мелкие зерна минералов выветриваются легче крупных. Разнообразные сочетания перечисленных свойств в разновидностях тантало-ниобатов обуславливают определенный характер поведения каждого из них в гипергенных условиях.

Поскольку колумбит наиболее устойчив среди разновидностей танта-

ло-ниобатов, в продуктах выветривания происходит относительное его накопление по сравнению с пирохлором и гатчеттолитом. Е.И.Семенов в коре щелочных пород установил продукты выветривания тантало-ниобиевых минералов, представляющие собой серые и желтоватые дисперсные образования с низкой (2,1–3) плотностью и показателями преломления, равными 1,55–1,8, которые по содержанию оксидов ниобия и тантала (до 45 %) часто не уступают обычным эндогенным тантало-ниобатам, обладающим очень высокими (5–8) плотностью, твердостью и показателями преломления. Если эндогенные тантало-ниобаты представляют собой нерастворимые в кислотах безводные силикаты и сложные оксиды, то гипергенные минералы – простые гидроксиды ниобия и тантала с содержанием до 22 % низкотемпературной воды, легко растворяющиеся в кислотах. Этими вторичными минералами являются герасимовскит  $NbTi(OH)_9$ , ниобоанатазовый лейкоксен  $(Ti, Nb)O_2 + 7$ , гидропирохлор  $Nb_2O_3(OH)_4$ , гидроксид ниобия  $Nb(OH)_5$  или  $Nb_2O_5 \cdot nH_2O$ .

**Титано-тантало-ниобаты.** Эти минералы развиты в ультращелочных породах и карбонатитах. К ним относятся лопарит, металопарит, ильменорутит, ниоботитанат кальция. Все они устойчивы к выветриванию. Некоторые их изменения проявляются в основном в дезинтеграции зерен, частичном выщелачивании и окислении. Выветриваются лишь поверхностные части минералов, которые представлены титано-тантало-ниобатами с повышенным содержанием  $H_2O$  и уменьшенным –  $CaO$ , щелочей; изменяется окраска и плотность; иногда появляется желто-бурая корочка гидроксидов железа или светло-желтые налеты лейкоксена.

Лопарит  $(Cl, Ca, Na)(Ti, Nb)$  в коре выветривания преобразуется очень редко, что выражается в аномальной окраске, часто наблюдающейся в одном и том же зерне (от черной до бурой и желтой). Интенсивно выветрелые разности лопарита представляют собой бурые кавернозные агрегаты, напоминающие гидроксиды железа.

Ильменорутит  $(Ti, Nb, Ta, Fe^{2+})O_2$  – наименее устойчивый к выветриванию минерал из всех титано-тантало-ниобатов. При выветривании ильменорутила в начальной стадии на поверхности зерен образуются корочки зеленовато-серого цвета. На более поздних стадиях происходит полное замещение ильменорутила бесформенными рыхлыми выделениями ниоботитаната серовато-зеленоватого цвета.

Ниоботитанаты кальция нередко встречающиеся в карбонатитах в виде черных пластинчатых кристаллов и обломков черного цвета, просвечивающих в изломе красно-бурым. По химическому составу они близки к перовскитам и в коре выветривания почти не изменяются.

**Редкоземельные фосфаты** (монацит, ксенотим, черчит, рабдофанит и др.) широко распространены в коре выветривания различных пород.

В карбонатитах монацит  $CePO_4$  входит в состав анкеритовых кальцитовых карбонатитов, образуя скопления зерен неправильной формы, в редких случаях встречается в виде единичных мелких (до 2 мм) кристаллов пластинчатой и шестоватой формы. Цвет его красный, желтовато-красный, блеск алмазный. Большей частью он полупрозрачен, в отдельных зернах до прозрачного. При выветривании монацит приобретает

более светлую окраску (до светло-розовой) и матовый блеск. Часто его кристаллы покрываются тонкими пленками гидроксидов железа. Кроме того, гипергенный землистый монацит замещает другие первичные фторкарбонаты редких земель (бастнезит, паризит и др.). Гипергенный монацит в коре выветривания присутствует в тесном сростании с паризитом, причем эти редкоземельные агрегаты всегда покрыты корочками гидроксидов железа. Гипергенному монациту свойственно высокое содержание редких земель и фосфора, низкое – элементов-примесей ( $Ca, Si, Al$ ) в отличие от обычных рабдофанита и монацита. Развитие гипергенного монацита происходит как в результате замещения паризита монацитом, так и вследствие осаждения редких земель, переходящих в растворы при растворении кальцита и некоторых других минералов, содержащих их в качестве примесей. Первичный монацит в рыхлых образованиях коры выветривания также замещается порошковатой гипергенной модификацией.

По сообщению Ю.Л. Капустина [12], аналогичный вторичный монацит установлен в выветрелых продуктах штаффелита на Кольском полуострове. Гипергенный монацит представлен стяжениями белого, желтого или бурого (при загрязнении лимонитом) цвета.

Среди водных редкоземельных фосфатов широко распространен черчит  $YPO_4 \cdot 2H_2O$  в виде радиально-лучистых агрегатов, шаровидных конкреций, корочек, зерен неправильной формы, реже оолитоподобных агрегатов молочно-белого слегка желтоватого цвета с шелковистым или жемчужным блеском, прозрачных и полупрозрачных. Поверхность выделений иногда покрыта охрой. Но наблюдаются разности черчита, представленные рыхлыми образованиями желтоватого цвета, без шелковистого блеска, тусклые. Черчит единственный минерал иттриевых редких земель, встречающийся в коре выветривания щелочных пород и карбонатитов. Развивается он, видимо, по ксенотиму. Промышленные скопления черчита в последние годы установлены в коре выветривания метаморфических пород.

Рабдофанит  $CePO_4 \cdot H_2O$  образует корочки, землистые и сферолитовые агрегаты желтого, зеленовато-желтого и бурого цвета, реже бесцветные. Он определен в коре выветривания фенитов, щелочных пород и карбонатитов.

В тропических условиях при латеритизации и каолинизации гранитов, монацит, находящийся в породе, накапливается в коре выветривания. Так, латеритизированный гранит в Сьерра-Леоне содержит монацит в количестве около 9 кг/т, что представляет промышленный интерес.

Г.В. Писемский в коре выветривания ультращелочного массива отмечает водный фосфат алюминия и трехвалентного железа, включающий редкие земли. Встречается этот минерал в виде бурых землистых или охристых пористых выделений, корочек, зерен неправильной формы. По химическому составу он отвечает водным фосфатам алюминия и трехвалентного железа, содержит повышенное количество  $Na_2O$  и редких земель, среди которых преобладают элементы цериевой группы.

Е.И. Семенов высказывает предположение, что большинство водных

фосфатов, относится к промежуточным продуктам выветривания эндогенных фосфатов и карбонатов редких земель, о чем свидетельствуют часто встречающиеся их псевдоморфозы по первичным минералам, а также типичные экзогенные формы выделений — корочки, колломорфные образования, землистые массы. При выветривании редкоземельных минералов устанавливаются следующие ряды:

- 1) паризит → бастнезит → рабдофанит → церианит;  
 $\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$     $\text{CeCO}_3\text{F}$     $\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$     $\text{CeO}_2$
- 2) монацит ⇌ рабдофанит → церианит;  
 $\text{CePO}_4$     $\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$     $\text{CeO}_2$
- 3) ксенотим → черчит.  
 $\text{YPO}_4$     $4\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

**Фторкарбонаты редких земель.** Паризит  $\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$  — наиболее типичный минерал продуктов выветривания анкеритовых карбонатитов, имеющий форму шестигранных пластинчатых зерен или их сростков, иногда мелкозернистых (до 2 мм) агрегатов. Цвет желтый до зеленовато-желтого, зерна обычно непрозрачны, в микровыделениях — полупрозрачны. На крупные и пластинчатые зерна паризита иногда нарастают мелкие его кристаллики такой же формы. Часто паризит образует тонкие прожилки и сростки с монацитом, тогда как в коренных рудах они пространственно разобщены. Л.Б. Чистов объясняет это явление замещением в гипергенных условиях менее устойчивых форм паризита более устойчивыми — монацитом. Иногда паризит находится в сростках с апатитом, биотитом, пиритом, с поверхности они покрыты гидроксидами железа.

Бастнезит  $\text{CeCO}_3\text{F}$  легко разрушается в коре выветривания, и активный гидродинамический режим формирующейся коры выветривания способствует выносу редких земель. Остаются в рыхлом элювии лишь редкие земли, связанные с гипергенным монацитом, а также землистые, порошковые массы, тонкие выделения и примазки разрушенных бастнезита и паризита. В коре выветривания бастнезит разрушается меньше, чем паризит, и образует непосредственно по нему псевдоморфозы в виде белой порошковой массы.

В коре выветривания одного из щелочных массивов Сибири встречаются желваки и охристые выделения белого и желтоватого бастнезита и рабдофанита; черчит отмечен в псевдоморфозах по ксенотиму, а рабдофанит и вторичный бастнезит иногда развиваются при выветривании паризита и первичного бастнезита. Как изоморфная и коллоидная примеси TR находятся в ярозите, гойяците, штаффелите, галлуазите и ферригаллуазите, лимоните и вернадите. Наибольшее (до 3%) содержания TR отмечаются в ярозите и вернадите. Все минералы, за исключением черчита, имеют селективный цериевый состав TR. В бастнезите, рабдофаните, ярозите и вернадите наблюдается резкое обогащение лантаном. Черчит имеет диспрозиевый максимум лантаноидов. Замещение ортита бастнезитом и торугумитом замечено в зоне латеритизации щелочных сиенитов редкоземельно-ториевого месторождения Морро-ди-Форру (Бразилия).

**Минералы бериллия.** Выветривание берилла  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  наиболее характерно для его натриевых разновидностей ( $\text{Na}_2\text{O}$  0,3–0,7 %). У многих кристаллов на поверхности наблюдаются участки повышенной микротрещиноватости, на которых зеленая окраска сменяется на белую или светло-бурую. Натриевые бериллы даже в пегматитах, сравнительно слабо затронутых выветриванием, уже имеют явные следы химического воздействия, в то время как слабощелочные бериллы довольно хорошо сохраняются в каолин-гидрослюдистой подзоне коры выветривания.

Как правило, берилл в коре выветривания пегматитов не меняет свою форму. Интенсивно выветрившиеся бериллы становятся рыхлыми, но содержание  $\text{BeO}$  в них не падает, а в отдельных случаях даже повышается. В коре выветривания грейзенизированных мраморов у бериллов появляются коррозионные поверхности. Но и в этом случае минерал весьма устойчив и вынос  $\text{BeO}$  не отмечается. Берилл в зонах окисления малосульфидных грейзеновых месторождений сначала частично растворяется, а затем приобретает ноздреватое пористое строение или превращается в сахароподобный материал. При наличии зональности в кристаллах наиболее интенсивно изменяется его внешняя непрозрачная "рубашка". Показатели преломления бериллов из коры выветривания пегматитов варьируют в обычных пределах, что свидетельствует о постоянстве его химического состава. Таким образом, берилл в зоне выветривания более стабилен, чем полевые шпаты и слюды, а бериллий в нем связан весьма прочно и почти не выщелачивается.

Фенакит  $\text{Be}_2\text{SiO}_4$  устойчив в коре выветривания. Грани его кристаллов из зоны гипергенеза обычно незамутненные, с ярким блеском, показатели преломления фенакита в зоне выветривания не изменяются.

Гельвин  $\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$  по степени устойчивости в коре выветривания уступает всем породообразующим минералам, замещаясь бурыми охрами, в которых резко снижается содержание  $\text{BeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ , а оксид железа (III) полностью переходит в оксид. При выветривании гельвина бериллий в основном выносятся на самых начальных стадиях выветривания, но часть его остается в составе гидроксидов.

Гадолинит  $(\text{TR}, \text{Ca})_2\text{FeBe}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{O}, \text{OH})_2$ , бертрандит  $\text{Be}_4 \cdot [\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot (\text{OH})_2$ , бавенит  $\text{Ca}_4[(\text{Al}, \text{Be})_4\text{Si}_9(\text{O}, \text{OH})_{26}](\text{OH})_2$  в зоне выветривания неустойчивы и в верхних гидрослюдисто-каолининовой и каолининовой подзонах не сохраняются.

Хризоберилл  $\text{Al}_2\text{BeO}_4$  устойчив в коре выветривания, но менее, чем слабощелочной берилл. Драгоценные разновидности хризоберилла (александрит и цимофан) в зоне гипергенеза ведут себя аналогично хризобериллу.

**Минералы лития.** Специфической особенностью сподуменовых месторождений является необычная легкость разрушения сподумена в условиях гипергенеза. В связи с этим на месторождениях образуется своеобразная зона выщелачивания, в пределах которой сподумен бывает иногда превращен в различные глинистые минералы: каолинит, галлуазит или монтмориллонит, в зависимости от физико-химических условий, в которых происходит выветривание. В результате изменения сподумена

$\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  вдоль трещин спайности и отдельности развиваются глинистые минералы, вследствие чего такие кристаллы легко рассыпаются в руках на отдельные мелкие иголки. Характер и интенсивность выветривания сподумена и соответственно с этим мощность зоны выщелачивания бывают различными в разных месторождениях. Так, на месторождениях, находящихся в тропическом поясе или расположенных в районах проявления древней коры выветривания, весь сподумен на глубину до 25 м и более может быть нацело выщелочен и превращен в глины. В подзоне дресвы он сохраняет в невыветрелом состоянии, в гидрослюдистой подзоне — начинает выщелачиваться, но еще сохраняет первичные форму и состав. На одном из месторождений Африки сподумен добывали из нижних горизонтов коры выветривания.

Другой, но реже встречающийся в коре выветривания минерал лития — петалит  $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$  легко изменяется под воздействием гипергенных процессов. В коре выветривания по петалиту чаще всего развивается монтмориллонит. По амблигониту  $\text{LiAl}[\text{PO}_4]$  (F, OH) в условиях гипергенеза также образуются вторичные минералы.

**Минералы циркония.** Циркон широко распространен в корях выветривания карбонатитов, ультращелочных и щелочных пород, мигматизированных гнейсов и др. Наибольшее его количество установлено в карбонатитах, щелочных и особенно нефелиновых сиенитах.

Наряду с цирконами  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$  часто встречается циркелит  $(\text{Zr}, \text{Ca}, \text{Ti}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mg}, \text{TR}, \text{U}, \text{Th})_3\text{O}_5$ , характеризующийся светло-серой окраской и тусклым блеском.

При выветривании циркон обычно не изменяется. Однако из-за большого числа включений силикатных минералов (в основном альбита и эгирина) он нередко подвергается дезинтеграции. Легкое разрушение кристаллов циркона связано с увеличением объема минералов-включений в процессе их гидратации и окисления.

В редких случаях в коре выветривания устанавливаются и некоторые химические изменения циркона. Так, Е.И. Семенову удалось изучить желтовато-белые порошковатые выделения, развивающиеся по циркону, он определил их как гельциркон, имеющий следующий химический состав, %:  $\text{SiO}_2$  23,96;  $\text{ZrO}_2$  47,6;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0,17;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  0,03;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  0,27;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  5,49;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,65;  $\text{MgO}$  0,1;  $\text{CaO}$  2,11;  $\text{H}_2\text{O}$  9,6; п.п.п. 9,67.

Кроме циркона в корях выветривания промышленное значение имеет бадделейт  $\text{ZrO}_2$ , который также весьма устойчив в зоне гипергенеза. Драгоценные разновидности циркона — гиацинт (оранжевый и коричнево-красный), жаргон (соломенно-желтый, дымчатый) и старлит (голубой) в коре выветривания ведут себя аналогично основному минералу.

**Минералы титана.** Ильменит  $\text{FeTiO}_3$  относительно устойчив в коре выветривания и образует многочисленные и богатые элювиальные россыпи по габброидам, щелочным и метаморфическим породам. Максимальные его концентрации отмечаются в дресвяно-щебенистой и гидрослюдистой подзонах. Выше по разрезу профиля коры выветривания содержание ильменита падает и соответственно увеличивается количество лейкоксена и рутила. В верхней подзоне коры выветривания ильменит отсут-

ствует и титан концентрируется в рутиле, анатазе, лейкоксене и гелеподобных титановых образованиях. Принципиальная схема поведения ильменита в коре выветривания достаточно хорошо известна.

Двухвалентное железо в решетке ильменита в зоне гипергенеза окисляется до трехвалентного и частично выносится, остающийся диоксид титана образует кристаллическую решетку рутила и сохраняется в коре выветривания в виде устойчивых зерен лейкоксена и лейкоксенизированного ильменита, который проявляет себя в этом случае как минерал, способный сохраняться до стадии конечного окисления и гидролиза, когда ильменит полностью разрушается.

В коре выветривания ультращелочных, щелочных и карбонатитовых пород ильменит развит широко. Наибольшие его количества отмечаются в породах ийолит-мельтейгитового ряда. Представлен он в основном черными пластинчатыми зернами, реже неправильной формы. Среди карбонатизированных пород и карбонатитов ильменит часто находится в ассоциации с сульфидами, образует пятнистые скопления мелких зерен среди карбонатов, встречается в сростках с порошковатыми выделениями редкоземельного фосфата. В коре выветривания он почти всегда замещен лейкоксеном. Это замещение или ограничивается тонким поверхностным слоем кристалла, или бывает полным. Лейкоксен буроватого, желтого и серого цвета со смолистым блеском, обычно сохраняет форму зерен ильменита.

В кимберлитах ильменит меняет свою морфологию, в зоне выветривания развиваются остроугольные обломки, не характерные для материнских пород. Типична повышенная лейкоксенизация и гематитизация вместе с лейкоксеном по трещинам отмечается рутил, гематит и гидроксиды железа.

Многие зерна ильменита замещаются лейкоксеном не только с поверхности, но и по всей массе зерна в виде серии тончайших полосок по направлениям спайности. Часто лейкоксен образует тонкие корочки на поверхности ильменита, иногда отдельные мелкие тонкие пластинки.

Рутил  $\text{TiO}_2$  — наиболее стойкий из всех титановых минералов по отношению к агентам выветривания и хорошо сохраняется в верхней латеритной зоне коры. Преобразование минералов в процессе выветривания титановых минералов идет в направлении: ильменит → лейкоксенизированный ильменит → лейкоксен → рутил → анатаз.

**Минералы олова.** В чистом виде касситерит  $\text{SnO}_2$  бесцветен и прозрачен, но в природе из-за постоянного присутствия примесей минерал почти всегда окрашен. Касситерит в поверхностных условиях представляет собой стойкое и инертное соединение. В зоне окисления сульфидных месторождений, где прочие первичные минералы полностью изменены, кристаллы касситерита не теряют зеркального блеска на гранях.

Исключительная химическая стойкость касситерита в сочетании с благоприятными физическими свойствами обуславливает сохранение его в коре выветривания и образование элювиальных россыпей.

Станнин  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$  в зоне окисления неустойчив, но, входя в состав пегматитов, частично сохраняется в самых нижних горизонтах коры

выветривания. При окислении в условиях циркуляции кислых растворов часть стanniнового олова переходит в раствор и переоткладывается.

**Минералы вольфрама.** Вольфрамит  $Mn, Fe[WO_4]$  хорошо сохраняется в зоне гипергенеза и способен формировать элювиальные россыпи. При латеритном выветривании вольфрамит разрушается, так как обладает прекрасной спайностью, обуславливающей дезинтеграцию его зерен в экстремальных условиях и последующее химическое разложение.

Шеелит  $CaWO_4$  менее стабилен в зоне гипергенеза, чем вольфрамит, тем не менее в коре выветривания и в малосульфидных зонах окисления достаточно стойкий. Известны случаи шеелитовых аллювиальных россыпей.

**Хромшпинелиды.** Хромит  $FeCr_2O_4$  и магнезиохромит ( $Mg, Fe^{2+})Cr_2O_4$  устойчивы в нижних и средних подзонах коры выветривания и образуют промышленные элювиальные россыпи. В самых верхних подзонах профиля выветривания ультраосновных пород хромшпинелиды выщелачиваются и хром выносятся.

**Магнетит.** В коре выветривания магнетит  $Fe_3O_4$  представлен угловатыми неправильной формы обломками с раковистым изломом. Зерна его окислены или покрыты толстой темно-буровой корочкой, или целиком замещены гидроксидами железа. Иногда магнетит встречается в сростании с ильменитом. В средних и верхних зонах коры выветривания магнетит практически не встречается. Тем не менее известны примеры, когда возникают магнетитовые элювиальные россыпи.

**Киноварь.** Единственным минералом из группы сульфидов, хорошо сохраняющимся в коре выветривания, в том числе и в зонах окисления, является киноварь  $HgS$ . Поведение ее в коре выветривания изучено недостаточно. Минерал хрупкий, отличается низкой механической крепостью. Киноварь способна формировать промышленные элювиальные россыпи (КНР).

**Апатит.** Апатит  $Ca_5 [F, Cl(PO_4)_3]$  широко развит во всех породах щелочно-основных массивов и особенно в породах ийолит-мельтейгитового ряда, в габброидах и осадочно-метаморфических породах. Не измененный выветриванием апатит представляет собой обычно мелкие призматические кристаллики или выделения неправильной формы. При выветривании апатит становится иногда непрозрачным, приобретает матовый, иногда перламутровый блеск. В некоторых образцах можно видеть, как выветривание апатита идет по трещинам. При этом развиваются белоснежно-белые и светло-бурые разности. Поверхность слабыветрелых кристаллов имеет следы выщелачивания. Плотность как свежих, так и слабыветрелых разностей 3,3. При более интенсивном выветривании, выражающемся в сильном корродировании зерен и образовании белых порошковатых масс, плотность уменьшается до 2,7. Наиболее ветрелые апатиты представлены светло-бурыми и серыми рыхлыми массами с восковым блеском. Выделяется несколько типов кор выветривания по устойчивости в них апатитов. В гидрослюдисто-каолинитовых корах выветривания кислых пород апатит — один из наименее устойчивых минералов, и его накопление обычно не наблюдается. В монтмориллонитовых корах

выветривания кислых пород он более устойчив. В корах выветривания основных пород апатит является одним из наиболее устойчивых минералов, образующих многочисленные остаточные фосфатные месторождения. Максимальные концентрации его приходятся на гидрослюдистую подзону. В каолинитовой подзоне он растворяется. В ультраосновных породах апатит является минералом, более устойчивым к выветриванию по сравнению с другими породообразующими алюмосиликатами. С ультраосновными породами нередко связаны повышенные концентрации первичного апатита. При выветривании апатитсодержащих карбонатных пород наблюдается, как правило, накопление апатита в коре выветривания, в несколько раз превосходящее его содержание в исходных породах. Апатит — один из распространенных минералов в корах выветривания ультращелочных пород и карбонатитов. Концентрация его в элювии на многих месторождениях достигает промышленного значения. Содержание апатита в ветрелых породах в среднем составляет 20—30 %. Размер отдельных зерен в коре выветривания колеблется от сотых долей миллиметра до 4 мм. Зерна имеют длиннопризматическую, призматическую и изометричную формы, значительно реже встречаются шарообразные зерна апатита. В редких случаях апатит в коре выветривания наблюдается в виде сростков прозрачных длиннопризматических кристаллов размером до 3 мм (по длинной оси).

Апатит в коре выветривания карбонатитовых массивов, обычно прозрачен, иногда полупрозрачен, бесцветен, в некоторых случаях белый, белоснежно-белый, редко со слабым розоватым, желтоватым или зеленоватым оттенками. Зерна апатита в коре выветривания почти всегда покрыты тонкой пленкой войлоковидных скоплений иголочек актинолита, пленками или точечными выделениями гидроксидов железа, значительно реже гидроксидов марганца. Апатит в коре выветривания чаще всего присутствует в неизменном виде, но иногда он дезинтегрирован и превращается в агрегат мелких обломков, сцементированных белым минералом со слабым зеленоватым оттенком, имеющим несколько более низкий показатель преломления, чем реликтовый апатит. Возможно, это гипергенный апатит или штаффелит (карбонатистый фторапатит с пониженным содержанием TR), которые выпадают из растворов, обогащенных  $P_2O_5$ . Иногда трещинки образуют густую сеть в крупных кристаллах апатита. Они дезинтегрируют до мелких зерен и сцементированы гидроксидами железа. В редких случаях установлены признаки растворения апатита (начиная с периферических частей). Очертания зерен становятся расплывчатыми, зерна теряют свои обычные контуры. Иногда четко фиксируются начальные стадии развития гипергенного апатита, который кристаллизуется в виде тонкоигольчатых агрегатов — по периферии крупных зерен апатита, подвергающихся растворению.

**Драгоценные камни.** Топаз  $Al_2 [(F, OH)_2SiO_4]$  при выветривании коренных пород почти не поддается химическим изменениям и в коре выветривания обычно встречается в виде хорошо сохранившихся кристаллов совместно с кварцем и бериллом.

Опал  $SiO_2 \cdot nH_2O$  — благородный и драгоценный, представлен мно-



жеством видов, отличающихся окраской, степенью прозрачности, характером опалесценции и текстурными особенностями. Среди них выделяют: белый опал, черный опал, арлекин-опал (полихромный), огненный, золотой и др. Опал-оникс состоит из чередующихся слоев обыкновенного и драгоценного опала. Обыкновенный опал — разноокрашенный, просвечивающий до непрозрачного. Кахолонг — фарфороподобный, непрозрачный, разноокрашенный и др. В коре выветривания опалы относительно устойчивы и хорошо сохраняются в самых верхних ее горизонтах. На латеритных месторождениях силикатного никеля невыветрившиеся опалы можно видеть в свалах прямо на поверхности.

Аметист  $\text{SiO}_2$  — фиолетовый с синеватым и красноватым оттенками различной интенсивности. Встречаются разновидности слабоокрашенные, почти бесцветные и густоокрашенные, бархатистые. Лучшими образцами считаются яркоокрашенные камни с кроваво-красным оттенком.

Аметисты разных месторождений отличаются обычно оттенками окраски: мадагаскарские — синевато-лавандовые, из шт. Северная Каролина (США) — красновато-фиолетовые, бразильские и уругвайские — с желтоватым, цитриновым оттенком. Аметистам некоторых месторождений Мадагаскара, СССР и США (шт. Пенсильвания) свойственна смешанная фиолетово-дымчатая окраска.

В природных условиях окраска аметиста, как правило, устойчива. В россыпях Шри Ланки, Бразилии и Мадагаскара кристаллы мутнеют лишь в тонком поверхностном слое, сохраняя внутри прозрачность и цвет. Однако известно, что под воздействием солнечных лучей цвет аметиста может изменяться. Например, некоторые аметисты бразильских и африканских месторождений становятся желтовато-зелеными или обесцвечиваются даже после непродолжительного солнечного облучения. В коре выветривания растворение аметиста проявляется лишь в каолиновой подзоне. В латеритном горизонте минерал не сохраняется.

Хризопраз  $\text{SiO}_2$  — просвечивающая разновидность халцедона; микроромбическая модификация кварца. Минерал окрашен в зеленый цвет рассеянными частицами гидратированного силиката никеля. В верхних подзонах коры выветривания хризопраз иногда покрыт буровой коркой, по которой часто наблюдается непрозрачная белесоватая или белая зона толщиной до нескольких миллиметров, образовавшаяся вследствие выщелачивания. Иногда хризопраз превращается в сыпучую массу, напоминающую маршаллит.

Нефрит  $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$  относится к ювелирно-поделочным камням. Это плотный скрытокристаллический агрегат моноклинного амфибола тремолит-актинолитового изоморфного ряда. Цвет нефрита зеленый разных оттенков (плотность 3,2–3,3), реже встречаются белые и серые разновидности (плотность 2,8–2,9).

Наличие корочки выветривания делает его похожим внешне на серпентин. В коре выветривания слабо устойчив и сохраняется только в нижних ее горизонтах.

Жадеит  $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$  — натровый алюмосиликат пироксеновой груп-

пы. Обычно твердый раствор, содержащий примесь других пироксенов — диопсида, реже геденбергита и эгирина. По числу примесей различают три его разновидности: собственно жадеит, диоксид-жадеит, хлормеланит. Содержание жадеитовой молекулы составляет, %: в белом жадеите 92–98, в зеленом 80–85, в собственно жадеите не менее 80, в зеленом жадеит-диопсиде 40–65. Хлормеланит имеет темно-зеленый, почти черный цвет.

Сам жадеит — это плотная зернистая мономинеральная порода. Цвет его может быть самый разнообразный, обусловленный различными примесями (железом, хромом, алюминием, никелем и др.). В процессе длительного выветривания приповерхностный слой жадеитовых валунов приобретает ярко-красную и желтую окраску, что объясняется проникновением гидроксидов железа в микротрещины. Жадеит сохраняется лишь в самых нижних горизонтах коры выветривания.

Родонит  $[\text{Mn}, \text{Ca}] \text{SiO}_3$ , или орлец, относится к группе волластонита. Наиболее типичный цвет минерала розовый, иногда розовато-серый, малиновый или красный. На месторождении Султан-Уиз-Даг родониты представляют собой мелкозернистые обогащенные кварцем образования, характеризующиеся равномерной ярко-розовой окраской и воспринимающие зеркальную полировку. В родонитах из зон выветривания отмечаются пятна, прожилки и дендриты оксидов марганца черного цвета. Тонкие ветвящиеся прожилки часто создают красивый пейзажный рисунок, улучшая декоративные качества камня. В коре выветривания относительно устойчив.

Хризолит  $[\text{Mg}, \text{Fe}]_2\text{SiO}_4$  — прозрачная разновидность форстерита; железная модификация оливина ( $\text{SiO}_2$  41 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,65 %,  $\text{FeO}$  10 %,  $\text{MgO}$  47 %). Хризолиты коренных месторождений имеют более интенсивную и равномерную окраску, нежели хризолиты россыпей. На одном и том же месторождении хризолиты могут иметь разную окраску: например, в кимберлитах Якутии наблюдаются как светло-зеленые, так и бурые хризолиты. В коре выветривания он неустойчив и хризолитовые элювиальные россыпи приурочены к самым нижним горизонтам профиля выветривания.

Гранаты. Все они относятся к группе минералов класса ортосиликатов с общей химической формулой  $\text{R}_3^{2+}\text{R}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$  (где  $\text{R}^{2+}$  — Ca, Mg, Fe и Mn, а  $\text{R}^{3+}$  — Al, Fe, Cr, Ti, V).

Цвет минералов практически охватывает всю шкалу цветного спектра (исключая синий) и определяется структурной примесью Fe, Mn, Cr и Ti. Все гранаты неустойчивы в коре выветривания и сохраняются лишь в нижних ее горизонтах (в подзоне гидрослюд). В гидрослюдисто-каолиновой подзоне гранаты уже интенсивно выщелочены и замещены вторичными продуктами выветривания. Тем не менее, они успешно добываются из элювия кимберлитов, основных вулканитов, пегматитов, метаморфических пород.

Среднее содержание пироба в алмазонасных кимберлитах составляет 0,6–2,5 кг/м<sup>3</sup>. В неалмазонасных кимберлитах его количество не превышает 0,4 кг/м<sup>3</sup>. Малохромистые и хромистые пиробы широко распростра-

нены, высокохромистые установлены только в богатых алмазами кимберлитах.

В коре выветривания преобладают остроугольные обломки пиропов, образовавшиеся при разрушении крупных трещиноватых зерен, вышедших из кимберлита при его выветривании. В дресвяно-щебенистой подзоне число зерен пиропов относительно увеличивается за счет распада части трещиноватых кристаллов на более мелкие обломки. В крупных классах пиропов не фиксируется и им относительно обогащен класс 0,1 мм. В целом крупность зерен в элювии по сравнению с кимберлитами уменьшается. Распределение зерен пиропов по цвету не изменяется: оранжевый 75 %, винно-красный 15 %, фиолетовый 2 %. Количество округлых зерен уменьшается с 93 до 26 %. Некоторые зерна имеют шагреновую поверхность. Большинство обломков лишено келифитовой каймы, но иногда она сохраняется на округлой части зерен. Скульптурный рисунок сглажен. Годный к практическому использованию пироп встречается только в самых нижних подзонах коры выветривания кимберлитов — дресвяно-щебенистой и гидрослюдистой.

## ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

Основными факторами подвижности микроэлементов в коре выветривания являются форма их первичного распределения в коренной породе-субстрате, а также соотношение устойчивых и неустойчивых минералов-носителей и концентраторов. Так, при концентрации большей части ниобия и тантала в танталониобатах, ильмените, сфене и других устойчивых в зоне выветривания рудных минералах наблюдается наименьшая подвижность этих элементов. Выщелачивание ниобия и тантала из породообразующих минералов-концентраторов способствует их рассеиванию и выносу из коры выветривания.

Сопоставление абсолютных масс элементов, выносимых на разных стадиях выветривания горных пород, позволяет сделать вывод, что наиболее интенсивный вынос большинства микроэлементов происходит на начальных этапах выветривания.

В процессе выветривания происходит дифференциация ряда близких по свойствам микроэлементов, а также рудных и породообразующих элементов (например, ниобия и тантала, магния и лития, калия и рубидия, кальция и стронция). Дифференциация этих элементов объясняется их различной склонностью к сорбции тонкодисперсными минералами (гидроксиды железа, каолинит, гидрослюды и т. д.), разной миграционной способностью металло-органических и других комплексных соединений, играющих важную роль в миграции элементов в водах зоны гипергенеза.

По избирательной способности к накоплению или рассеянию рассмотренные элементы можно разбить на четыре группы: 1) Cu, Zn, Pb, Sn — дают высокие концентрации совместно с SiO<sub>2</sub>; 2) Be, Cr, V, Ni, Co, Zr — концентрируются в глинистых продуктах выветривания; 3) Ba — обнару-

живает постоянную тенденцию к накоплению в гидратированных продуктах выветривания; 4) Ga — в основном концентрируется в глинистых продуктах выветривания, но не обнаруживает тенденции к накоплению в каолиновых породах, а поэтому его средняя концентрация в гидрослюдистом элювиальном горизонте гранитов в 2 раза превышает таковую в каолиновом.

Избирательная способность химических элементов, как и поведение их в корях выветривания, определяется, видимо, тем, что будучи в сильно рассеянном состоянии, они редко образуют при выветривании самостоятельные соединения. Поэтому их накопление зависит не только от первичного содержания в исходных породах, но и от того, насколько высокими сорбционными свойствами по отношению к тем или иным элементам обладают различные минеральные образования кор выветривания.

Сорбция не единственный способ концентрации малых элементов в корях выветривания. Некоторые элементы входят в состав устойчивых к выветриванию минералов и накапливаются вместе с ними. Другая форма накопления наблюдается в тех случаях, когда при нехватке сорбента отдельные элементы достигают высоких концентраций и образуют самостоятельные соединения (например, никелевые силикаты — гарниерит, неупит).

## ПЛАТИНА

В эндогенных основных и ультраосновных породах платиноиды присутствуют в виде самородных выделений и сульфидов.

Платина и другие металлы этой группы относятся к элементам плохо мигрирующим в природных маломинерализованных водах. Коэффициент их водной миграции, по данным А.И. Перельмана, не превышает 0,1. При выветривании основных и ультраосновных пород платиноиды накапливаются в коре выветривания, частично мобилизуются, переходя в истинные и коллоидные растворы как в результате растворения сульфидов, так и вследствие диспергирования зерен самородных элементов: подвижность платиноидов при этом снижается по ряду Pd—Pt—Rh—Ru—Os—Ir. Имобилизация платиноидов из растворов возможна путем их сорбции на глинистых минералах и гидроксидах Fe и путем осаждения органическим веществом, карбонатами и на зернах самородных платиноидов. Формирование контрастных геохимических ореолов платиновых металлов на рудоносных массивах ультрабазитов не характерно. Контрастные ореолы платины формируются на рудоносных породах и месторождениях, где платиноиды непосредственно связаны с сульфидами, при окислении которых образуются соединения, способные переводить платиноиды в растворы. В тех случаях, когда платиноиды находятся в коре выветривания в виде самостоятельных минеральных выделений, они образуют механические ореолы, тем самым повышая контрастность литохимических ореолов, фиксируя контуры рудного тела. Платина положительно коррелируется с хромом, что является следствием их тесного парагенеза в мате-

ринских породах. Кроме хрома к главным элементам-индикаторам платиноидов относятся Cu и Ni.

В корях выветривания сульфидизированных ультраосновных пород содержание Pd уменьшается в поверхностных горизонтах разреза и концентрируется в более глубоких. Платина имеет ту же тенденцию, но выражена она значительно слабее, чем у палладия. Палладий подвижен в кислых водах, где находится скорее всего в соединениях хлоридного комплекса, а платина подвижна только в сильно кислых средах или в водах с высоким содержанием хлора. Таким образом, поведение этих элементов зависит от отношения Eh к pH. Анализ распределения Pt и Pd при обменных процессах в продуктах коры выветривания и почв, покрывающих элювий (органические фракции, оксиды железа, магнитная фракция, пелитовые, алевритовые и псаммитовые классы) показал, что высокое содержание Pd постоянно отмечается в глинистых классах и в органической фракции, что еще раз свидетельствует о высокой его мобильности в кислой среде. Для платины характерны различные содержания даже в пределах одной среды и ее количество находится в тесной зависимости от типа оруденения и от локальных Eh—pH-условий образования.

В зонах выветривания встречается куперит (Pd, Pt, Ni)S, сперрилит PtAs<sub>2</sub>, лаурит RuS<sub>2</sub>, стибиопелладинит Pd<sub>3</sub>Sb, твердые растворы: платина — железо, платина — никель, платина — иридий, осмий — иридий и т. д., мельчайшие колломорфные зерна самородной платины, палладия и других платиноидов. В платиноносных хромитовых ультраосновных породах 70 % Pt содержится в хромите либо в форме твердого раствора, либо в виде включений и остальные 30 % входят в решетку хромита.

Палладий практически весь находится в решетке хромита. Эти выводы существенны для выявления поведения различных платиновых металлов в процессе выветривания. В хромитовой руде минералы платины тесно ассоциируют с Fe-Ni-Co сульфидами и концентрируются в хромите и оливине.

В первичных магматических растворах в период дифференциации, металлы платиновой группы концентрировались в основном в кумулятивном хромите в виде включений сульфидов и твердых растворов, в период энтропии эти минералы, скорее всего, находились в кристаллической фазе.

Величина Pt/Pd в окисленных рудах выше, чем в первичных: это еще раз подтверждает, что палладий более легко выщелачивается, чем Pt. Платина и палладий образуют растворимые комплексы с аммонием, цианидом, аминами, олееринами, органическими кислотами, тройными фосфинами и тройными арсинами. Низкие значения этих легенд для природных вод кажутся не адекватными для того, чтобы образовывать подвижные формы металлов. Предполагается, что значительные количества платиноидов, особенно палладия, могут переноситься в форме хлоридных комплексов.

**Поведение платиноидов в почвах.** Выделяются следующие горизонты по профилю почв: А — верхний почвенный слой с органическим материа-

лом, В и С — слои, характеризующиеся выносом вещества и его накоплением, элювий ультрабазитов. Pd, также как и Pt концентрируется в горизонтах В и С. Обедненным остается горизонт А. Содержания металлов в элювии субстрата значительно ниже, чем в почвах. Платина и палладий распределяются в горизонтах В и С неравномерно, и беспорядочное содержание Pd не коррелируется с таковым Pt. Судя по величине Pt/Pd, палладий выщелачивается из горизонта А.

Палладий. Горизонт А характеризуется процессами выщелачивания как основных, так и второстепенных элементов. Верхняя часть этого горизонта обычно сильно обогащена органическим материалом. Горизонт В является зоной аккумуляции. Металлы, выщелоченные из горизонта А, осаждаются именно в горизонте В. Горизонт С характеризуется слабыми процессами выветривания.

Платина. Самые высокие содержания Pt установлены в горизонтах В и С, несколько ниже — в горизонте А, и самое низкое — в выветрелых ультрабазитах. Подстилающие выветрелые породы могут обогащаться платиноидами в некоторых случаях в результате миграции металлов из верхних горизонтов. Средние значения Pt для горизонта А ниже, чем для горизонта С, а для горизонта В — ниже, чем для горизонта С, все это вряд ли можно объяснить только одним "эффектом беспорядочного распределения". Таким образом, платина обладает меньшей мобильностью, чем палладий, поэтому аномалии платины по корам выветривания локальны и четко приурочены к оруденению. В почвах эти аномалии обычно развиваются неглубоко. Палладий же обычно концентрируется на более глубоких горизонтах почвенного профиля (при условии приповерхностного источника оруденения) и имеет большее площадное развитие по сравнению с платиной. Для Pt и Pd отмечается значительная мобильность в районах с хлоридными почвенными и грунтовыми водами.

Палладий, обладающий большей подвижностью, обычно стремится к выравниванию своего содержания по профилю и его аномалии более широко развиты (в площадном отношении) по почвам, чем Pt.

Поскольку Pd более подвижен и более широко и равномерно распределен в почвах, он является лучшим элементом-индикатором, чем Pt и, следовательно, его аномалии легче интерпретировать. Распределение платины по минеральным фракциям и гранулометрическим классам существенно различается в зависимости от типа оруденения и формы вхождения этого элемента. Для выяснения минеральной формы проводится разделение по фракциям и классам, включая анализ катионного обмена с последующей сепарацией песков, алевритов и глин, с определением состава металла в каждой фракции. Для палладия можно применить методику определения металла в легко извлекаемой форме (вытяжку), что дает надежный геохимический контраст между аномальными и фоновыми содержаниями.

Итак, имеются четыре фактора, существенно влияющие на геохимию платиноидов в цикле выветривания: pH, Eh, хлоридный состав вод и форма вхождения платиноидов в первичных породах.

## ЗОЛОТО

При выветривании горных пород золото может мигрировать в грунтовыми водами в виде  $(Au(OH)_2)^{1-}$ ,  $[AuCl_3OH]^-$ ,  $[AuCl_4]^-$ ,  $H_2AuO_3^-$  и металло-органических комплексов. Максимально обогащены золотом воды, омывающие основные породы. Осадителями золота являются гидроксиды железа, глинистые минералы, органические остатки. В процессах, формирующих каолиновую кору выветривания, миграция золота незначительная, и оно может накапливаться в остаточных продуктах. При окислении золотосодержащих руд золото может переходить в раствор, мигрировать и осажаться вновь. В процессе осаднения образуются кусты, изометричные тела и горизонты вторичного обогащения. Формирование обогащенных золотом участков зависит от многих факторов: пространственного расположения геохимических барьеров, неотектоники, содержания в эндогенных рудах сульфидов, размеров золотин и т. д. В зоне выветривания подзоны вторичного обогащения золотом могут отсутствовать или образоваться слабообогатенные участки.

**Поведение золота в корах выветривания безрудных горных пород.** Количественная оценка поведения золота в кислом окислительном процессе формирования кор выветривания горных пород с субкларковым его содержанием приводится с учетом данных Н.А. Рослякова. Средние содержания золота по типам горных пород, залегающих вблизи поверхности можно принимать как кларковые величины. В гранитоидах разброс частных содержаний золота составляет 0,8–5,8 мг/т. Абсолютные и относительные содержания его в коре выветривания по сравнению с исходными породами, как правило, повышаются. Максимальные содержания золота устанавливаются в дресвяно-щебенистой подзоне, где коэффициент концентрации варьирует от 1,3 до 2,1. В гидрослюдистой подзоне содержание золота в отдельных случаях может уменьшаться по сравнению с исходными породами и, соответственно, понижаются (от 0,7 до 1,1) коэффициенты концентрации. В каолиновой подзоне количество золота заметно увеличивается относительно его содержания в гидрослюдистой подзоне и исходных породах. Среднее содержание в коре выветривания гранитов составляет 8 мг/м<sup>3</sup>. Ниже приведено среднее содержание золота в горных породах.

Порода	Au, мг/т	Порода	Au, мг/т
Граносиениты	3,3	Гнейсы биотитовые	9,1
Граниты	2,9	То же мигматизированные	5,4
Гранодиориты	3,8	Кварциты	1,9
Диориты	3,2	Сланцы:	
Кислые эффузивы	2,9	кремнистые	0,9
Фельзиты	2,3	слюдистые	1,7
Габбро	4,7	хромитовые	2,8
Габбро-диориты	4,9	серцитовые	8,0
Габбро-амфиболиты	3,3	углистые	1,7
Дуниты, перидотиты	8,1	биотитовые	2,2
Пироксениты	7,5	Алевролиты	2,4

Порода	Au, мг/т	Порода	Au, мг/т
Базальты	3,2	Углеродистые алевролиты	4,4
Порфириды андезито-базальтовые	3,1	Песчаники	3,3
Плагноклазовые порфириды	2,8	Известняки	2,6

В коре выветривания гранодиоритов золото ведет себя несколько иначе, чем в зоне выветривания гранитов (табл. 8). В гидрослюдистой подзоне оно активно мигрирует ( $K_k$  0,4), что объясняется более интенсивным выветриванием гранодиоритов. В каолиновой подзоне усредненный коэффициент концентрации составляет 0,8. Аналогично ведет себя золото в коре выветривания кислых эффузивов, где относительные содержания его уменьшаются от нижних подзон к верхним.

Установлены следующие закономерности в поведении золота в коре выветривания кислых пород.

1. При выветривании всех типов кислых пород, абсолютное содержание золота повышается в дресвяно-щебенистой подзоне. Относительная концентрация золота здесь колеблется от 0,8 до 3,1, что объясняется изменением щелочности среды в этой подзоне (рН от 9 понижается до 7) и изменением объема исходных пород (выносятся щелочи, кремний и др.).

2. В гидрослюдистой подзоне практически повсеместно золото мигрирует.

3. В каолиновой подзоне коры выветривания гранитов коэффициент концентрации золота составляет 1–2, гранодиоритов – 0,8, кислых эффузивов – 0,7 табл. 8. Неоднозначно поведение золота в гранитных пегматитах. По данным Н.А. Рослякова, золото в пегматитах отличается максимальными концентрациями в породах кислого состава. В коре выветривания его вынос достигает 60 % ( $K_k$  0,4), а среднее относительное содержание понижается с 30 мг/м<sup>3</sup> в исходных пегматитах до 12,2 мг/м<sup>3</sup> в каолиновой подзоне. По данным автора, в коре выветривания гранитных пегматитов золото выносится менее активно и  $K_k$  колеблется в пределах 0,7–0,9 (по 27 пробам).

В коре выветривания габброидов и ультрабазитов поведение золота в общем аналогично его поведению в зоне выветривания кислых пород (см. табл. 9, рис. 12).

Поведение золота в безрудных латеритных корах выветривания приводится по данным Н.А. Рослякова, изучившего образцы горных пород Н.А. Лисицыной. При латеритном выветривании, наряду с перераспределением золота в подзонах коры, происходит его вынос. Ниже приводятся концентрации золота в зонах профиля выветривания (по Н.А. Лисицыной):

Базальты	$n$	$x_1$	$x_2$	$K_k$
Первичные	3	5,23	13,05	–
Умеренно выветрелые	10	5,14	8,09	0,62
Сильно выветрелые	13	2,24	2,59	0,2

Таблица 8

## Концентрация золота в различных подзонах коры выветривания гранитоидов

Порода	Подзоны															
	Исходная порода				древяно-щебенчатая (1,9)				гидрослюдистая (1,7)				кволинитовая (1,5)			
	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	
Граниты (2,5)	14	2,5	6,3	14	3,5	8,1	1,3	14	2,5	5,3	0,8	18	4,6	8,3	1,3	
	4	2,8	7,0	4	7,4	14,0	2,0	4	3,4	5,8	0,8	4	5,6	8,4	1,2	
	2	4,8	12,0	2	11,5	21,8	2,0	2	6,8	11,6	1,0	2	9,1	13,7	1,1	
	4	3,1	7,8	4	5,9	11,2	1,4	5	3,3	5,6	0,7	3	4,9	7,4	1,0	
	9	3,1	7,8	9	5,7	10,8	1,4	7	3,4	5,8	0,7	7	6,1	9,2	1,3	
Гранодиориты (2,6)	2	1,8	4,5	2	4,9	9,3	2,1	2	2,9	4,9	1,1	2	4,1	6,2	1,4	
	35	2,9	7,0	35	5,3	10,1	1,4	34	3,5	6,0	0,9	36	5,1	7,7	1,2	
	3	3,7	9,1	6	12,9	28,3	3,1	5	2,0	3,5	0,4	10	4,7	8,7	1,0	
Кислые эффузивы (2,5)	5	3,8	9,9	5	3,9	7,4	0,8	4	2,2	3,7	0,4	3	4,0	6,0	0,6	
	8	3,8	9,9	11	8,8	18,8	2,0	9	2,1	3,6	0,4	13	4,5	8,0	0,8	
	10	2,9	7,4	8	3,0	7,0	1,0	5	2,9	5,8	0,8	19	2,9	5,5	0,7	
	7	2,8	7,0	4	3,0	5,7	0,9	3	2,5	4,3	0,6	3	3,4	5,1	0,7	
		2,9	7,3		3,0	6,6	0,9		2,8	5,2	0,7		2,0	5,4	0,7	

Примечание: В этой и следующих таблицах n — число проб; x<sub>1</sub> — содержание в мг/т; x<sub>2</sub> — содержание в мг/м<sup>3</sup>; K<sub>к</sub> — коэффициент концентрации. В этой и следующих аналогичных таблицах в скобках приведена плотность, кг/м<sup>3</sup>. В таблице использованы данные Н.А. Рослякова.

Таблица 9

## Концентрация золота в коре выветривания основных и ультраосновных пород

Порода	Подзоны															
	Исходная порода				древяно-щебенчатая (2,0)				гидрослюдистая (1,8)				кволинитовая (1,6)			
	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	n	x <sub>1</sub>	x <sub>2</sub>	K <sub>к</sub>	
Габбро-диориты (2,9)	2	4,9	13,6	5	18,3	45,2	3,3	7	14,0	23,8	1,7	14	3,6	5,8	0,4	
	3	5,1	15,7	2	12,0	35,3	2,2	7	7,5	24,1	1,5	10	6,2	10,4	0,7	
Габброиды (2,9)	7	4,4	12,7	7	12,8	25,6	2,0	6	9,5	17,1	1,3	5	7,1	11,4	0,9	
	12	4,7	13,3	14	13,0	26,0	2,0	20	10,3	18,5	1,4	29	5,1	8,2	0,6	
Порфириды (2,9)	28	3,0	8,0	28	2,0	4,5	0,6	28	5,4	10,9	1,3	—	—	—	—	
Пироксениты (3,0)	2	7,5	20,8	9	7,5	18,2	0,9	10	8,1	12,9	0,6	7	6,8	10,3	0,5	
Дуниты и пеллотиты (3,0)	7	7,9	23,3	14	9,2	20,5	0,9	14	9,8	16,5	0,7	11	8,6	13,4	0,6	

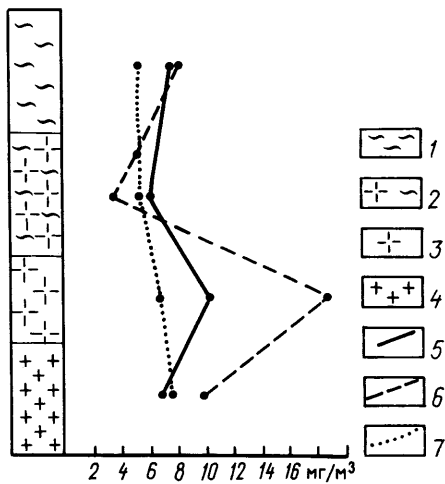


Рис. 12. Графики распределения золота по профилю коры выветривания кислых магматических пород.

Подзоны: 1 — каолиновая (каолинит, монтмориллонит, остаточный кварц); 2 — гидрослюдистая (гидрослюда, каолинит, остаточный кварц и полевой шпат); 3 — древесно-щепенистая (гидрослюды, каолинит, гидробиотит, кварц, полевые шпаты); 4 — гранитоиды. Графики распределения золота по профилю коры выветривания: 5 — гранитов; 6 — гранодиоритов; 7 — кислых эффузивов

поведению в габброидах. Повышенные его концентрации в отдельных подзонах коры выветривания магматических пород приурочены к горизонтам различной мощности (от 1 до 10 м), соответствующим геохимическим барьерам, где существенно изменяется вещественный состав подзона профиля выветривания.

В корях выветривания, развитых на метаморфических образованиях, золото ведет себя неоднозначно. Бедны золотом, по данным Н.А. Рослякова, продукты выветривания биотитовых гнейсов, биотитовых и углистых сланцев (табл. 10).

В коре выветривания мигматизированных гнейсов золото ведет себя инертно и  $K_K$  его колеблется в пределах 0,8—1,2. В зоне выветривания метаморфических пород в поведении золота отчетливо прослеживается зависимость его содержания от минерального состава исходных пород. В результате перераспределения золото активно мигрирует в подзонах коры выветривания, развитой на биотитовых и углистых породах. Метаморфические породы, обогащенные железом, магнием и серой, в результате магниезиально-железистого метасоматоза и породы, богатые углекислотой, очень активно выщелачиваются в процессе их гипергенного преобразова-

Как видно из приведенных данных миграция золота наблюдается во всех подзонах латеритной коры выветривания базальтов. В нижней подзоне коры выветривания, развитой на габброидах и ультрабазитах, золото интенсивно накапливается, как в относительных ( $K_K$  до 3,3), так и абсолютных значениях. В подзоне дезинтеграции порфириров золото мигрирует, в пироксеновых сапролитах ведет себя инертно.

В гидрослюдистой подзоне всех пород, исключая пироксениты, накопление золота в коре выветривания продолжается. В верхней подзоне золото мигрирует во всех случаях. Таким образом, наблюдается принципиальное отличие в его поведении в корях выветривания гранитоидов — габброидов и ультрабазитов. Если в первом случае оно накапливается ( $K_K$  от 1,0 до 1,4), то во втором — мигрирует ( $K_K$  от 0,4 до 0,9). Поведение золота в коре выветривания гранодиоритов и кислых эффузивов аналогично его

Таблица 10

Порода	Подзоны												
	Исходная порода			древяно-щепенистая (2,0)			гидрослюдистая (1,8)			каолининовая (1,6)			
	$x_1$	$x_2$	$n$	$x_1$	$x_2$	$n$	$x_1$	$x_2$	$n$	$x_1$	$x_2$	$n$	$K_K$
Гнейсы: биотитовые (2,5)	9,1	23,7	3	10,1	22,2	6	6,4	11,3	4	7,5	13,5	4	0,6
Мигматизированные (2,5)	5,4	13,5	5	7,8	15,6	5	6,2	11,2	4	8,1	13,0	3	1,0
Итого по гнейсам	6,8	17,0	8	9,1	18,2	11	5,7	11,3	7	7,8	13,0	7	0,8
Сланцы: биотитовые углистые* (2,5)	1,8	4,5	4	1,3	2,6	8	1,4	2,9	5	1,1	1,8	9	0,4
Серпентиновые (2,5)	8,0	20,0	5	10,6	21,2	4	12,4	22,3	4	8,4	13,4	4	0,7
Кремнистые* (2,5)	0,9	2,3	2	1,2	2,6	2	1,1	34,0	3	1,3	5,6	4	2,4

\* По данным Н.А. Рослякова.

ния, что способствует усилению миграционных свойств золота и выносу его из профиля выветривания. Более спокойно золото ведет себя в коре выветривания серицитовых сланцев. В нижних подзонах оно несколько накапливается ( $K_K$  1,1–1,2), а в каолиновой зоне его относительное содержание становится на 30 % менее. Очень контрастно поведение металла в зоне выветривания кремнистых сланцев. Породы, сложенные кварцем, относительно устойчивы к процессам выветривания и  $K_K$  золота в верхних зонах коры достигает 2,4. Таким образом, по степени концентрации (или миграции) золота в коре выветривания безрудных горных пород выделяются следующие профили выветривания, в которых золото:

а) накапливается ( $K_K$  гранитов 1,2, серицитовых сланцев 2,4); б) ведет себя пассивно и его содержание как в исходных породах, так и в коре выветривания примерно одинаково ( $K_K$  мигматизированных гнейсов 1,0); в) выносятся из коры выветривания ( $K_K$  гранодиоритов 0,8, кислых эффузивов 0,7, габброидов 0,6, ультрабазитов 0,6, гнейсов 0,8, гранитных пегматитов от 0,4 до 0,9, биотитовых и углистых сланцев 0,4, серицитовых сланцев 0,7, латеритизированных базальтов 0,2).

По степени уменьшения  $K_K$  все породы можно выстроить в следующий ряд: кремнистые сланцы (2,4) – гранитоиды (1,2), – мигматизированные гнейсы (1,0) – гранодиориты, мигматизированные гнейсы (0,8) – кислые эффузивы, серицитизированные сланцы (0,7) – габброиды, ультрабазиты (0,6) – биотитовые и углистые сланцы (0,4) – латеритизированные базальты (0,2). Коэффициент концентрации золота в корах выветривания колеблется в пределах 0,2–2,4, что свидетельствует об унаследованности золота от исходных пород, миграционной его активности в профиле выветривания и существенном перераспределении по подзонам коры. По сравнению с исходными породами увеличивается не только среднее содержание, но и дисперсия распределения золота. Так, по данным Н.А. Рослякова, если в первичных магматических и метаморфических породах частные значения золота варьируют в пределах 0,9–9,1 (без пегматитов), то в развивающихся на них корах выветривания они колеблются от 2 до 18,3 мг/т. Факторами, определяющими поведение золота в корах выветривания безрудных горных пород являются: 1) минеральная форма золота; 2) физико-химическое состояние среды; 3) геохимические барьеры.

В исходных горных породах и коре выветривания золото находится в микровключениях практически во всех породообразующих и в некоторых акцессорных минералах. Часть золота изоморфна с окисным железом.

Тонкодисперсное золото, при раскрытии породообразующих и акцессорных минералов, в различных средах коры выветривания, высвобождается из этих минералов после разрушения их кристаллических решеток, легко переходит в раствор, перераспределяется и в большинстве случаев мигрирует. М.И. Альбов доказывает растворимость частиц золота такого размера и считает возможным даже переход в раствор и более крупных (до 0,1 мк) золотин. Переход золота в подвижное состояние в коре выветривания зависит от степени его концентрации в породообразующих и акцессорных минералах и времени его высвобождения из этих минералов, разрушающихся в различные стадии формирования профиля вывет-

ривания. Основное количество золота высвобождается в нижних подзонах коры выветривания. В гидрослюдистой и каолиновой подзонах его накопление и вынос происходят менее контрастно.

В слабокислой среде (рН 6) золото имеет минимальную растворимость. С повышением кислотности растет и его подвижность. Но с изменением условий (климат, уровень грунтовых вод) могут вновь создаваться благоприятные условия для концентрации золота в верхних горизонтах коры выветривания.

С повышением кислотности среды возрастает миграционная способность золота и изменяется его положение в рядах подвижности элементов. В подзонах коры выветривания со щелочной реакцией (рН 7,4–8,9) золото находится рядом с оксидным железом, алюминием, титаном и др., в близонейтральной среде (рН 6,8–7,3) – рядом со щелочными минералами и др. и в кислой среде (рН 5,4–6,7) – с калием, кремнием, марганцем и др.

Как считает Н.А. Росляков, максимальному выносу золота способствуют более высокие значения коэффициентов фракционирования кальция с магнием и кремния с железом, но пониженные для титана с алюминием. В латеритной коре выветривания проявляется прямая связь между количеством вынесенного золота и степенью фракционирования Si с Al, Ca с Mg, K с Na, V с Cr. Чем выше степень дифференциации породообразующих элементов в процессе корообразования, тем благоприятнее условия для перераспределения золота в зоне выветривания и миграции его по профилю коры и за ее пределы.

Формы миграции золота в корах выветривания безрудных горных пород приводятся по данным В.И. Белеванцева. В природных водах преобладает Au, которое в силу своей склонности к гидролизу находится в виде гидроксокомплексов  $Au(OH)$  и  $Au(OH)_2$ . Для золота возможны формы  $Au(OH)^{2+}$ ,  $Au(OH)^{3-}$  и  $Au(OH)^{4-}$ , а также комплексы с серой, бромом, хлором и др., являющиеся потенциально важными формами переноса золота в кислых грунтовых водах, формирующих верхние подзоны коры выветривания.

Гипергенное концентрирование золота в зоне выветривания определяется также уменьшением плотности выветрелых пород вверх по вертикальному профилю. Например, при постоянстве абсолютного содержания золота в коре выветривания кислых эффузивов по сравнению с исходными породами, относительное его содержание за счет уменьшения плотности пород в каолиновой подзоне уменьшается на 30 %. В каолиновой зоне гранитоидов абсолютное содержание золота увеличивается в среднем на 60 %, а относительное – на 20 %.

В гипергенных остаточных и наложенных минералах золото распределяется весьма неравномерно при разбросе средних значений от 2,7 до 29,62 мг/т. Ниже приведено содержание золота в различных минералах коры выветривания (по Н.А. Рослякову).

Минерал	Au, мг/т	Минерал	Au, мг/т
Реликтовые:		гидрослюда	3,62
кварц	4,08	гётит	9,45

Минерал	Au, мг/т	Минерал	Au, мг/т	
полевой шпат	6,49	гидрогётит	6,45	
биотит	7,06	Гипергенные (наложенные):		
магнетит	54,26			
гематит	6,06		кальцит	17,95
тяжелая фракция	14,0		сидерит	29,72
Гипергенные (остаточные):			пирит	6,38
каолинит	5,87	гипс	2,7	

Повышенные концентрации золота в корях выветривания безрудных горных пород характерны при наличии щелочного геохимического барьера, представляющего собой смену кислых условий щелочными. Важнейшим фактором, контролирующим вторичную концентрацию золота, является восстановительный барьер. В.И. Белеванцевым и др. установлено, что любое понижение в системе содержания кислорода снижает допустимый порог растворимости золота. Более того, оно легко восстанавливается до самородного состояния различными восстановителями. Для растворов зоны выветривания характерно понижение концентрации кислорода вниз по разрезу к уровню грунтовых вод и ниже. Это сопровождается понижением растворимости и его концентрированием в дресвяно-щебенистой подзоне.

На кислородном барьере золото обычно не концентрируется. В соответствующей этому барьеру гидрослюдистой подзоне, как правило, наблюдается максимальный его вынос. В тех случаях, когда на кислородном барьере концентрируются гидроксиды железа и марганца, золото может поглощаться из растворов этими соединениями. Например, в гидрослюдистой подзоне коры выветривания габброидов золото активно накапливается ( $K_K 1,4$ ).

Наконец, важную роль играют явления абсорбции золота гипергенными минералами (сорбционный барьер). Высокая способность гипергенных минералов поглощать из растворов золото показана (экспериментально) Н.А. Росляковым. В опытах с кислыми растворами максимальная величина сорбции отрицательно заряженного комплекса золота установлена в ярозите и опале. На кварце сорбируется минимальное количество золота. Определяющая роль в концентрации золота принадлежит прочной сорбции. Наиболее прочно в кислой среде золото сорбируется каолинитом и теми минералами, которые в процессе выветривания образуются в кислых средах. В щелочных растворах общая сорбция положительно заряженного комплекса золота на всех минералах понижена. Прочная сорбция в минералах щелочного ряда возрастает. Таким образом, как в кислых, так и в щелочных средах золото активно сорбируется гипергенными минералами.

В коре выветривания безрудных горных пород с кларковым содержанием золото представлено микроскопическими тонкодисперсными включениями в гипогенных и гипергенных минералах. Под микроскопом

Таблица 11

Распределение золота в коре выветривания и исходных породах, вмещающих золоторудные месторождения

Исходная порода	Содержание в породах				
	исходных		выветрелых		
	$x_1$	$x_2$	$x_1$	$x_2$	$K_K$
Амфибол-биотитовые граниты	50,0	114,0	44,0	88	0,7
Биотитовые граниты	21,0	41,0	15,9	30	0,64
Гранодиориты	50,0	125,0	45,0	20	0,7
Гранитная дайка	17,1	42,0	14,0	30	0,7

золото не обнаруживается. Высокие миграционные свойства и распределение золота в коре выветривания обуславливаются главным образом степенью устойчивости к выветриванию его минералов-концентраторов. Чем ниже содержание золота в исходной породе, тем в меньших масштабах оно перераспределяется по подзонам коры выветривания. Вынос золота за пределы зоны выветривания наблюдается лишь при повышенном содержании его в исходных породах. В корях выветривания данного типа повышенных скоплений золото не образует.

**Поведение золота в корях выветривания массивов горных пород, вмещающих золоторудные месторождения.** Все породы массивов, включающих рудные поля, обычно серицитизированы, окварцованы, турмалинизированы и пиритизированы. Площади таких массивов варьируют от первых десятков метров до сотен квадратных километров. В гранитоидах одного из массивов содержание золота в амфибол-биотитовых гранитах достигает 100 мг/т (среднее содержание по шести пробам — 50 мг/т). В среднезернистых биотитовых гранитах среднее содержание невелико и составляет 21 мг/т (табл. 11), в то же время в протолочках этих пород обнаруживается свободное золото (до 10–15 знаков на пробу). Характерно распределение золота в гранитоидах различных массивов рудного района. В породах диоритового массива вблизи месторождения среднее содержание золота (по 19 пробам) составляет 140 мг/т. В гранодиоритах массива, расположенного вблизи кварцевых жил среднее содержание Au равно 50 мг/т, по периферии массива оно изменяется в пределах 2–4 мг/т. В гранодиоритах, плагиогранитах и кислых гранитах, возраст которых моложе возраста золотого оруденения, обычно содержится 2 мг/т (рис. 13). Усредненные содержания золота, в метасоматически измененных породах, вмещающих золотое оруденение составляет 25 мг/т. Частные значения содержания золота в таких породах варьирует от 0,3 мг/т, до десятых его долей, т. е. в пределах трех-четырех порядков. Такие содержания являются аномальными относительно кларков.

Золото в породах массивов иногда коррелируется с Cu, Ag, Co. Носителями Au являются сульфиды и мусковит, но повышенное содержание



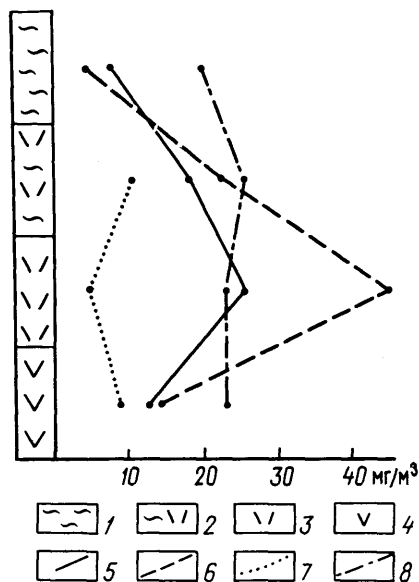


Рис. 13. Графики распределения золота по профилю коры выветривания ультраосновных и основных пород.

Подзоны: 1 — каолинистая (каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гётит); 2 — гидрослюдистая (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, галлуазит); 3 — древесно-щебенчатая (гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, реликты породообразующих минералов); 4 — первичные породы. Графики распределения золота по профилю коры выветривания: 5 — габбро; 6 — габбро-норитов; 7 — порфиритов; 8 — ультрабазитов

Au → Ag → Cu → Zn → Pb → Mo; для метаморфических пород: Mo → Pb → Cu → Zn → Au → Ag.

По устойчивости к выносу золота породы образуют соответствующий ряд: метаморфические → магматические кислые → средние → осадочные → габброиды → ультрабазиты (табл. 12).

**Формация золотоносных кор выветривания кристаллических пород.** Проблема золотоносности кристаллических пород и связанного с ними накопления золота в коре выветривания в промышленных концентрациях представляет важный практический интерес. Дисперсное и субмикроскопическое золото, содержащееся в кислых, средних магматических и некоторых метаморфических породах, в течение длительного геологического времени формирования кор выветривания высвобождается из выветривающихся минералов, растворяется в водных растворах, особенно

золота наблюдается и в пороодообразующих минералах-концентратах.

Неравномерные содержания в породах минералов-носителей золота — магнетита и сульфидов в основном и контролируют его распределение.

При формировании профиля выветривания Au занимает различные места в ряду подвижности элементов. При накоплении в элювии оно обычно ассоциирует с  $Fe^{3+}$ . При щелочных или кислых реакциях ( $pH < 6,6$  и  $> 7,7$ ) золото мигрирует совместно с Li, K, Ca, Na. Поведение Au во многом объясняется тем, что в исходных породах оно в основном присутствует в сульфидах и магнетите, обладающих повышенной окисляемостью, что и способствует его миграции в начальные стадии выветривания. В полном профиле коры выветривания фиксируется более активное перераспределение Au в профиле выветривания. В каолинитовой подзоне, как правило, оно мигрирует от 10 до 80 % по сравнению с исходными породами. С увеличением основности выветривающихся магматических пород подвижность золота уменьшается. Ряды устойчивости для ультраосновных пород:

Таблица 12

Распределение Au в исходных породах и коре выветривания

Порода	Исходная порода		Кора выветривания		
	$x_1$	$x_2$	$x_1$	$x_2$	$K_k$
Гранодиориты	6,23	15,14	4,15	8,30	0,55
Кварцевые диориты	41,30	111,15	15,32	30,64	0,27
Диориты	15,60	41,34	6,45	12,90	0,31
Габбро-диориты	33,70	78,92	31,55	63,10	0,80
Амфиболиты	3,13	8,83	4,17	8,34	0,94
Углистые и глинистые сланцы	2,5	6,22	0,75	1,50	0,24
Алевролиты	19,23	49,42	11,25	22,28	0,45

в присутствии сульфата или хлорида оксида железа, мигрирует по зонам вертикального и продольного профиля коры выветривания, концентрируется на отдельных участках коры выветривания, а при ее размыве — в переотложенных осадочных породах. Несмотря на низкие содержания золота в кристаллических породах, в связи с большими объемами горной массы, в которых происходило перераспределение золота, абсолютное количество мигрированного золота в период корообразования достаточно велико. При наличии геохимических барьеров в зоне гипергенеза золото высаживается и концентрируется.

Локальные геохимические барьеры в коре выветривания, обусловлены тектоническими ослабленными зонами с интенсивной циркуляцией подземных вод, изменением pH и Eh среды в зонах контактов различных пород и др. Существование таких барьеров подтверждается, например, наличием в коре выветривания с интенсивной гипергенной сульфидной минерализацией литохимических и гидрогеохимических аномалий. Если содержания золота в среднем в кристаллических породах составляют 0,01 г/т, то в коре выветривания его содержание может повышаться в несколько раз, а при особо благоприятных условиях достигать промышленных концентраций.

При размыве пород коры выветривания золото может концентрироваться на участках встречи золотоносных водных растворов с органическим веществом, т. е. на участках восстановительного сероводородного барьера на площадях распространения углистых отложений в древних депрессиях.

Крупные площадные скопления, в основном, тонкозернистого золота могут накапливаться при наличии геохимических барьеров в прибрежной зоне мезозойских морей, особенно в дельтах палеорек, на склонах щитов и в предгорных впадинах крупных геосинклинальных сооружений. В этом случае появляется возможность образования макроскопического золота при диагенезе пород, обогащенных хемогенным золотом.

**Геохимия золота в зоне окисления.** Выявление закономерностей миграции золота в коре выветривания имеет важное прикладное значение,

позволяющее оценивать промышленные его концентрации в верхних горизонтах золоторудных эндогенных месторождений и в зоне их вторичного обогащения, определять характер его распределения в пространстве и содержания по подзонам коры выветривания в элювиальных россыпях и остаточных месторождениях. Факт переноса золота в зоне окисления рудных месторождений в настоящее время считается общепризнанным, но вопрос о формах, условиях и масштабах миграции золота и осаждения его из растворов в зоне выветривания все еще остается дискуссионным. Одна группа геологов считает, что переотложение золота в процессах окисления рудного вещества имеет универсальное значение в образовании богатых руд зон окисления (М.Н. Альбов, В.В. Щербина, Н.И. Нестеров и др.). Так М.Н. Альбов считает, что самородки золота в коре выветривания бывают как эндогенные, чаще всего в месторождениях малосульфидной формации, так и гипергенные, количественно преобладающие. Золотины в коре выветривания покрыты гипергенными оболочками с металлом более высокого качества. В слабо золотоносных породах, в верхних подзонах коры выветривания, содержание золота, по мнению М.Н. Альбова, может повышаться до нескольких грамм на тонну. Другая группа геологов (В.М. Крейтер, Ф.В. Чухров и др.) признают возможность перераспределения части золота. Гипергенная миграция тонкодисперсного золота, по их мнению, приводит к заметному обогащению им лишь "железных шляп" месторождений формаций существенно сульфидных руд (колчеданных и полиметаллических). Определенную ясность в вопросе о гипергенной миграции золота, в последние годы внесли Н.В. Петровская и С.В. Яблокова, объяснившие полигенную природу концентрации золота в корях выветривания при тесной зависимости от их характера первичных руд и пород и обязательном рассмотрении таких факторов как палеоклимат, эрозионный срез и т. д. Они пришли к выводу, что привлечение данных о типоморфных особенностях золота, должно лежать в основе суждений о масштабах и источниках гипергенной миграции золота. Распределение, формы нахождения и миграции золота в коре выветривания, развивающейся на различных по составу горных породах и рудных телах рассмотрены в работе Н.А. Рослякова [24]. Особенности физико-химических условий в каждой конкретной геохимической обстановке, уникальные условия формирования большинства месторождений золота определяют многообразие форм его поведения в зоне гипергенеза, этим, видимо, и объясняется наличие различных представлений о поведении золота в коре выветривания. Несомненно одно, что характер обогащения золотом по зонам окисления меняется в зависимости от формационной принадлежности месторождения. Несомненно также, что в большинстве зон окисления золоторудных месторождений одновременно присутствуют первичное золото, частично измененное гипергенными процессами, и новообразованное. Их количественные соотношения могут меняться в широком диапазоне.

Достаточно часто на окатанных золотилах в россыпях наблюдаются высокопробные оболочки, а внутри золотинов — межзерновые прожилки. Исследованиями Н.В. Петровской и С.В. Яблоковой было установлено,

что межзерновые прожилки являются продуктами гипергенных изменений золота в корях выветривания руд и пород. Изменения периферических частей золота наблюдаются в виде прерывистых высокопробных оболочек в местах наименее прочных контактов золота с вмещающими минералами.

Межзерновые прожилки — образования более ранние чем периферические оболочки. В отличие от последних они монокристалльны. Их количество максимально в краевых частях золотинов, где они иногда образуют сплошную сеть, в ячейках которой иногда сохраняются первичные золотины. Установлено, что количество серебра в зернах золота уменьшается по границе с высокопробными прожилками, что объясняется выносом его из самородного золота. Выносом серебра объясняется также высокая пробность (950—990) золота в прожилках. Такие новообразования развиты в золотилах из месторождений почти всех формаций.

Доказательством вторичного происхождения золота является его ассоциация с гипергенными минералами. Однозначно вторичное золото определяется в случае расположения пленок и его вкраплений по слоям колломорфных выделений гидроксидов железа. Наблюдаются также нарастания золота на грани кристаллов барита и гипергенного гипса. Ассоциации гипергенного золота с некоторыми вторичными минералами определяются сорбирующей способностью последних. Активными сорбентами золота являются минералы группы каолинита, в которых содержание золота повышается в несколько раз по сравнению со средним его содержанием в сульфидях.

Общеизвестны связи новообразований золота в корях выветривания с гидратами оксидов железа, реже — марганца. Кроме того, на сферолитах гидроксидов железа золото образует пленки и корочки.

Гипергенные новообразования золота возникают также при распаде его первичных теллуристых соединений.

**Условия и формы переноса золота.** Перенос золота в виде хлоридного и сульфатного комплексов — коллоидов и суспензий изучен давно и достаточно детально. Формы переноса и осаждения золота в корях выветривания множественны и зависят от ряда факторов, прежде всего — от состава исходных руд и пород и соответственно, от состава окисляющихся растворов, их Eh и pH. Сульфатная гипотеза, принадлежащая В.М. Крейтеру, объясняет и генезис вторичного золота в "железных шляпах" существенно сульфидных месторождений, но неприменима в случае золото-кварцевого малосульфидного состава руд. Это может быть отнесено и к гипотезе переноса золота в виде тиосульфатных комплексов.

Хлоридная гипотеза подтверждается обилием хлора (200—800 мг/л) в рудничных водах на многих месторождениях умеренносульфидных руд. Но она правомерна лишь там, где проявлена тенденция обособления Au и Ag, устойчивость хлоридных комплексов которых в зоне гипергенеза существенно различна.

Анализы поровых растворов, извлеченных из окисленных руд и выветрелых пород показали, что золото в них находится в виде комплексов не только AuS и AuCl, но и Au(OH)<sub>2</sub><sup>-</sup>. Особого внимания заслуживают

органическая и коллоидная гипотезы. Не вызывает сомнений осаждающая роль органического вещества, и тем более возможность миграции микроэлементов (в том числе и золота) в форме органо-минеральных комплексов вблизи поверхности. Так, в условиях таежных ландшафтов, подземные и поверхностные воды содержат большие количества органического вещества, и эта форма миграции золота в водах зоны окисления может иметь определенный практический интерес. Признаки осаждения золота в лимоните — одно из доказательств коллоидного его переноса. Свежие гели гидратов оксида железа активно сорбируют золото на своей поверхности, о чем свидетельствует структура нарастания гипергенного золота на лимониты в золотоносных зонах кор выветривания.

Концентрация золота в коре выветривания горных пород находится в прямой зависимости от устойчивости к выветриванию его минералов-носителей, характера геохимических барьеров и степени перераспределения вещества в профиле выветривания. Высвобожденное из выветрелых пород золото, при содержании его на несколько порядков выше кларка, формирует горизонты вторичного обогащения. При окислении золото-сульфидных рудных тел формирование обогащенных золотом горизонтов, в дополнение к перечисленным выше факторам, контролируется также дополнительными условиями:

- повышением растворимости золота в зависимости от размера его частиц и состава растворов;
- присутствием сильных окислителей (оксидное железо, кислород и др.), активизирующих концентрирование золота в верхних горизонтах зоны окисления и активных восстановителей (сероводород и др.) в глубоких горизонтах;
- составом и концентрацией сульфидов в эндогенных рудах;
- химической активностью боковых пород экзоконтакта;
- влиянием электродных реакций.

Выделяются следующие типы золоторудных концентраций в зоне окисления.

Остаточное золото. Относительно крупное ( $> 1$  мк) золото в составе первичных руд в зоне окисления инертно и относительно накапливается ( $K_K$  до 2,5) за счет выноса щелочных, щелочноземельных и халькофильных элементов, легко переходящих в ионный раствор и мигрирующих за пределы зоны окисления. Плотность окисленных руд уменьшается в 1,5–2,5 раза. Золото накапливается в верхних горизонтах совместно с Al, Ti, Mn и Fe.

Переотложенные гипергенные концентрации золота. Рудные концентрации тонкодисперсного золота формируются за счет его перераспределения при окислении первичных сульфидных руд.

Дисперсное золото, высвободившись из сульфидов, растворяется поровыми растворами, содержащими сернокислые и другие соли щелочных металлов, органические кислоты и сильные окислители (кислород, оксидное железо и др.). Перешедшее в раствор золото мигрирует в различных по устойчивости комплексах в зависимости от концентрации лигандов и физико-химических условий. По мере фильтрации в нижние под-

зоны зоны окисления и изменения физико-химических условий (потеря кислорода и др.) кислые поровые растворы приобретают восстановительный характер, комплексы, устойчивые при определении Eh—pH разрушаются и золото осаждается на всем пути движения поровых растворов, частично сорбируясь гипергенными минералами. Коэффициент концентрации переотложенного золота колеблется в пределах первого порядка. Максимальные  $K_K$  приурочены к подзоне цементации. Золото также активно концентрируется в близонейтральных условиях, в подзонах окисления, расположенных вблизи уровня грунтовых вод.

Достаточно часто формируется комбинированный тип окисленных руд, когда горизонты вторичного золотого обогащения накладываются на эндогенное оруденение. Такие руды наиболее богаты золотом.

По данным Н.В. Петровской, обогащение золотом зон окисления иногда прямо увязывается с гипогенной зональностью золотого оруденения, обусловившей обогащение золотом верхних, головных частей рудных столбов. Гипергенное золото концентрируется в подзонах баритовых и барит-кварцевых сыпучек и ярозитов. Содержание золота в них несколько раз выше, чем в первичных рудах. Повышение концентрации золота наблюдается и в верхних подзонах зон окисления месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. В некоторой части оно обусловлено общим сокращением объема руд за счет выноса легко мигрирующих элементов. На месторождениях, богатых сульфидами и тонкодисперсным золотом, возникают локальные скопления гипергенного золота. Понижение содержания его с глубиной наблюдается при одновременном затухании гипергенных изменений руд и пород. Это явление объясняется многими причинами и, в первую очередь, формационной принадлежностью золотого оруденения.

Наряду с низкими (менее 1) коэффициентами концентрации Au в подзонах выщелачивания золото-сульфидно-кварцевых месторождений в выходах зоны окисления отмечаются участки с повышенными его концентрациями вплоть до нескольких грамм на тонну. С глубиной контуры таких участков уменьшаются. В подзоне золото-сульфидного обогащения концентрация золота повышается и площади его распространения расширяются, что контролируется первичными золото-сульфидными рудными телами. В осветленных породах содержание Au возрастает от слабо к интенсивно осветленным разностям. В резко осветленных дезинтегрированных породах содержание золота вновь снижается. В таких породах сохраняются корреляционные связи с халькофильными и другими элементами первичных пород. В лимонитизированных породах концентрация золота находится в прямой зависимости от содержания в них оксидного железа (III). Вместе с остаточным лимонитом встречается и видимое золото ( $K_K > 1$ ). Таким образом, при осветлении пород золото, в основном, выносятся, а при лимонитизации дисперсия его распределения возрастает. При обогащении лимонитом за счет местного железа, золоту сопутствует мышьяк, а за счет перемещенного — серебро, реже цинк.

Как видно из табл. 13 в породах и рудах подзоны выщелачивания

Таблица 13

Коэффициенты концентрации золота в морфологических разновидностях пород подзоны выщелачивания

Подзоны и горизонты измененных пород	Месторождения			
	жилые	вкрапленно-прожилковые	скарновые	среднее
Осветленные:				
слабо	0,3	0,5	0,5	0,4
интенсивно	0,4	2,0	1,5	1,3
сильно	0,1	0,4	0,3	0,3
Лимонитизированные слабо обогащенные	0,5	1,2	1,0	0,9
Интенсивно обогащенные	2,4	2,6	2,2	2,4
Бурые железняки	—	0,7	—	0,7
Лимонитовые охры и сыпучка	0,7	1,2	1,8	1,3
Среднее	0,7	1,2	1,2	1,0

большая часть золота мигрирует из окисленных руд, меньшая — из выветрелых пород. В жилых месторождениях коэффициенты концентрации изменяются в пределах 0,1–2,4, во вкрапленно-прожилковых — от 0,4 до 2,6 и в скарновых месторождениях — от 0,3 до 2,2.

Верхняя подзона вторичного золотого обогащения расположена под подзоной выщелачивания в верхней части подзоны окисления руд цветных металлов и пространственно приурочена к современному уровню грунтовых вод.

В силикатных породах подзона представлена одним или несколькими прерывистыми горизонтами, обогащенными золотом ( $K_K$  1–10). Максимальная концентрация металла тяготеет к тем подзонам, которые формируются в результате окисления вышедшей в зону аэрации древней зоны цементации или вследствие наложенных современных процессов, в частности, загипсованности древних зон окисления в условиях аридного климата. В обычном случае подзона вторичного золотого обогащения контролируется участками развития лимонитов, образованными за счет перемещенного железа. Здесь же концентрируется мышьяк, серебро, медь, реже свинец и цинк. Среди главных компонентов руд золото наиболее инертно в подзоне вторичного золотого обогащения жилых месторождений и уступает по концентрированности лишь серебру в подзонах вкрапленно-прожилковых первичных руд. Относительно зоны первичных руд в обогащенной золотом подзоне повышается его корреляционная связь с мышьяком, иногда с серебром, тогда как с цинком и свинцом она ослабевает.

Количество и степень обогащенности золотом горизонтов зависят не только от характера распределения золотоносных сульфидов, но и от устойчивости уровня грунтовых вод. Поскольку уровни грунтовых вод в пределах даже одного месторождения находятся на разной глубине и контролируются рельефом местности, подзона вторичного золотого обогащения расположена на разных гипсометрических уровнях (от 3 до 40 м). В зонах окисления, перекрытых мощными аллохтонными рыхлыми отложениями, обогащенный золотом горизонт может начинаться сразу с выхода рудного тела под насосы. В хорошо проработанных зонах окисления подзона вторичного золотого обогащения может иметь важное значение.

Кроме перечисленных признаков подзоны вторичного золотого обогащения, ее важным критерием служат отношения содержания золота к главным элементам первичных руд: серебру, меди, свинцу, цинку, сурьме, мышьяку. В данной подзоне они достигают максимальных значений и существенно отличаются от таковых как вышележащей подзоны выщелачивания, так и первичных руд.

В месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации степень концентрирования золота в жилах почти в 2 раза меньше, чем в выветрелых околожильно измененных породах, что связано с различной скоростью фильтрации нисходящих вод и сорбционной способностью окисления руд и глинистых пород.

Приуроченность повышенных концентраций золота к определенному горизонту, парагенетическая его связь с лимонитом, скородитом, церусситом, малахитом и другими гипергенными минералами, возникшими в результате переотложения вещества, а также изменение корреляционных связей между элементами первичных руд свидетельствуют о том, что природа обогащенной подзоны, расположенной на небольшой глубине от дневной поверхности в верхах окисленных руд, является наложенной на ранее сформированную зону окисления.

Концентрация золота в подзоне окисленных руд цветных металлов в 3 раза выше, чем в первичных рудах жил и близка к содержанию во вкрапленно-прожилковых сульфидных рудах, где его коэффициент концентрации колеблется в пределах 0,6–0,9. Увеличение коэффициента концентрации золота сопровождается повышением степени дифференцированности элементов. Относительно первичных руд в этой подзоне наблюдается смещение величин  $Au/Ag$  в пользу серебра, а  $Au/Zn$ ,  $Au/Sb$ ,  $Au/As$  — в пользу золота.

Золото в рудах подзоны ассоциирует с гипергенными рудными минералами, но повышенную роль в его концентрации начинают играть реликтовые сульфиды. В этой подзоне золото не полностью высвобождается из минералов первичных руд. В выходах жил около 64 %  $Au$  находится в свободном состоянии, а в подзоне окисленных руд всего лишь 22 % от его валового количества. Видимо, поэтому, в подзоне окисленных руд относительно исходных существенных изменений в корреляционных связях золота с главными халькофильными элементами не наблюдается. В то же время ей свойственны более высокие значения дисперсий распре-

деления содержания золота, а также серебра и свинца. Это свидетельствует о некотором перераспределении золота в подзоне. Значительная часть его связана с кварцем, поэтому оно и сохраняется в подзоне окисленных руд. Это золото совместно с привнесенным дает высокий коэффициент концентрации. Во вкрапленно-прожилковых рудах все золото связано с сульфидами и может мигрировать при их окислении.

Распределение золота в подзонах вторичного золото-сульфидного обогащения и смешанных руд пространственно и генетически связано с зоной вторичного сульфидного обогащения.

Известно, что степень проявления гипергенных сульфидов и их положение в разрезе определяются сульфидностью первичных руд и устойчивостью палеоуровня грунтовых вод. При незначительном количестве сульфидов или колебательном движении уровня грунтовых вод зона цементации может быть представлена только смешанными рудами, состоящими из первичных и вторичных сульфидов. Стабильность уровня грунтовых вод и повышенное количество пирита, марказита, пирротина и халькопирита создают благоприятные условия для формирования горизонтов, почти нацело сложенных гипергенными сульфидами. Интенсивно обогащенные горизонты обычно развиваются совместно со смешанными рудами. Гипергенные минералы подзоны представлены халькозином, в меньшей мере ковеллином и марказитом. Иногда присутствуют необычные для подзоны цементации минералы, такие как кальцит, гётит, скородит, гипс.

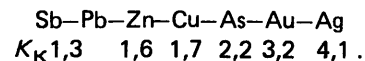
К подзоне вторичного сульфидного обогащения приурочены максимальные концентрации золота, наблюдаемые в зоне гипергенеза золоторудных месторождений. С уменьшением количества вторичных сульфидов его содержание понижается. Мощность подзоны составляет первые метры и лишь в особо благоприятных условиях достигает первых десятков метров.

Коэффициент концентрации золота в подзоне золото-сульфидного обогащения по отдельным рудным телам изменяется от 1,6 до 11,9 при среднем около 5 (в жилах) и около 4 (во вкрапленно-прожилковых рудах). При прочих равных условиях намечается обратная связь между содержанием золота в первичных рудах и степенью его накопления в подзоне вторичного золото-сульфидного обогащения. Это обусловлено тем, что с повышением в первичных рудах концентраций золота увеличивается размер его частиц и, как следствие, понижается миграционная способность в процессах окисления.

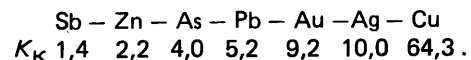
Одним из критериев гипергенного концентрирования золота в зоне цементации (по данным А.Н. Рослякова) служит прямая корреляционная связь с количеством вторичных сульфидов: коэффициент концентрации золота в сливных вторичных сульфидах в 3 раза и более выше, чем в смешанных рудах.

Доказательством накопления золота совместно с вторичными сульфидами является поведение золота при дифференциации элементов в процессе образования зоны цементации. Иллюстрируется это на примере, когда подзона вторичного золотого обогащения находится внутри подзо-

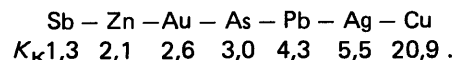
ны смешанных руд. В смешанных рудах, залегающих над сливными гипергенными телами, коэффициент концентрации золота равен 3,2. В миграционном ряду элементов оно занимает предпоследнее место по данным 26 химических анализов



В сливных рудах, сложенных вторичными сульфидами, коэффициент концентрации золота составляет 9,2, но медь и серебро здесь тоже очень инертны и золото уступает им по концентрированности



В смешанных рудах, находящихся под сливными, концентрированность всех элементов уменьшается, и золото в ряду подвижности приблизилось к цинку



Для сливных рудных тел, представленных вторичными сульфидами, вторичное накопление ураганных концентраций меди (до 74,4 %) не требует доказательств. Не вызывает сомнения и гипергенная природа мышьяка, так как он здесь концентрируется в скородите. По аналогии можно предположить, что золото и серебро тоже экзогенного происхождения. В пользу этого свидетельствует направленное уменьшение инертности золота относительно остальных рудных компонентов и изменение значений его коэффициентов концентрации с глубиной.

Дополнительным, немаловажным признаком вторичного золотого обогащения в зоне цементации является прямая корреляционная связь золота с серой, что не наблюдается в первичных рудах. Таким образом, при окислении золотых руд с повышенным содержанием сульфидов золото испытывает интенсивное перераспределение. По вертикальному профилю оно образует горизонты вторичных руд в приповерхностной части зоны окисления и в зоне цементации.

Над приповерхностным обогащенным горизонтом развита подзона выщелачивания, наиболее истощенная золотом. Под этим горизонтом до зоны цементации прослеживается подзона окисленных руд с содержанием золота, близким к таковому в первичных рудах. В каждой подзоне и обогащенных горизонтах оно распределяется неравномерно.

**Зоны окисления месторождений золото-кварцевой формации.** Несмотря на различный состав рудных минералов (в первую очередь сульфидов) и вмещающих пород морфология зон окисления месторождений этого типа проста. Вблизи поверхности жилы сложены древесно-щебенчато-глыбовым кварцем с пустотами выщелоченных сульфидов, с псевдоморфозами (лимонит и др.) по рудным минералам. Лимонит может ассоциировать с малахитом и другими вторичными рудными минералами. Сапролиты и выщелоченный элювий вмещающих пород вблизи рудных тел обогащены гидроксидами железа, а в экзоконтактах жил — ос-

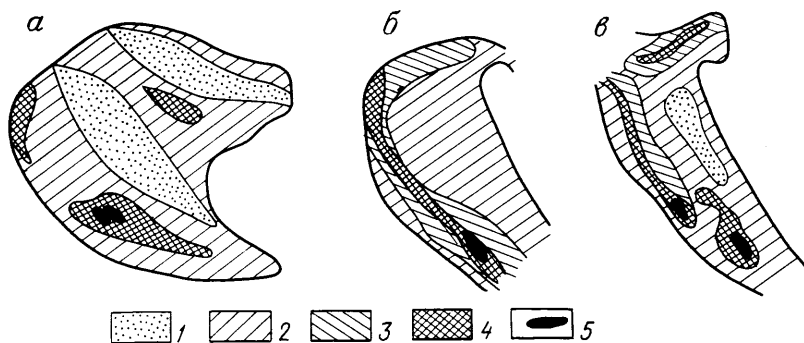


Рис. 14. Моноэлементные ореолы золота в зоне окисления вкрапленно-прожилкового месторождения.

Подзоны: а – выщелачивания (поверхность); б – вторичного золотого обогащения (горизонт 10 м); в – золотосульфидного обогащения (горизонт 20 м); 1–5 – повышение содержания золота в ореолах

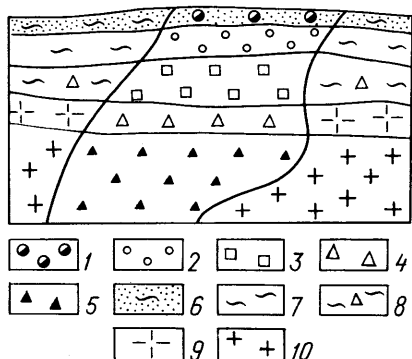


Рис. 15. Геологический разрез зоны окисления золоторудного месторождения прожилково-вкрапленного типа.

Подзоны: 1 – глинисто-охристая (лимонитовая), с вторичными рудными минералами (малахит и др.); 2 – глинистая с окисленными рудами (выщелачивания); 3 – пестроокрашенного глинистого элювия с полуокисленными рудами; 4 – вторичного сульфидного обогащения (цементации); 5 – вкрапленно-прожилковых сульфидных руд; 6 – суглинистая; 7 – глинистого элювия; 8 – древесново-щебенистая; 9 – сапролитовая; 10 – гранодиоритовая

ветлены. У зальбандов жил вмещающие породы обычно окварцованы и содержат реликты сульфидов (пустоты выщелачивания). Мощность коры выветривания в контурах околорудных изменений обычно больше, чем мощность выветрелых кварцевых жил.

Лимонитизация с глубиной заканчивается сначала в рудных телах, а ниже по разрезу – во вмещающих породах. Фактором, контролирующим зональность в зоне окисления является железо сульфидов, которое мигрирует из верхних частей рудного тела и осаждается в более глубоких горизонтах и в экзоконтактах жил по мере нейтрализации слабокислых сульфатных растворов. Вместе с железом мигрирует и золото, осаждающееся с лимонитом.

По данным И.А. Рослякова, коэффициент концентрации Au в подзоне выщелачивания золото-кварцевой жилы составляет 0,44, в подзоне лимонитизации на глубине 10–20 м – 1,67. Из поверхностной части жилы вы-

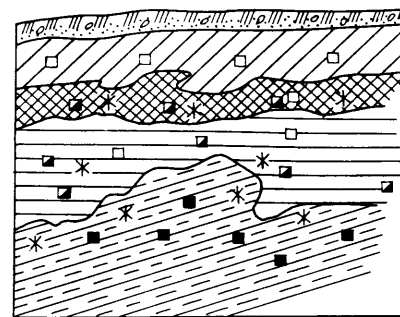


Рис. 16. Геологический разрез зоны окисления вкрапленно-прожилкового рудного тела, залегающего в песчано-сланцевых породах:

1 – почвенно-делювиальный слой; 2 – древесново-щебенистая подзона; 3 – интенсивно осветленные породы; 4 – слабо осветленные породы; 5 – неосветленные породы (сапролиты); 6 – пустоты от выщелоченных сульфидов; 7 – полуокисленные сульфиды; 8 – реликты неокисленных сульфидов; 9 – пленки и корочки лимонитов

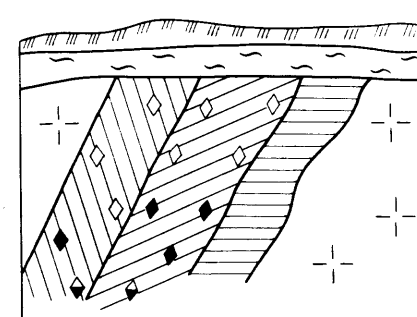


Рис. 17. Морфология зоны окисления золото-кварцевой жилы:

1 – почвенный слой; 2 – суглинки; 3 – кварцевая жила; 4 – осветленные вмещающие породы; 5 – выветрившиеся березиты; 6 – пустоты от выщелачивания; 7 – вторичные рудные минералы; 8 – вторичные сульфиды; 9 – элювий вмещающих пород

носится около 60 % Au и почти столько же накапливается в подзоне лимонитизации. При окислении малосульфидных кварцево-золоторудных жил четко выраженные горизонты золотого гипергенного обогащения контрастно не выделяются. В месторождениях малосульфидных руд количество гипергенного золота обычно не превышает нескольких процентов от общего количества золота.

Околожилные породы подзоны лимонитизации обычно обогащены золотом ( $K_K > 1,5$ ). В подзоне выщелачивания подвижность Au возрастает с увеличением каолинитизации вмещающих пород. Его максимальные концентрации приурочены к слабо осветленным породам, тяготеют к внешним частям ореола выветрелых околорудных пород. Корреляционной связи Au с породо- и рудообразующими элементами здесь также не наблюдается. В то же время корреляционная связь Au с этими элементами в околорудных эндогенных породах проявлена отчетливо. Этот факт свидетельствует о гипергенном перераспределении золота в осветленных выветрившихся породах. Ниже приведены кларки концентрации

(КК) и  $K_K$  золота в зонах окисления золото-кварцевых месторождений:

Порода	КР	КК
Слабо осветленные	80	2,0
Интенсивно осветленные	50	1,2
Дезинтегрированные, резко осветленные	30	0,5
Слабо лимонитизированные	200	4,0
Интенсивно лимонитизированные	250	6,0
Структурный элювий	25	0,5

Таким образом, в процессе перераспределения золота поверхностная часть зоны окисления обеднена металлом, а нижние ожелезненные горизонты — обогащены им. Основные концентраторы в зоне окисления: гётит, гидрогётит, ярозит, скородит и гипс.

Элементы-индикаторы золота: Cu, Ag, Pb, Ba и др. Ряды подвижности элементов зоны окисления месторождений, залегающих в гранитах: Sr—V—Ga—Cr( $K_K 0,5$ )—As—Zr—Mo—Y—Co( $K_K 0,5-1,0$ )—Ti—Bi—Cu—Ni—Zn—Au—As( $K_K 1-2$ )—Pb—Ba( $K_K 2-3$ ).

Ряд подвижности элементов зоны окисления в песчано-сланцевых толщах: As—Zr—V—Mo—Be( $K_K 0,5$ )—Ga—Ag—Sr—Co—W—Cr( $K_K 0,5-1$ )—Cu—Ti—Au—Pb—Ba—Ni( $K_K 1,2$ )—Zn( $K_K 2-3$ ).

Золото обычно накапливается в зоне окисления, ассоциируя с железом, кремнеземом (рис. 14—17).

### БЕРИЛЛИЙ

Кларк бериллия для верхней части литосферы по данным А.А. Беуса ориентировочно равен  $3,5 \cdot 10^{-4}$  %. По основным типам горных пород А.В. Беус рассчитал кларк бериллия,  $10^{-4}$  %: щелочные породы 7, кислые эффузивы 6, граниты 5, диориты 1,8, основные эффузивы 0,5, габброиды 0,4, ультрабазиты 0,2. Из пяти изотопов (с массовыми числами 6—10) устойчив только Be, которым и представлены в природе почти все атомы этого элемента. В геологических процессах бериллий ведет себя как промежуточный элемент между щелочноземельными металлами и алюминием. Хотя бериллий входит в главную подгруппу второй группы таблицы Менделеева, но от щелочноземельных элементов он отличается малой величиной ионного радиуса и соответственно повышенной энергией ионизации атома. С алюминием у него близкие значения ионных потенциалов и общие некоторые химические свойства. Гидроксид Be хорошо растворим в растворах кислот и щелочей. В кислых и нейтральных средах бериллий активно подвижен, в щелочной среде подвижность его невелика. В гидроксидах распространенных элементов-гидролизатов (Fe, Mn, Al) бериллий интенсивно рассеивается. В то же время у него проявляется тенденция к образованию многочисленных комплексных и простых со-

единений — фторидов, сульфатов, карбонатов и др., определяющих состав природных вод. По подвижности в эндогенных условиях бериллий занимает промежуточное положение между магнием и алюминием.

После перехода бериллия в раствор, дальнейшие пути его миграции определяются наличием или отсутствием различных геохимических барьеров.

Бериллий из растворов может либо выпасть в виде комплексных или простых соединений, либо сорбируется тонкодисперсными минералами. Большую роль в осаждении бериллия из растворов играет образование органо-минеральных соединений.

Об извлечении бериллия из растворов при сорбционных процессах свидетельствует накопление его в глинах. Однако не все глинистые минералы аккумулируют бериллий одинаково. Установлено, что наиболее интенсивное накопление его наблюдается в минералах с большой емкостью поглощения, таких как гидрослюда, монтмориллонит и галлуазит, и весьма незначительное — в минералах с низкой емкостью поглощения (каолинит).

Кроме того, бериллий накапливается в гидроксидах железа (гидрогетитах, гидрогематитах и гипергенных кремнисто-железистых образованиях). При этом на сорбируемость бериллия большое влияние оказывает форма нахождения его в растворах, циркулирующих в зоне гипергенеза. По мнению А.Г. Михайлова, бериллий во фтористо-водородных растворах находится в виде фторокомплексов, заряженных преимущественно отрицательно, а в щелочных условиях — в форме положительно заряженного иона, либо в виде оксокомплексов. Поэтому в зоне окисления он преимущественно сорбируется положительно заряженными гидроксидами железа, а в коре выветривания — отрицательно заряженными гидроксидами и монтмориллонитом.

Постоянное присутствие в составе природных вод фторсодержащих бериллиевых месторождений небольших ( $n \cdot 10^{-4}$  %) количеств бериллия объясняется тем, что при избытке в растворе ионов фтора полное осаждение бериллия щелочами не достигается.

Накопление бериллия в гидроксидах железа часто является причиной обогащения этими элементами вмещающих гранитов и ожелезненных экзоконтактных грейзеновых тел.

В земной коре значительная часть бериллия концентрируется в гранитах, где он рассеивается в плагиоклазах (от 30 до 85 %), калиевых полевых шпатах (от 5 до 45 %), биотите и амфиболе (до 30 %). В оруденелых гранитах наряду с собственными минералами бериллий может входить в мусковит (до 30 %). В неизмененных гранитоидах содержания бериллия в мусковите невелики. Основное его количество изоморфно входит в решетку породообразующих минералов-концентратов, что объясняется замещением тетраэдров  $Al^5$  и  $SiO_4^{4-}$  на тетраэдры  $BeO_4^{6-}$ . При каолинизации полевых шпатов, по данным Г.Г. Куковского, происходит перестройка трехмерной кристаллической структуры в твердом состоянии в двухмерную структуру каолинита, что сопровождается сокращением общего количества тетраэдров  $SiO_4^{4-}$  при частичном растворении кремния

и исчезновения тетраэдров  $\text{AlO}_4^{5-}$  в связи с переходом алюминия в октаэдрические позиции.

Таким образом, возможность изоморфного вхождения бериллия в каолинит при преобразовании структуры полевых шпатов в структуру минералов группы каолинита резко уменьшается. Поскольку  $\text{Be}^{2+}$  в силу малого радиуса иона не имеет шестерной координации с кислородом, то происходит частичное его растворение в процессе каолинизации полевых шпатов. Этим определяется тенденция бериллия, входящего в породообразующие минералы-концентраторы гранитов, к миграции в коре выветривания. В определенных условиях, как считают Н.В. Покровский и др., минералы группы каолинита видимо способны к незначительному поглощению бериллия из растворов хотя механизм этого природного явления пока не ясен. Общее количество поглощенного бериллия увеличивается с повышением его концентрации в сернокислом растворе. Поглощение бериллия каолинитом, по данным С.Р. Крайнова, уменьшается с повышением концентрации фтора в растворе, что связано с образованием фторида, диссоциирующего без образования иона  $\text{Be}^{2+}$ . При каолинизации плагиоклазов, содержащих более 0,6 г/т бериллия, только часть его атомов связывается в образующемся каолините, а от 30 до 70 % выносятся. В каолините бериллий не адсорбирован, а связан примерно также прочно, как и в плагиоклазах. При низких содержаниях бериллия в плагиоклазе (десятые доли грамма) в процессе каолинизации он не выносятся, а наоборот, по мнению Н.А. Григорьева, дополнительно поглощается из подземных вод. Калиевые полевые шпаты, так же как и плагиоклазы, замещаются каолинитом с примесью метагаллуазита. Каолинизация сопровождается выносом части атомов бериллия, причем интенсивнее он выносятся в начале процесса выветривания, т. е. в подзоне начального выветривания. По данным Н.А. Григорьева, содержание бериллия в каолинизированном мусковите из коры выветривания пегматитов на 10–50 % меньше, чем в исходной слюде и вынос его примерно в два раза интенсивнее выноса калия. Содержание бериллия резко снижается от крупных классов гидромусковита к более тонким и тонкодисперсным ( $> 50$  мкм – 120 г/т,  $< 2$  мкм – 50 г/т), т. е. в мелких классах выносятся до 50 % бериллия и только 15–20 % калия. Тонкие классы гидромусковита содержат существенное количество каолинита, в чем и выражается процесс каолинизации мусковита через стадию гидромусковита. При каолинизации мусковита бериллий частично наследуется в гидромусковите и каолините; до 60 % его растворяется в подземных водах и выносятся, причем наиболее активно на начальных стадиях корообразования. Таким образом, при каолинизации полевых шпатов и мусковита, бериллий частично (до 50%) наследуется каолинитом и гидромусковитом (при наличии промежуточной стадии гидромусковитизации) и частично растворяется в подземных водах и мигрирует. При каолинизации полевых шпатов, содержащих бериллий в количестве нескольких граммов на тонну и более, вынос его может превышать 50–60 %, при низких ( $< 1$  г/т) содержаниях бериллия происходит не растворение его, а, наоборот, поглощение из подземных вод.

Таблица 14

**Распределение бериллия по подзонам коры выветривания гранитных массивов**

Подзоны коры выветривания	Число анализов	Среднее содержание		Вынос, г/м <sup>3</sup>
		%	г/м <sup>3</sup>	
Гранитная	10	0,00092	22,0	—
Древяно-щебенистая	13	0,00072	13,0	9
Гидрослюдистая	13	0,00123	20,9	1
Каолинитовая	11	0,00068	11,0	11

Бериллий осаждается из вод (при повышении pH до 7,5–8,0) и соответственно наиболее активная миграция его в природных водах идет при уменьшении pH. Иногда бериллий способен осаждаться из слабокислых вод в составе гидроксидов железа или углистым веществом. Все бериллиевые соединения, выпадая из вод, либо растворимы, как считает Н.А. Григорьев, особенно в кислой среде, либо удерживает бериллий. При выветривании гранитоидов бериллий частично наследуется (сорбируется) глинистыми минералами, частично выносятся подземными водами, причем интенсивное в начальную стадию корообразования при выветривании бериллийсодержащих плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, биотита и мусковита. Его поведение характеризуется по сравнению с субстратом, выносом в сапролитовой подзоне, относительным накоплением в гидрослюдистой и вновь выносом — в каолининовой (табл. 14, рис. 18). Такое распределение бериллия в коре выветривания гранитов объясняется следующими обстоятельствами: а) основные бериллийсодержащие минералы (плагиоклаз и мусковит в лейкократовых и биотит в биотитовых гранитах) гидролизуются в коре одними из первых. Высвободившийся из них бериллий в щелочных условиях в форме положительно заряженных ионов и соединений обладает высокой подвижностью и выносятся; б) величины pH слабощелочные и близкие к нейтральным, характерные для формирования существенно гидрослюдистых зон, являются наименее благоприятной средой для миграции бериллия; это приводит к извлечению его из растворов и фиксации в гидрослюдах и монтмориллоните, обладающих значительной емкостью поглощения; в) в слабокислых условиях, в момент гидролиза гидрослюд и образования каолинита, бериллий вновь начинает переходить в раствор и, имея (при pH менее 6,5) наивысшую миграционную способность, легко выносятся из каолининовой зоны. Этому способствует также весьма низкая емкость поглощения каолинита.

При полной каолинизации гранитоидов, содержащих 3–5 г/т бериллия выносятся 20–40 % этого элемента, при более высоких его содержаниях выносятся до 60 %  $\text{BeO}$ . В гранитах с аномально низким содержанием



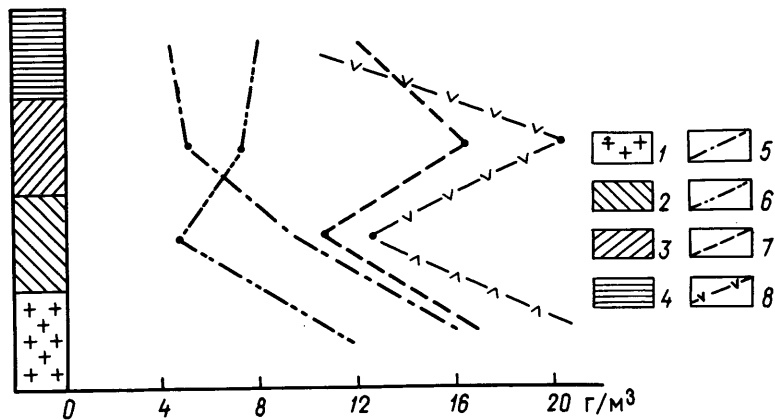


Рис. 18. Графики изменения содержаний BeO по подзонам коры выветривания гранитоидов:

1 — граниты; 2–4 — подзоны (2 — сапролитовая, 3 — гидрослюдистая, 4 — каолини-  
товая); 5 — массив А; 6 — массив В; 7 — массив В; 8 — среднее содержание по мас-  
сивам

ем бериллия каолинизация может сопровождаться дополнительным поглощением его из подземных вод. Устанавливается следующая последовательность гипергенного изменения породообразующих минералов-концентраторов бериллия в гранитоидах: плагиоклаз → микроклин → биотит → мусковит. Все они в указанной последовательности замещаются сначала гидрослюдами, монтмориллонитом, а затем галлуазитом и каолинитом и образуются в совершенно определенных интервалах pH среды. Бериллий при этом переходит в раствор. Иногда стадия замещения породообразующих минералов гидрослюдами выпадает, и они замещаются непосредственно каолинитом.

Комплекс глинистых минералов, а также учет pH гидролиза исходных минералов, позволяют восстановить физико-химические условия формирования отдельных зон коры выветривания, а следовательно, и среду, обусловившую особенности поведения бериллия и его элементов-спутников в этих зонах. При этом установлены следующие интервалы значений pH формирования различных подзон кор выветривания: начального выветривания 8–10, каолининово-гидрослюдистая 7–9, каолининовая 7.

Вынос бериллия из коры выветривания гранитов (среднее по трем массивам) составляет 50 %. По данным В.В. Буркова и Е.К. Подпориной, вынос бериллия в коре выветривания гранитоидов тех же массивов и других регионов, [2] равен соответственно 58 и 45 %.

Поведение бериллия в корях выветривания пегматитов определяется прежде всего наличием в них собственного минерала — берилла. Ввиду высокой устойчивости этого минерала в зоне выветривания, бериллий относительно накапливается в верхних подзонах коры в результате выноса кремнезема и щелочей и соответствующего уменьшения породы.

Распределение бериллия по гранулометрическим классам в коре выветривания пегматитов показывает, что крупные классы имеют наиболее низкое содержание бериллия, в тонких классах его концентрация увеличивается. Поскольку в пегматитах берилл в основном мелкокрапленный и в сапролитовой подзоне он достаточно устойчив, количество бериллия в глинистых классах будет ниже, чем в алевро-саммитовых.

В коре выветривания пегматитов поведение бериллия не однозначно на разных участках. По общей схеме предполагается гидролиз берилла в щелочной среде и высаживание гидроксидов в более кислой (в условиях гидрослюдистой и каолининовой подзон). Но учитывая устойчивость берилла при выветривании, особенно крупнокристаллического, и слабую миграционную способность этого элемента, можно предполагать, что в конкретных случаях концентрация берилла будет определяться неравномерностью его распределения в субстрате (увеличение или уменьшение бериллия по разрезу) и величиной изменения объемной массы пород по зонам коры. В альбитовых пегматитах, где берилл мелкокрапленный, возможно его частичное растворение в начальные этапы корообразования вследствие высокой щелочности раствора, что в конечном счете, вызывает уменьшение содержания бериллия в породе.

В зоне окисления грейзеновых месторождений бериллий из бериллиевых и бериллийсодержащих минералов выщелачивается путем воздействия на них серноокислых и фтористо-водородных растворов, образовавшихся в результате разложения пирита и флюорита. Бериллий выпадает из растворов вследствие сорбции отрицательно заряженных фторкомплексов положительно заряженными гидроксидами железа. За пределами рудных грейзеновых тел в условиях сухих степей интенсивность солевой миграции бериллия, вследствие снижения кислотности растворов, резко падает. Об этом свидетельствуют низкие содержания его в тонкодисперсных фракциях рыхлых образований вмещающих пород. Отмечены следующие особенности в поведении бериллия в зоне выветривания:

а) наиболее сильно бериллий из бериллиевых минералов выщелачивается при воздействии на них фтористо-водородных растворов;

б) в порядке убывания активности воздействия раствора фтористо-водородной кислоты бериллиевые минералы образуют ряд: даналит → бертрандит → берилл → фенакит;

в) выщелачивание бериллия из берилла, фенакита и бертрандита серноокислыми растворами имеет место, однако оно гораздо менее интенсивно, чем фтористо-водородное;

г) серноокислые растворы выщелачивают бериллий из даналита также интенсивно, как и фтористо-водородные;

д) смесь серноокислых и фтористо-водородных растворов не увеличивает их активность по сравнению с воздействием на минералы чистых фтористо-водородных растворов;

е) наименьшей активностью ко всем вышеназванным минералам обладают гидраты оксидов Na и K;

ж) измененные микротрещиноватые разности берилла наиболее подвержены выщелачиванию из них бериллия.

Таблица 15

Порода	Подзоны							
	Исходная порода		Дресвяно-щепенистая			Каолининовая		
	$n$	$x_1$	$n$	$x_1$	$K_k$	$n$	$x_1$	$K_k$
Диориты	15	1,9	3	2,0	0,9	11	2,4	0,74
Амфиболиты	11	0,6	4	3,4	4,1	9	1,9	1,78
Сиениты	14	3,5	15	4,2	1,8	15	4,2	0,72
Габбро	3	3,5	4	3,5	0,9	4	6,0	0,97

В рудных месторождениях наряду с собственными минералами бериллий может входить в мусковит (до 30 %).

По своему поведению в коре выветривания по мнению Н.А. Григорьева, бериллий схож с щелочноземельными металлами и элементами-гидролизатами, т. е. поглощается органическим веществом и монтмориллоновыми минералами в щелочной среде, совместно с Са осаждается в составе фосфатов и активно гидролизуется (почти не образуя  $Be(OH)_2$ ), входя в состав гидроксидов железа и марганца.

В корях выветривания основных пород поведение бериллия отличается от его поведения в корях гранитоидов. В латеритных корях выветривания при развитии габбро по каолиниту наблюдается интенсивный вынос бериллия, в каолининовой коре бериллий малоактивен. В корях выветривания ультрабазитов бериллий поглощается в зоне развития монтмориллоновых минералов. Иногда наблюдается его вынос из подзоны охр.

В эффузивах повышенные концентрации бериллия, по данным В.В. Ляховича, фиксируются в стекле. Характеристика поведения бериллия в корях выветривания различных пород приведена в табл. 15.

Бериллий является практически постоянной примесью в бокситах, хотя часто не обнаруживается при их исследовании в связи с недостаточной чувствительностью анализа.

В процессе формирования бокситоносных кор выветривания, бериллий интенсивно выносится уже в подзоне сапролитов, несколько накапливается в гидрослюдистой подзоне и вновь мобилизуется в каолининовой подзоне. Таким образом, нижняя подзона является своеобразным геохимическим барьером для бериллия — здесь он осаждается на монтмориллоните, вероятно в виде свободных ионов. Дальнейшая каолинизация приводит к мобилизации бериллия, а перенос монтмориллонита во взвесах — к повышению содержания бериллия за счет поглощения его из водной среды. При этом следует иметь в виду, что перешедший в раствор бериллий может сорбироваться не только глинистыми минералами, но и гидроксидами железа и марганца, осаждаться в результате гидролиза, поглощаться соединениями фосфора, мышьяка и органическими остатками. Содер-

жание бериллия в бокситах зависит от состава материнских пород и колеблется в пределах 0,3—20 г/т.

Бокситы, образовавшиеся по глинистым сланцам, содержат от 0,4 до 7 г/т бериллия (в среднем 2,3 г/т), по основным магматическим породам — от 0,3 до 17 г/т (в среднем 4,6 г/т). Так как сланцы обычно богаче бериллием, чем основные магматические породы, наиболее вероятно, что концентрация бериллия в бокситах зависит не столько от его исходного содержания в материнских породах, сколько от характера выветривания последних и от соотношения каолинита и монтмориллонита в продуктах выветривания. При содержании бериллия в бокситах в количествах первых тысячных и сотых процента среднее содержание его в технологических продуктах должно составлять сотые и десятые его доли.

Бериллий в технологическом переделе находится либо в виде собственного гидроксида и адсорбированных ионов, либо связан с глиноземсодержащими минералами, поэтому при выщелачивании он полностью переходит в алюминатный раствор.

#### РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

В эндогенных условиях ТР концентрируются в Са-минералах — плагиоклазах, пироксенах и амфиболах, на минералы-носители приходится лишь незначительная доля ТР. Высвободившиеся из кристаллической решетки минералов редкие земли мигрируют в кислых и нейтральных средах, гидролизуясь в щелочной обстановке с выпадением в осадок  $TR(OH)_3$ . При этом происходит дифференциация ТР: рН выпадения их гидроксидов изменяется от 8 до 6 с возрастанием атомного номера элемента. Значительная доля ТР (до 20 %) сорбируется глинистыми минералами, гидрослюдами (до 3800 г/т), гидроксидами Fe, Al, Mn. Сорбция ТР глинистыми минералами изменяется в направлении: монтмориллонит → гидрослюда → каолинит. Легкие лантаноиды сорбируются глинистыми минералами активнее, чем тяжелые. Тем не менее ТР обладают незначительной сорбционной способностью и, по данным Е.И. Семенова, легко образуют в коре выветривания разнообразные гипергенные минералы. Миграционная активность ТР колеблется в широком диапазоне ( $K_y$  от 0,3 до 0,9) и зависит от следующих факторов: 1) содержания в исходных породах акцессорных и рудных минералов устойчивых к выветриванию в гипергенных условиях, т. е. от первичного баланса распределения ТР по минералам; 2) химизма среды; 3) гидрогеологических условий и т. д. Отмечается общая закономерность — в кислых и щелочных породах, где ТР в основном концентрируются в минералах-носителях, вынос их из зоны выветривания меньше, чем в основных и ультраосновных породах, в которых ТР содержатся в неустойчивых пороодообразующих минералах. Накопление иттриевых редких земель в коре выветривания происходит интенсивнее, чем цериевых. Наиболее высокие содержания ТР

Таблица 16

Содержание минералов редких земель в подзонах коры выветривания, г/т

Минерал	Подзоны		
	дресвяно-щебенистая	гидрослюдистая	каолининовая
Монацит	56,0	22,0	0,5
Ксенотим	1,7	3,0	—
Апатит	5,0	0,8	—

характерны для кор ультращелочных пород, где концентрация повышается в 4–5 раз. Иттриевые земли в верхних горизонтах профиля выветривания заметно выносятся. При выветривании лейкократовых и биотитовых гранитов не подверженных интенсивному метасоматическому замещению, TR в коре выветривания выносятся в пределах 30–60 %. Некоторая часть TR в таких гранитах концентрируется в минералах-носителях: монаците, ксенотиме, ортите, апатите, бастнезите — относительно устойчивых в нижних и средних горизонтах коры выветривания (табл. 16). Обычно на долю акцессорных редкоземельных минералов приходится не более 25 % от общего количества TR, содержащихся в выветривающихся гранитах. Остальная часть их концентрируется в породообразующих минералах, легко разрушающихся в самых нижних горизонтах коры выветривания. В каолининовой подзоне редкоземельные минералы, за исключением некоторой части монацита, практически не сохраняются, поэтому вынос из коры выветривания полного профиля TR от общего их количества в исходных гранитах составляет 40–50 %. Коэффициенты устойчивости редких земель по подзонам коры выветривания гранитоидов изменяются в следующем порядке; начального выветривания — 1,2; гидрослюдистая — 0,6; каолининовая — 0,5.

Высокие содержания редких земель установлены в латеритных бокситах (4 кг/т TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Лантаноиды концентрируются в псевдоморфозах по монациту, апатиту и ильмениту, но в основном содержатся в оксидах железа и алюминия. Содержание TR в элювии ультращелочных пород, залегающих в районе месторождения, в несколько раз выше, чем в бокситах.

Редкие земли	Элювий, г/т	Бокситы, г/т
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в том числе:	10000	4000
Ce	2000	520
La	1000	400
Y	1000	300

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Образования кор выветривания на различных горных породах (щелочных сиенитах, гранитах, габброидах и др.), отличающихся характерным для каждого типа породы минеральным составом, определяют развитие различных профилей коры выветривания и приуроченность к ним минеральных проявлений. Интенсивность выветривания контролируется также минеральным составом субстрата, и, наконец, минеральный состав гесхимических зон профиля выветривания по типам пород имеет свои особенности, которые определяются составом исходных пород.

По интенсивности выветривания магматические горные породы образуют соответствующий ряд: карбонатиты → щелочно-ультраосновные и ультращелочные породы → основные породы → ультрабазиты и габброиды → щелочные сиениты → нефелиновые сиениты → диориты, гранодиориты → гранитоиды. Метаморфические породы в зависимости от скорости выветривания образуют свой ряд: мраморы → амфиболиты → эклогиты и скарны → филлиты → слюдястые и углистые сланцы → кристаллические сланцы и гнейсы → роговики и вторичные кварциты. В следующий ряд по скорости выветривания располагаются и осадочные породы: карбонатные породы → глинистые сланцы → глинисто-алевро-песчаные полимиктовые породы → граувакки → аркозовые и полимиктовые песчаники → кварцевые песчаники и кварциты. Общая схема выветривания в принципе распространяется на все типы горных пород: в нижних частях профиля выветривания почти полностью (на 60–90 %) выносятся щелочи и щелочные земли и значительная (40–80 %) часть кремнезема. Глинозем в зависимости от химической обстановки мигрирует преимущественно в пределах профиля выветривания. В латеритной коре выветривания глинозем накапливается в верхней подзоне. Железо в большинстве случаев ведет себя сбалансированно: в профиле коры оксид Fe(II) переходит в оксид Fe(III) и суммарное его количество остается или постоянным или незначительно увеличивается. Породы коры выветривания сложены как гипергенными новообразованными минералами — стадийными продуктами выветривания (гидрослюда, гидрохлорит, гидробиотит, вермикулит, каолинит и другие глинистые минералы, свободные оксиды Al, Fe, Mn и др., так и инфильтрационными — карбонаты, гипс, колломорфная гидрослюда, кварц, пеликанит, опал, магнезит и др.

Химическое выветривание представляет собой сложный процесс преобразования горных пород в приповерхностных условиях. Химическими агентами выветривания служат: вода как растворитель и гидрализатор, углекислота, кислород, соединения серы и др. Важную роль в химическом разложении горных пород играют микроорганизмы и органические кислоты. Согласно А.И. Перельману [21], эти агенты, воздействуя на исходные породы, находящиеся в неравновесном состоянии в зоне аэрации, обуславливают гидролиз, окисление, гидротацию, комплексообразование, катионный обмен, химическую перестройку и растворение. В результате

происходит перераспределение элементов, образуются новые минералы, устойчивые в зоне гипергенеза: группа каолинита и галлуазита, группа гидрослюд, гидроксиды Al, Fe, Mn — в гумидных условиях, карбонаты и гипс — в аридных.

Временной интервал эпох выветривания обычно составляет миллионы и десятки миллионов лет. За это время формируются региональные коры выветривания, мощность которых достигает 150 м, а в линейных зонах 700 м и более. Процесс выветривания горных пород связан с фильтрацией почвенных вод, образующихся за счет атмосферных осадков. При падении на земную поверхность дождевая вода поглощает в атмосфере углекислоту и становится слабокислой (рН 6,5). Попадая в почву, вода еще больше раскисляется и рН уменьшается. Под действием таких кислых или околонеитральных вод происходит начальный гидролиз породообразующих силикатов (полевые шпаты, амфиболы, слюды и т. д.). Этот профиль сопровождается повышением рН и выветривание под действием кислых вод сменяется выветриванием под действием щелочных вод, что приводит к многостадийности процесса и к зональности формирующихся кор выветривания. В нижних горизонтах коры выветривания, где действуют щелочные воды, породообразующие минералы преобразуются преимущественно в минералы группы монтмориллонита и гидрослюды. Гипергенная концентрация макро- и микроэлементов в коре выветривания контролируется рядом физико-химических факторов и, в первую очередь, геохимическими барьерами. А.И. Перельман выделяет следующие барьеры: щелочной, восстановительный, кислородный, сорбционный, сульфатный, испарительный. Роль этих барьеров в осаждении элементов неодинакова.

*Щелочной барьер* представляет собой горизонт, где кислые условия сменяются щелочными и играет важную роль для осаждения Au,  $Fe^{3+}$ , Mn. Одним из главных факторов, контролирующих концентрацию элементов, является *восстановительный барьер*, когда окислительные условия сменяются восстановительными с понижением концентрации кислорода, обычно вниз по разрезу вертикального профиля, соответственно понижается и растворимость некоторых металлов, что способствует их относительной концентрации в зоне дезинтеграции (цементации, вторичного обогащения).

*Кислородный барьер*, характеризуется сменой восстановительных условий окислительными, непосредственно не способствует концентрации металлов. При гипергенном преобразовании горных пород на кислородном барьере обычно выделяется повышенное количество воды, углекислого газа и тепла, что увеличивает кислотность грунтовых вод и способствует активному разложению исходных пород. Кислородному барьеру может соответствовать гидрослюдистая подзона, где наблюдается активный вынос элементов. Следует учитывать, что на этом барьере иногда концентрируются гидроксиды железа и марганца, которые способны поглощать металлы из растворов. Приуроченность повышенных концентраций металлов к гидроксидам железа и гипергенным глинистым мине-

ралам, обладающим высокой сорбционной способностью, есть результат влияния *сорбционного барьера*.

*Сульфатный и испарительный барьеры* оказывают менее значительное влияние на осаждение металлов, чем остальные геохимические барьеры. Они являются эпигенетическими и концентрируют металлы при их перераспределении в молодых гипергенных образованиях.

Формы первичного распределения элементов являются главным фактором, регулирующим их поведение при выветривании. Но сама по себе миграционная способность элементов и их соединений зависит не только от их принадлежности к той или иной минеральной форме, условиям среды и т. д. Подвижность химических элементов в коре выветривания в первую очередь определяется свойствами самих элементов — их положением в периодической системе, радиусами ионов, валентностью, поляризационными свойствами, энергетическими коэффициентами А.Е. Ферсмана и т. д. Кроме того, на миграционную активность элементов влияют факторы внешней среды, которые обуславливают скорость высвобождения элементов из выветривающихся минералов-носителей и концентраторов и характер кислотности растворов в коре выветривания: в гумидных условиях под влиянием разлагающихся органических остатков и в случае окисления и разложения сульфидных руд в любых климатических условиях преобладает кислая (сульфатная) среда; при выветривании силикатных и оксидных минералов в аридных условиях — щелочно-карбонатная среда. Иными словами, миграционная активность элементов и скорость их высвобождения из минералов зависят от устойчивости этих минералов в процессах выветривания в определенных условиях среды (зоны) выветривания, а также кристаллографических и геохимических их особенностей, определяющих формы перехода элементов в раствор и их осаждение.

Различные минералы обладают неодинаковой подверженностью к выветриванию. Так например, основные плагиоклазы быстрее разрушаются и выветриваются, чем кислые. Роговые обманки и пироксены легче выветриваются, чем полевые шпаты. При анализе миграционной способности элементов в коре выветривания необходимо учитывать тип кристаллической решетки, в которую входит данный элемент, ее податливость к выветриванию. При одинаковых внешних (климатических и др.) условиях скорость высвобождения элементов из различных минералов будет различной. Так, коэффициент концентрации бериллия в коре выветривания пегматитов, где бериллий находится в составе устойчивого берилла, составляет 0,8–1, а в коре выветривания гранитов, где бериллий концентрируется в слюдах, — 0,5–0,6. Вместе с тем, в обоих случаях миграционная способность элемента одинакова. Просто во втором случае бериллий раньше высвободился из породообразующих минералов и раньше попал в циркулирующие в коре выветривания водные растворы. Общей закономерностью является наиболее интенсивный вынос элементов на начальных стадиях выветривания при разложении породообразующих минералов, сульфидов, карбонатов, фосфатов.

## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГРАНИТОИДАХ

К коре выветривания кислых пород приурочены месторождения колумбита, пироклора, микролита, фергусонита, циркона, циртолита, гентельвина, ксенотима, эвксенита, касситерита, вольфрамита, каолина и других глинистых пород, кварц-полевошпатовые пески, щелочные каолины, бокситы и прочие полезные ископаемые.

Редкометалльные коры выветривания чаще всего формируются на метасоматически измененных субщелочных гранитах и связанных с ними зонах щелочного метасоматоза во вмещающих породах. Для таких массивов характерны следующие особенности: интенсивное развитие процессов микроклинизации, рибекитизации, альбитизации и эгиринизации, в меньшей степени окварцевания;

- проявление экзоконтактных метасоматических процессов;
- развитие метасоматических процессов на больших площадях и глубинах;
- насыщенность гранитоидов фтором в виде фторидов кальция, гагаринита, флюорита, фторкарбонатов редких земель;
- высокие содержания Ta и Nb, Zr, Hf (циркон и малакон), TR (пироклоры, гагаринит, фергусонит, гадолинит, паризит, ксенотим и др.) тория, иногда лития, олова, вольфрама, молибдена;
- в метасоматически измененных породах Nb всегда преобладает над Ta, величина  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$  варьирует от 1/8 до 1/12, абсолютное содержание  $Ta_2O_5$  находится в пределах 0,02–0,03 %.

Одним из районов широкого развития коры выветривания в СССР является Южный Урал, где некоторые гранитные массивы и развиты на них элювий незначительно обогащены редкометалльными минералами. На различных массивах современной эрозией вскрываются различные горизонты коры выветривания, начиная от подзоны начальных продуктов выветривания и кончая каолининовой подзоной. Наиболее часто на дневную поверхность выводятся породы промежуточных зон, главным образом, представленные каолининово-гидрослюдистыми разностями. Сохранность и морфология коры выветривания гранитоидов на разных массивах неодинакова. Если на одних участках мощность коры выветривания не превышает 2–3 м, то на других — достигает 60 м. Резкое изменение мощности коры выветривания наблюдается и в контурах отдельных массивов. Например, на одном из них встречаются обнажения коренных пород, которые четко выделяются в рельефе в виде глыбовых развалов на фоне слабо всхолмленной поверхности. Нижняя граница коры выветривания гранитных массивов неровная, с карманами и углублениями. Профиль коры выветривания у всех гранитов массивов каолининовый. В профиле выделяются три основные подзоны, между которыми обычны постепенные переходы. Нижняя — дресвяно-щебенистая подзона полностью сохраняет структуру гранитов. В составе ее пород отмечаются крупные (до 2 мм) интенсивные трещиноватые таблитчатые зоны калинатрового пертитизированного полевого шпата, составляющего 20–25 % от всей массы породы. Пертитовые вроски частично замещены зе-

ленными гидрослюдами. Плаггиоклаз (5–10 %) почти полностью замещается тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюд и глинистых минералов. Содержание гранулометрического класса — 0,05 мм, состоящего, в основном, из глинисто-гидрослюдистого материала, составляет до 40 %. Кривые нагревания материала этого класса соответствуют каолиниту, а небольшой эндотермический эффект свидетельствует о наличии в нем гидрослюд типа монотермита. При исследовании минералов класса — 0,005 мм под электронным микроскопом устанавливается смесь этих двух минералов и монтмориллонита (гидрослюда 50 %, монтмориллонит 30 %, каолинит 20 %). Таким образом, в начальные этапы развития коры выветривания в результате гидратации и гидролиза алюмосиликатов образуются гидрослюды (гидромусковит и гидробиотит) по мусковиту, биотиту и плаггиоклазу. Изменения биотита из дресвяно-щебенистой подзоны проявлены в его осветлении, ослаблении плеохроизма и развитии по спайности гидроксидов железа и лейкоксена. Чешуйки мусковита с периферии замещаются гидромусковитом; в последнюю очередь изменяется микроклин. Так как кристаллическая решетка полевых шпатов отличается от решетки глинистых материалов, предполагается, что полевые шпаты распадаются до простейших соединений, а уже затем из них формируются глинистые минералы, имеющие слоистую структуру, т. е. не исключено образование минералов типа аллофана, как промежуточного продукта, о наличии которого по-видимому, свидетельствует появление иногда на термограммах минералов из дресвяно-щебенистой подзоны экзотермического пика 150 °С, несвойственного гидрослюдам. При частичном падении щелочности в результате выноса щелочей наблюдается образование гидрослюды типа монотермита, который четко фиксируется на термограммах.

Гидрослюдистая подзона характеризуется интенсивным разложением полевых шпатов. Реликтовая структура гранитов сохраняется не всегда. Порода состоит из кварца (до 45 %) и агрегатов тонкочешуйчатых гидрослюд и тонкодисперсного каолинита (50–55 %), кроме того, в этой зоне иногда отмечается карбонат (до 15 %). Полевые шпаты псевдоморфно замещены агрегатами бесцветных чешуек гидромусковита; последний, в свою очередь, замещается тонкодисперсным глинистым материалом, в составе которого можно различить изогнутые червеобразные агрегаты чешуек каолинита. Содержание материала класса 0,05 мм в этой зоне возрастает до 50 %. Термограммы материала глинистого класса соответствуют каолиниту с примесью гидрослюд, а исследование класса — 0,005 мм под электронным микроскопом показывает, что он состоит, в основном, из агрегатов гексагональных чешуек каолинита с примесью гидрослюды и галлузита (каолинит 30–50 %, гидрослюда 20–45 %, галлузит 5 %).

В каолининовой подзоне структура исходных гранитов не сохраняется. Порода состоит из мелких обломков кварца (35–45 %), гидрослюды типа гидромусковита (10–15 %) и глинистого материала (55–80 %), иногда присутствует гипергенный карбонат (до 10 %). Кварц трещиноватый, часто овальной формы вследствие частичного растворения, размер его зерен 0,5–1,5 мм. Гидрослюда представлена бесцветными чешуйками,

агрегатами размером от 0,1 до 0,05 и менее, с периферии замещающимися глинистыми минералами. Класс — 0,05 мм составляет 60–70 %. Кривые нагревания минералов этого класса в основном соответствуют каолиниту. Эндометрический эффект при 80 °С свидетельствует о наличии примеси в каолините более гидратированной его разновидности, которая выявляется при исследовании класса — 0,005 мм под электронным микроскопом в виде трубочек галлуазита. В этом классе каолинит составляет 40–70 %, К-На-гидрослюда 10–30 %, галлуазит 5–15 %. Результаты гранулометрического анализа свидетельствуют о значительном увеличении количества глинистых минералов в верхних подзонах коры выветривания, а термические и электронно-микроскопические исследования — о качественной эволюции глинистых минералов, которая идет в направлении гидрослюда → галлуазит → каолинит.

Содержание кварца почти во всех подзонах коры выветривания постоянное. Лишь на отдельных участках одного из массивов отмечается некоторое повышение его количества в верхних подзонах коры за счет пеликанитизации гранитов и появления в породах гипергенного опала и кварца. Количество полевого шпата вверх по разрезу коры выветривания уменьшается и в каолиновой подзоне он исчезает. Максимальные концентрации гидрослюды наблюдаются в средних и нижних подзонах коры выветривания, а каолинита — в верхней подзоне конечного выщелачивания.

Эволюция преобразования полевых шпатов и слюд в минералы каолиновой группы прослеживается по возрастанию температуры экзотермических эффектов (545–555–565 °С) и увеличению высоты экзотермического пика при температурах 930–940 °С за счет падения содержания натрия. Исследования минералов класса крупности — 0,005 мм из различных подзон коры выветривания под электронным микроскопом подтверждает данные термического преобразования в верхних подзонах гидрослюд в каолинит.

Изменение отдельных породообразующих минералов в процессе выветривания имеет следующую направленность:

Плагиоклаз → гидромусковит → каолинит  
Микроклин → гидромусковит → каолинит  
Биотит → гидробиотит → монтмориллонит  
Мусковит → гидромусковит → каолинит

Выветривание породообразующих минералов в коре гранитов происходит в следующей последовательности: альбит → олигоклаз → роговая обманка → биотит → микроклин → мусковит → кварц.

Акцессорная минерализация в гранитах и развитой на них коре выветривания в основном тождественна. Разница заключается лишь в падении содержаний в верхних подзонах коры выветривания большинства акцессорных минералов и появлении новообразованных: лейкоксена, рутила, лимонита, гематита, псиломелана, пирита, циртолита, бастнезита и рабдофанита.

В коре выветривания встречается также торит, дистен, андалузит, турмалин, эпидот, сподумен, топаз и шпинель. Вверх по профилю выветри-

вания закономерно повышается концентрация лимонита (в подзоне дресвы 124 г/т, гидрослюдистой 145 г/т, каолиновой 221 г/т) вследствие окисления магнетита, пирита и других железосодержащих минералов.

Некоторые колебания в содержаниях минералов, нарушающие установленные закономерности в их поведении объясняются неравномерной их концентрацией в материнских породах.

Все акцессорные минералы (ильменит, колумбит, монацит, циркон, ксенотим, магнетит и др.) не являются абсолютно устойчивыми в коре выветривания и частично или полностью выщелачиваются и разрушаются с разной степенью активности в различных подзонах. Высвободившиеся из первичных минералов элементы образуют новые гипергенные минералы или сорбируются глинистыми минералами и гидрослюдами железа. Колумбит встречается в корах выветривания многих массивов, но содержания его обычно невелики. Наиболее высокие содержания колумбита фиксируются в классах  $-0,5 \div 0,25$  мм дресвяно-щебенистой подзоны. В гидрослюдистой подзоне содержание колумбита несколько понижается.

Монацит преобладает в классе  $-0,25 \div +0,05$  мм. В гидрослюдистой подзоне монацит становится трещиноватым и на его поверхности появляются налеты гипергенных редкоземельных минералов. В каолиновой подзоне монацит не сохраняется.

Ильменит наблюдается во всех гранулометрических классах, но преимущественно в  $+0,5 \div 0,05$  мм. Лейкоксенизированный ильменит с периферии часто имеет примазки гидроксидов железа и корочки замещающего его лейкоксена. Содержание ильменита закономерно уменьшается от дресвяно-щебенистой к каолиновой подзонам, количество лейкоксена, в свою очередь, прогрессивно увеличивается. В каолиновой подзоне лейкоксен иногда образует сростки с рутилом.

В каолиновой подзоне резко увеличивается концентрация рутила за счет дегидратации лейкоксена и ассимиляции  $TiO_2$ , высвободившегося из породообразующих минералов.

Циркон находится преимущественно в классе  $+0,25 \div +0,16$  мм. Максимальные его концентрации отмечаются в дресвяно-щебенистой подзоне. В каолиновой подзоне он претерпевает метамиктный распад и переходит в полупрозрачный изотропный циртолит. Поведение акцессорных минералов в коре выветривания гранитов характеризуется следующим рядом их устойчивости: циртолит → рутил → лейкоксен → циркон → дистен → турмалин → слабощелочный берилл → колумбит → ильменит → монацит → магнетит → апатит → гранат ксенотим → пирит.

О поведении рудных минералов в коре выветривания гранитных массивов Южного Урала можно судить по данным, приведенным в табл. 17.

Наблюдается закономерность в изменениях содержаний титана и железа по профилю выветривания — при снижении концентраций ильменита и магнетита вверх по разрезу коры выветривания соответственно увеличивается концентрация их гипергенных новообразований — лейкоксена и лимонита. Отчетливо просматриваются особенности поведения в коре выветривания монацита и циркона (первый — неустойчивый, второй — высокоустойчивый в зоне гипергенеза). Железо в начальные этапы развития

Таблица 17

Характер поведения минералов по профилю выветривания гранитов

Подзона	Средняя мощность, м	Содержание минералов, г/т					
		ильменит	лейкоксен	монацит	циркон	магнетит	лимонит
Каолинистая	5	1,9	88	0,5	21	1	221
Гидрослюдистая	10	25	93	22	12	26	145
Древяно-щербенистая	8	65	0,5	56	1,9	37	124

коры находится преимущественно в форме оксида Fe(II) и ведет себя как сильное основание, переходя в раствор в виде ионов, подвижность которых растет по мере увеличения кислотности среды (табл. 18). Наибольшей растворимости его гидроксид достигает при pH 7–6 (предел образования минералов каолининовой группы). Но этот предел является и началом интенсивного окисления оксида Fe(II) в оксид Fe(III). Гидроксид железа в этих условиях практически неподвижен, чем и объясняется закономерное накопление оксидного железа в верхних зонах коры.

Кальций и магний характеризуется большой подвижностью и общей тенденцией к выносу из коры. Некоторые повышения содержания их в зонах коры выветривания объясняется вхождением этих элементов в решетки гипергенного гипса и карбонатов, которые иногда отмечаются в повышенных количествах в верхних зонах. Поведение кремния характеризуется высокой подвижностью его в слабощелочных условиях и более интенсивным выносом в нижних подзонах по сравнению с верхними подзонами. Вследствие того, что растворимость гидратированной SiO<sub>2</sub> до pH 5–6 (пределы образования каолининовой подзоны) еще достаточно велика, отмечается общая тенденция десицификации коры выветривания.

Неоднозначно ведет себя алюминий. Иногда гидролиз его соединений сопровождается образованием сложных комплексных ионов с последующим осаждением их гидроксидов. В этом случае алюминий характеризуется накоплением снизу вверх по зонам коры выветривания, так как интервал pH 9,5–5 (предел формирования всего профиля KB) соответствует наиболее низкой его миграционной способности. При переходе алюминия из четверной координации в решетке силикатов в шестерную, более устойчивую в условиях гипергенеза, одновременно отщепляются основания и происходит относительное увеличение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Марганец и фосфор незначительно накапливается в коре выветривания — P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,006 г/100 см<sup>3</sup> и MnO до 0,032 г/100 см<sup>3</sup>.

Путем пересчета весовых содержаний оксидов петрогенных элементов в конечной подзоне выветривания относительно их содержания в нижней подзоне рассчитаны коэффициенты концентрации и установлен соответствующий ряд (см. табл. 18): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(1,15) → Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(1,06) → MgO(0,8) → CaO(0,73) → SiO<sub>2</sub>(0,56) → FeO(0,43) → K<sub>2</sub>O(0,07) → Na<sub>2</sub>O(0,03).

Таблица 18

Поведение петрогенных элементов в коре выветривания гранитов

Компоненты	Биотитовые граниты		Подзоны				K <sub>к</sub>		
	%	г/100 см <sup>3</sup>	Древяно-щербенистая		Гидрослюдистая			Каолинистая	
			г/100 см <sup>3</sup>	вынос (-), на-капливание (+), кг/м <sup>3</sup>	г/100 см <sup>3</sup>	вынос (-), на-капливание (+), кг/м <sup>3</sup>		г/100 см <sup>3</sup>	вынос (-), на-капливание (+), кг/м <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	72,71	173,0	130	-8,0	125,0	-53,0	99,0	-78,8	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,45	34,7	40	+5,3	45	+10,3	40,0	+5,3	1,15
FeO	1,6	1,4	1,2	-0,2	0,9	-0,5	0,6	-0,8	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,7	1,8	+0,1	1,8	+0,1	1,8	+0,1	1,06
CaO	1,09	2,6	2,1	-0,5	2,1	-0,5	1,9	-0,7	0,73
MgO	0,04	0,1	0,4	+0,3	0,3	+0,44	0,08	-0,02	0,8
K <sub>2</sub> O	4,5	10,8	8,0	-2,8	2,0	-0,8	0,8	-10,0	0,07
Na <sub>2</sub> O	3,42	8,2	1,4	-6,8	0,8	-7,4	0,2	-8,0	0,03
Объемная масса	2,4	2,0	1,8	1,6					

Таблица 19

Элементы	Граниты, г/м <sup>3</sup>	Гидрослюдистая подзона, г/м <sup>3</sup>	Вынос, г/м <sup>3</sup>	K <sub>к</sub>
Pb	72	57,8	-14,2	0,8
Zn	1320	370,0	-950	0,27
Cu	168	62,9	-105,1	0,37
Ni	1392	527,0	-865,0	0,38
	240	2,2	-237,8	0,01
Co	67	26,4	-40,8	0,39
	240	81,6	-158,4	0,34
Cr	192	44,0	-148,0	0,23

Поведение рудных элементов в коре выветривания гранитов характеризуется тенденцией к интенсивному выносу (табл. 19). Подавляющее большинство показателей коэффициента концентрации лежит в интервале 0,2–0,4.

Устанавливаются следующие особенности распределения редких элементов по подзонам коры выветривания гранитов:

– различное поведение (относительное накопление или вынос) редких элементов (тантала, ниобия, олова, бериллия, циркония, лития, рубидия, редких земель) в зонах профиля коры выветривания находится в зависимости от формы нахождения элементов в субстрате – в виде собственных минералов-носителей или связанных с петрогенными и акцессорными минералами-концентраторами. Практически все элементы, не связанные с собственными минералами-носителями, устойчивыми в коре выветривания, мигрируют из каолинитовой подзоны и в целом из коры выветривания;

– большинство редких элементов, высвободившихся из выщелоченных минералов-концентратов в коре выветривания, накапливаются в основном в классах – 0,05 мм, сорбируясь глинистыми минералами. Цирконий и титан устойчивы в коре выветривания, по классам крупности распределяются равномерно, основные концентрации их связаны с собственными акцессорными минералами – цирконом, ильменитом и рутилом;

– в корях выветривания аляскитовых и лейкократовых гранитов (в их субстратах основными концентраторами тантала, ниобия и олова являются чаще акцессорные минералы и реже слюды) фиксируется некоторое накопление тантала и ниобия; однако в корях, развитых по гранитам, обогащенным слюдами, будет преобладать рассеяние этих элементов;

– в корях по биотитовым гранитам (в последних тантал, ниобий и олово связаны с биотитом) отмечается миграция Nb и Sn и незначительное накопление тантала;

– бериллий в гранитах связан, преимущественно, с кислыми плагиоклазами и в корях выветривания рассеивается, особенно с верхней глинистой подзоне;

Таблица 20

Содержание редких элементов, титана и олова в коре выветривания биотитовых гранитов

Компоненты	Граниты		древяно-щелебнистая			гидрослюдистая			каолинитовая			K <sub>к</sub>
	%	г/м <sup>3</sup>	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапливание (+), г/м <sup>3</sup>	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапливание (+), г/м <sup>3</sup>	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапливание (+), г/м <sup>3</sup>	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0001	2,4	0,0003	6	+3,6	0,00018	3,2	+0,8	0,00018	2,9	+0,5	1,2
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,003	72	0,006	120	+48	0,005	90	+18	0,004	64	-8	0,9
TiO <sub>2</sub>	0,05	1200	0,3	6000	+4800	0,2	3600	+2400	0,35	5600	+4400	4,6
SnO <sub>2</sub>	0,0006	14,4	0,0002	4	-10,4	0,00025	4,5	-9,9	0,0003	4,8	-9,6	0,3
BeO	0,0007	16,8	0,0005	10	-6,8	0,0003	5,4	-11,4	0,0003	4,8	-12	0,3
Li <sub>2</sub> O	0,008	192	0,009	180	-12	0,01	180	-12	0,005	80	-112	0,4
Rb <sub>2</sub> O	0,01	240	0,017	340	+100	0,006	108	-132	0,002	32	-208	0,2
Объемная масса	2,4		2,0			1,8			1,6			



Таблица 21

Химический состав редких металлов по профилю коры выветривания лейкократовых гранитов (сводные данные по четырем массивам)

Компо- ненты	Подзоны												Кк
	Граниты			дресвяно-щелебнистая			гидрослюдистая			каолинитовая			
	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапли- вание (+), г/м	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапли- вание (+), г/м	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапли- вание (+), г/м	%	г/м <sup>3</sup>	вынос (-), накапли- вание (+), г/м	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00018	4	+1,4	0,0003	5,4	+1,4	0,00022	3,74	-0,26	0,00019	3	-1	0,75
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0011	24	+5	0,0016	29	+5	0,0014	24	Равновесие	0,0014	22	-2	0,91
SnO <sub>2</sub>	0,0003	6,6	-1,2	0,0003	5,4	-1,2	0,0004	7	+0,4	0,0002	3,2	-3,4	0,48
BeO	0,00092	22	-9	0,00072	13	-9	0,00123	21	-1	0,00068	11	-11	0,55
LiO	0,006	132	+30	0,009	162	+30	0,01	170	+38	0,0052	83	-49	0,63
Rb <sub>2</sub> O	0,0124	273	-5	0,0149	268	-5	0,0084	143	-130	0,0036	58	-220	0,21
TiO <sub>2</sub>	0,23	5700	-900	0,25	4800	-900	0,37	8600	+900	0,38	6500	+800	1,14
Объемная масса		2,2			1,8			1,7				1,6	

— редкие щелочи в корях выветривания выносятся, иногда происходит некоторое накопление лития, в большинстве случаев наблюдается общая тенденция к резкому уменьшению количества лития и рубидия в верхних зонах.

Сводные данные по подвижности редких элементов, олова и титана в коре выветривания безрудных гранитов четырех массивов позволяют построить следующий ряд этих элементов (табл. 20, 21) Pb(0,23) → Sn(0,48) → Be(0,55) → Li(0,63) → Ta(0,75) → Nb(0,91) → Ti(1,4). Из коры выветривания в каолинитовой подзоне относительно субстрата выносятся, %: Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 25, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 10, SnO<sub>2</sub> 50, BeO 50, LiO<sub>2</sub> 37, Rb<sub>2</sub>O 80 и накапливается TiO<sub>2</sub> 14 и ZrO<sub>2</sub> 8,3 %. В коре выветривания гранитов, не содержащих собственных минералов Ta и Nb подавляющее количество этих элементов (Ta до 95 % и Nb 93 %) сосредоточено в глинистых минералах коры выветривания. Следовательно, те части Ta и Nb, которые в гранитах, связаны с породообразующими минералами (полевые шпаты, слюды), в коре выветривания почти полностью сорбируются глинистыми минералами. Для коры выветривания метасоматически измененных колумбитоносных гранитоидов, по данным А.М. Болотова, с ассоциацией редкометалльных минералов: циртолита, рабдофанита, бастнезита, колумбита, коэффициенты устойчивости редких элементов отличаются от коэффициентов, характерных для безрудных гранитоидов: Sn(0,88)→Be(0,85)→Ta(0,85)→Nb(0,84)→Zr(0,83) → Li(0,75) → Rb(0,73) → Cs(0,68)→W(0,64)→ Ge(0,33)→ La(0,29).

#### КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КИМБЕРЛИТАХ

С кимберлитами связаны элювиальные россыпи алмазов, драгоценных камней: пироба, хризолита и циркона. Кимберлитовые трубки сложены не собственно изверженной породой — кимберлитом, а эруптивной беркчийей, сцементированной кимберлитом — щелочно-ультраосновной породой порфириковой структуры. Обломки беркчии представлены ксенолитами вмещающих пород самого различного состава и ксенолитами кимберлитов и родственных им ультраосновных пород и эклогитов. Соотношения кимберлитового цемента и ксенолитов колеблются в самом широком диапазоне. Кимберлиты состоят из вкрапленников обычно серпентинизированного оливина, флогопита, ильменита, пироба, пироксенов и стекловатой или тонкозернистой основной массы. К типоморфным минералам относятся алмаз, пироп, пикроильменит и хромшпинелиды. В основной массе в подчиненном количестве присутствуют перовскит, апатит, магнетит, муассонит.

Вертикальный профиль коры выветривания на кимберлитах обычно имеет зональное строение и представлен (сверху вниз) "желтой землей", "синей или голубой землей" и слабо затронутой выветриванием кимберлитовой беркчийей (хардебанком). Переходы между зонами могут быть как постепенными, так и резкими, иногда выделяются промежуточные зоны (подзоны): "ржавая земля", "бурая земля", "зеленая земля" и т. д. В некоторых случаях "желтая земля" перекрыта гипергенными карбонат-

ными образованиями или железисто-кремнистым панцирем — кирасой. "Желтая земля" представляет собой нацело окисленный и гидратированный кимберлит, превращенный в глинистую желтоватую до красной пятнистую породу, пропитанную карбонатами кальция и магния и гидроксидом железа и содержащую кристаллы алмаза, пикроильменита, чешуйки слюд и незначительное количество других минералов, устойчивых к воздействию процессов выветривания. Пироп и хромдиопсид в этой подзоне обычно не сохраняются. Первоначальная структура материнских пород в зоне "желтой земли" не наблюдается. С глубиной "желтая земля" постепенно переходит в темно-коричневую "ржавую землю", а затем в "синюю землю", которая представлена глинисто-древянистыми продуктами выветривания кимберлитов (черно-синей, голубоватой и зеленоватой окраски) с сохранившейся структурой материнских пород. Кроме алмаза "синяя земля" содержит различные обломки твердого сохранившегося от выветривания кимберлита, псевдоморфозы серпентина по оливину, флогопит, ильменит, пироп, диопсид и энстатит и вторичный кальцит, выполняющий прожилки. Мощность коры выветривания на кимберлитовых трубках зависит от степени активности эрозионной деятельности в районе кимберлитовых месторождений и резко отличается на разных континентах и в различных регионах. В Африке мощность "желтой земли" обычно не превышает 10–50 м, мощность "синей земли" колеблется от 10 до 500 м и более. В Якутии условия для консервации коры выветривания были менее благоприятны и мощность сохранившихся ее горизонтов не превышает 50 м. Кора выветривания кимберлитовых брекчий Восточной Сибири представляет собой древесно-глинистую (гидрослюди-монтмориллонитовую) породу ржаво-бурой, зеленовато-желтой, голубовато-серой или голубовато-зеленой окраски. Структурные и текстурные особенности субстрата часто наблюдаются визуально. Обычно видны крупные зерна трещиноватого пироба, ильменита, гидратированного флогопита, псевдоморфозы серпентина по оливину. Профиль коры выветривания обычно выражен единственной подзоной — древесно-щебенистой. Верхние подзоны коры в большинстве случаев эродированы.

Одна из кимберлитовых трубок в Сибири расположена в 300 м от поля развития нижнетриасовых песчано-алевролитовых отложений. Перекрывается она слоем алювиально-делювиальных отложений мощностью 2–4 м, в составе которых преобладают монтмориллонит-сапонитовые глины с дресвой и щебенкой кимберлитов и боковых пород, в основном, песчаников.

Вмещающие трубку нижнепалеозойские породы представлены терригенно-карбонатными отложениями устькутской свиты ( $O_{Us}$ ). Относительный возраст трубки — нижний карбон (рис. 19).

Кимберлитовые трубки с поверхности сильно изменены процессами выветривания, которое в зоне разлома, секущего трубку в субмеридиональном направлении, проявляется до глубины 50 м. Среди выветрелых кимберлитовых пород выделяются две разновидности — желтого и зеленого цвета. Наибольшее изменение претерпела залегающая в приповерхностных и приконтактных частях и в зоне разлома кимберлитовая брекчия желто-

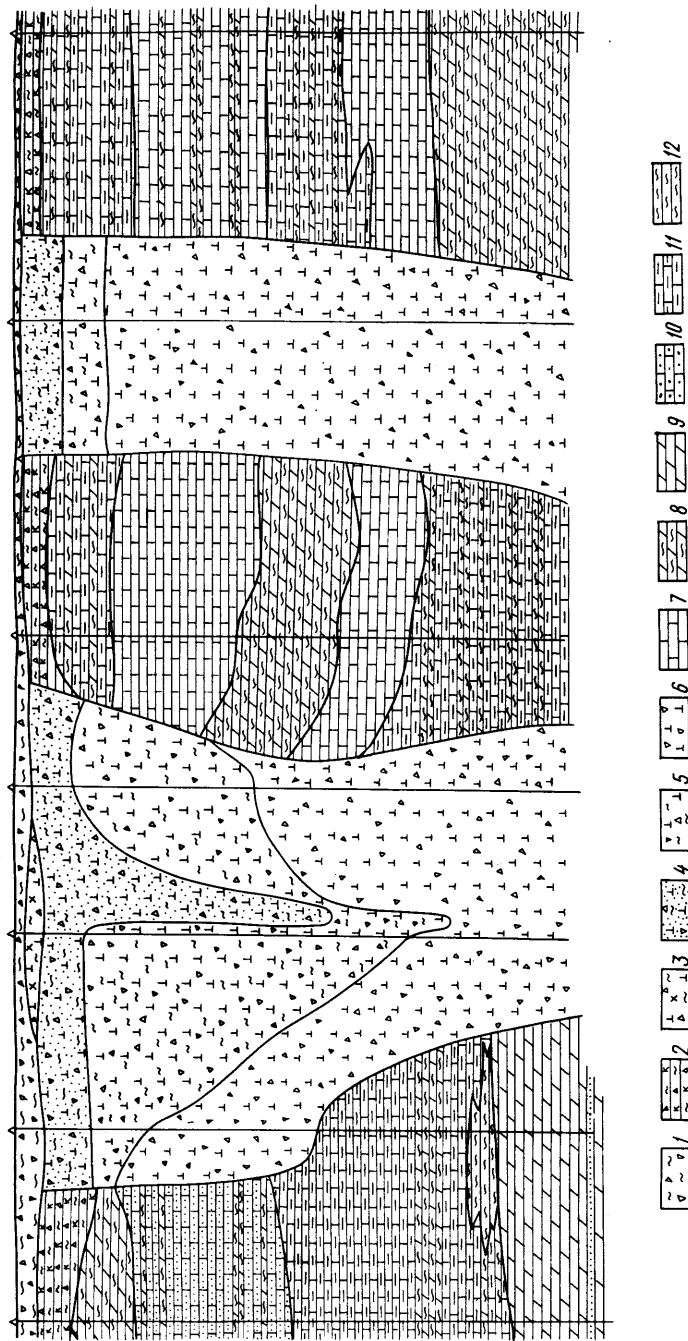


Рис. 19. Геологический разрез через кимберлитовую трубку с древней корой выветривания:

1 — щебеннистые суглинки (O); 2 — кора выветривания на карбонатных породах (MZ<sub>1</sub>); 3 — интенсивно выветрелые буровато-серые до грязно-желтых кимберлиты (MZ<sub>1</sub>); 4 — средневыветрелые кимберлиты (MZ<sub>1</sub>); 5 — незначительно измененные выветрелые осветленные кимберлиты (MZ<sub>1</sub>); 6 — неизмененные кимберлиты (C<sub>1</sub>); 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — доломиты; 10 — известковистые песчаники; 11 — известковистые алевролиты; 12 — глинистые сланцы

го цвета. Вблизи поверхности брекчия мощностью до 10 м, а в зоне разлома до 30 м превратилась в рыхлую желто-бурую глинисто-карбонатную массу, интенсивно пропитанную гидроксидами железа, в которой иногда различаются псевдоморфозы карбоната по оливину (серпентину), ксенолиты карбонатно-терригенных пород, зерна сохранившихся от выветривания минералов. Ниже по разрезу подзона желтых пород постепенно сменяется зеленой подзоной, более плотной кимберлитовой брекчией, а еще ниже постепенно переходит в плотные неизмененные кимберлитовые брекчии. Кора выветривания на трубке сформировалась в нижнемезозойскую эпоху корообразования (более точный ее возраст — верхнетриасовый). Первоначальная мощность коры выветривания видимо достигала 100—150 м. В результате денудационных процессов породы верхних подзон коры выветривания были размыты и в настоящее время сохранились лишь подзона сапролитов и частично или полностью (в зоне разлома) подзона выщелачивания. В зоне разлома вблизи поверхности отмечается ограниченный по площади останец подзоны гидролиза, мощностью не более 3 м (см. рис. 19). Зональность коры выветривания выделяется отчетливо по химическому составу, геохимии и литологии. Морфология коры выветривания на кимберлитах трубки сложная. Форма тела выветрившихся пород желобообразная, конусовидная. С юго-востока на северо-запад в осевой части трубки и прослеживается разлом, по которому и образуется трещинная кора выветривания, мощностью 40—50 м и более. Вдоль западного борта трубки мощность коры выветривания не превышает 10 м, вдоль восточного — 25 м. Следует отметить, что нижние границы коры выветривания в определенной степени условные, так как признаки и влияние выветривания исчезают у кимберлитов постепенно и не всегда фиксируются визуально. Лишь анализами более или менее точно можно установить степень проявления процессов выветривания. Несмотря на обилие в кимберлитовой брекчии ксенолитов вмещающих терригенно-карбонатных пород с присущими им акцессорными минералами, минеральный состав коры выветривания трубки типичен для образований такого генетического типа; хотя засоренность минералами ксенолитов отмечается повсеместно. Поскольку в результате денудационных процессов в разрезе коры выветривания кимберлитов сохранились лишь нижние и низы средней подзоны вертикального профиля, то большинство минералов, даже неустойчивых в зоне гипергенеза (диопсид и др.), в элювии сохранились. В целом, минеральный состав коры выветривания по всем разрезам трубки довольно однообразен и закономерного изменения содержания и комплекса минералов по вертикальному профилю почти не прослеживается. Не наблюдается закономерности и в изменении массы тяжелой фракции (0,35—1,03). В отдельных случаях значительная масса тяжелой фракции минералов объясняется засорением ее обломками породы (кимберлита) или присутствием в повышенных количествах вторичных минералов — кальцита и пирита (до 40%). В основном, состав тяжелых фракций всех проб аналогичный. Следует отметить полное отсутствие закономерности в изменении содержания минералов по разрезу элювия, что объясняется неравномерным распределением в кимберлитовой брекчии ксенолитов вмеща-

ющих пород и, соответственно, неравномерным содержанием кимберлита. В составе тяжелой фракции проб собственные минералы кимберлита составляют от 70 до 95%, в том числе пикроильменит 60—90%, хромит до 1%, пироп лиловый 0,3—22%, пироп оранжевый до 7%, хромдиопсид ед. зерна; флогопит и мусковит — единичные знаки. Вторичные минералы составляют 5—45% и представлены карбонатами, магнезитом и кальцитом, пиритом, гидроксидами железа. Содержание акцессорных минералов пород ксенолитов варьирует от 3 до 15%.

*Ильменит* — самый распространенный (50—95%) минерал тяжелой фракции, представленный магниевой разновидностью — пикроильменитом. В нижних горизонтах коры выветривания ильменит свежий, часто в рубашке кимберлитов и вмещающих пород. В последнем случае ильменит не содержит магния, т. е. представлен обычной его разновидностью. В зоне сапролитов на ильмените появляется пленка карбоната и лейкоксена. В верхних горизонтах коры выветривания лейкоксенизация ильменита проявлена более сильно, чаще встречаются трещиноватые зерна и реже хорошие кристаллы. В подзоне выщелачивания ильменит представлен округлыми и овальными образованиями (зернами или агрегатами) величиной 0,04—0,6%, редко до 3 мм. Наиболее мелкие зерна ильменита наблюдаются в виде реликтов в центре некоторых карбонатных шариков-стяжений. Поверхность зерен ильменита очень шероховатая, корродированная или даже бугристая, покрыта пленками и более мощными (до 0,4 мм) оболочками карбоната с примесью лейкоксена. Часть ильменита присутствует в виде остроугольных и угловатых обломков черного цвета. Значительная часть (до 30%) ильменита обладает магнитными и сильноэлектромагнитными свойствами за счет микровключений в нем магнетита. Следует еще раз подчеркнуть, что по разрезу элювия закономерность в изменении (уменьшении) содержания ильменита вверх по подзонам коры выветривания не проявляется.

*Пироп* встречается повсеместно в количествах от единичных зерен до 15%, редко 27%. По цвету преобладает лиловый пироп, значительно меньше оранжевого и красно-оранжевого, изредка встречается малиновый. Пироп наблюдается в виде остроугольников и угловатых осколков, преобладающий размер 0,5—1 мм (редко до 2 мм). Лиловый пироп обычно более свежий и прозрачный, чем оранжевый. Выветрелость его выражается в замутнении, иногда трещиноватости. Зависимость степени выветрелости от приближения к поверхности проявляется слабо. На зернах лилового пироба часто наблюдаются зеленовато-серые келифитовые оболочки, иногда очень мощные (0,5—1 мм) превышающие размер его зерна.

Оранжевый пироп — прозрачные и полупрозрачные осколки, красно-оранжевый — прозрачные и буровато-оранжевый — непрозрачные. Вблизи поверхности некоторые зерна пироба трещиноватые с налетами по стенкам трещин глинистого материала.

*Хромит* отмечен практически во всех разрезах в форме правильных октаэдров, величиной до 0,5 мм, реже изометричных неправильных зерен с очень гладкой матовой поверхностью, при раздавливании их образуется темно-коричневый порошок и осколки, просвечивающие в тонких краях

коричневым цветом. Встречается он в количествах от 1 до 8 зерен, но обычно не превышает 1 % тяжелой фракции.

**Хромдиопсид** в виде ярко-зеленых или блекло-зеленых угловатых осколков или обломков округло-удлиненных зерен встречается повсеместно, но в единичных знаках. Размер зерен не превышает 0,5 мм, чаще 0,1–0,2 мм. Хромдиопсид бывает прозрачным и полупрозрачным, иногда по трещинам видны продукты вторичного изменения (карбонат). Так же как и у пироба, слабо наблюдается зависимость выветрелости диопсида от приближения его к поверхности.

**Минералы пород ксенолита** представлены хорошо окатанными зернами граната, турмалина, сфена, роговой обманки, лейкоксенизированного ильменита, циркона, рутила, эпидота и кристаллами измененного апатита. Содержание их колеблется от 5 до 45 %. В пробах, с небольшой по массе тяжелой фракцией содержание акцессорных минералов составляет от 15 до 45 % за счет низкого содержания в них ильменита и пироба. Размеры зерен минералов 0,25 мм. Количественно преобладают гранат, лейкоксенизированный ильменит и апатит, в некоторых пробах относительно много амфибола. Иногда встречаются единичные черные магнитные шарики (тектиты?) величиной 0,1–0,2 мм. Апатит, в основном, наблюдается в форме удлиненных хорошо ограниченных кристаллов без следов скальвания, хорошо окатанные зерна встречаются редко. Обычно он бесцветный, прозрачный, количество его не превышает 1,9 %. Гранат светло-розовый (альмандин) составляет 1,5–9,7 %; турмалин зеленовато-коричневый, очень темный – 0,1–0,4 %; амфибол темно-зеленый (роговая обманка) – 0,01–0,8 %; эпидот яблочно-зеленый до бесцветного – единичные знаки – 0,15 %, сфен розовато-коричневый 0,1–0,4 %; рутил темно-красный – единичные знаки; ильменит, частично лейкоксенизированный – 0,05–0,25 %; лейкоксен (по ильмениту) – единичные знаки – 0,05 %; циркон малиново-розовый – единичные знаки; ставролит оранжевый – единичные знаки; гранат бледно-желтый (гроссуляр) – единичные знаки – 0,3 %; обломки фосфатизированной органики оранжево-красного цвета – 0,04–0,2 %.

Поведение некоторых элементов-индикаторов рассматривается как в вертикальном разрезе трубки (делювий – кора выветривания кимберлитов – кимберлиты – терригенно-осадочные породы), так и в плане: делювий – кора выветривания – субстрат. К основным элементам-индикаторам относятся: хром, никель, кобальт, ванадий, титан, марганец и стронций, цирконий, ниобий. Из них малоинформативны титан, марганец и цирконий.

**Хром.** В терригенно-карбонатных породах, подстилающих выступ кимберлитовой трубки (рис. 20), хром малоактивен, содержания его невелики. На контактах с кимберлитами количество хрома резко увеличивается. Вверх по профилю, до горизонта 10–20 м, где начинает проявляться выветривание пород, концентрация хрома резко колеблется (от 0,001 до 3,1 %), что объясняется неравномерным распределением в кимберлитовой брекчии ксенолитов вмещающих пород. В коре выветривания содержание хрома также колеблется, но в целом он здесь накапливается и концентра-

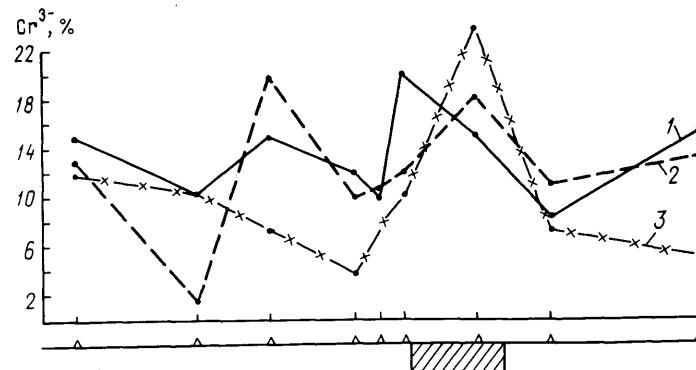


Рис. 20. График изменения содержания хрома по разрезу:

1–3 – кривые распределения (1 – в почве, 2 – в коре выветривания, 3 – в неизмененных породах); заштрихованный участок – контур трубки

ция в верхних горизонтах подзоны выщелачивания достигает максимума (0,13 %). В делювии концентрация хрома резко понижается.

По продольному разрезу трубки вдоль вытянутой ее оси поведение хрома закономерно изменяется в зависимости от геохимической обстановки. В кимберлитах концентрация хрома относительно его концентрации во вмещающих терригенно-карбонатных породах повышается до аномальных значений. Аналогично хром ведет себя в коре выветривания. В приповерхностном суглинистом горизонте в приконтактных частях трубки концентрация хрома резко увеличивается относительно его концентрации во вмещающих породах. Таким образом, отмечается общая закономерность для всех горизонтов – аномальные значения хрома в делювии, в коре выветривания и в субстрате кимберлитов и пониженные его значения во вмещающих терригенно-карбонатных породах.

**Никель.** Поведение никеля в терригенно-карбонатных породах и в кимберлитах аналогично поведению хрома (рис. 21). В неизмененных кимберлитах концентрация никеля повышается вверх от контакта с вмещающими породами. На глубине 18–20 м, т. е. на горизонте, где начинают проявляться процессы выветривания, содержание никеля резко падает, а затем по мере увеличения выветрелости кимберлитов прогрессивно увеличивается с 0,04 до 1,3 %. Максимальные концентрации никеля как и хрома отмечаются в подзоне выщелачивания. В делювии концентрация его понижается. В продольном разрезе поведение никеля во всех горизонтах (делювий, кора выветривания, кимберлиты) трубки относительно вмещающих пород контрастно и однозначно. Во всех трех горизонтах в контурах трубки никель содержится в аномально повышенных концентрациях. В терригенно-карбонатных породах его количество резко снижается.

**Кобальт.** По вертикальному профилю зоны выветривания кобальт ведет себя почти одинаково с хромом и никелем (рис. 22). Разница заключается лишь в том, что его содержания в терригенно-карбонатных породах приближаются к нижним значениям в неизмененных кимберлитах. Вверх

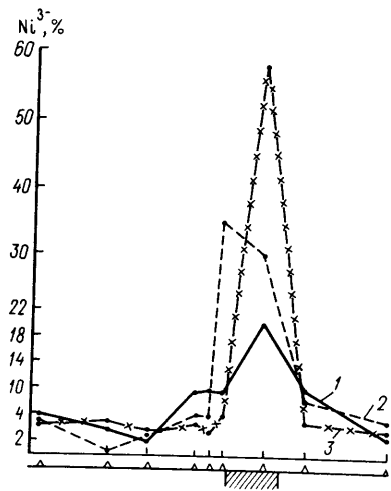
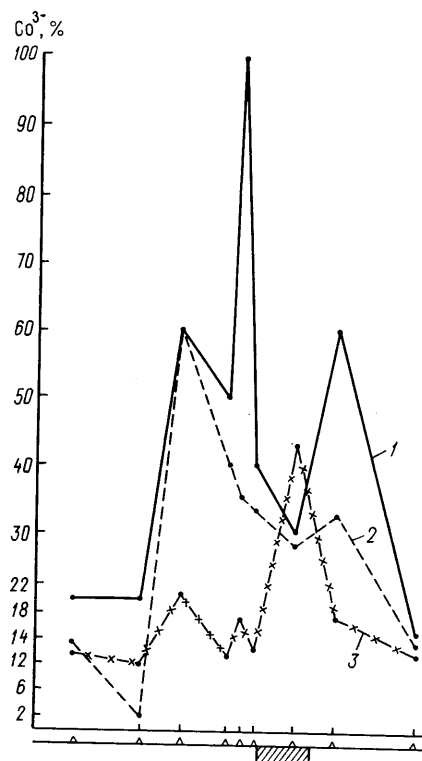


Рис. 21. График изменения никеля по разрезу. Условные обозначения см. на рис. 20

Рис. 22. График изменения содержания кобальта по разрезу. Условные обозначения см. на рис. 20



по разрезу, начиная от горизонта 18–20 м, кобальт в верхних горизонтах кимберлитов и в подзоне дезинтеграции ведет себя стабильнее, а в подзоне выщелачивания его содержания повышаются. В делювии содержание кобальта снижается и, видимо, значительная часть его выносится из верхних горизонтов коры выветривания за контуры кимберлитовой трубки. В продольном профиле по горизонтам зоны выветривания кобальт ведет себя разнообразно. В северо-западном экзоконтакте в коренных породах и делювии его содержание повышается, а в коре выветривания понижается, т. е. кобальт выносится. В промежутке между основной трубкой и сателлитом, т. е. в терригенно-осадочных породах концентрация кобальта снижена, а в контурах сателлита аномально повышена.

**Ванадий.** В терригенно-карбонатных породах и в кимберлитах поведение ванадия почти однозначно. Лишь в горизонте 18–20 м его содержание резко падает. Вверх по разрезу коры выветривания содержание ванадия закономерно повышается до границы с делювием. В горизонтальных разрезах поведение его резко отличается от поведения хрома, кобальта и никеля. В кимберлитах его содержания ниже, чем во вмещающих породах. Если это связано с выносом ванадия, то повышенные его концентрации в терригенно-осадочных породах можно объяснить формированием первич-

ного ореола в законтурных пространствах трубки. В коре выветривания происходит явный вынос ванадия во вмещающие породы. Фиксируется вынос за контуры трубки и в делювии. Аномально ведет себя ванадий в коре выветривания сателлита, где его содержание относительно субстрата резко повышается.

**Титан.** В кимберлитах содержание титана несколько повышается по сравнению с вмещающими терригенно-карбонатными породами. В горизонте 18–20 м концентрация титана резко снижается. Выше по разрезу, в слабо выветрелых кимберлитах и в нижних подзонах коры выветривания он ведет себя пассивно. В верхних горизонтах подзоны выщелачивания титан накапливается. В делювии его содержание снижается. В кимберлитах по сравнению с терригенно-карбонатными породами концентрация титана несколько выше. В коре выветривания вмещающих пород северо-западного экзоконтакта содержание титана, наоборот, резко повышается. Несколько увеличивается его содержание в делювии экзоконтакта. Во всех трех горизонтах сателлита содержание титана повышено аномально по сравнению с вмещающими породами.

**Марганец.** Поведение марганца по профилю зоны гипергенеза трубки резко отлично от поведения всех ранее упомянутых элементов. По всему вертикальному профилю вмещающих пород, кимберлитов и коры выветривания он содержится примерно в равных количествах и ведет себя стабильно; в делювии несколько накапливается. По продольному профилю в коренных породах концентрация марганца примерно одинакова. Лишь в зоне разлома в трубке его содержание незначительно снижается. В коре выветривания кимберлитов и в делювии концентрация марганца несколько повышается относительно вмещающих пород.

**Стронций.** В кимберлитах концентрация стронция выше, чем в вмещающих терригенно-осадочных породах. В коре выветривания кимберлитов его концентрация закономерно снижается, а в делювии — повышается. Во всех трех горизонтах гипергенеза (коренные породы, кора выветривания, делювий) в контурах кимберлитовой трубки концентрация стронция аномально повышена по сравнению с вмещающими породами.

**Цирконий.** Поведение циркония по всему вертикальному профилю трубки инертно и численно почти однозначно. В делювии его количество незначительно уменьшается по сравнению с содержанием в коре выветривания. Также инертно ведет себя цирконий и по горизонтальному профилю.

**Ниобий.** В кимберлитах содержание ниобия резко увеличивается по сравнению с вмещающими терригенно-карбонатными породами. Вверх по разрезу он ведет себя как в субстрате, так и в коре выветривания, стабильно. В верхнем горизонте подзоны выщелачивания ниобий накапливается, а в делювии его содержание резко уменьшается. Во всех трех горизонтах (кимберлиты, кора выветривания, делювий) ниобий ведет себя одинаково. В контурах трубки его концентрация резко повышается относительно вмещающих пород.

В верхнем горизонте подзоны выщелачивания поведение большинства микроэлементов активизируется, происходит их дифференциация на три

группы: 1) накапливающиеся (Cr, Ni, Co, V, Ti, Mn, Nb, Zn, Pb, Sc); 2) малоактивные (Zr, Ba, Cu, Sn, Mo, Ga, B); 3) выносящиеся (Sr, Li, Ag).

В делювии концентрация микроэлементов, как правило, по сравнению с корой выветривания, снижается и информативность их падает. Рассеиваются почти все элементы и лишь стронций, литий, галлий и бор накапливаются в почвенном горизонте. Медь, олово и молибден ведут себя инертно.

Изменение химического состава подзон коры выветривания наглядно иллюстрируют приведенные диаграммы (рис. 23, 24 и табл. 22). Постепенный, все увеличивающийся в направлении снизу вверх, вынос магния, закономерное изменение в процессе гипергенеза химического состава кимберлитовых пород, стадийные минеральные превращения их породообразующих минералов — все это приводит к формированию зонального профиля коры выветривания. В подзоне дезинтеграции, сложенной трещиноватыми кимберлитами, в них (по трещинам) наблюдаются инфильтрационные выделения серпентинитов, карбонатов, реже минералов кремнезема и монтмориллонитов. Минеральный состав пород из подзоны сапролитов практически не отличается от неизменных кимберлитовых пород. По данным термического анализа, зона дезинтеграции характеризуется преобладанием монтмориллонита (сапонита), по сравнению с зоной выщелачивания здесь возрастает количество серпентина и слюд. Периодически отмечаются кальцит и магнезит. В химическом составе породы наблюдаются следующие изменения: резко увеличивается количество кремнезема, содержание глинозема остается примерно на том же уровне, падает содержание оксида железа и диоксида титана, резко уменьшается концентрация кальция и магния. Выше по разрезу подзоны дезинтеграции сменяется подзоной выщелачивания, где проявившийся с различной интенсивностью процесс выноса магния из серпентиновых минералов приводит к формированию продуктов перехода серпентина в сапонит. Для подзоны выщелачивания характерны новообразования талько- и гидрослюдоподобного минералов, смешанослойного минерала типа гидрослюдасапонит, возникающие в результате трансформации серпентина. Флогопит же, как правило, в зоне выщелачивания устойчив и лишь частично гидратируется, почти не преобразуясь. В подзоне выщелачивания из породы выносятся до 50 % содержащегося в ней магния, плотность уменьшается от 2,6 до 1,8 г/м<sup>3</sup>. Иногда в этой подзоне наблюдается гипергенная карбонатизация. По данным термического анализа подзона выщелачивания (рис. 25) сложена, в основном, смешанослойными силикатами, в ряде случаев диагностирующихся как сапонит, постоянно в том или ином объеме присутствуют кальцит, магнезит, гётит, в нижних частях зоны — флогопит и серпентин.

В подзоне гидролиза основной составляющей является магнезиальный монтмориллонит, в резко подчиненном количестве находятся гипергенные гётит, магнезит, кальцит. В связи с продолжающимися выносами магния в этой подзоне триоктаэдрические разности монтмориллонитов сменяются диоктаэдрическими. При условии, когда кремнезема нет, этот процесс сопровождается формированием горизонта гипергенного окремнения, а из новообразованных минералов преобладают нонтронит и бейделлит.

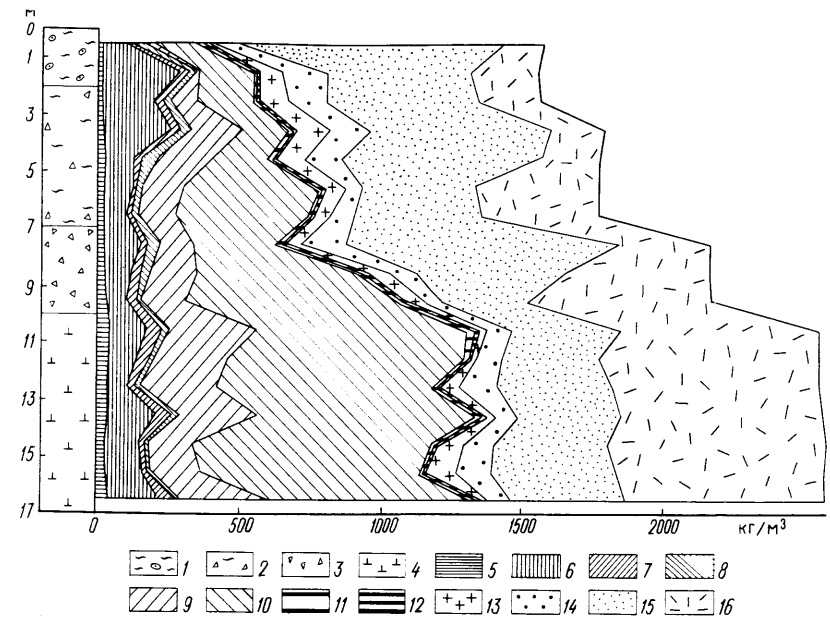


Рис. 23. Изменение химического состава в породах по вертикальному профилю кимберлитовой трубки:

1 — делювиальные отложения; 2—3 — подзоны коры выветривания (2 — выщелачивания, 3 — начального выветривания); 4 — кимберлиты (содержание, кг/м<sup>3</sup>): 5 — FeO; 6 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 7 — TiO<sub>2</sub>; 8 — K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O; 9 — MgO; 10 — CaO; 11 — P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 12 — MnO; 13 — H<sub>2</sub>O; 14 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 15 — SiO<sub>2</sub>; 16 — потеря при прокаливании (см. табл. 1)

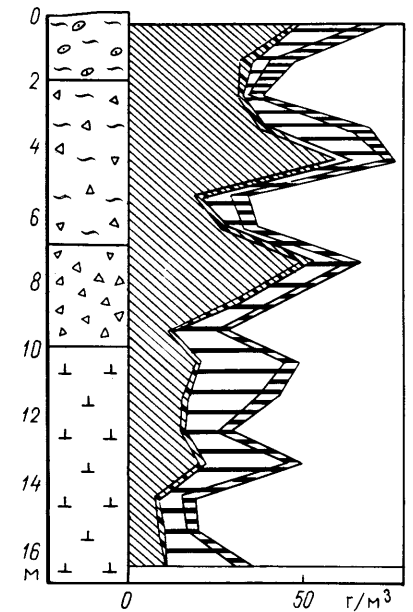


Рис. 24. Распределение K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и MnO в породах по вертикальному профилю кимберлитовой трубки. Основные обозначения см. на рис. 23

Таблица 22

## Химический состав пород коры выветривания кимберлитовой трубки

Подзоны коры выветривания	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
Содержание, %								
Делювиальные отложения	1600	59,90	0,40	6,62	0,58	5,75	10,21	1,21
	1600	33,06	2,07	10,19	0,72	17,03	12,35	0,56
Выщелачивания	1600	35,18	2,50	8,21	1,08	11,19	12,35	5,96
	1800	36,94	2,03	6,34	0,72	13,67	8,64	10,16
	1800	40,78	1,55	7,13	1,15	5,67	10,66	10,56
	1800	23,34	0,98	3,19	1,08	5,92	27,05	8,06
	1800	25,98	0,71	4,90	1,15	4,56	26,04	7,57
Начального выветривания	2200	44,32	1,30	7,30	0,92	6,15	13,40	5,20
	2200	24,38	1,32	4,60	1,15	4,10	25,88	7,75
	2200	14,00	1,44	3,10	1,52	3,34	33,98	7,54
Кимберлиты	2600	15,16	2,10	3,36	1,78	5,24	29,25	12,14
	2600	13,20	1,70	3,30	1,72	3,98	32,60	10,12
	2600	16,10	0,95	4,96	1,39	4,80	29,22	10,52
	2600	14,30	2,16	2,66	1,50	6,80	29,94	10,98
	2600	15,58	0,85	3,92	1,32	4,72	32,60	5,72
	2600	17,20	0,84	4,80	1,26	5,20	29,78	6,92
	2600	15,38	1,80	3,10	1,72	7,21	27,98	12,49
Содержание, кг/м <sup>3</sup>								
Делювиальные отложения	—	958,4	6,4	105,92	9,28	92,0	163,36	19,36
	—	528,96	33,12	163,04	11,52	272,48	197,6	8,96
	—	562,88	40,0	131,36	17,28	179,04	197,6	95,36
Выщелачивания	—	664,92	36,54	114,12	12,96	246,08	155,52	182,88
	—	734,04	27,9	128,34	20,7	102,06	191,88	190,08
	—	420,12	17,64	57,42	19,44	106,52	486,9	145,08
	—	467,64	12,78	88,2	20,7	82,08	468,72	136,26
Дезинтеграции	—	975,04	28,6	160,6	20,24	135,3	294,8	114,4
	—	536,36	29,04	101,2	25,3	90,2	569,36	170,5
	—	308	31,68	68,2	33,44	73,48	747,56	165,88
Кимберлиты	—	394,16	54,60	87,36	46,28	136,24	760,50	315,64
	—	343,20	44,2	85,8	44,72	103,48	847,6	263,12
	—	418,60	24,70	128,96	36,14	124,8	759,72	273,52
	—	371,8	56,10	69,16	39,0	176,8	778,44	285,48
	—	405,08	22,10	101,92	34,32	122,72	847,6	148,72
	—	447,2	21,84	124,8	32,76	135,2	774,28	179,92
	—	399,88	46,8	80,6	44,72	187,46	727,48	324,74

H <sub>2</sub> O	п.п.п.	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Σ	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	F	S
0,92	8,60	0,32	1,78	3,00	0,09	99,33	1,84	4,84	0,22	0,1
5,12	15,27	0,53	0,31	2,00	0,25	99,46	3,96	8,36	0,11	0,1
7,02	14,06	0,23	0,13	2,05	0,09	100,05	3,34	7,70	0,14	0,1
7,22	10,16	0,31	1,40	2,15	0,10	99,84	2,70	3,96	0,22	0,1
5,58	11,71	0,16	0,66	3,45	0,20	99,26	1,22	7,48	0,20	0,1
4,12	24,18	0,26	0,54	1,10	0,10	99,92	2,68	20,90	0,12	0,1
3,70	23,48	0,22	0,38	1,50	0,06	100,25	1,90	20,24	0,10	0,1
2,75	14,60	0,19	0,50	2,35	0,07	99,05	3,18	9,90	0,11	0,1
3,85	23,92	0,21	0,48	1,50	0,06	99,20	2,66	19,36	0,12	0,1
2,75	29,98	0,19	0,63	0,50	0,05	99,02	2,32	25,96	0,17	0,1
1,12	26,95	0,15	0,99	0,76	0,04	99,04	2,80	19,36	0,25	0,1
0,96	29,90	0,24	0,84	0,60	0,03	99,19	3,06	24,64	0,23	0,1
2,65	27,50	0,16	0,39	0,55	0,05	99,24	3,12	22,00	0,17	0,1
1,40	27,30	0,13	1,02	0,80	0,05	99,04	3,30	20,68	0,24	0,1
3,82	29,81	0,12	0,26	0,25	0,03	99,00	2,82	24,20	0,09	0,1
4,35	27,97	0,12	0,25	0,30	0,06	99,15	2,52	23,32	0,09	0,1
0,75	26,85	0,15	0,79	0,75	0,03	99,00	2,98	19,80	0,22	0,1
14,72	137,6	5,12	28,48	48,0	1,44	1590,08	29,44	77,44	3,52	1,6
81,92	244,32	8,48	4,96	32,0	4,00	1591,36	63,36	133,76	1,76	1,6
112,32	244,96	3,68	2,08	32,8	1,44	1600,8	53,44	123,2	2,24	1,6
129,36	182,83	5,58	25,2	38,7	1,8	1797,12	48,6	71,28	3,96	1,8
100,44	210,78	2,88	11,83	62,1	3,6	1786,68	19,52	134,64	3,6	1,8
74,16	435,24	4,68	9,72	19,8	1,8	1798,56	48,24	376,2	2,16	1,8
66,6	422,64	3,96	6,84	27,0	1,08	1804,5	34,2	364,32	1,8	1,8
60,5	321,2	4,18	11	51,7	1,54	2179,1	69,96	217,8	2,42	2,2
84,7	526,24	4,62	10,56	33	1,32	2182,4	58,52	425,92	2,64	2,2
60,5	659,56	4,18	13,86	11	1,1	2178,44	51,04	571,12	3,74	2,2
29,12	700,7	3,90	25,74	19,76	1,04	2575,04	72,80	503,36	6,50	2,6
24,96	777,4	6,24	21,84	15,60	0,78	2573,94	79,56	640,64	5,98	2,6
68,9	715,0	4,16	10,14	14,30	1,3	2580,24	81,12	572,0	4,42	2,6
36,40	709,8	3,38	26,52	20,80	1,3	2575,04	85,80	537,68	6,24	2,6
99,32	775,06	3,12	6,76	6,5	0,78	2574,0	73,32	629,2	2,34	2,6
113,1	727,22	3,12	6,5	7,8	1,56	2677,9	65,52	606,32	2,34	2,6
19,5	698,1	3,9	20,54	19,5	0,78	2574,0	77,48	514,8	5,72	2,6

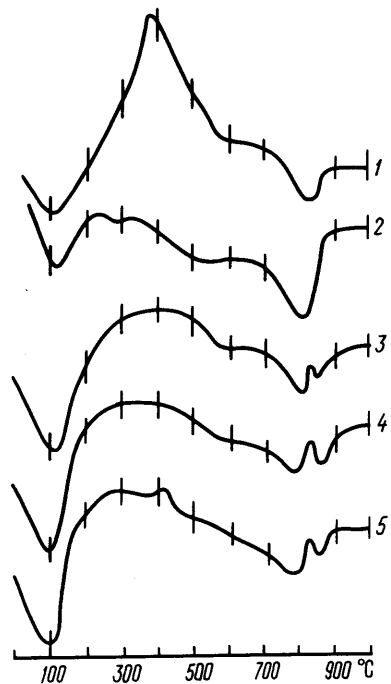


Рис. 25. Дифференциальные кривые нагревания глинистой фракции пород коры выветривания кимберлитов (разрез 1): 1 — делювий; 2–5 — подзоны (2 — гидролиза, 3 — выщелачивания, 4 — сапролитов, 5 — начального выветривания)

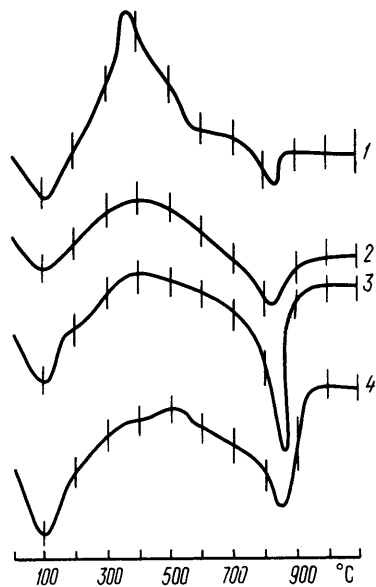


Рис. 26. Дифференциальные кривые нагревания глинистой фракции пород коры выветривания кимберлитов (разрез 2). Условные обозначения см. на рис. 25

В этой подзоне происходит интенсивная хлоритизация флогопита, а в присутствии иона кальция — образование по флогопиту вермикулита или смешанослойного минерала типа вермикулит — флогопит. Хлоритизация флогопита идет в среде, обогащенной ионами магния, а также сопровождается формированием смешанослойного минерала типа хлорит — флогопит. При разрушении кристаллической структуры монтмориллонитов часть содержащегося в них железа окисляется и выделяется в форме гидроксидов. Для подзоны гидролиза характерен значительный (до 40 % от начальной массы) вынос химических компонентов первичной породы. Термическим методом был также изучен материал делювия (кривые нагревания ТДА приведены на рис. 26). В суглинисто-щебенистом делювии установлено значительное количество органического вещества, основной объем представлен смешанослоистыми силикатами, которые в ряде случаев диагностируются как сапонит (эндотермические пики  $-110$ ,  $-580$ ,

$-340$  °С). Спорадически встречаются магнетит ( $-670$  °С) и гидроксиды железа, представленные гётитом ( $340$  °С).

В Сибири кора выветривания различной сохранности отмечается почти на всех кимберлитовых телах. Наиболее полные ее разрезы сохранились от размыва в тех случаях, если кимберлитовые тела были перекрыты осадочными отложениями. На одной из трубок, перекрытой осадками юры (до 20 м), на кимберлитах отмечается кора выветривания мощностью до 45 м. В профиле выветривания выделяются три подзоны: 1) сапролитовая; 2) нонtronитовых глин; 3) каолинит-гётитовых глин.

Сапролитовая (дресвяно-щебенистая) подзона залегает непосредственно на кимберлитах, мощность ее достигает 20 м. Сложена подзона сапролитом кимберлитовой брекчии (размер обломков от нескольких миллиметров до 0,5 м). Вещественный состав пород существенным изменениям не подвергается. Верхний горизонт подзоны представляет собой рыхлую породу с явно выраженной обломочной структурой. Более плотные обломки выветрелой и пропитанной гидроксидами железа породы цементированы кальцит-сидеритовыми образованиями. Количество гидроксидов железа в подзоне постепенно уменьшается с глубиной. Породы в этом направлении становятся светло-серыми с хорошо выраженной брекчиевидной структурой и не содержат следов выветривания.

Мощность вышележащей нонtronитовой подзоны (подзона выщелачивания) достигает 15 м. По данным М.С. Каштанова, продукты выветривания в этой подзоне представлены бурыми, коричневыми, желтовато-зеленоватыми породами с реликтовой обломочной структурой. Ксенолиты осадочных пород дезинтегрированы. Полевые шпаты и слюды в них замещены хлоритом и иллитом. Основная масса и обломки магматических пород слагаются тонкоагрегатным глинистым веществом, имеющим чешуйчатое, местами волокнистое, строение. Флогопит изменен в вермикулит и хлорит. Ильменит частично замещен лейкоксеном.

Каолинит-гётитовая подзона имеет ограниченное распространение. Мощность ее не превышает 10 м и сложена она рыхлыми каолиновыми плотными породами, окрашенными в буровато-желтые цвета. Структурно-текстурные особенности материнских кимберлитов в этой подзоне практически не сохраняются. В виде колломорфных выделений и сажистых примазок встречается псиломелан. Обломки осадочных пород замещены каолинитом (монтмориллонитом и гётитом). В целом порода содержит большое количество гидроксидов железа. Основная масса и ксенолиты магматических пород слагаются тонкоагрегатным глинистым материалом монтмориллонит-каолинит-гётитового состава. Иногда присутствует галлуазит.

Минеральный состав тяжелых фракций (размер зерен от 0,05 до 1 мм) глин коры выветривания следующий, %:

Минералы	Размер зерен, %	Минералы	Размер зерен, %
Пикроильменит	56	Пироксен	0,4
Лейкоксен	27	Апатит	7



Минералы	Размер зерен, %	Минералы	Размер зерен, %
Рутил	0,8	Пироп	1,1
Анализ	2,3	Хромшпинелиды	2,2
Брукит	0,8	Роговая обманка	0,8
Турмалин	0,4	Магнетит	0,4
Циркон	0,4	Перовскит	0,4

Таблица 23

Средний химический состав кимберлитов по подзонам профиля выветривания, %

Подзоны	Плотность, г/см <sup>3</sup>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Кимберлиты	2,7	27,1	7,7	6,3	4,4	0,15	1,6	29,0	9,7	1,3	0,6	0,5
Нонтронитовая	1,9—2,0	48,8	20,4	11,9	0,8	0,9	2,3	0,3	2,6	0,9	2,2	0,2
Каолини- товая	1,9	1,57	16,3	47,8	0,1	12,8	0,4	0,2	0,6	—	1,3	0,15

Во фракции менее 0,001 мм пород этой подзоны, количество которой определяется степенью выветрелости кимберлитового материала, преобладают монтмориллониты, как правило, с наличием, наряду с Al<sup>3+</sup> значительного количества Mg<sup>2+</sup> и Fe(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) в октаэдрических позициях. В отдельных случаях в составе фракции менее 0,001 мм доминирует монтмориллонит, содержащий в межслоевых промежутках одновременно в переменном количестве как Ca<sup>2+</sup>, так и Na<sup>+</sup>. В виде примеси в этой фракции отмечены каолинит, гидрослюда, вермикулит, Mg-хлорит, Fe—Mg-хлорит и серпентин. Существенную примесь в продуктах выветривания кимберлитов составляют кварц, сидерит, гётит, кальцит и доломит.

В составе тяжелой фракции хорошо сохраняются хромшпинелиды и пикроильменит, последний, правда, интенсивно замещается лейкоксеном. Пироп растворяется и содержание его в верхних горизонтах падает. Флогопит нацело замещается хлоритом и вермикулитом.

Химический состав пород верхней подзоны позволяет судить о формировании на кимберлитах ферриального профиля выветривания.

Содержание SiO<sub>2</sub>, представленного в корях выветривания кимберлитовых пород тонкодисперсным кварцем резко уменьшается в верхних частях разреза. Наблюдается стабильность содержания глинозема. Иногда в верхних горизонтах отмечается относительное его накопление (табл. 23).

Происходит увеличение содержания оксида Fe(III) за счет окисления оксида Fe(II). В верхних горизонтах коры выветривания кимберлитов происходит интенсивное выщелачивание кальция, калия и магния. Уменьшается содержание титана и резко повышается концентрация марганца.

Характеристика вещественного состава кимберлитовой трубки по ее подзонам приводится в табл. 24.

Таблица 24

Характеристика вещественного состава подзона коры выветривания кимберлитовой трубки

Подзона (мощность, м)	Характеристика пород	Гипергенные минералы	Минеральный состав тяжелой фракции
Дельтовый (2,5)	Суглинки с обломками песчаника	Минералы группы глины представлены сапонитом, гидроксиды железа — гётитом, слюды — мусковитом	Выход тяжелой фракции в приповерхностном слое 0,2 %, в базальном горизонте 9 %. В основном тяжелая фракция представлена обломками кимберлита (до 3 %) и вмещающих пород (до 95 %); ильменит в виде угловатых обломков от 2 до 8 %; единичные знаки лилового пиропы и акцессорных минералов-ксенолитов — апатита и граната; гидроксиды железа до 1 %
Начального выветривания (4,5)	Элювий кимберлита, грязно-бурого цвета, структурный сапонит, сложенный глинистыми мелко- и среднеобломочным материалом	Монтмориллонит (92,3 %), гётит, магнетит, мусковит. В нижних горизонтах подзоны глинистые минералы представлены сапонитом, а карбонаты — кальцитом	Выход тяжелой фракции от 0,4 до 4 %; ильменит лейкоксенизованный от 29 до 95 %. Пироп лиловый и оранжевый, зерна свежие, прозрачные, угловатые осколки — от единичных знаков до 1 %; хромитоксаэдрические кристаллы величиной менее 0,2 мм — единичные знаки; хромдиопсид — мелкие (0,1 мм) осколки ярко-зеленого цвета — единичные. Среди минералов-ксенолитов преобладают апатит (до 4,0 %), кроме того встречаются сфен, роговая обманка, рутил, циркон, турмалин, альмандин, гранат (0,1 %)

Подзона (мощность, м)	Характеристика пород	Гипергенные минералы	Минеральный состав тяжелой фракции
Древяно-щелевистая (3,0)	Структурный сапролитовый элювий голубовато-зеленовато-серого цвета	Сапонит 70–95 % (от состава рыхлой породы), магнетит — 10–15 %	Выход тяжелой фракции от 0,1 до 1,5 %; ильменит от 40 до 90 %; пироп лиловый и оранжевый — от ед. знаков до 0,1 %, зерна прозрачные, в виде угловатых осколков, на стенках которых наблюдаются неопределенные налеты; единичные зерна хромдиоксида (< 0,2 мм) с реликтами породного материала на стенках. Материал пробы (до 60 %) состоит из желто-бурых агрегатов (обломков) глинисто-карбонатного состава. Общее содержание акцессорных минералов-ксенолитов достигает 7 %, среди них появляются элидот
Коренные породы — кимберлитовая брекчия	Кимберлит, слегка затронутый выветриванием, голубовато-серый, среднеобломочный, постепенно переходящий в неветрившийся	Сапонит монтмориллонитовой группы, гётит, брусит, магнетит, хлорит	Выход тяжелой фракции от 0,5 до 3,5 %; обломки зеленовато-серого кимберлита с желтыми пятнами составляют от 20 до 73 % тяжелой фракции. Пикроильменит (размером от 0,2 до 1,5 мм) неравномерно (от 10 до 90 %) распределен по разрезу в виде округлых и угловатых обломков; пироп представлен угловатыми трещиноватыми зернами в основном лилового цвета, иногда с келифитовой каемкой; содержание прозрачных модификаций колеблется от ед. знаков до 1,2 %; встречаются малиновый пироп (размер зерен до 0,6 мм), хромдиоксид — ед. знаки, акцессорные минералы-ксенолиты (до 2 %)

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ\*

Несмотря на более чем 50-летний период практического использования геохимических методов поисков месторождений твердых полезных ископаемых, многие теоретические и методические вопросы их проведения остаются далеко не решенными. Прежде всего это относится к выявлению, интерпретации и оценке вторичных литохимических аномалий в районах распространения древних кор выветривания. Ореолы здесь имеют сложную историю развития, их формирование происходило одновременно с корообразованием и продолжается до настоящего времени. Конечный состав и строение ореолов в корах выветривания зависит от многих факторов, в частности: морфологии и вещественного состава руд, интенсивности развития процессов корообразования и, как следствие, зональности и мощности коры, мощности и состава перекрывающих кору выветривания осадочных пород и т. д.

Процессы выветривания играют определяющую роль в распределении элементов в зоне гипергенеза. Выявление закономерностей поведения элементов-индикаторов в процессе корообразования позволяет установить степень унаследованности их по подзонам коры выветривания относительно распределения в исходных породах. Изучая характер вторичных ореолов по подзонам можно проводить качественную и количественную интерпретацию, в конечном итоге, судить о первичных ореолах и эндогенном оруденении. Объективная оценка геохимических ореолов в коре выветривания возможна лишь при изучении факторов, определяющих физико-химическое состояние среды, в которой происходило выветривание, и его причинно-следственной связи, вызывающих дифференциацию, накопление или рассеяние элементов в коре выветривания.

Поэтому необходимым и обязательным условием разработки методики интерпретации и оценки вторичных ореолов в районах широкого распространения кор выветривания является сопряженное изучение закономерностей распределения элементов-индикаторов в рудном теле и его первичном (различные подзоны коры выветривания) и вторичном (почва) ореолах.

Изучение закономерностей формирования вторичных ореолов в районах широкого распространения кор выветривания, перекрытых дальнеприносными осадочными образованиями той или иной мощности, весьма актуально при поисках и оценке рудных тел по эпигенетическим ореолам. До сих пор основным методом поисков перекрытого оруденения являлось бурение с опробованием "представительного" горизонта, каковым являлась древняя кора выветривания. Изучение процессов формирования эпигенетических ореолов элементов-индикаторов, определение их поисковой информативности в такой ситуации прямо связано с нашими знаниями о закономерностях перераспределения вещества в различных зонах

\* Раздел написан совместно с Н.П. Чибисовым.

коры выветривания и взаимосвязи степени зрелости последней с интенсивностью эпигенетических процессов при ореолообразовании.

В последние годы активно разрабатываются разнообразные методики наземных геохимических поисков с повышенной глубинностью (например: метод "частичного извлечения металла" – ЧИМ; определение количества металлов, связанных с органическим веществом почв – МПФ; усиление аномального сигнала путем расчета интегральных характеристик эпигенетического геохимического поля и др.). К сожалению, полученные результаты, как правило, оцениваются и интерпретируются без учета закономерностей перераспределения вещества в разрезе и перекрывающих их рыхлых пород различного происхождения.

Для разработки теории и обоснованной методики глубинных геохимических поисков необходимо комплексное изучение всех звеньев единой цепи от рудного тела и его первичного ореола – через рудоносную кору выветривания, зону окисления и разнотипные вторичные ореолы – до аллохтонных отложений и формирующихся на них почвах с эпигенетическими ореолами.

Таким образом, исследование закономерностей формирования вторичных ореолов различных типов полезных ископаемых в условиях сложно-построенной зоны гипергенеза сводится к изучению: 1) истории формирования коры выветривания и перекрывающих ее аллохтонных осадков; 2) поведения элементов-индикаторов первичных руд в зоне гипергенеза; 3) ассоциаций типоморфных гипергенных минералов; 4) характера и распространенности разного рода геохимических барьеров и эпигенетических образований; 5) гипергенного изменения пород, вмещающих первичное оруденение (сернокислотное выветривание и др.).

Выявление геохимических ореолов в районах распространения кор выветривания осуществляется по общеизвестным методикам [13]. Источником информации о химическом составе горных пород и руд являются результаты аналитического исследования рядовых геохимических проб и выборок, обработанные с применением традиционных приемов математической статистики [11].

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Литохимические ореолы элементов-индикаторов в разнотипных корах выветривания (элювиальные россыпи, зоны окисления, остаточные месторождения) образуются в специфических условиях при гипергенном изменении первичных ореолов эндогенного оруденения минерализованных горных пород. Обычно ореолы поликомпонентны, их параметры обладают большим разнообразием по сравнению с таковыми в коренных породах и рудах. Последнее обусловлено различной подвижностью элементов в зоне гипергенеза, разнообразной химической устойчивостью рудных минералов-носителей и концентраторов при выветривании, разными условиями осаждения элементов и т. д.

Распределение рудных элементов в подзонах коры выветривания относительно исходных пород разнообразно в зависимости от многих усло-

вий: в одних случаях происходит существенное преобразование, в других – отмечается наследование. Хорошо сохраняются остаточные поля элементов, когда они представлены собственными минералами титана, циркония, тантала, ниобия и др. Первичные ореолы полностью или частично преобразуются в зоне гипергенеза во вторичные в том случае, когда в исходных породах рудные элементы и элементы-индикаторы связаны с породообразующими или неустойчивыми к выветриванию рудными и акцессорными минералами.

Понятно, что существующие классификации вторичных литохимических ореолов недостаточно учитывают особенности ореолообразования в образованиях формации коры выветривания, и следовательно требуют дополнения и уточнения. Необходимость в такой детализации объясняется существенной разницей в условиях формирования литохимических ореолов в элювиальных россыпях, зонах окисления и остаточных месторождениях. К примеру, если в первых доминирующую ореолообразующую роль играют гипогенные рудные минералы, то в зоне окисления и остаточных месторождениях первичные минералы практически не сохраняются (исключая золото) и литохимические ореолы формируются за счет вторичных (гипергенных) минералов либо соединений, химически и сорбционно связанных с образованием коры выветривания.

В рамках традиционной схемы классификации вторичных ореолов по трем принципам (фазовому состоянию; взаимоотношению ореола с несущей его средой; степени доступности для обнаружения), была сделана попытка типизации вторичных ореолов применительно к образованиям коры выветривания.

1. По фазовому состоянию, так же как и в существующих классификациях, выделяются минеральные (механические), солевые и смешанные ореолы.

*Минеральные* ореолы формируются при условии сохранения в элювии устойчивых в зоне гипергенеза первичных и вторичных минералов. Они характерны для элювиальных россыпей золота, платины, касситерита, колумбит-танталита, монацита, берилла, хромита, драгоценных камней и т. д. Элементы-индикаторы в солевой фазе в них или отсутствуют, или присутствуют в ничтожных количествах. Ореолы этого типа, образующиеся за счет гипергенных минералов, свойственны зонам окисления и остаточным месторождениям. Вторичные минералы в зоне окисления представлены гидроксидами и перетолженным золотом. В остаточных месторождениях это минералы некоторых редких металлов и титана (паризит, рабдофанит, пирохлор, литиофорит, лейкоксен и др.).

Наиболее часто в элювиальных россыпях мы имеем дело со *смешанными* ореолами, в которых элементы-индикаторы входят в состав собственных минералов-носителей, а также присутствуют в безминеральной (солевой) форме. Например, в коре выветривания редкометалльных пегматитов, бериллий и другие индикаторы (ниобий, олово и пр.) могут равным образом принадлежать как к элементам собственно эндогенных минералов, так и к солевым формам, образовавшимся при выщелачивании петрогенных минералов (полевых шпатов, слюд).

Собственно солевые ореолы формируются при миграции элементов в форме растворимых в природе соединений при химическом разложении в материнских породах и рудах неустойчивых в зоне гипергенеза минералов-носителей и концентраторов. В дальнейшем подвижные элементы могут образовывать новые устойчивые в зоне гипергенеза соединения и формировать минеральные или смешанные ореолы. Например, при интенсивном выветривании ультраосновных пород происходит полное химическое разложение магнезиальных силикатов, содержащих кобальт и никель. Высвобожденные при этом кремнезем и никель переходят в коллоидный раствор и образуют вторичные гидросиликаты магнезия, обогащенные никелем. Гипергенная история кобальта иная — он входит в состав гидроксидов марганца. Отражением этих процессов является формирование сложного вторичного поля никеля и кобальта с дифференцированным распределением в пространстве аномальных концентраций этих металлов.

2. По взаимоотношению ореола с вмещающей его средой, в зависимости от условий формирования коры выветривания выделяются остаточные, остаточно-вторичные, вторичные, наложенные (эпигенетические) и ложные (породные) литохимические ореолы.

*Остаточные ореолы* образуются в элювиальных россыпях и представлены минеральными ореолами, в которых основную роль играют устойчивые к выветриванию первичные минералы (колумбит, циркон, монацит, берилл), сохранившиеся (оставшиеся) в коре выветривания, т. е. унаследованные от первичного оруденения. Фактически — это те же первичные ореолы с крайне незначительным изменением элементного состава. Морфология и размеры ореолов при этом не меняются или меняются незначительно по сравнению с таковыми для гипогенных руд и первичных ореолов. Этот тип литохимических ореолов свойствен нижним горизонтам коры выветривания редкометалльных пегматитов, хромитоносных дунитов, колумбитоносных гранитов, и некоторых других типов элювиальных россыпей.

*Остаточно-вторичные ореолы* характерны также для элювиальных россыпей, но имеют смешанную (минерально-солевую) природу. Элементы-индикаторы в них входят в состав гипогенных минералов, а также присутствуют в гидроксидах железа, марганца и других новообразований в солевой форме (за счет выщелачивания рудных и породообразующих минералов). Подобные ореолы образуются в случаях, когда рудные компоненты содержатся в первичных породах (рудах) как в минералах-носителях, так и в минералах-концентраторах, неустойчивых к зоне гипергенеза. Например, бериллий-ниобиевое оруденение в грейзенизированных гранитах связано как с бериллом и колумбитом, так и с породообразующими минералами-концентраторами. В коре выветривания берилл и колумбит сохраняются и формируют минеральные остаточные ореолы. Породообразующие минералы в этих условиях разрушаются и высвобожденные бериллий и ниобий мигрируют, образуя вторичные минерально-солевые ореолы. В целом, в пределах литохимической аномалии этого типа оруденения формируются сложные по фазовому составу остаточно-вторичные ореолы.

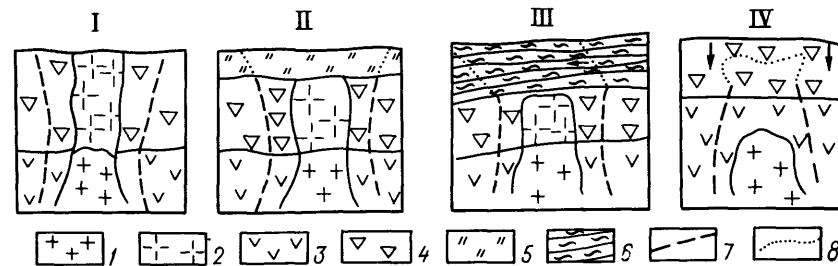


Рис. 27. Классификация литохимических ореолов по их залеганию относительно эрозионной поверхности коры выветривания.

Типы ореолов: III — открытые; II — перекрытые; III — погребенные; IV — слепые; 1 — рудные тела; 2 — коры выветривания на рудных телах; 3 — вмещающие породы; 4 — кора выветривания вмещающих пород; 5 — автохтонные отложения; 6 — аллохтонные отложения; 7 — контуры первичных и вторичных литохимических ореолов; 8 — контуры наложенных ореолов; стрелками показано направление движения грунтовых вод

*Вторичные ореолы* характерны для зон окисления, остаточных месторождений и верхних горизонтов элювиальных россыпей. Они образуются в корках выветривания в результате гипергенного преобразования минералов гипогенного оруденения, минерализованных пород, первичных ореолов. Как правило, эти ореолы солевые, но известны случаи, когда они имеют минеральную природу и образуются за счет вторичных гипергенных минералов (паризит, рабдофанит, рутил, колумбитизированный пироксдор, черчит), относительно устойчивых в коре выветривания.

*Наложённые (эпигенетические) ореолы* формируются в аллохтонных и автохтонных образованиях, перекрывающих рудоносную кору выветривания. Природа ореолов солевая. В отдельных случаях наложенные солевые ореолы наиболее подвижных при гипергенезе элементов формируются на флангах остаточно-вторичных и вторичных ореолов, образуя внешнюю зону вокруг последних.

*Ложные (безрудные) ореолы* не фиксируют промышленные скопления полезных ископаемых. Этот тип литохимических аномалий формируется за счет избирательного концентрирования рудных элементов выщелоченных из минералов-концентраторов (полевых шпатов, слюд), новообразований коры выветривания (гидроксиды железа, марганца, глинистые минералы).

3. По степени доступности для обнаружения литохимические ореолы подразделяются на открытые, перекрытые, погребенные и слепые (рис. 27).

Характер открытых ореолов зависит от уровня эрозионного среза коры выветривания и типа месторождений. В элювиальных россыпях они могут быть представлены как остаточными, так и вторичными ореолами. Для зон окисления, остаточных месторождений бокситов, силикатных кобальт-никелевых руд, марганца и т. д. характерны вторичные ореолы.

Таблица 25

**Основные типы литохимических ореолов в металлоносных корах выветривания**

Типы кор выветривания	Типы ореолов, выделенные по			
	фазовому состоянию	соотношению с несущей средой	времени формирования ореолообразующих минералов относительно эндогенного оруденения	степени доступности для обнаружения
Зоны окисления	<b>Смешанные</b> (для золота), солевые	<b>Вторичные, наложенные</b>	Эпигенетические	Все типы
Остаточные месторождения	<b>Смешанные</b> (для редких элементов), солевые	То же	То же	То же
Элювиальные россыпи	<b>Минеральные, смешанные</b>	<b>Остаточные</b> (первичные); остаточновторичные, вторичные	<b>Сингенетические, эпигенетические</b>	

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены наиболее распространенные типы ореолов.

*Перекрытые ореолы* располагаются на уровне эрозионной поверхности коры выветривания под относительно маломощными автохтонными (делювиальными, золовыми) отложениями. Они представлены также остаточными и вторичными ореолами. В автохтонных отложениях могут формироваться вторичные наложенные ореолы в результате миграции наиболее подвижных элементов из коры выветривания.

*Погребенные ореолы* фиксируются в корах выветривания, перекрытых мощной толщей дальнепринесенных отложений. Непосредственно в коре выветривания ореолы могут быть как остаточными, так и вторичными. В аллохтонном чехле, перекрывающем кору, формируются относительно малоcontrastные наложенные ореолы, морфология которых обуславливается направлением движения грунтовых вод.

*Слепые ореолы* приурочены к мощным корам выветривания, развитым на горных породах, вмещающих слепые рудные тела. Выветриванием затронуты лишь апикальные части первичных ореолов в нижних горизонтах коры выветривания. Вторичные ореолы могут не достигать поверхности, затухая на различных глубинах от нее.

Возможны различные комбинации типов ореолов по степени доступности для обнаружения (слепо-перекрытые, слепо-перекрыто-погребенные).

В "зрелых" корах выветривания с хорошо развитой зональностью возможно развитие многих из перечисленных типов литохимических ореолов, которые образуют единое аномальное геохимическое поле. Примером может служить вертикальный профиль металлоносной коры выветривания элювиальной россыпи на штоке грейзенизированных гранитов с касситерит-вольфрамитовым оруденением (см. рис. 28).

Предложенная классификация литохимических ореолов в образованиях коры выветривания схематически представлена в табл. 25.

#### ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Формирование ореолов в корах выветривания всех типов (зоны окисления, остаточные месторождения, элювиальные россыпи), зависит от факторов, определяющих поведение и конечное распределение рудных элементов в продуктах выветривания, а именно:

- соотношения (качественного и количественного) распределения информативных элементов в эндогенных рудах и первичных литохимических ореолах;
- соотношения распределения элементов в первичных ореолах и ореолах кор выветривания;
- физико-химической обстановки выветривания, отраженной в качественном и количественном составе новообразованных глинистых минералов;
- характере и интенсивности наложенных на кору выветривания вторичных процессов;
- степени выветрелости субстрата, т. е. от типа подзоны коры выветривания и литологического состава элювия;
- формы накопления микроэлементов в исходных породах и элювии и их миграционных особенностей;
- морфологии, элементного состава, параметров распределения элементов-индикаторов в литохимических ореолах кор выветривания.

В коре независимо от полноты профиля всегда хорошо сохраняются такие аномалии, элементы-индикаторы которых принадлежат к устойчивым при выветривании минералам. Более сложная картина распределения элементов в элювии отмечается, когда в исходных породах они связаны с породообразующими минералами или неустойчивыми к выветриванию акцессориями. Таким образом, ореолы в корах выветривания каждого генетического типа существенно отличаются по условиям образования, морфологии, продуктивности и составу.

Для литохимических ореолов в глинистых корах выветривания свойственна значительная мощность, хемогормность, резкое изменение состава, продуктивности, форм нахождения разных элементов в различных горизонтах коры, унаследованность геохимических характеристик в нижних горизонтах профиля и т. д.

В хемогормных корах выветривания рудные минералы сохраняются только в случае их высокой химической устойчивости. В результате изби-

рательного выноса продуктов выветривания (щелочи, карбонаты, кремнезем) происходит относительное накопление рудных минералов и элементов в различных концентрациях на разных горизонтах профиля выветривания руд и горных пород. Минералы-носители выщелачиваются, высвобождая рудные элементы, которые мигрируют в виде истинных и коллоидных растворов. Помимо сульфидов, к таким минералам относятся минералы лития, гельвин, пироксид, гатчеттолит, фторкарбонаты редких земель и ряд других. От интенсивности закрепления растворенных рудных элементов в продуктах выветривания (в виде новообразований) зависит и степень их выноса за пределы месторождений. Легко мигрирующие в природных водах цинк, медь, молибден и ряд других металлов формируют в коре выветривания ореолы со сравнительно невысокой контрастностью, особенно в верхних частях ее профиля. Иногда верхние горизонты коры бывают полностью лишены ореолов элементов-индикаторов.

Некоторые элементы образуют труднорастворимые вторичные минералы (гидроксиды железа, арсенаты кобальта, никеля и др.). В этом случае заметного обеднения ими в коре не происходит, а при благоприятных условиях они накапливаются. Оптимальная обстановка для формирования открытых ореолов создается при неполном развитии профиля коры выветривания и энергичном закреплении легкоподвижных рудных элементов в продуктах выветривания.

В ряде случаев вторичные ореолы в верхних горизонтах коры выветривания являются связующим звеном между эндогенными ореолами, развитыми на них минеральными остаточными с одной стороны, и наложенными солевыми, — с другой.

Формирование большинства металлоносных аномалий в корях выветривания Евразии началось с нижнего мезозоя. За столь длительную историю геологического развития неоднократно менялись климатические условия, ландшафты, происходило выщелачивание и концентрация петрогенных и акцессорных элементов. Рудные аномалии рассеивались, а на многочисленных геохимических барьерах за пределами рудных зон возникали безрудные (ложные) аномалии. Причем зачастую последние обладают более высокой концентрацией рудных элементов, чем ореолы, фиксирующие металлоносные элювиальные россыпи. При миграции элементов в процессе образования вторичных ореолов, вследствие существования геохимических барьеров, происходила дифференциация вещества, которая приводила к разобщению элементов, находившихся в материнских породах (рудах) в парагенетической связи. В ходе миграции и воздействии ряда сменяющих друг друга во времени и пространстве геохимических барьеров возникали новые ассоциации элементов, которые или образовывали ложные ореолы, или рассеивались. В другом случае, ложные аномалии в коре выветривания формировались в результате выщелачивания рудных элементов из разложившихся при выветривании породобразующих минералов (слюды, полевые шпаты). Одним из факторов накопления в аномалиях таких рудных элементов в коре выветривания является образование сорбционно-гипергенных минералов — гидрослюд, смешанослойных минералов и гидроксидов железа.

Зависимость поведения элементов от типа новообразованных минералов иногда маскируется уровнем их содержания в исходных породах: чем ниже содержания, тем выше вероятность повышения концентрации элементов в коре выветривания за счет их сорбции гипергенными минералами из грунтовых вод.

Первоначальное распределение элементов в коре выветривания может изменяться в результате их привноса грунтовыми водами из перекрывающих осадочных и вулканических пород. Широко образует ложные аномалии бериллий. Они могут возникать в элювии гранитов при выветривании плагиоклазов. Ложные аномалии образует также литий, который, высвободившись из гидрослюд, легко мигрирует и локализуется в коре выветривания на отдельных участках. Таким образом, важной задачей при проведении геохимических поисков является разбраковка аномалий на истинные и ложные, которая возможна: а) путем выявления повышенных концентраций рудных минералов в шлихах (шлихоминералогические исследования); б) при изучении характерных парагенетических ассоциаций элементов (рубидий—цезий, калий—цезий, тантал—ниобий, цирконий—гафний, ниобий—титан, иттриевые редкие земли — цериевые редкие земли), диагностика которых позволяет сделать выводы о характере металлоносности коры выветривания и материнских коренных породах; в) при помощи анализа монофракции глин (примерно равное содержание полезных элементов в глинах и в материале пробы исходной породы свидетельствует об отсутствии рудных минералов в коре выветривания).

Последний метод основывается на положении о том, что в остаточных ореолах, естественные парагенные ассоциации элементов в качественном и, в значительной мере, количественном отношении сохраняются. В то же время комплексы элементов в ложных ореолах, по своему количественному и качественному составу, не совпадают с типическими для определения рудных концентраций парагенными ассоциациями. Например, для коры выветривания альбитизированных колумбитсодержащих гранитов вероятны следующие ассоциации элементов Nb—Ta(?)—Sn; Zr—TR.

Парагенетическими ассоциациями элементов, установленные в коре альбитизированных биотитовых гранитов с участками колумбитизированных пород являются: Ba, Nb—Ti—Fe—Zr, а также Th, V, Mo, Sn, Ga, Zr, Co, W, Ca, Al, Mg и др.

Из этой группы исключаются для дальнейшего рассмотрения Ba, Sr, V, Co, Ti, W, как не имеющие поискового значения для месторождений, связанных с альбитизированными гранитами. Кроме того, исключаются петрогенные элементы: Fe, Al, Ca, Mg, а также La и Ga, установленные в отдельных пробах в содержаниях, не превышающих фоновые.

Из приведенных выше возможных для района парагенных ассоциаций группируем оставшиеся элементы в ассоциации: Nb—Ta, Mo—Sn, Zn—Th. Анализируя карту аномалии, построенную для района поисков, выделяем участки с комплексами установленных парагенных элементов.

Для различных генетических типов месторождений характерны опре-

деленные комплексы элементов-индикаторов, образующих геохимические ореолы в рыхлых отложениях кор выветривания:

Элювий редкометалльных пегматитов	— Li, Pb, Be, Sn, Nb
Микроклинизированные, альбитизированные, цинвальдитизированные граниты	— Li, Be, Sn, Mo, Nb, Pb, F
Микроклинизированные альбитизированные субщелочные граниты	— Nb, Ir, Th, TR, Li, Pb, F
Редкометалльные карбонаты	— Nb, P, TR, Te
Редкометалльные альбититы, образовавшиеся по щелочным сиенитам и вмещающим их породам	— Ir, Th, F, Mo, TR, Nb
Гидротермальные редкоземельные месторождения	— TR + Th, F, Ba, Sr, Pb, P
Оловорудные	— Sn, Pb, As, Cu, Bi, Zn, Mo, W
Золоторудные	— Au, Ag, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Bi, W
Урановые	— U, Pb, Zn, Cu, Mo, Th
Ртутные	— Hg, Ba, Ag, In, Pb, Cu, Sn, Mo, W
Хромитовые	— Cr, Ni, Co, V
Карбонатитовые	— Cr, Ni, Co, Ti, V, Sn
Колчеданные	— Cu, Zn, Co, Ag, Pb, As, Sb, Mo, Ni
Полиметаллические	— Zn, Pb, Ag, Cu, Bi, As, Mo

#### Особенности формирования литохимических ореолов в криолитозоне.

Особую группу составляют ореолы в образованиях формации коры выветривания на площади распространения многолетней мерзлоты. Вопросы формирования литохимических ореолов в этой зоне до сих пор разработаны недостаточно. Трудными факторами мерзлотоведов и геохимиков установлено, что основными факторами гипергенеза горных пород и руд при отрицательных температурах (криогенез) являются: наличие в мерзлых породах на границе раздела частиц незамерзающей молекулярной пленочной влаги, которая активно выщелачивает макро- и микроэлементы: способность пленочной воды перемещаться под влиянием температурного, концентрационного и других градиентов; повышенная агрессивность грунтовых вод мерзлой зоны вследствие увеличения растворимости в них кислорода и углекислого газа.

Особенностью мерзлотных районов является распространение в их пределах различных типов кор выветривания (и зон окисления). В распределении типов зон окисления, по данным В.М. Питулько, отмечаются определенные закономерности, связанные с историей развития отдельных регионов криолитозоны. Продолжительность домерзлотного периода, с которым связано формирование региональных кор выветривания и зон гипергенеза месторождений оценивается с верхнего триаса до раннего плейстоцена. В это время происходит формирование оксидных зон окисления. К настоящему времени они сохранились в виде реликтов в районах с умеренными темпами новейших тектонических движений и денудации. Возникновение сульфатных (свойственных лишь мерзлотным районам) зон окисления происходило одновременно с формированием современных кор выветривания. Формирование зон окисления смешанного типа также происходит в четвертичное время. В районах распространения прерывистой многолетней мерзлоты формируются современные зо-

ны окисления оксидного типа. Их развитие осуществляется лишь на участках проницаемых талых пород (сквозных таликов).

На месторождениях с древними (оксидными) зонами окисления в сферу вторичного рассеяния поступают интенсивно окисленные руды лимонитовой подзоны. Рудные выходы, по сравнению с первичными неизмененными рудами, обогащены химическими элементами, входящими в минералы; устойчивые в гипергенной обстановке или присутствующие в труднорастворимых соединениях в сорбированном состоянии (ниобий, титан, цирконий, олово, вольфрам, золото, серебро). Остальные элементы в той или иной степени выщелочены, но тем не менее полного выноса не отмечается даже для наиболее подвижных элементов (цинк, медь, сера, мышьяк).

На месторождениях с сульфатными зонами окисления литохимические ореолы формируются за счет рассеяния неполностью окисленных руд лимонит-ярозитовой подзоны. Рудные выходы по сравнению с первичными рудами, несколько обеднены металлами. Исключение составляют ниобий, цирконий, титан, вольфрам, отчасти олово и золото.

Основной особенностью рудных выходов месторождений и проявлений золота, олова, полиметаллов, вольфрама и других полезных ископаемых является присутствие первичных минералов и растворенных сульфатных минеральных комплексов, что обеспечивает активное механическое и солевое рассеяние рудного вещества.

Естественно, что ореоловмещающие породы в условиях криогенеза отличаются от кор выветривания, развивающихся на вмещающих породах. Это объясняется, в основном, наличием сульфидной минерализации, а также более интенсивными гипергенными изменениями рудного материала.

Литохимические ореолы любого месторождения с сульфатной или сульфатно-оксидной зоной окисления характеризуются полным набором компонентов руд и относительно близким соотношением элементов по сравнению с первичными рудами и их эндогенными ореолами. В ореолах оксидных окисленных руд соотношение инертных и подвижных компонентов нарушено. Например, по данным В.М. Цитулько, в рудах одного из месторождений отношение олова к цинку составляет 0,6, а в ореоле — 82.

В формировании ореолов криолитозоны определяющее значение принадлежит сезоннотальным покровным образованиям. Здесь выделяется верхняя зона, относительно слабопроницаемая, в которой происходят биохимические и физические процессы выветривания и дезинтеграции обломочного материала; средняя зона — сильноводопроницаемая, резко обедненная глинистой фракцией (промывной горизонт); нижняя зона — наименее водопроницаемая. Гранулометрический состав сезоннотальных образований характеризуется присутствием контрастных классов: грубообломочного материала (> 50 мм) и мелко-тонкозернистого (< 5 мм).

По фазовому составу ореолообразующих компонентов сульфатные ореолы в мерзлой зоне относятся к сложному минерально-солевому типу, причем и те и другие формы нахождения элементов могут быть сопостави-

мыми по объему. Доледниковые ореолы образованы в основном вторичными малоподвижными минералами.

В грубой схеме представляется возможным выделить четыре типа вторичных ореолов: остаточных доледниковых, наложенных доледниковых, остаточных криогенных и наложенных криогенных.

*Остаточный доледниковый ореол* в древних корах выветривания локализован в доплейстоценовых покровных образованиях. Он сформирован продуктами оксидного преобразования руд, лишенных или почти лишенных хорошо растворимых минералов. Ореол имеет веерообразную форму. При консервации вследствие промерзания пород ореол резко сужается к поверхности, поскольку в переувлажненном сезонноталом слое возрастает разубоживание рудного материала в результате механического рассеяния. Такие ореолы сохранились в пределах реликтов древних кор выветривания. При значительной эрозии оксидных окисленных руд возможна комбинация доледникового и криогенного ореолов. В этом случае слабоконтрастная аномалия в сезонноталом слое сопровождается широким ореолом в мерзлой части рыхлых образований.

*Остаточный криогенный ореол* формируется среди мерзлых образований при ограниченном выносе выщелоченных элементов и незначительном рассеянии компонентов руд. В пленочных водах происходит направленная вверх к фронту промерзания — протаивания миграция подвижных цинка, никеля, кобальта, меди, марганца, хрома, серы, мышьяка, железа, серебра. Боковая миграция затруднена и осуществляется лишь при значительном градиенте концентрации, определяя вертикальный разрез ореола в виде узкого веера, ширина которого зависит от подвижности элемента.

В сезонноталом слое подвижность элементов скачкообразно увеличивается под действием обильного увлажнения, повышенной фильтрации, почвообразовательных процессов. Ширина ореола возрастает в 10—15 раз. Непосредственно в почвенном слое ореол имеет меньшую контрастность и ширину, вследствие активного биогенного рассеяния элементов.

*Наложный доледниковый ореол* в аллохтонных образованиях мало-контрастен, имеет незначительный диапазон распространения по вертикали.

*Наложный криогенный ореол* формируется над рудами, богатыми сульфидами с сульфатной зоной окисления. Хорошо растворимые сульфатные соединения обеспечивают миграцию рудных компонентов, растворенных в пленочной воде. В образовании наложенного ореола участвуют наиболее подвижные элементы — сера, цинк, мышьяк, железо, марганец, медь, никель, кобальт. Природа ореола чисто солевая. В холодное время года они подновляются за счет растворимых соединений, поступающих в зону охлаждения. По данным В.Н. Макарова, аномальные концентрации металлов устанавливаются при мощности перекрывающих отложений до 100 м.

Общими особенностями литохимических ореолов на территории распространения многолетнемерзлых пород являются сиаллитно-железистый состав основной массы ореольного материала и резкое различие в уровнях содержания микроэлементов в сезонноталой и постоянно-мерзлой части рыхлых образований.

Несмотря на специфичность каждого типа минерализации, для остаточных ореолов любого рудного тела, обладающего сульфатной или сульфатно-оксидной зоной окисления, характерны соответствие элементного состава аномального поля таковому первичных руд, а также наличие подвижных сульфатных соединений.

Рудные компоненты присутствуют в ореолах в минеральном и элементарном видах. Чем древнее и дисперснее покровные отложения, тем выше удельный вес безминеральных форм. Минеральная часть ореола представлена материалом рудных выходов и определяется прежде всего типом зоны окисления. Она характерна в основном для нижних горизонтов центральных частей ореола. Верхним горизонтом эпицентров и периферии ореолов свойственно преобладание сорбционно-солевой формы нахождения компонентов. К солевым формам относятся переотложенные генерации гипергенных минералов (халькантит, эпсомит, квасцы) и минералов, выпадающих из растворов на участках сопряжения ореольной и фоновой областей (гипс, молибдит, смитсонит, скородит). Сорбция химических элементов глинистыми минералами и гидроксидами железа и марганца развита повсеместно. Роль сорбционно-солевой формы в составе ореола увеличивается от горных участков к пенепленизированным, где возрастает количество мелкой фракции в рыхлых образованиях.

#### ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ В ЭЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЯХ

Пространственная и генетическая связь элювиальных россыпей с материнскими породами позволяет учитывать при поисках характерные для субстрата признаки, прямо указывающие на возможное повышение концентрации рудных минералов в коре выветривания. К ним относятся минеральные ореолы колумбит-танталита, циркона, касситерита, ильменита, хромита, Au, Pt и многих других минералов в коре выветривания, в делювии или аллювии рек, их размывающих; радиометрические аномалии торонного или смешанного типа; признаки различного типа процессов метасоматоза и т. д.

Возможность и эффективность литохимических поисков элювиальных россыпей определяются наличием в коренных месторождениях повышенных концентраций элементов-индикаторов: ниобия, бериллия, лития, циркония, редких земель, вольфрама, олова, хрома, фосфора, фтора и т. д. В то же время, аномально повышенное содержание этих элементов в коре выветривания является поисковым признаком промышленно перспективных элювиальных россыпей. Соответственно, формирование ореолов перечисленных элементов-индикаторов в элювиальных россыпях возможно лишь при наличии в коренных породах повышенных концентраций рудных минералов, устойчивых в зоне гипергенеза и сохраняющихся в коре выветривания.

Характер преобразования ореолов элементов-индикаторов в коре выветривания, представляющей собой элювиальную россыпь, резко отличен от ореолообразования в зонах окисления и остаточных месторождениях. Состав и строение первичных ореолов в субстрате элювиальных россыпей



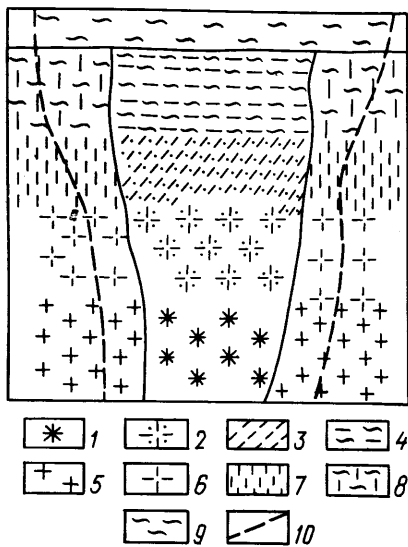


Рис. 28. Вертикальный профиль металлоносной коры выветривания (элювиальной россыпи) на штоке грейзенизированных гранитов с касситерит-вольфрамитовым оруденением:

1 — грейзенизированные граниты с касситерит-вольфрамитовой минерализацией (первичные ореолы); 2 — подзона начального выветривания — сапролиты остаточные, минеральные ореолы с наложением слабых солевых (вторичных) ореолов; 3 — гидрослюдистая подзона (остаточные минеральные и остаточные вторичные смешанные ореолы); 4 — каолининовая подзона (остаточные минеральные и вторичные солевые ореолы); 5 — вмещающие гранитоиды (в экзоконтактной зоне — первичные ореолы); 6 — подзона сапролитов (в экзоконтактной зоне — остаточные вторичные ореолы); 7 — гидрослюдистая подзона (в экзоконтакте — вторичные солевые ореолы); 8 — каолининовая подзона (вторичные солевые ореолы); 9 —

аллохтонные (автохтонные) отложения (наложенные солевые ореолы); 10 — контуры распространения геохимических ореолов

наследуется в нижних горизонтах коры выветривания. Незначительные изменения в составе ореолов объясняются высвобождением крайне малых концентраций элементов-индикаторов из выщелоченных породообразующих минералов (рис. 28).

Более того, остаточные минеральные ореолы в нижних горизонтах коры выветривания характерны в основном только для некоторых типов редкометальных месторождений, в породообразующих минералах которых элементы-индикаторы практически отсутствуют. При выветривании таких минералов ореолы не образуются. Вверх по разрезу профиля выветривания состав остаточного ореола преобразуется и обычно в верхних горизонтах подзоны начального выщелачивания наблюдаются вторичные остаточные ореолы.

В гидрослюдистой и каолининовой подзонах фиксируются полностью преобразованные вторичные ореолы, хотя состав основных элементов и минералов-индикаторов остается качественно близким составу исходных пород. В околорудных зонах эндогенных месторождений в некоторых случаях происходит концентрация элементов-индикаторов. Так, в экзоконтактах редкометальных пегматитов концентрируются гольмквистит, биотит, лепидолит и другие минералы, обогащенные литием, цезием, рубидием. В нижних горизонтах коры выветривания все эти минералы легко выщелачиваются и высвобожденные элементы-индикаторы формируют здесь остаточные вторичные ореолы, располагающиеся в контурах преобразованных первичных ореолов.

Размеры вторичных ореолов в верхних горизонтах коры выветривания, по сравнению с параметрами залежей первичных руд, увеличиваются: для месторождений золота и платины в 2–3 раза, вольфрама в 2–4 раза, редкометальных пегматитов в 3–6 раз, хромитоносных дунитов и колумбитоносных гранитов в 2–3 раза.

Ореолы в элювии редкометальных пегматитов. Вокруг пегматитовых тел и их коры выветривания образуются первичные и вторичные ореолы лития, рубидия, ниобия, бериллия, олова и других элементов. Вторичные ореолы в случае наличия ряда сближенных пегматитовых тел фиксируют не отдельные жилы, а целые пегматитовые поля.

Как видно из данных, приведенных в табл. 26, основным элементом-индикатором всех типов пегматитов является Li, образующий в элювии широкие вторичные ореолы, Rb дает единичные аномальные точки в контурах ореолов Li, ореолы Sn, Nb, Cs и Be вписываются в контуры ореолов Li. Повышенные содержания Nb, Be в ореолах характерны для крупноблоковых слабозамещенных пегматитов. Ореолы Li в элювии пегматитов отличаются от "безрудных" (вокруг зон трещиноватости и дробления, некоторых разностей двуслюдяных гранитов и др.) высокой продуктивностью и контрастностью. Однако при увеличении мощности рыхлых отложений они сглаживаются и мало отличаются от "безрудных". Повышенные содержания Cs характерны только для поллуцитсодержащих жил, распространенных ограниченно.

Пегматиты обычно группируются в виде вытянутых серий жил, иногда с четкой зональностью распределения их в контурах полей. Зональность выражается в возрастании метасоматического замещения и увеличении редкометальной минерализации по мере удаления от интрузий материнских гранитов.

Минеральный состав таких пегматитов варьирует от безрудных олигоклаз-микроклиновых до сильно замещенных альбитовых и микролин-альбит-сподуменовых, содержащих основное количество тантала. Комплекс редкометальных минералов типичен для этого типа пегматитов: тапиолит, колумбит, берилл, сподумен (3–20%), амблигонит, поллуцит, циртолит, лепидолит, полихромный турмалин и др. Кора выветривания на пегматитах представлена нижними подзонами вертикального профиля мощностью 5–8 м. Основными элементами-индикаторами в дресвяно-щебенистой подзоне являются редкие щелочи, ниобий, бериллий, олово, фтор, бор, мышьяк. Литий образует наиболее широкий ореол, рубидий и цезий — более узкие ореолы, превышающие размеры пегматитового тела в 2–3 раза. Тантал, ниобий, бериллий, олово, фтор образуют более узкие ореолы по сравнению с ореолами редких щелочей.

Наряду с положительными ореолами, вокруг пегматитовых жил устанавливаются отрицательные узкие ореолы титана, меди, скандия, ванадия, молибдена.

Ряд геохимической зональности первичных ореолов пегматитов — (As, B, P, Nb) — (Ta, Sn, Be) — (Ti, W). Смена надрудных элементов подрудными в ряду происходит слева направо.

По данным Н.А. Виноградовой, индикаторное отношение As/W явля-

Типы пегматитов	Элементы-индикаторы	С <sub>ф</sub> , %	С <sub>а</sub> , %	С <sub>ср</sub> , %	С <sub>тах</sub> , %	l, м	M, м/%	$K = \frac{C_{ср}}{C_{ф}}$	Примечание
Микроклиновые	Li	12	22	30	30	20	0,3	2,2	Rb, Cs ореолов нет Sn — одна точка с содержанием 0,0004 % Be — одна точка с содержанием 0,007 %
K-Na крупноблочные и среднезернистые, слабоальбитизированные	Li	12	22	27	30	100	1,5	2,2	Rb — одна точка с содержанием 0,01 % Cs — одна точка с содержанием 0,007 %
	Sn Nb	3,5 2	10 5	10 7	10 7	40 40	0,024 0,02	2,9 3,5	
Na-Li без сподумена в разной степени замещенные	Li	5	10	18	30	160-260	2,1-3,4	3,6-3,8	Rb ореолов нет
	Cs	2	7	17-18	20	10	0,5		
	Sn	2	7	9-17	10-20	40	0,03-0,06	4,5-8,5	
	Nb Be	2 4	5 10	11 20	25-30 до 50	60-100 60-80	0,05-0,08 0,09-0,14	5-5,5 5-5,3	
Na-Li замещенные со сподуменом	Li	4-12	20-22	29-60	70	40-160	1,6-4,9	4,2-8,5	Rb — единичные точки с содержанием 0,01 %
	Cs	2	8	20	20	66	1,2	1,2	
	Sn	2-3,5	7-10	7-37	10-70	50-56	0,03-0,24	3,5-18,5	
	Nb	2	5	7	7-10	48-140	0,02-0,07	до 3,5	
	Be	3	10	10-25	30	10-20	0,04-0,05	2,5-8,0	

Примечание. С<sub>ф</sub> — фоновые содержания; С<sub>а</sub> — нижние аномальные содержания элементов в ореоле; С<sub>ср</sub> — среднее содержание элементов в ореоле; С<sub>тах</sub> — максимальное содержание элемента в ореоле; l — ширина ореола по профилю; M — количество металла в ореоле по профилю; K — коэффициент аномальности ореола. Концентрации Li, Rb, Cs даны в  $\cdot 10^{-3}$  %, а Sn, Nb, Be — в  $\cdot 10^{-4}$  %.

Таблица 27

## Характеристика ореолов сподумена

Типы пегматитов	Содержание сподумена, % на отмытую пробу		Ширина ореола, м
	С <sub>ср</sub>	С <sub>тах</sub>	
Микроклиновые незамещенные В различной степени замещенные с незначительной редкометальной минерализацией Нацело замещенные с богатой редкометальной минерализацией	Сподумен в ореолах отсутствует		
	0,04-0,09	0,2	20-100
	0,04-0,7	1,0	30-100

ется надежной оценкой зональности ореолов редкометальных пегматитов.

Поскольку на дневной поверхности обнажаются нижние горизонты коры выветривания пегматитов, в которых сохранились практически все рудные минералы, в том числе и сподумен, можно использовать шлихоминералогический метод поисков и оценки ореолов редкометальных пегматитов и их элювиальных образований.

Наиболее важным минералом-индикатором является сподумен, присутствующий лишь в ореолах замещенных редкометальных пегматитов (табл. 27).

Минералами-индикаторами при поисках редкометальных пегматитов служат также касситерит, танталит-колумбит, берилл, циртолит, турмалин и гранат.

Ореолы в элювии месторождений фосфора. Излагаются результаты геохимических поисков на одном из месторождений апатита, пространственно и генетически связанным с массивом диоритов.

Руды месторождения сравнительно бедные (среднее содержание  $P_2O_5$  3,86 %). По данным А.Н. Горбачева и др., выделяются следующие разности элювия-делювия: 1) балансовых руд (апатитоносных диоритов с содержанием пентоксида фосфора более 3,5 %); 2) забалансовых руд (апатитоносных диоритов с содержанием пентоксида фосфора менее 3,5 %); 3) гибридных пород; 4) вмещающих гранитов. Установлено, что фосфор образует четкие ореолы в рыхлых образованиях на площади месторождения и литохимическая съемка по фосфору обеспечивает оконтуривание апатитоносных диоритов среди безрудных пород.

Несмотря на то, что мощность коры выветривания на месторождении не превышает 5-7 м и химический состав элювия должен в значительной мере отражать состав коренных пород, трудно определить границы между промышленной и непромышленной апатизацией непосредственно по гра-

фикам содержания фосфора. Для этого требуется статистическая обработка данных литохимической съемки.

Расчеты позволили условно разделить все анализировавшиеся элементы на три группы. К первой относятся элементы, которыми обогащен рыхлый покров над апатитоносными диоритами и обеднен над гранитами и гибридными породами — это фосфор, кальций, стронций, кобальт, никель, магний, барий, титан, железо. Вторая группа представлена свинцом и цирконием, образующим отрицательные аномалии. Их больше в рыхлом покрове гранитов и гибридных пород и меньше над апатитоносными диоритами. Третья группа представлена элементами, присутствующими во всех рыхлых отложениях примерно в одинаковом количестве (алюминий, хром, марганец, ванадий). Элементы первой группы являются спутниками фосфора в рыхлых образованиях месторождений и рассматриваются в качестве элементов-индикаторов апатитоносных диоритов.

Ореолы в коре выветривания кимберлитов. До настоящего времени основные достижения при применении геохимических поисков кимберлитовых трубок базировались на изучении вторичных остаточных ореолов в районах с отсутствием древней коры выветривания. Присутствие последней искажает соотношения основных элементов-индикаторов неизменных кимберлитов, усложняет и затрудняет выявление, оценку и интерпретацию вторичного поля.

При рассмотрении совмещенных графиков распределения главных индикаторов кимберлитов в неизменных породах, коре выветривания и почвах по профилю буровых скважин вкост трубки (см. рис. 20–21) отмечается значительное перераспределение основных индикаторов в коре выветривания и почвах, причем направленность процесса (накопление — рассеивание) для разных элементов и различных объектов опробования (породы, кора, почвы) меняется.

То же устанавливается при анализе относительной подвижности элементов. Ниже приведены величины коэффициентов относительной подвижности основных элементов-индикаторов кимберлитов в почве и коре выветривания\*:

Элементы . . . . .	Cr	Ni	Co	V	Mn	Sc	Nb	Sr	Zr
$K_{o.n. почв}$ . . . . .	1,1	0,9	0,5	0,7	1,2	1,1	0,6	0,4	0,9
$K_{o.n. KB}$ . . . . .	1,6	1,5	1,9	2,2	2,5	1,4	2,1	0,9	1,2

В почвах кимберлитов происходит рассеивание большинства основных индикаторов, в коре выветривания наблюдается обратная картина.

В почвах и коре выветривания карбонатных пород, вмещающих трубку, относительная подвижность тех же элементов существенно меняется. Ряд относительной подвижности\*\* элементов в почвах имеет следующий вид: титан, ниобий (2,3)\*\*\* — кобальт (1,8) — хром, никель, ванадий

\*  $K_{o.n. почв} = C_{cp} \text{ в почвах} / C_{cp} \text{ в KB}$ ;  $K_{o.n. KB} = C_{cp} \text{ в KB} / C_{cp} \text{ в породе}$ .

\*\* Расчеты проводились по керну скважин, удаленных от кимберлитовой трубки на расстояние 150 м.

\*\*\* В скобках приведены величины коэффициентов относительной подвижности.

(1,4) — цирконий (1,2) — марганец (1,1) — стронций (1,0); в коре выветривания — марганец (1,1) — цирконий (1,0) — ванадий, стронций (0,9) — хром (0,8) — ниобий (0,6) — кобальт, титан (0,5) — ниобий (0,4).

Большинство рассмотренных элементов, в том числе главные индикаторы (хром, никель, кобальт, титан, ниобий) заметно накапливаются в почвах и рассеиваются из образований коры выветривания.

Противоположная тенденция поведения элементов приводит к ослаблению интенсивности и контрастности ореолов в почвах. В коре выветривания вторичный ореол локализуется.

Близкая картина накопления — рассеивания свойственна и второстепенным индикаторам кимберлитов.

Таким образом, в почвах, развитых на коре выветривания кимберлитов, отмечается благоприятная ситуация для активной гипергенной миграции большого круга химических элементов (в том числе и основных индикаторов).

Для изучения пространственного распределения элементов в почвах, коре выветривания, неизменных коренных породах проведена группировка результатов опробования керна скважин в разной степени удаленных от трубки (0–30; 30–60; 60–90; 90–150; более 150 м). Усредненные данные по каждой выборке нормировались по среднему содержанию элемента в неизменных породах удаленных от трубки на расстояние более 150 м. Величины полученных отношений изображены графически (рис. 29). Элементы объединяются в четыре группы: 1) резко обогащающие кимберлиты (никель, кобальт, стронций, ниобий, иттрий, барий, менее — хром, титан, марганец); 2) с высоким значением в кимберлитах и их экзоконтактах (серебро, свинец, медь, цинк, молибден); 3) с незначительными вариациями средних содержаний (олово, скандий, цирконий); 4) распространенные в кимберлитах в минимальных количествах (бор, литий, галлий, менее — ванадий).

Приведенные соображения позволяют считать:

1) для усиления контраста слабых литохимических аномалий отдельных элементов целесообразно построение мультипликативных ореолов, которые должны включать как элементы наиболее характерные для кимберлитов, так и элементы близкие по характеру относительной подвижности в зоне гипергенеза;

2) дополнительным средством усиления аномального сигнала могут служить величины отношений групп элементов, характерных для кимберлитов и боковых пород.

Так, в неизменных породах (рис. 30) фиксируется первичный мультипликативный ореол основных индикаторов (хром, никель, кобальт). Различие между величиной произведения бора, лития и галлия в кимберлитах и околотрубном пространстве достигает двух порядков, а контрастность отношения произведений элементов возрастает до четырех порядков.

В коре выветривания (рис. 31) размеры вторичного ореола хрома, никеля и кобальта в околотрубном пространстве увеличиваются, фиксируется минимум бора, лития и галлия в контуре трубки. Отношения этих

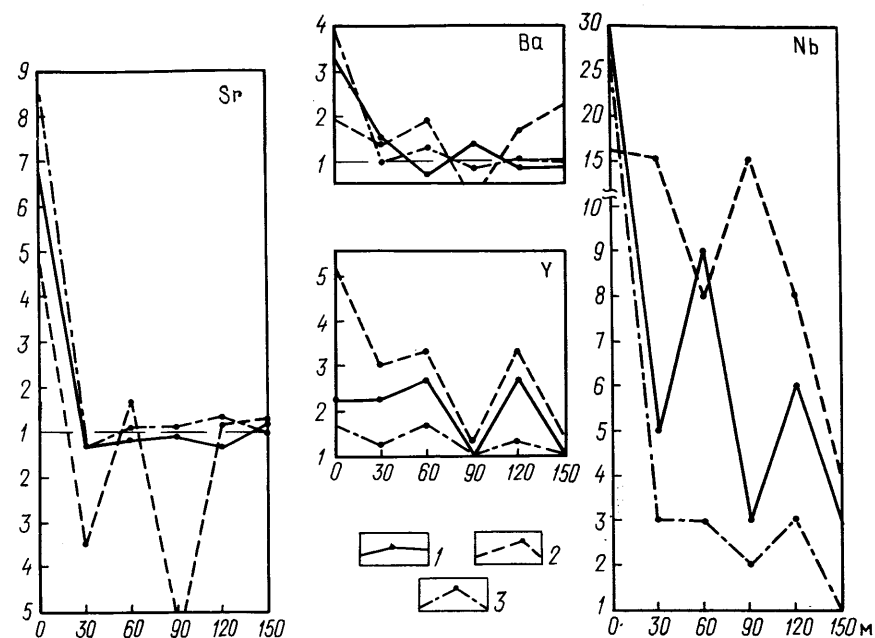
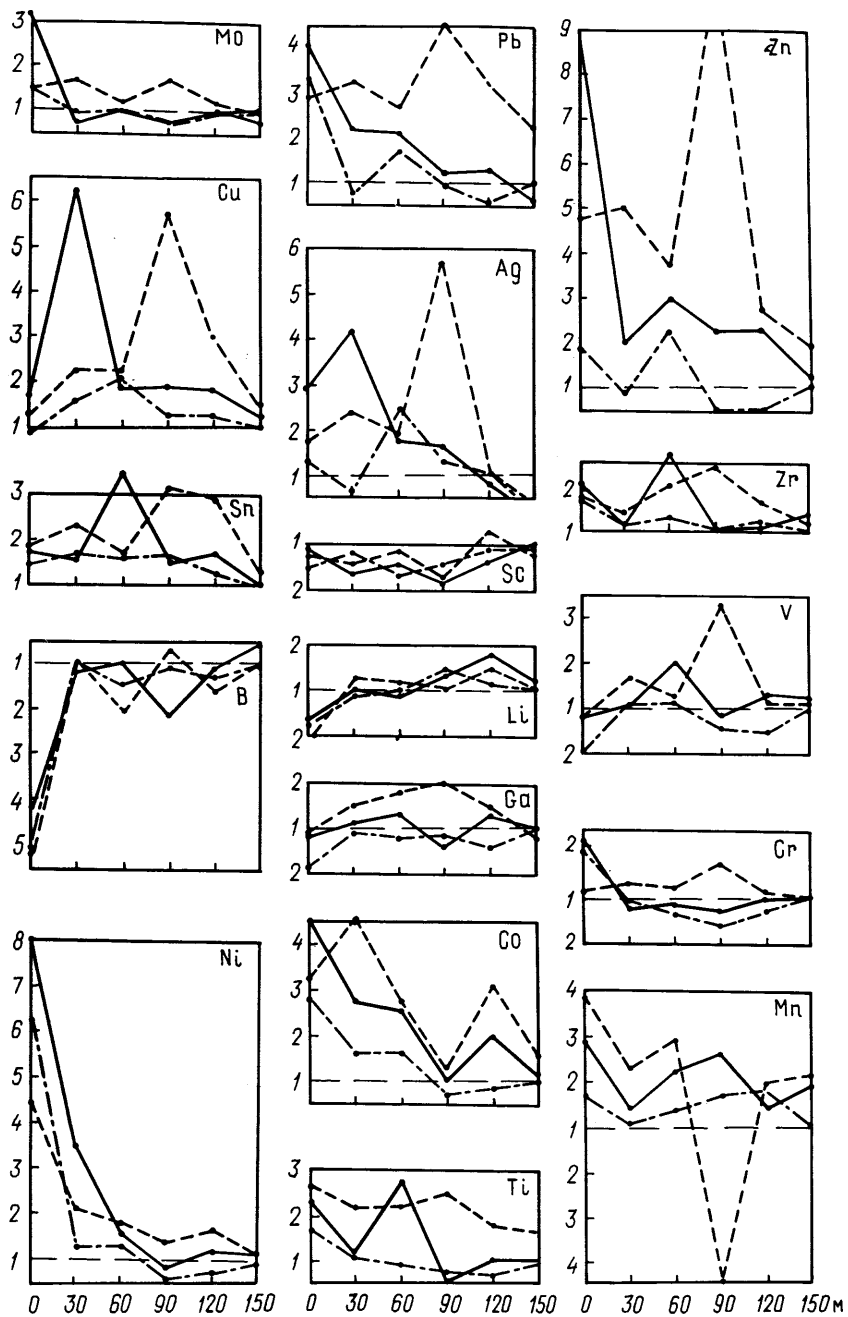


Рис. 29. Кривые распределения элементов в почве (1), коре выветривания (2) и коренных породах (3) участка кимберлитовой трубки. На оси ординат показаны содержания элементов в относительных единицах — кларках концентрации (значения, расположенные выше единицы) и кларках рассеяния (значения, расположенные ниже единицы)

групп образуют отчетливый, но мало контрастный ореол, очертания которого в грубой схеме наследуют конфигурацию трубок, а площадь в 5–6 раз превышает таковую кимберлитов в плане.

В почвах (рис. 32) размеры вторичного ореола первых трех элементов возрастают, усложняется его морфология, уменьшается контрастность. Минимальные величины произведений бора, лития, галлия в почвах распространены над кимберлитами и за их пределами.

Вторичный ореол отношения уже на порядок превышает размеры трубки. Отношение перечисленных шести элементов образует отчетливый и контрастный вторичный концентрический ореол, по форме и размерам которого несложно локализовать местоположение трубки.

Таким образом, элементный состав неизменных кимберлитов полностью сохраняется в их древней коре выветривания, в почвах. В коре выветривания кимберлитов в целом происходит относительное накопление элементов, в коре боковых пород отмечается более подвижная обстановка.

В почвах на кимберлитах большинство изученных микроэлементов активно рассеиваются; на боковых породах, напротив, резко уменьшается их подвижность.

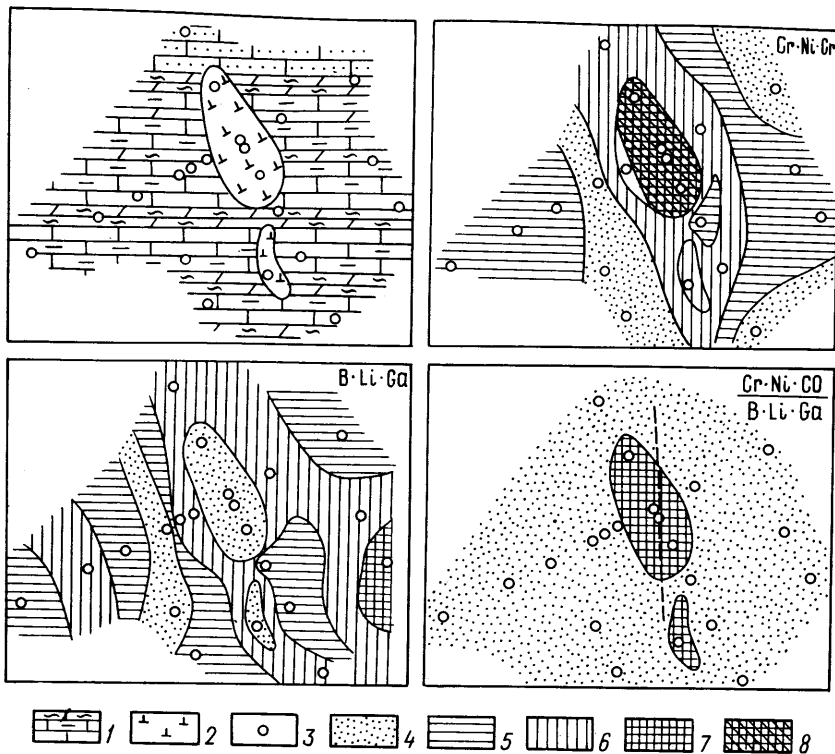


Рис. 30. Мультипликативные ореолы в коренных породах участка кимберлитовой трубки:

1 — терригенно-карбонатные породы; 2 — кимберлиты; 3 — скважины; 4—8 — величины мультипликативных показателей и их отношений (4 — Cr-Ni-Co  $(1-5)10^{-8}$  %, B-Li-Ga  $(0,5-5)10^{-8}$  %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga) 0,1—5; 5 — Cr-Ni-Co  $(5-10)10^{-8}$  %, B-Li-Ga  $(5-10)10^{-8}$  %; 6 — Cr-Ni-Co  $(1-5)10^{-7}$  %, B-Li-Ga  $(1-2,5)10^{-7}$  %; 7 — B-Li-Ga  $(2,5-5)10^{-7}$  %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga) 100—500; 8 — Cr-Ni-Co  $10^{-6}$  % и более)

Литохимические ореолы золоторудных месторождений. При геохимических поисках коренных месторождений золота одной из актуальных задач является оценка золоторудных столбов по бедным, непромышленным подсечениям рудных тел, зонам околорудных изменений, по перекрывающим их аллохтонным и автохтонным образованиям. Следует подчеркнуть, что во многих случаях при литохимических поисках выводы об отсутствии аномалий золота в близповерхностных горизонтах зоны гипергенеза объяснялись малой чувствительностью анализа.

При выветривании безрудных горных пород с кларковым содержанием золота промышленные концентрации в коре выветривания не образуются и, как правило, золото в элювии фиксируется в околочларковых количествах. При миграции золота в зоне выветривания горизонты его вторичного обогащения не формируются, лишь фиксируются локальные

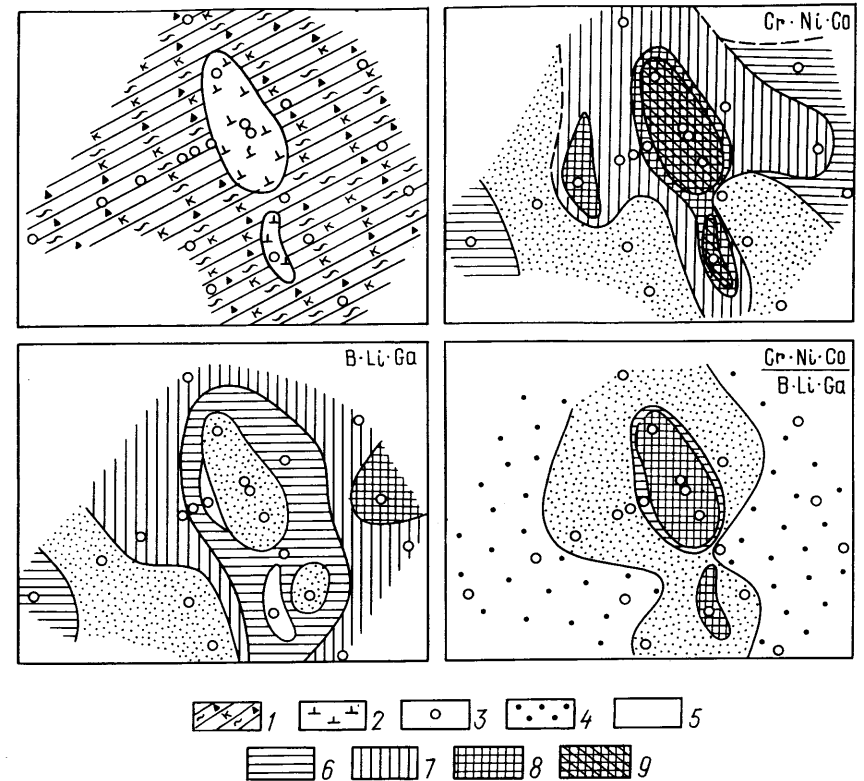


Рис. 31. Мультипликативные ореолы в коре выветривания участка кимберлитовой трубки:

1 — кора выветривания карбонатных пород; 2 — кора выветривания кимберлитов; 3 — колонковые скважины; 4—9 — интервал величин мультипликативных показателей и их отношений (4 — (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga) 0,1—1,0; 5 — Cr-Ni-Co  $(-0,1-5)10^{-9}$  %, B-Li-Ga  $(0,1-5)10^{-8}$  %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga) 1—5; 6 — Cr-Ni-Co  $(5-10)10^{-9}$  %, B-Li-Ga  $(5-10)10^{-8}$  %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga) 5—10; 7 — Cr-Ni-Co  $(1-5)10^{-8}$  %; B-Li-Ga  $(1-5)10^{-7}$  %; 8 — Cr-Ni-Co  $(5-10)10^{-8}$  %; B-Li-Ga  $(5-10)10^{-7}$  % и более; 9 — Cr-Ni-Co 10—100 % и более)

аномалии — вторичные ореолы с содержанием металла не превышающим 50 мг/т. Такие литохимические ореолы имеют породную природу.

Во вторичных ореолах рудных полей золото с элементами, концентрирующимися в первичных рудах, коррелируется не всегда. В этом случае, его целесообразно искать по моноэлементным аномалиям с учетом закономерностей фонового распределения и особенностей элементарных геохимических ландшафтов. В контурах рудных полей содержания Au варьируют от сотых долей миллиграмма на тонну до первых граммов на тонну и, соответственно, наряду с положительными фиксируются отрицательные аномалии, а также участки с фоновыми со-

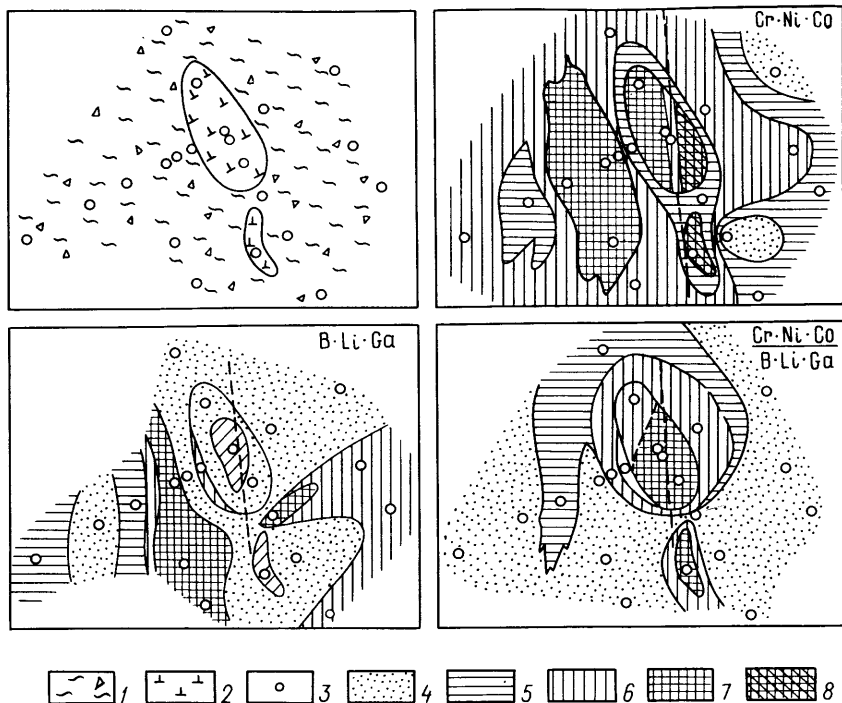


Рис. 32. Мультипликативные ореолы в почвах участка кимберлитовой трубки: 1 — почвы на карбонатных породах; 2 — почвы на кимберлитах; 3 — колонковье скважины; 4–8 — интервал величин мультипликативных показателей и их отношений (4 — Cr-Ni-Co(0,1–5)10<sup>-8</sup> %, B-Li-Ga(0,1–5)10<sup>-8</sup> %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga)0,1–5,0; 5 — Cr-Ni-Co(5–10)10<sup>-8</sup> %, B-Li-Ga(5–10)10<sup>-8</sup> %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga)5–10; 6 — Cr-Ni-Co(1–5)10<sup>-7</sup> %, B-Li-Ga(1–2,5)10<sup>-7</sup> %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga)10–50; 7 — Cr-Ni-Co(5–10)10<sup>-7</sup> %, B-Li-Ga(2,5–5)10<sup>-7</sup> %, (Cr-Ni-Co)/(B-Li-Ga)50–100; 8 — Cr-Ni-Co(1–5)10<sup>-6</sup> % и более)

держаниями. На отдельных участках рудных полей непосредственно над рудными телами в вертикальном профиле коры выветривания характерно развитие горизонтов вторичного золотого обогащения. Такие горизонты в низах мощных кор выветривания, неперекрывтых аллохтонными отложениями, часто имеют промышленный интерес. Аллохтонные отложения (нижние горизонты) золоторудных полей обычно заражены золотом (до 100–130 мг/т), содержания металла в них в 2–3 раза выше, чем в аналогах безрудных районов.

В элювии золоторудных месторождений Au коррелируется с теми же элементами-индикаторами, что и в эндогенных рудах. Чем выше содержание золота в околорудном пространстве и чем контрастнее выражена золотоносность ореолов, тем обычно богаче рудное тело, которое эти ореолы окаймляют. Надежную информацию элемент-индикаторы несут при опробовании поверхности и коры выветривания непосредственно над руд-

Таблица 28

Элемент		Au	Ag	Pb	Zn
		Подзона вторичного золотого сбогачения			
Au	Зона первичных руд	—	0,94	0,98	0,08
Ag		0,97	—	0,94	0,08
Pb		0,98	0,92	—	0,15
Zn		0,55	0,59	0,54	—

Таблица 29

Элемент		Au	Ag	As	Pb	Zn
		Подзона вторичного золотого обогащения				
Au	Зона первичных руд	—	0,87	0,62	0,83	0,25
Ag		0,87	—	0,65	0,95	0,44
Pb		0,98	0,92	0,29	—	0,42
Zn		0,55	0,59	0,44	0,54	—

ными телами — в этом случае корреляция проявляется надежно. Обычно элементы первичных руд наследуются почвами достаточно хорошо. В околорудных лимонитизированных породах золото-кварцевых жил золото имеет корреляционную связь с Sb, Cu, Ag (коэффициенты корреляции соответственно равны: 0,8; 0,5 и 0,4). В подзоне выщелачивания максимальные кларки концентрации золота приурочены к слабо осветленным породам внешних частей гипергенно измененных околорудных пород. В таких породах четкой корреляционной связи Au с петрогенными и рудогенными элементами не наблюдается. Поэтому в подзоне выщелачивания околорудных пород золото-кварцевых жил вторичные ореолы определенных элементов-индикаторов слабо контрастные. Корреляция Au с Ag, Pb и Zn в подзоне вторичного золотого обогащения и зоне первичных руд золото-кварцевых месторождений (по Н.А. Рослякову) иллюстрируется табл. 28. Коэффициенты корреляции этих элементов в подзоне вторичного сульфидного обогащения в зоне первичных руд прожилково-вкрапленных месторождений приведены в табл. 29.

В окисленных рудах золото-кварцевых жил по сравнению с первичными коэффициент корреляции золота с элементами-индикаторами, по данным Н.А. Рослякова, резко снижается (табл. 30).

Таблица 30

Элемент	Окисленные руды							
	Au	Ag	Pb	Cu	As	Ba	Ni	
Первичные руды	Au	—	0,28	0,43	0,51	0,97	—	0,42
	Ag	—	—	0,39	0,38	—	—	—
	Pb	0,67	—	—	—	—	—	0,54
	Cu	0,86	—	0,81	—	0,60	0,40	—
	As	0,63	—	—	—	—	—	—
	Ba	0,51	—	0,66	0,39	—	—	—

Гипергенное перераспределение золота в той или иной степени затухает морфологию первичного ореола в околожильном пространстве. В зоне окисления рудного выхода геохимические ореолы Au и элементов-индикаторов контрастнее, чем в окolorудном пространстве. У контактов жил участки с пониженным содержанием Au становятся более расплывчатыми, затем содержание его вновь повышается (как в эндогенных ореолах), а при удалении от выхода переходят в местный фон. При разбуривке аномалий в почвах и покровных отложениях важное значение имеет использование закономерностей распределения золота и элементов-индикаторов в поверхностной части зоны окисления, представленной в гумидных ландшафтах подзоной выщелачивания с низкими содержаниями металлов (содержание золота обычно ниже 60–80 % относительно эндогенных руд). В аридных ландшафтах, для которых характерны эпигенетические процессы засоления, концентрации элементов в верхних горизонтах зоны окисления иногда даже выше, чем в первичных рудах.

При интерпретации геохимических аномалий, выявлении выходов окисленных руд, давших эти аномалии, и прогнозе по ним первичного оруденения нужно учитывать, что с увеличением степени гипергенного преобразования рудных тел, усложнения морфологии и состава первичных руд возрастает роль выветрившихся пород как указателей рудопроявлений золота. Например, месторождения золотоскарновой формации, залегающие в изверженных породах кислого состава, в окисленном выходе представлены интенсивно осветленными породами, а залегающие в фемических породах и песчано-сланцевых толщах — породами, обогащенными местными гидроксидными железами. При окислении пиритизированных окolorудных пород возникают гипергенно окремненные разности. Пиритовые и пирротинные залежи дают “железные шляпы”, сливные опалы и ярко-красные глины. Констатируя характер пород зоны окисления и учитывая набор типоморфных элементов-индикаторов можно реконструировать местоположение рудного тела, определить его формационную принадлежность и вещественный состав первичных руд, применяя поправочные коэффициенты, учитывающие возможность выноса или накопления элементов-индикаторов геохимических аномалий. При оценке геохими-

ческих аномалий необходимо учитывать различную миграционную способность золота при почвообразовании. Подзолистые и горнотаежные почвы обеднены золотом, и аномалии его обычно ослаблены, черноземные и каштановые почвы содержат примерно такое же количество золота, что и нижележащие горные породы зоны окисления. В процессе геохимических поисков очень важно также учитывать перераспределение золота в почвах и эволюцию его форм нахождения — по мере приближения от почв региона к почвам золоторудных полей и месторождений. По данным Н.А. Рослякова, в региональных почвах золото почти равномерно распределяется между нерастворенными минеральными остатками (6,1–28,6 %), гумином (10,8–35,9 %), гуминовыми (2,6–23,1 %) и фульвокислотами (31,0–52,3 %). На долю самородных выделений приходится 6,4–11,9 %. В почвах золоторудных полей это золото совместно с золотофульватными комплексами составляет около 2/3 общего его количества.

Определенные трудности представляют поиски золоторудных месторождений формации коры выветривания, погребенных под чехлом аллохтонных образований (5–15 м и более).

При выветривании пород с околокларковым содержанием золота и перекрытых аллохтонными отложениями на геохимических барьерах образуются “ложные” аномалии золота с содержанием до 80 мг/т. Эти аномалии широко распространены и их трудно отличить от слабо проявленных аномалий золота, развивающихся в рыхлых образованиях золоторудных полей.

В пределах золоторудных полей аллохтонные отложения при мощности 10–30 м и развитые на них почвы имеют низкий региональный фон и кларк концентрации золота при коэффициенте аномальности всего 0,2 (для положительных аномалий). Поэтому при поисках золоторудных полей, выявляемых в закрытых районах, требуется проведение фазового анализа аллохтона и почв с определением золота в их органической и неорганической составляющих.

Показателем близости в рудном поле погребенного золотого оруденения является металлическое золото и золото, обнаруживаемое в поровых растворах, иодных и водных вытяжках из аллохтона и почв. Присутствие подвижных форм золота в слабоконтрастных аномалиях, выявляемых по его валовому содержанию, является прямым указателем золоторудного выхода.

Особенности распределения золота и его спутников в рудах, окolorудном пространстве и зоне гипергенеза изучались на примере месторождения, локализованного в зоне дробления терригенных пород. Оруденение связано с кварцевыми жилами и зонами сульфидной минерализации. Промышленное оруденение устанавливается опробованием: золото субмикроскопическое, кроме того, в рудах присутствует мелкокристаллический пирит и арсенипирит. Для руд характерно заметное накопление только золота и мышьяка. По степени накопления элементы образуют следующий ряд: золото (более 500) → мышьяк (более 50) → молибден (1,5) → медь (1,2) → свинец (1,0) → цинк, кобальт (0,85) → барий (0,8). В окolorудном пространстве устанавливаются первичные ореолы мышья-

яка, которые по интенсивности, конфигурации в пределах изученного интервала месторождения тесно коррелируются с ореолами золота. Распределение остальных элементов по отношению к рудным телам закономерно, что подтверждается характером корреляционных связей на различных гипсометрических уровнях месторождения:\*

– 330 м	Au = As Pb – Co
	Mo — Zn — Ba;
– 550 м	Au = As Co – Mo Zn – Pb;
– 760 м	Au = As Co – Ba.

Особенностью месторождения является повсеместная распространенность коры выветривания мел-палеогенового возраста. Ее мощность в пределах рудной зоны составляет 30–50 м, на неизменных породах — до 10 м. По разрезу (снизу вверх) горизонт структурного элювия сменяется глинистым гидрослюдистым горизонтом с сохранением структуры первичных пород. Выше гидрослюдистые горизонты сменяются каолинит-гидрослюдистыми с фрагментарным распространением маломощной бесструктурной коры (первые метры) в приповерхностном интервале.

В коре выветривания происходит формирование остаточных литохимических ореолов золота и мышьяка. Распределение этих двух элементов практически соответствует первичному распределению с сохранением структуры золотоносной зоны дробления. Только в верхней части коры, где существенное влияние на гипергенную миграцию оказывают почвенные процессы, отмечается некоторое нарушение первичных очертаний рудных тел. Корреляционные связи двух основных рудогенных элементов в первичном остаточном ореоле ослабевают по сравнению с таковыми в первичных рудах, связи остальных элементов усиливаются:

Каолинит-гидрослюдистая зона (–10 м)	Au – As = Mo – Cu $\begin{matrix} \text{Zn} \\ \text{Pb} \end{matrix}$ Ba;
Гидрослюдистая зона (–25 м)	Au – As Mo = Cu – Co – Zn Ba – Pb.

Можно предполагать, что увеличение степени корреляции золота и мышьяка с второстепенными элементами обязано концентрированию их в гидроксидах железа, количество которых в коре выветривания возрастает снизу вверх.

В почвах такого обилия корреляционных связей, которое наблюдается в верхних горизонтах кор, не отмечается:

Au – As	Mo
	Cu
Ba – Zn.	

\* Двойной линией обозначена положительная связь с 1 %-ным уровнем значимости; одинарной — с 5 %-ным.

Характерно, что по-прежнему сохраняется связь золота и мышьяка, а также последнего с молибденом и медью. Поскольку связи и характер распределения золота в коренных породах сохраняются в коре выветривания и почвах, при выветривании вторичного поля рассеяния можно не только установить местоположение рудных тел, определить его формационную принадлежность, но и количественно оценить интенсивность и масштабы коренного оруденения.

#### ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ В ОСТАТОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Связь между зональностью литохимических солевых ореолов и рядами подвижности "свободных" элементов в остаточных месторождениях проявлена менее контрастно, чем в зонах окисления. Весь металл в элювии остаточных месторождений и парагенетические элементы-индикаторы наследуются из субстрата. Поскольку породообразующие минералы-концентраторы и рудные минералы субстрата нацело выветриваются и разрушаются, то в коре выветривания мы имеем дело с первично-вторичными (смешанными) ореолами. К таким месторождениям относятся месторождения силикатного никеля, редкоземельные и др.

Вторичные ореолы в коре выветривания остаточных месторождений отличаются от первичных рядом особенностей генезиса, морфологии и вещественного состава: 1) если первичные ореолы сингенетичны рудам, то ореолы коры выветривания могут иметь как остаточный, так и вторичный характер; 2) во вторичных ореолах происходит смена гипогенных минералов первичных ореолов гипергенными, а также перераспределение элементов.

Рыхлые отложения, перекрывающие остаточные или вторичные ореолы элювия заражаются рудообразующими элементами-индикаторами. В результате в наносах образуются ореолы, имеющие эпигенетический характер. Распространение их вверх обычно ограничивается первыми десятками метров. При мощности наносов более критической, руды и их ореолы экранируются частично или полностью и становятся труднодоступными для поисков, ведущихся традиционными поверхностными методами. Лишь с применением фазового химического анализа возможна констатация элементов-индикаторов.

Современные почвообразовательные процессы в некоторых районах, особенно с гумидным климатом, ведут к энергичному выщелачиванию многих рудообразующих элементов из самого приповерхностного слоя, измеряющегося всего первыми десятками сантиметров. При этом даже богатые руды, залегающие на очень небольшой глубине, а также их ореолы, могут совершенно не проявляться на поверхности.

Ореолы в коре выветривания карбонатитов. Массивы редкометальных карбонатитов сопровождаются ореолами ниобия в рыхлых отложениях коры выветривания. Среднее содержание его в таких породах варьирует от 0,01 до 0,5 %; максимумы ореолов соответствуют содержаниям от 0,1 до 0,5 %. На одном из массивов карбонатитов максимум ореола рассеяния с содержанием Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,1 % в коре выветривания совмеща-



ется с максимумом его содержания в карбонатитах, а также совпадает с максимумом гамма-активности и  $\Delta Z$  магнитного поля и максимумом ореола радиоактивных элементов.

Кроме радиоактивных элементов типичными элементами-индикаторами карбонатитовых месторождений являются: ниобий, фосфор, стронций, лантан, церий, барий и марганец. Среднее соотношение фосфора и ниобия составляет 10:1. Распределение ниобия по всему разрезу рыхлых отложений элювия наблюдается на всех интервалах глубин, хотя проб с высоким его содержанием в нижнем горизонте меньше. При изучении карбонатитов выделяются участки и зоны, обогащенные пироксеном. К таким участкам относятся площади повышенных содержаний ниобия в элювии.

Поведение отдельных элементов-индикаторов в рыхлых отложениях коры выветривания меняется в зависимости от глубины и состава пород. Содержание ниобия с глубиной понижается. Отчетливо выражено повышение концентрации стронция с глубиной. Наоборот, лантан имеет тенденцию к накоплению в верхних горизонтах коры. Содержание фосфора, церия и иттрия по всему разрезу практически остается постоянным.

Анализ содержаний элементов-индикаторов в зависимости от гранулометрического состава рыхлого материала показывает, что ниобий, фосфор, иттрий накапливаются в мелких фракциях от 0,25 до 1 мм. Повышенные содержания стронция, лантана и бария наблюдаются в крупной фракции с размером зерен более 2 мм.

Ореолы в элювии гипербазитов. В нижних горизонтах коры выветривания ультрабазитов с медно-никелевым оруденением и первичными ореолами, количественная характеристика вторичных ореолов элементов-индикаторов сохраняется, но происходит качественное перераспределение (изменяется минеральная форма) внутри контура металлонесной коры выветривания. Более контрастно ведут себя элементы-индикаторы в никеленосной коре выветривания гипербазитов, обладающей отчетливо выраженной геохимической зональностью. А.С. Вершинин предложил использовать мультипликативный геохимический показатель зональности коры выветривания  $K_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$ , контрастно характеризующий степень физико-химического разложения гипербазитов. В числителе находятся компоненты, накапливающиеся в коре выветривания, а в знаменателе — удаляемые из нее. Наблюдается монотонное убывание значений рассматриваемого показателя от 60 до 375 в приповерхностном горизонте латеритов до 0,1 для инфильтрационных кварц-керолит-гарниеритовых скоплений в трещинных зонах среди гипербазитов.

Подобное поведение показателя зональности  $K_3$  наблюдается не только для площадных и линейных кор выветривания, но и для никеленосных карстовых образований. В последнем случае наблюдается закономерное чередование никеленосных образований (сверху вниз): охры по серпентинитам (3—12), серпентинитовые руды (0,1—1,6), обломочно-глинистые карстовые руды (0,2—1), кремнисто-керолит-гарниеритовые руды зон глубокого выполнения карстовых полостей (0,03—0,3). Благодаря блоковым неотектоническим подвижкам, часть рудных тел оказалась частично

или полностью эродированной (в пределах приподнятых блоков) и промышленное оруденение сохранилось лишь в пределах рядом расположенных опущенных блоков.

Установлена четкая корреляционная связь показателя зональности с минеральным составом руд. Эта связь (коэффициент корреляции  $K$  равен 0,945) отчетливо выражена уравнением регрессии, которое в билогарифмических координатах имеет вид прямой линии:  $\lg T = -0,64 K - 0,04$  (где  $T$  — отношение масс силикатных и оксидных никелевых руд в объеме месторождения). Из этого следует, что показатель зональности выражает связь между литолого-минералогическими особенностями природных типов руд и их технологическими свойствами, т. е. может быть использован в качестве технологического параметра.

Таким образом, мультипликативный показатель геохимической зональности коры выветривания гипербазитов при поисках является индикатором эрозионного среза рудных залежей, а при разведке выступает в качестве технологического параметра, характеризующего изменчивость технологических свойств руд в объеме разведываемого месторождения.

#### ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ В ЗОНАХ ОКИСЛЕНИЯ

С.В. Григорян считает, что в некоторых случаях критерии первичных ореолов не могут быть использованы при оценке вторичных ореолов элементов-индикаторов вследствие существенного их перераспределения в гипергенных условиях. В этом случае, необходимо учитывать влияние эпигенетических процессов на миграцию химических элементов и в особенности геохимических барьеров. Прежде всего этот вывод относится к рудным сульфидным месторождениям и их зонам окисления. Обычно первичные ореолы претерпевают существенные изменения, приводящие к перемещению элементов и образованию гипергенных минералов. В результате над месторождениями за счет первичных ореолов формируются вторичные ореолы, которые располагаются ближе к поверхности и методически проще обнаруживаются. Но их оценка и интерпретация сложнее, чем первичных ореолов. В результате гипергенных процессов первичные ореолы сульфидных и других месторождений легко выветривающихся руд существенно рассеиваются вплоть до исчезновения аномальных содержаний рудных элементов. При этом в периферийных частях ореолов не остается минералогических признаков, характерных, например, для "железных шляп". В других случаях, некоторые гипергенные преобразования первичных ореолов весьма благоприятны для поисковых целей особенно если они приводят к относительному расширению вторичных ореолов. Площадные размеры вторичных ореолов могут увеличиваться по сравнению с таковыми для первичных руд соответственно для месторождений: меди 2—5 раз, молибдена 2—10 раз, свинца в 2—8 раз. Протяженность ореолов жильных тел в 10—15 раз и более превышает их ширину. Обычно энергичным мигрантам свойственно образовывать более широкие и протяженные ореолы рассеяния. Но чаще наблюдается отрицательное влияние гипергенных процессов, связанных с выщелачиванием рудных

компонентов в почвах, корах выветривания и перекрывающих месторождения рыхлых отложениях.

Ореолы в зоне окисления полиметаллических месторождений. По данным Н.А. Охупкина, зоны окисления полиметаллических месторождений широко развиты на Енисейском кряже, где они как правило сопровождаются литохимическими аномалиями фиксируемыми в верхних частях рудных тел. Зоны окисления характеризуются значительной проработанностью, что устанавливается по отсутствию в них сульфидов и выносу всей или почти всей серы. Рудные элементы (свинец, цинк, медь и др.) выщелочены или входят в труднорастворимые соединения (церуссит, англезит, пироморфит-миметиазит, виллемит, каламин и др.). Границы между полностью окисленными и сульфидными рудами резкие и во многих местах находятся ниже современного уровня грунтовых вод на несколько десятков метров. Зоны окисления по колчеданным залежам имеют обычно трехчленное строение: верхняя часть (до 130 м) представлена бурыми, обычно каменистыми железняками, средняя (до 10 м) — кварц-пиритовыми сыпучками и нижняя — слабо окисленными сульфидными рудами. При окислении прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд подобной зональности не наблюдается. В этом случае зоны окисления или однородны, или характеризуются слабо выраженным неравномерным распределением гипергенных минералов. Устанавливается зависимость параметров вторичных ореолов от уровня эродированности зон окисления.

Определяющее влияние на характер вторичных литохимических аномалий оказывает вмещающая среда. Последняя обычно классифицируется на активную (известняки, в меньшей мере доломиты), полуактивную (различные сланцы, изверженные породы) и неактивную (кварциты, яшмы).

Бурые железняки зон окисления в известняках, где при гипергенезе обычно накапливается свинец и цинк, как правило, сопровождаются широкими и богатыми (1% и более) ореолами.

Из верхних частей древних зон окисления, залегающих в доломитах, свинец и цинк выносятся, поэтому здесь контрастность вторичных ореолов зависит от уровня эрозионного среза, как это установлено на одном из месторождений. При малом срезе литохимические аномалии на поверхности практически не проявляются, при среднем — фиксируются богатые ореолы свинца (1% и выше) и слабые (около 0,1%) цинка; при значительном — контрастные поля обоих элементов, почти подобны ореолам в известняках. При большом эрозионном срезе площади вторичных литохимических аномалий заметно сокращаются.

Намного слабее вторичные ореолы проявлены над бурыми железняками, залегающими в полуактивных породах (углеродистых, глинистых и других сланцах). Содержание свинца в литохимических аномалиях в этих условиях не превышает 0,1—0,3% даже в их эпицентрах. Наибольшие содержания этого элемента отмечаются в тех местах, где верхние, наиболее обедненные части зон окисления уничтожены эрозией, а обнажаются нижние, сохранившие свинец почти полностью. Цинк содержится в сотых и очень редко в десятых долях процента.

Самыми слабыми литохимическими аномалиями фиксируются зоны окисления в кварцитах и окварцованных сланцах, т. е. в неактивных средах. Содержания свинца и цинка во вторичных ореолах не превышают обычно сотых долей процента.

Таким образом, зоны окисления сопровождаются вторичными солевыми ореолами рудных элементов различной контрастности. Наиболее интенсивны литохимические аномалии в известняках, наименее — в кварцитах и окварцованных породах. Коэффициент контрастности достигает 100 у наиболее богатых аномалий и нескольких единиц — у слабо выраженных.

Геохимические ореолы в зоне окисления колчеданных месторождений. Характерной чертой различных типов колчеданных месторождений является сходство вещественного состава руд. Ведущими в таких рудах являются пирит, иногда пирротин, и в тех или иных количествах сульфиды меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, барит, кварц, хлорит и карбонаты. По различным количественным соотношениям между главными рудными минералами выделяется ряд промышленных типов руд: серноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, медно-цинк-колчеданных, барит-полиметаллических и др. Обычно на месторождениях существует несколько типов руд, но масштабы их запасов резко различны. В зависимости от преобладания тех или иных руд выделяются и типы рудных формаций: серноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая и др.

Кроме основных рудообразующих элементов (S, Fe, Cu, Pb, Zn) в колчеданных рудах постоянно присутствуют в повышенных количествах As, Sb, Ag, Au, Se, Tl, Cd, Ce, Ca, Hg, Ba, что свидетельствует о характерном геохимическом спектре элементов для этого типа месторождений.

Типичной особенностью колчеданного оруденения, наблюдаемой в рудных полях, в пределах месторождений и отдельных рудных телах, является его эндогенная зональность. Серноколчеданные руды обычно располагаются в нижних или центральных частях рудных тел, к периферии, особенно висячем их боку, они сменяются медноколчеданными, затем медно-цинкколчеданными, колчеданно-полиметаллическими и барит-полиметаллическими. Колчеданные рудные тела часто концентрируют только основные рудообразующие элементы (Cu, Zn, реже Pb), тогда как зоны максимальных концентраций других элементов-индикаторов могут быть пространственно разобщены с рудными телами, тем не менее занимая закономерное положение в зональной колонке общего ореола. По данным Э.Н. Баранова, некоторые ореолообразующие элементы (марганец, ванадий) присутствуют в рудных телах в фоновых и более низких концентрациях, для них характерно формирование околорудных ореолов выноса с аномальными концентрациями ниже фоновых. Все элементы, накапливающиеся в рудах, образуют ореолы. Но кроме них, образуют ореолы также элемент-примеси вмещающих пород (Mn, V, Cr, Ti, Sc и др.), которые перераспределяются в процессе околорудного изменения пород. Комплекса этих элементов (Cu, Zn, Pb, Ag, As и др.) практически достаточно для выявления и предварительной оценки геохимических аномалий,

Таблица 31

Состав эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений

Тип месторождений	Типоморфные ассоциации основных элементов-индикаторов	Элементы-индикаторы надрудных (в числителе) и подрудных (в знаменателе) зон
Серноколчеданный	Mo, Co	$\frac{Cu, Zn, Pb}{Mo}$
Медноколчеданный	Cu, Zn, Mo, Co	$\frac{Zn, Pb, Ag, Ba}{Mo, Co, Bi}$
Колчеданно-полиметаллический	Zn, Pb, Cu, Ag, Mo	$\frac{Zn, Pb, Ag, Ba}{Mo, Co, Cu, Bi}$
Полиметаллический	Pb, Zn, Ag, Cu	$\frac{Pb, Ag, Ba, Cd}{Cu, Co, Mo, Bi}$
Барит-полиметаллический	Ba, Pb, Zn, Ag, As	$\frac{Ba, Pb, Ag, Cd}{Cu, Mo, Co, Bi}$

связанных с колчеданным оруденением, поэтому они могут рассматриваться как основные элементы-индикаторы этого вида оруденения. Состав ореолов колчеданных месторождений (табл. 31) различного минерального типа качественно сходен, но четко отличается по уровню абсолютных содержаний элементов и их соотношениям. В табл. 32 приведены обобщенные ряды основных элементов-индикаторов, расположенных в порядке убывания нормированных продуктивностей их ореолов, в общих ореолах колчеданных месторождений (по Э.Н. Баранову) :

Таблица 32

Тип месторождения	Ряды элементов
Серноколчеданный	$Mo > Co > Cu > Zn, Pb, Ag, As, Ba$
Медноколчеданный	$Cu > Zn > Mo > Co > Pb > Ag > As > Ba$
Колчеданно-полиметаллический	$Zn > Pb > Cu > Ag > Mo > Co > As > Ba$
Полиметаллический	$Pb > Zn > Ag > Cu > As > Mo, Ba > Co$
Барит-полиметаллический	$Pb > Ag > Ba > Zn > As, Cu > Mo > Co$

Ореолы в корях выветривания пространственно и генетически связаны с исходным субстратом — с эндогенными ореолами, выходящими на поверхность рудовмещающих пород.

В качестве примера приводятся результаты геохимических поисков на Южном Урале, где широко развита площадная кора выветривания нижне-мезозойского возраста. В Верхнеуральском и Гайском рудных районах кора выветривания по андезит-базальтовым порфирирам представлена

каолинит-галлуазитовыми глинами, а по липарит-дацитовым порфирам и дацитовым порфирирам и метасоматитам — каолинитовыми глинами либо щебенисто-древянисто-глинистым материалом кварц-каолинит-гидрослюдистого состава. Мощность коры колеблется от первых метров до 50 м, увеличиваясь на месторождениях и в зонах разломов до 150 м.

Особенности геохимических ореолов в корях выветривания во многом зависят от степени эродированности рудных тел и сохранности коры выветривания. Выделяются: а) перекрытые эродированные месторождения, рудные тела которых выходят на древнюю эрозионную поверхность и б) перекрытые скрытые месторождения, где на древнюю эрозионную поверхность выходят только эндогенные ореолы.

По данным Э.Н. Баранова, формирование ореола в коре выветривания над эродированным рудным телом определяется развитием мощного (до 15 м) горизонта сплошных бурых железняков, площадь распространения которого обычно превосходит площадь выхода рудного тела. В бурых железняках устанавливаются высокоаномальные концентрации рудообразующих элементов, сопоставимые с их содержанием в рудных телах. Так, величины соотношений содержаний элементов в бурых железняках зоны окисления одного из месторождений к их содержаниям в рудах составляют: для Cu 0,1, Pb 0,7, As 0,8, Ag 1,1, Zn 1,3, Ba 3.

Аномальные концентрации элементов-индикаторов в глинистой коре выветривания устанавливаются на значительном расстоянии от бурых железняков, а вторичные ореолы большинства элементов (Cu, Zn, Pb, Co, Ag) в элювии у выходов рудных тел обычно совпадают с контурами первичных ореолов или несколько уступают им по площади.

Иногда над выходами первичных ореолов скрытых рудных тел образуются "сухаревидные" бурые железняки. Они обычно развиты по крутопадающим линейным зонам сульфидной вкрапленности с высокими концентрациями элементов-индикаторов. К таким зонам приурочены высокоаномальные поля Zn, Pb, Ba, Ag, Mo и Cu. По площади ореолы Cu, Zn, Pb и Ba в контурах  $Ca_2$  обычно значительно уступают первичным ореолам, а в контурах  $Ca_1$  могут значительно превышать их. Элементы в бурых железняках находятся в сорбированной форме в гидроксидах железа и марганца, в виде сульфатов (Pb, Ba, Ag) совместно с ярозитом или в виде карбонатов меди. В низкоаномальных концентрациях элементы-индикаторы (Zn, Ag и др.) фиксируются в глинистых минералах.

Совмещенность в пространстве вторичных ореолов в корях выветривания с первичными и унаследованность ими морфологии и состава первичных ореолов с закономерным уменьшением концентрации большинства элементов-индикаторов подтверждают остаточную природу вторичных ореолов в коре выветривания колчеданных месторождений.

Геохимические ореолы в корях выветривания обычно продолжают в перекрывающих их рыхлых отложениях. Чаще всего они приурочены к нижним горизонтам рыхлых отложений большой (до 60 м) мощности.

Критерии поисков колчеданного оруденения по ореолам в коре выветривания определяются их пространственными и генетическими связями с исходными первичными ореолами. Гипергенные ореолы, развитые в

корах выветривания и в почвах на них, как правило, наследуют элементный состав первичных ореолов, но концентрации элементов и продуктивности их ореолов существенно уменьшаются, что обусловлено разубоживанием гипергенных ореолов по сравнению с первичными в результате выноса рудного вещества за его пределы.

Несмотря на перераспределение элементов в системе "коренная порода — кора выветривания — почва", которое проявляется в преимущественном накоплении или выносе элементов в том или ином горизонте профиля выветривания соотношения концентраций элементов и в особенности их продуктивностей в гипергенных ореолах, развитых в почвах и элювии коренных пород, изменяются незначительно. Об этом свидетельствует близость геохимических спектров экзогенных и исходных первичных ореолов. Влияние конкретных ландшафтно-геохимических условий на изменение соотношений элементов в почвах в пределах ореолов сказывается незначительно, что еще раз подчеркивает ведущее значение фактора аномальных концентраций элементов-индикаторов в коренных породах для формирования гипергенных ореолов. Влияние ландшафтно-геохимических условий на формирование состава гипергенных ореолов отчетливо выявляется при сравнении соотношений продуктивностей одних и тех же элементов во вторичных и первичных ореолах. Величины этих отношений близки в сходных ландшафтных условиях, но существенно изменяются при переходе от одного класса ландшафтов к другим.

Более тесное "наследование" почвами соотношений элементов в первичных ореолах устанавливается при использовании соотношений групп элементов — коэффициентов зональности. Сравнение величин  $K_3 = (Zn + Pb)/(Cu + Co)$ , рассчитанных для ореолов в почвах исходных эндогенных ореолов, показало их удовлетворительную корреляцию при некотором занижении значений  $K_3$  в почвах.

Пространственное положение, морфология и площадные размеры ореолов в корах выветривания и в почвах определяются, прежде всего, положением, морфологией и размерами исходных эндогенных ореолов на эрозионной поверхности коренных пород. Наиболее тесное пространственное унаследование наблюдается для ореолов остаточного типа в почвах на маломощных элювиально-делювиальных отложениях. При малой мощности (первые метры) элювиально-делювиальных отложений площадь развития экзогенных ореолов может несколько превышать площадь выходов эндогенных ореолов, но при возрастании мощности этих отложений (до 10 м) размеры гипергенных ореолов резко уменьшаются.

Необходимо отметить, что обширные геохимические ореолы, выявляемые в элювиальных отложениях и в почвах около выходов эродированных рудных тел, по площади практически совпадают с вскрытыми эрозией эндогенными ореолами, окружающими эти рудные тела, и редко выходят за их пределы. Это свидетельствует о том, что и в данном случае размеры и морфология эндогенных ореолов определяют размеры и морфологию гипергенных. Аналогичная картина наблюдается и для остаточных ореолов в корах выветривания над эродированными рудными телами.

Унаследование остаточными ореолами геохимического спектра исходных эндогенных ореолов позволяет интерпретировать геохимические аномалии коры выветривания в почвах в соответствии с критериями, разработанными для эндогенных ореолов. Определяющими критериями при интерпретации таких аномалий являются ассоциации элементов-индикаторов и ряды нормированных продуктивностей, которые позволяют надежно выделять геохимические аномалии, связанные с колчеданным оруденением, среди аномалий, обусловленных оруденением иного типа.

В районах, где развиты аллохтонные отложения, возможности традиционных наземных геохимических поисков ограничены. Поэтому на площадях с аллохтонным покровом проводятся как глубинные поиски с бурением скважин по аллохтонным отложениям до коры выветривания, опробование которой позволяет выявлять ореолы по данным спектрального анализа, так и обычные поиски с опробованием почв, которые анализируются экспресс-методами фазового анализа. В отдельных случаях уверенное выделение наложенных ореолов в почвах достигается расчетом интегральных характеристик.

Комплексное изучение геохимических ореолов проводилось на трех медноколчеданных месторождениях в Мугоджарах, где развита кора выветривания нижнемезозойского возраста. Она представлена нижними горизонтами профиля, в котором преобладают монтмориллонит, иллит и гидрохлорит, на отдельных участках отмечается каолинит.

Первое месторождение представлено несколькими крутопадающими телами медных и цинково-медных руд, выходящих на эродированную поверхность палеозойских эффузивов. В разрезе рыхлых образований выделяется кора выветривания мощностью от 10 до 60 м вблизи рудных тел, которая перекрыта маломощными (0,5–1,5 м) аллохтонными суглинками. Исключая центральную часть месторождения, где почвы формируются на элювии, выходы рудных тел представлены окисленными образованиями с высокими концентрациями основных рудных элементов — меди ( $\bar{C} = 0,32\%$ ) и цинка ( $\bar{C} = 0,17\%$ ). Это обстоятельство в сочетании с распространением редкой вкрапленности хризоколлы и низкими pH подземных вод свидетельствуют о незавершенности формирования зоны окисления.

В околорудном пространстве месторождения установлены первичные ореолы цинка, меди, свинца, мышьяка, кобальта; высокие концентрации молибдена и серебра свойственны только рудам. Наиболее контрастные и значительные первичные ореолы образуют цинк, медь и кобальт.

В коре выветривания фиксируются вторичные ореолы тех же элементов. Их размеры в плане в два-три раза превышают таковые первичных ореолов. Можно предполагать наличие двух зон в контуре ореола: остаточного ореола, совпадающую с первичным, и наложенного ореола за его пределами. Активная миграция кобальта в коре выветривания на первичном ореоле приводит к его выносу, накоплению в зоне вторичного ореола и образованию отрицательной аномалии.

Вторичные ореолы в почвах являются наложенными, поскольку почвообразующим субстратом является аллохтон (за исключением локаль-

ного участка в центре месторождения). В плане вторичные ореолы цинка, меди и кобальта хорошо совпадают с первичными. Зона наложенного ореола в коре выветривания не отражается в почвах.

Второе месторождение представлено крупной слепой линзообразной залежью преимущественно медно-цинковых руд. На эродированную поверхность палеозоя выходит лишь надрудная часть первичного ореола. На большей части месторождения рудовмещающие породы покрыты корой выветривания мощностью от 5 до 25 м. По данным А.Д. Карпова, подземные воды в коре выветривания месторождения имеют слабощелочную и нейтральную реакции, гидрокарбонатно-хлоридный состав и низкую (до 1 мг/л) минерализацию. В то же время, воды более глубоких горизонтов, где распространены неокисленные руды и первичные ореолы, характеризуются кислой (рН от 2,6 до 4) реакцией, сульфатным составом и высокой (до 75 мг/л) минерализацией в основном за счет железа. Эти данные, а также отсутствие вторичных минералов меди и цинка, позволяют предполагать близкое к завершению окисление сульфидных минералов и промежуточных продуктов их разложения в коре выветривания.

Образования коры выветривания на большей части месторождения перекрыты четвертичными отложениями мощностью до 10 м. Они представлены аллювиальными песками и покровными суглинками предположительно золотого происхождения.

Рудное тело сопровождается первичными ореолами цинка, меди, свинца, серебра, молибдена, мышьяка, олова, а также ореолами выноса кобальта, никеля, хрома, ванадия. Вторичные ореолы этих элементов в коре выветривания имеют меньшую площадь и интенсивность. Исключением является распределение меди и особенно цинка, площадь аномальных концентраций которых в 2–3 раза превышает площадь первичного ореола (рис. 33). Таким образом здесь, как и на предыдущем участке, вторичный ореол состоит из центральной остаточной зоны и периферийной – переотложенной, образованной при фильтрации в подземных водах подвижных соединений меди и цинка. Оба элемента в периферийной зоне связываются гидроксидами железа, поскольку установлена прямая зависимость их содержания от количества валового железа.

В аллохтоне зафиксированы наложенные ореолы всех элементов, образующих положительные первичные аномалии. Их размеры и интенсивность существенно меньше, нежели в породах и коре выветривания, в особенности в верхних интервалах аллохтона. В плане ореолы совпадают лишь с контурами первичного ореола (см. рис. 33). Характерно, что внешние зоны вторичного ореола цинка и меди в коре выветривания не находят своего отражения в аллохтоне, несмотря на высокие абсолютные концентрации этих элементов в коре выветривания и контрастность аномалии.

В почвах, материнской породой которых являются дальнеприносные образования, не зафиксировано вторичных ореолов элементов-индикаторов. Лишь цинк образует контрастную вторичную аномалию, разобщенную в плане с ореолом в аллохтоне. На рис. 33 видно, что вторичный ореол цинка в почвах фиксирует западный фланг первичного ореола на участке, где аллохтон отсутствует или имеет минимальную (< 2 м) мощность.

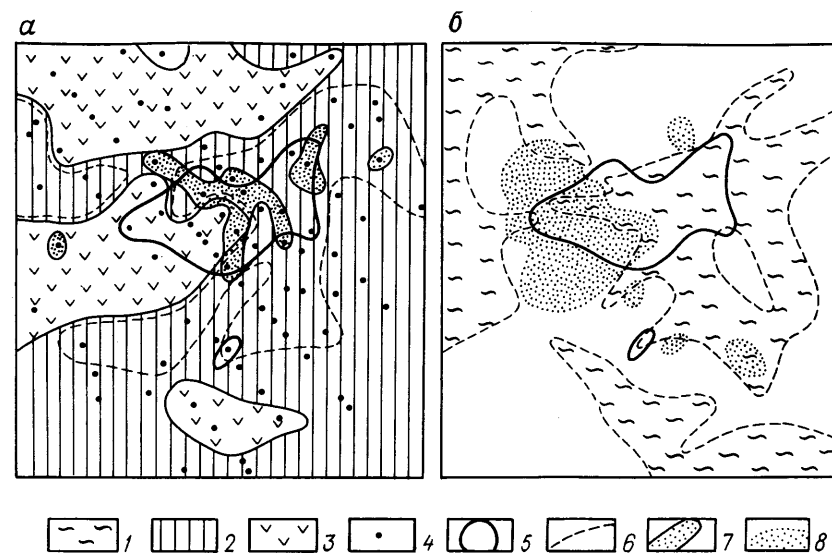


Рис. 33. Совмещенный план литохимических ореолов цинка (а – в аллохтоне, коре выветривания и коренных породах; б – в почвах и коренных породах):

1 – аллохтонные отложения; 2 – кора выветривания; 3 – коренные породы; 4 – буровые скважины; 5–8 – литохимические ореолы (5 – первичные, 6 – вторичные в коре выветривания, 7 – вторичные наложенные в аллохтоне, 8 – вторичные в почве)

Здесь же отмечены аномальные концентрации этого элемента в золе растений (попыни). И в том и в другом случаях повышенные количества металла поступают в почву из коры выветривания через корневую систему.

Третье месторождение представлено четырьмя линзообразными телами медных и медно-цинковых руд, два из которых на северном фланге выходят на эродированную поверхность палеозоя и практически не затронуты окислительными процессами.

На коренных породах широко распространена кора выветривания мощностью до 15 м, которая полностью эродирована на участках выхода рудных тел и внутренней зоны их первичного ореола. Коренные породы, руды и кора выветривания перекрыты сплошным чехлом палеоген-неогеновых и четвертичных дальнеприносных образований мощностью 40–60 м. Нижняя часть их разреза представлена палеогеновыми бентонитовыми глинами с пластами глауконитовых песков. Зеленая окраска глин, конкреции марказита, включения лигнита свидетельствуют о восстановительной обстановке их формирования. Средняя часть разреза сложена неогеновыми обохренными, каолиновыми и гидрослюдистыми глинами с линзами кварцевых песков. Четвертичные отложения представлены песчано-галечными отложениями и покровными суглинками. Подземные воды гидрокарбонатно-кальциевые, имеют широкий диапазон рН – от слабощелочных до слабощелочных.

В околорудном пространстве месторождения установлены первичные ореолы той же группы индикаторов, что и для остальных изученных объектов. Характерно наличие ореолов выноса хрома и ванадия.

В коре выветривания распространены ореолы меди, цинка, серебра, мышьяка, молибдена, олова, причем площадь распространения аномальных концентраций меди и цинка в 1,5–2 раза превосходит таковую для первичных ореолов. Таким образом, как и на предыдущих месторождениях, вторичные ореолы этих металлов имеют центральную остаточную зону, согласующуюся в плане с контуром первичного ореола, и периферийную — наложенную.

В аллохтонном чехле зафиксированы наложенные ореолы цинка, меди, серебра, мышьяка, олова, молибдена. Контрастность ореолов мышьяка, олова и молибдена здесь близка к таковой в коренных породах, а меди, цинка, серебра — ниже.

Анализ пространственного распределения элементов и их корреляционных связей позволил выделить в дальнеприносных образованиях две группы индикаторов оруденения: наложенные ореолы цинка и меди наиболее тесно пространственно связаны с коренным оруденением и не выходят за пределы палеогеновых глин (нижней части разреза); ореолы серебра, мышьяка, олова, молибдена значительно распространены по разрезу рыхлых образований, в ряде случаев достигают поверхности.

Сравнение морфологии и других характеристик мультипликативных ореолов выделенных групп элементов по разрезам с различным геологическим строением фундамента показало их существенное различие. На северном фланге, где аллохтонные осадки перекрывают неокисленные руды и первичный ореол, мультипликативный ореол меди и цинка в палеогеновых глинах имеет линзообразную форму, выше представлен серией разобщенных аномалий. Групповой ореол серебра, мышьяка, олова, молибдена непрерывен по разрезу, имеет грубо столбообразное очертание и достигает поверхности (рис. 34). На южном фланге, где распространены слепые рудные залежи и околорудное пространство представлено элювием, наблюдается иная ситуация. Интенсивность наложенных ореолов здесь резко снижается, они приобретают линзообразную форму и фиксируются в виде разобщенных аномальных участков преимущественно в низах разреза (см. рис. 34). Сопоставление линейных продуктивностей мультипликативных ореолов подтверждает отмеченные закономерности (табл. 33).

Таким образом, основным источником рудного вещества наложенных ореолов являются неокисленные и слабоокисленные руды и первичные ореолы. Окисление их, возможно с меньшей интенсивностью, продолжается и после захоронения месторождений.

В древней коре выветривания при завершении окисления сульфидов в остаточных вторичных ореолах и верхних интервалах зон окисления происходит смена сильноокислой обстановки на нейтральную и слабощелочную. При этом элементы-индикаторы связываются в труднорастворимые соединения, среди которых главная роль принадлежит оксидам и гидроксидам железа, меньшее значение имеет сорбция на глинистых мине-

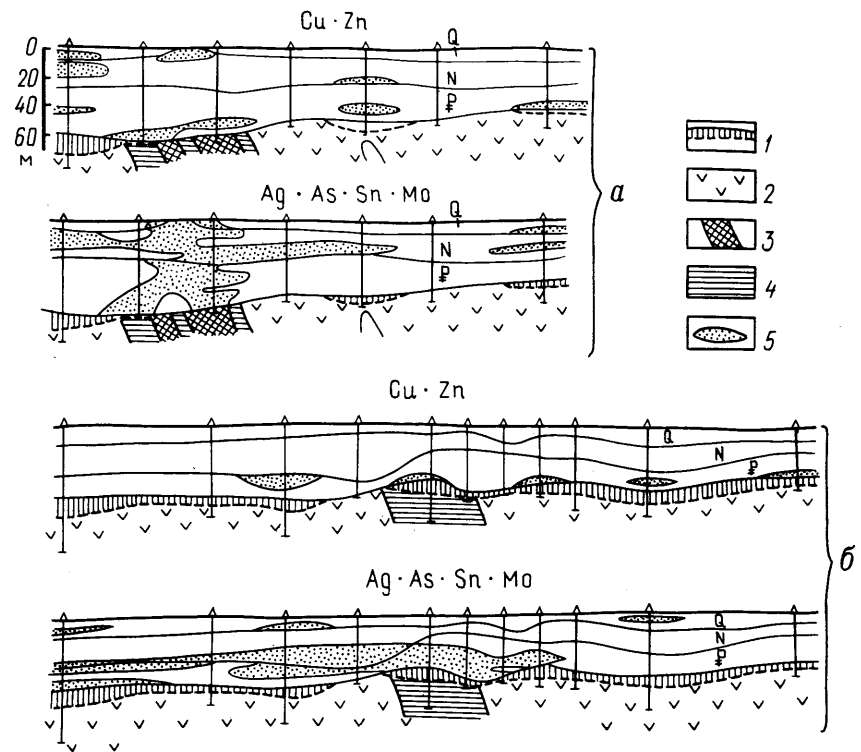


Рис. 34. Наложённые мультипликативные ореолы одного из месторождений в аллохтоне. На поверхности палеозоя (а — без коры выветривания, б — с корой):

1 — кора выветривания; 2 — коренные породы; 3 — колчеданные руды; 4–5 — литохимические ореолы (4 — первичные, 5 — вторичные)

ралах. Дальнейшая миграция ореолообразующих элементов практически прекращается.

После захоронения коры выветривания рудное вещество остаточных ореолов и зон окисления месторождений не участвует в образовании солевых наложенных ореолов. В приведенных выше примерах показано, что внешние (эпигенетические) зоны ореолов в коре выветривания не находят отражения в перекрывающем аллохтоне. В других случаях (при незавершенности процесса окисления) наличие коры выветривания над первичными ореолами резко ослабляет интенсивность и контрастность наложенных ореолов. Подобные явления отмечены и на некоторых месторождениях Южного Урала, где наложенные ореолы не образуются даже над интенсивно минерализованной корой выветривания и "железными шляпами".

Как в коре выветривания, так и в аллохтонных отложениях (особенно аридных областей) элементы вторичных ореолов трудно усваиваются корневой системой растений, что препятствует накоплению их в почвах.

Таблица 33

## Средние линейные продуктивности

Местоположение наложенных ореолов	Cu-Zn, м% $\cdot 10^{-4}$			Ag-As-Sn-Mo, м% $\cdot 10^{-15}$		
	Палеоген	Неоген	Четвертич- ные отло- жения	Палеоген	Неоген	Четвертич- ные отло- жения
Над неокисленными рудами и первичными ореолами	82	26	3	159	85	14
Над вторичными ореолами в коре выветривания	36	5	0	56	16	4
Над безрудными породами (ложные аномалии)	17	9	2	3	8	1

Таким образом, древние коры выветривания являются малоблагоприятным фактором при формировании наложенных ореолов в аллохтонных отложениях и почвах, что необходимо учитывать при поисках.

Рассмотрим критерии оценки и интерпретации литохимических ореолов.

1. Положение пересечения эндогенного ореола, в частности уровень его эрозионного среза, оценивается по составу ореола; по ассоциации элементов и соотношениям их концентрации, в основном по величинам коэффициентов зональности. Прямыми поисковыми признаками скрытого колчеданного оруденения являются геохимические ореолы надрудных элементов-индикаторов (Zn, Pb, Ag, Ba;  $K_3 \geq 2$ ). На подрудный срез ореолов указывает молибдено-кобальтовый (с Cu, Zn) состав и  $K_3 \leq 0,5$ .

Для выяснения возможности оценки уровня эрозионного среза по соотношениям групп элементов-индикаторов рассчитываются индикаторные отношения как по первичным, так и по вторичным ореолам.

Например, в первичном ореоле величина мультипликативных показателей (в условных единицах) составила: для надрудных элементов (Pb-Zn-Ag) 700; для подрудных элементов (Mo-Co) 49; величина (Pb-Zn-Ag) / (Mo-Co) 14. В соответствующем вторичном ореоле, сформированном в условиях элювиального ландшафта, те же показатели имеют следующие значения: для надрудных элементов 785, подрудных 121; величина отношения 6,5.

2. Возможная глубина залегания скрытых метасоматических рудных тел определяется по составу ореола с учетом его структурной позиции (сквозные и экранированные структуры, положение экранирующих горизонтов, поверхностей) и типа вертикальной зональной колонны ореола (сжатой или растянутой). Комплексные геохимические ореолы надрудных элементов-индикаторов (Zn, Pb, Ag, Ba) являются признаками скры-

тых рудных тел на глубинах до 300 м в пологопадающих структурах и 300 м и более — в крутопадающих. Би- и моноэлементные аномалии надрудных элементов-индикаторов (Zn, Pb, Ag, Ba) могут быть индикаторами более глубокозалегающих рудных тел.

3. Геохимические критерии интерпретации и оценки гипергенных аномалий определяются их пространственными и геохимическими связями с эндогенными ореолами. На характер этих связей влияют ландшафтно-геохимические условия, в особенности тип и мощность перекрывающих рыхлых отложений.

В условиях ортоэлювиальных ландшафтов гипергенные геохимические аномалии пространственно наследуют первичные ореолы, по их параметрам возможна интерпретация типа оруденения и оценка уровня эрозионного среза эндогенного ореола.

В условиях неозэлювиальных ландшафтов поверхностные геохимические аномалии могут указывать на положение перекрытого рудного тела или эндогенного ореола, но возможности интерпретации и оценки последних по параметрам гипергенных аномалий ограничены. Литохимические ореолы в почвах имеют специфический состав, обусловленный влиянием на процессы их формирования геохимических условий ландшафтов. Особенность их формирования связана прежде всего с перераспределением рудных элементов в почвенном профиле вследствие почвообразовательных процессов. По данным Э.Н. Баранова, в лесах образуются дерново-подзолистые, подзолистые и другие почвы. Дерновой процесс почвообразования характеризуется аккумуляцией макро- и микроэлементов в верхнем гумусовом горизонте, подзолистый процесс — выносом многих элементов верхних горизонтов в нижние (иллювиальные) горизонты.

Для почв подзолистого ряда максимум концентрации микроэлементов устанавливается в иллювиальных нижних горизонтах (B, BC). В дерново-слабоподзолистых или серых лесных неоподзоленных или слабоподзолистых почвах рудные элементы относительно равномерно распределены в профиле.

В почвах, развитых на элювии коренных пород, устанавливаются контрастные аномалии ( $K_a$  4–10) основных элементов-индикаторов, пространственно совпадающих с выходами рудных тел и эндогенных ореолов на эрозионную поверхность. В горно-таежных почвах наблюдается преимущественное накопление Cu, Zn, Pb, Mo, Co и других элементов-индикаторов в иллювиальном (B) горизонте почв. В горно-лесных и горно-дерновых почвах распределение элементов по профилю почв относительно равномерное при несколько большей аккумуляции Pb, Mo и Co в горизонтах A и B по сравнению с горизонтом C.

В широколиственных лесах формируются бурые лесные почвы. Для них характерно активное выветривание первичных минералов, образование вторичных глинистых минералов и равномерное распределение многих элементов по почвенному профилю при тенденции к выносу некоторых рудных элементов (особенно молибдена) в нижние горизонты.

Распределение элементов-индикаторов по профилю горно-лесных бурых почв равномерное, только для молибдена установлено уменьшение

концентраций в верхних (А и Б) горизонтах по сравнению с горизонтом С. Содержания Cu, Zn, Pb и Mo в почвах в пределах ореолов, как правило, в 2–4 раза ниже чем в исходных первичных ореолах, а содержания Ba, Co — соответственно близки. В лесостепи развиваются серые лесные почвы под пологом лиственных лесов и лесостепные черноземы, представленные оподзоленными, выщелоченными подтипами, на участках луговой степи. Физико-химические свойства таких почв благоприятствуют аккумуляции микроэлементов, но при активном проявлении процессов оподзоливания создаются условия для выноса их в нижние иллювиальные горизонты.

Особенности проявления гипергенных ореолов в лесостепной зоне рассмотрены Г.Н. Засухиным на примере медноколчеданного месторождения (Южный Урал). На участке месторождения развита кора выветривания мощностью до 20 м и аллохтонные песчано-глинистые отложения, мощностью до 30 м. Почвенный покров сложен выщелоченными черноземами. Ореолы в рыхлых отложениях, как уже отмечалось выше, прослеживаются через всю толщу до почвенного покрова.

Во всех горизонтах почв месторождения широко проявлены ореолы Zn, Cu и Mo и локально — ореолы Ba, Co. Ореолы имеют низкую интенсивность ( $K_3 - 1,5-5$ ). Распределение элементов по профилю почв в ореолах и на безрудных (фоновых) площадях довольно равномерное, только для Pb и Mo (в ореоле) и для Mo, Co и Ba (на фоне) отмечается некоторая аккумуляция в горизонте А. Сравнение ореолов в почвах и подстилающих глинах и суглинках показывает, что в почвах происходит накопление Cu, Zn, Mo и Co, концентрации Pb не изменяются, в Ba резко уменьшаются. Ореолы в почвах обнаруживают тесную пространственную связь с ореолами в коре выветривания.

Для степной зоны характерно образование черноземных почв, обогащенных микроэлементами, значительная часть которых находится в гумусовом горизонте в подвижной "солевой" форме.

Ореолы в почвах степных ландшафтов рассматриваются Э.Н. Барановым на примере медноколчеданного месторождения (Южный Урал), где развита площадная кора выветривания и аллохтонные рыхлые отложения.

Ореолы интенсивно развиты в коре выветривания мощностью 30–50 м и прослеживаются через всю толщу аллохтонных глин и суглинков мощностью 40–70 м до почвенного покрова, в котором установлены аномалии Mo, Co, Cu, Pb, Zn, Ag. Площадь распространения ореолов в почвах превышает площадь выхода рудного тела. Контрастность ореолов в почвах невелика ( $K_3 2,5-3,6$ ), относительно высокая она для ореолов молибдена ( $K_a 3,6$ ) и низкая — для ореолов меди ( $K_a 2,8$ ) и кобальта ( $K_a 2,5$ ). Концентрации Cu, Zn, Mo закономерно возрастают от горизонта С к горизонту А (элювиально-аккумулятивный коэффициент  $K_a 1,2-2,2$ ), для Pb и Co — существенно не изменяются.

Ореолы в почвах развиты на тех участках, где они проявлены в подстилающих глинах и суглинках. Но при этом ореолы в почвах иногда не совмещаются в вертикальном разрезе на 2–5 м и более с ореолами в рыхлых

отложениях. Такая несовместимость особенно характерна для ореолов цинка и свинца. Наиболее широко и интенсивно ореолы развиваются в горизонте А. Пространственно они практически совпадают с исходными первичными или вторичными (остаточными) ореолами, несколько превышая их по площади.

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПА И СОСТАВА ЭНДОГЕННЫХ ПОРОД И РУД ПО ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

По геохимическому и минеральному составу коры выветривания вполне достоверно устанавливается характер рудоносности субстрата и генетический тип материнских горных пород. Эти задачи решаются в процессе изучения самой коры выветривания и последующих аналитических исследований. При оценке геохимических ореолов коры выветривания опробуются отдельно зоны вертикального профиля коры, поскольку в каждой зоне поведение элементов резко различно. Равномерность распределения рудных элементов по вертикальному профилю коры зависит от их подвижности в водных ореолах, что в свою очередь зависит от количества и устойчивости в условиях гипергенеза гипогенных минералов-индикаторов и концентраторов. Таким образом, строение и состав (в вертикальном разрезе) солево-механических ореолов зависят от степени устойчивости рудных минералов к процессам выветривания. Кора выветривания различных горных пород и руд обладает специфическими геохимическими и минералогическими особенностями, позволяющими вполне определенно установить генетический тип субстрата и характер его рудоносности.

По характеру ассоциаций и содержаниям микроэлементов и аксессуарных минералов в коре выветривания можно оценивать их концентрацию в материнских породах и разбраковывать вторичные ореолы. Например, кора выветривания, развитая на щелочных и нефелиновых сиенитах, контрастно отличается от кор выветривания, развитых на других породах, по содержаниям циркония, лантаноидов, титана, тория, галлия, бария и стронция, циркона, ильменита, монацита, апатита и магнетита.

Часто важную информацию о коренном источнике можно получить, изучая минералы, обнаруживаемые в шлихе, взятом в коре выветривания.

Минералы могут изучаться различными методами: определяются набор и число элементов-примесей, характер и особенности газовой-жидких включений, физические свойства, (термоэдр, электропроводность, твердость), изотопный состав, абсолютный возраст, такие чисто внешние типоморфные особенности, как габитус, цвет, блеск, размер и др. Все это дает возможность получить большую информацию о материнских образованиях.

Так, по данным А.В. Костерина, рудоносные скаполитовые метасоматиты, в отличие от нерудоносных, имеют высокую железистость главных минералов — 80–88 % андрадитовой молекулы в гранате, а магнетит со-



Таблица 34

Содержание олова и золота в минералах-концентраторах из рудных зон и пустых участков, г/т (по данным В.В. Ляховича)

Элемент	Минерал	Безрудные участки	Рудные зоны
Sn	Турмалин	10–29	310–10000
	Магнетит	23–33,2	980–1700
	Гранат	23,5–60	630–5800
Au	Турмалин	0,012	2,8–3,7
	Магнетит	0,032–0,048	39,7–64,8

держит повышенные количества (0,6–2,0 %) диоксида титана. Богатые кимберлитовые трубки характеризуются преобладанием ильменита с отрицательными, а бедные – с положительными термоэдр.

Минералы промышленно-слудоносных пегматитов при нагревании от 120 до 280 °С дают 25–60 % всех импульсов декрепитации, тогда как минералы непромышленных пегматитов того же типа только 6–25 %, а бесплодные пегматиты 6 %. Многие рудные минералы (сульфиды, шелит, сподумен и др.) не сохраняются в коре выветривания, полностью гидролизуются и окисляются. Поэтому оценить рудоносность материнского субстрата по аномальным участкам в коре выветривания возможно лишь путем изучения устойчивых в коре выветривания минералов-концентраторов. Содержание рудных элементов в таких минералах в десятки и сотни раз больше по сравнению с аналогичными минералами из безрудных пород. Так, содержание ниобия в биотитах безрудных гранитоидов не превышает 50–100 г/т, в то время, как в гидробиотите из гидрослюдистой зоны коры выветривания колумбитоносных апогранитов концентрация пентоксида ниобия повышается до нескольких тысяч грамм на тонну.

Многие минералы-концентраторы (гранаты, турмалин и др.) характеризуются повышенными содержаниями искоемых элементов, особенно в месторождениях (в 1000 раз выше), по сравнению с теми же минералами безрудных участков (табл. 34). Минералы-концентраторы дают возможность проводить прямые шлихо-геохимические поиски по шлихам, в которых отсутствуют прямые минералогические поисковые указатели (рудные минералы и их спутники).

Наиболее широко распространенным минералом зоны окисления является лимонит – энергичный сорбент рудных элементов и их спутников, высвобождающихся при окислении руд, вследствие чего лимониты рудных зон содержат в 100–1000 раз больше этих элементов, чем лимониты пустых участков. Присутствие рудных лимонитов в шлихе позволяет проводить прямые шлихо-геохимические поиски месторождений, представленных чисто солевными ореолами рассеяния.

Ниже приведены содержания элементов-примесей в лимонитах зоны окисления Борнео и Сьерра-Леоне, г/т (по данным Х.Е. Хокса и Дж.С. Узбба):

Элементы . . . . .	Cu	Pb	Mo	Au	Ag
Рудоносная зона . . . . .	11000	400–900	400–600	0,3–20	6,6–13
Нерудоносная зона . . . . .	100	50	10	Следы	Следы

Использование спектральных анализов при шлиховом опробовании расширяет возможности минералогических исследований, помогая извлекать информацию о материнских породах (рудах) коры выветривания. Наряду с отбором геохимических проб из исходного материала коры выветривания на стадии поисковых работ отбираются навески на спектральный анализ также из обесшламленных зернистых классов или обогащенных фракций. Результаты спектрального анализа уверенно показывают наличие танталит-колумбитов в коре выветривания при чувствительности по танталу – 0,02 % и ниобию – 0,0003 %. Появление танталит-колумбита в коре выветривания фиксируется при содержании сотых и тысячных долей процента ниобия. Такие данные могут позволить отбраковывать пустые пробы. Не менее важным при шлихо-геохимическом опробовании является изучение геохимических особенностей минералов, т. е. содержания в них основных элементов и элементов-примесей, закономерно изменяемых в зависимости от условий образования. По данным Н.А. Солодова, надежно определяется тип пегматита по соотношению взаимно-коррелирующих рубидия и цезия, а также калия и цезия в микроклинах (табл. 35).

Такая корреляция надежна лишь для нижних горизонтов коры выветривания, где частично сохраняется еще невыветрелый микроклин. Вполне определенно ведут себя тантал и ниобий в минералах группы колумбит-танталита (табл. 36).

Также закономерно изменяется содержание тантала и ниобия в гранатах, ильменитах и цирконах (табл. 37).

Аналогичные выводы о составе материнских пород можно сделать и по другим акцессорным шлиховым минералам устойчивым в коре выветривания. Определение характерных ассоциаций элементов-примесей в акцессорных минералах из коры выветривания поможет в каждом конкретном случае определить тип коренных пород и решить вопрос о целесообразности проведения дальнейших поисковых работ.

Разновидности самых обычных минералов шлиха, отличающихся от типичных для исследуемого региона по цвету, форме, размеру и т. д., часто являются минералами-индикаторами искоемых месторождений. Например, кристаллы циркона светлые, непрозрачные, гиацинтовые или дипирамидальные, различных цветов чаще всего встречаются в пегматитах или щелочных породах. Анализируя выделяемые таким образом цирконы, по соотношению Zr/Hf можно с большей уверенностью судить о характере коренного источника, так как в цирконах содержание гафния и соответственно их соотношение изменяются вполне закономерно в зависимости от генезиса минерала (табл. 38).

Таблица 35

Типы пегматитов	Rb/Cs	K/Cs
Альбит-сподуменовые	27	556
Альбитовые	21	435
Микроклин-альбитовые	8–12	75–322

Таблица 36

Порода	Ta/Nb
Редкометалльные гранитные пегматиты	0,3–7,0
Редкометалльные граниты	0,3–2,3
Редкометалльные нефелиновые сиениты и их пегматиты	0,06
Карбонатиты	0,04

Таблица 37

Порода	Nb/Ta		
	гранат	ильменит	циркон
Редкометалльные пегматиты	3,0	–	–
Редкометалльные и редкоземельные пегматиты	1,2	0,06–0,1	1,7–2,0
Гранодиориты	–	0,03	–
Граносиениты	–	0,01	0,5
Щелочные пегматиты и альбититы	–	–	0,2–0,3
Рибекитовые граниты	–	0,003	0,1
Щелочные ультрабазиты и их пегматиты	0,04–0,1	–	–

Таким образом, еще не вскрыв буровыми скважинами или шурфами материнские породы, а проанализировав циркон из шлиховых проб, отобранных в верхних горизонтах коры выветривания, можно достаточно достоверно судить о составе пород субстрата.

При шлихо-геохимических поисках проводится геохимический анализ не только отдельных минералов шлиха, но и различных фракций, их содержащих. Это исключает трудоемкую и дорогостоящую работу по отборке отдельных минералов.

Возможность проведения поисков таким методом обеспечивается тем, что гидроксиды и минералы-концентраты содержат такие количества

Таблица 38

Материнские породы циркона	Zr/Hf
Основные и средние породы	15–70
Нормальные граниты	28–50
Щелочные граниты	55–90
Нефелиновые сиениты	80–160
Гранитные (редкометалльные) пегматиты	3–20

искомых рудных элементов, что даже несмотря на разубоживание шлиха посторонними минералами, они довольно уверенно выявляются при спектральном анализе шлиха в целом. При этом контрастность аномалий резко увеличивается, если анализируется не весь шлих, а отдельные его фракции, поскольку нужный минерал концентрируется, как правило, в одной из них.

Решение вопроса о том, какую из фракций и на какие элементы анализировать, определяется возможным типом искоемых рудных месторождений и их примерным минеральным составом. При поисках полиметаллических руд скарнового типа прежде всего необходимо анализировать электромагнитную фракцию на Pb, Zn, Cu, Sn, где концентрируются гранаты. Для выявления золоторудных месторождений с рассеянным золотом желательно подвергать геохимическому анализу гидроксиды железа (электромагнитная фракция). Шлихо-геохимический метод использует практически все минералы, содержащиеся в шлихе, ибо в составе рудных тел всегда имеются устойчивые к выветриванию минералы-концентраты и носители, а на выходах в зоне окисления образуются гидроксиды железа. Этот метод позволяет искать и определять руды, главные минералы которых неустойчивы в коре выветривания и окисляются.

При выветривании эндогенных минералов-носителей и концентратов большая часть микроэлементов прочно связывается глинистыми минералами. Эта часть, так же как и микроэлементы, находящиеся в реликтах устойчивых эндогенных минералов, при образовании элювия механически не перемещаются. Поэтому содержание большинства микроэлементов в элювии соответствует, как правило, содержанию их в коренных породах. Объясняется это тем, что элювий представлен глинистым веществом, которое является активным концентратом рудных элементов. С глинистым материалом (фракции < 0,001 мм) может аккумулироваться до 80 % этих элементов (от их исходного количества в пробах). Гидрослюда и монтмориллонит в большей мере, чем каолинит, служат минералами-концентратами рудных элементов. Таким образом, в районах широкого развития кор выветривания при геохимических поисках полезных ископаемых глинистое вещество должно быть объектом детального изучения (выделение глинистых фракций, их количественный и полуквантитативный анализы).

Сведения о составе минералов в коре выветривания надежно используются для диагностики материнских пород субстрата, исходя из того, что каждой петрографической разновидности пород соответствует определенная ассоциация остаточных акцессорных и гипергенных минералов. Причем, повышение концентрации рудных минералов в тяжелой фракции шлихов указывает на рудоносность субстрата.

Развитие различных минералогических типов (профилей) коры выветривания предопределяется составом материнских пород. По сиенитам образуется кора с бейделлит-гидрослюдистым профилем; по гранитоидам — каолин-гидрослюдистым, по габброидам — гидрохлорит-галлуазитовым и т. д.

Наличие характерных парагенетических ассоциаций элементов: рубидий — цезий, калий — цезий, тантал — ниобий, цирконий — гафний, ниобий — титан, иттриевые редкие земли — цериевые редкие земли позволяет сделать выводы о характере металлоносности коры выветривания и материнских коренных пород.

Корреляция первичных и адекватных им остаточных и вторичных литохимических ореолов позволит резко повысить эффективность поисков эндогенного оруденения. Комплексное изучение кор выветривания кроме того позволяет реконструировать минеральный состав эндогенных руд, прогнозировать морфогенетический тип и запасы в месторождениях, эффективней проводить поиски скрытых месторождений по вторичным и остаточным ореолам. При реконструкции первичных ореолов по вторичным необходимо учитывать: геохимию элементов, участвующих в ореолообразующих процессах в зоне выветривания (миграционные свойства, индикаторные отношения, минералогию, ландшафт и т. д.), геоморфологию района, гидрогеологические условия объекта, геохимические свойства коренных пород (руд) — в том числе вскрываемость (степень выщелачивания) минералов.

Выявление закономерностей поведения рудных элементов в процессе корообразования позволяет установить характеристику вторичных (остаточных) ореолов по подзонам коры, в результате чего можно качественно и количественно интерпретировать их и судить о первичных ореолах и характере эндогенного оруденения. Правильная оценка геохимических ореолов возможна лишь при условии установления взаимосвязи форм нахождения рудных элементов в исходных породах и продуктах выветривания подзон вертикального профиля. В свою очередь, решение этих вопросов возможно лишь при установлении факторов, определяющих физико-химическое состояние среды, где происходило выветривание, и причины накопления или выветривания элементов в корях выветривания.

На основе изучения взаимоотношений первичных и вторичных ореолов определяется закономерность в корреляционных связях между ними в различного типа месторождениях и ландшафтах. Выявленные закономерности позволят построить эталонные схемы (макет) реконструкции первичных ореолов по вторичным ореолам.

Одним из способов корреляции первичных и вторичных ореолов является установление форм нахождения элементов-индикаторов в типо-

Таблица 39

Редкие элементы-примеси в гипергенных новообразованиях

Рудообразующие элементы-примеси	Сопутствующие элементы	Первичные минералы	Гипергенные рудные новообразования	Осадители (сорбенты и др.)
Te		Галенит, буланжерит, дисульфиды железа	Плюмбоярозиты, гидроксиды марганца, бедантит	Ярозиты, гидроксиды марганца
Cd		Сфалерит	Монтеймиты, лимониты	Темно-коричневые охры, гидроксиды железа
Ge	Ag, As	Сфалерит	Арсенаты, сульфаты, лимониты	Гидроксиды железа, гидрослюды, кремнистые новообразования
In	Ag, As	Сфалерит, буланжерит	То же	Светло-желтые охры, алуниты, гидроксиды марганца
Cd	Zn	Светло-бурый сфалерит	Сопонит, гидрослюды	Алуниты, гидроксиды железа

морфных минералах по геохимическим зонам (эндогенные ореолы — остаточные ореолы — вторичные ореолы).

По параметрам остаточных ореолов можно определить тип рудной минерализации и оценить эрозионный срез исходного эндогенного ореола. При мощности элювиальных отложений до 8 м по параметрам ореолов в почвах и типоморфным ассоциациям элементов-индикаторов надежно определяются тип рудной минерализации и уровень эрозионного среза эндогенного ореола (надрудный или подрудный). При большей мощности рыхлых отложений вследствие ослабления и нарушения корреляционных связей между параметрами гипергенных и эндогенных ореолов оценка аномалий в почвах в отношении уровня вскрытия эндогенного ореола является трудно разрешимой задачей. Более информативным показателем возможных масштабов скрытого оруденения, как и для эндогенных ореолов, является комплексность состава гипергенных ореолов. Отмечается прямая зависимость площадных размеров полей комплексного состава в эндогенных ореолах, выходящих на эрозионную поверхность, от масштабов оруденения. Подобная зависимость устанавливается и для гипергенных ореолов таких месторождений.

Индикаторами гипогенных руд являются микроэлементы в новообразованных минералах зоны окисления (табл. 39). Детальное изучение рудных элементов в гипергенных образованиях зон окисления во многих случаях позволяют получить сведения о характере эндогенной сульфидной минерализации. В процессе формирования зоны окисления гидроксиды

Таблица 40

## Ассоциации рудогенных элементов в гипергенных новообразованиях

Первичные руды	Гипергенные новообразования	Рудообразующие элементы
Галенит-буланжеритовые Марганецсодержащие карбонаты с сфалеритом Буланжерит-арсенопиритовые	Черные (сажистые) охры Темно-коричневые охры	Pb, Sb, Ag Zn, Mn
Существенно галенитовые	Светло-желтые охры (смесь биндгеймита, скородита и лимонита)	Pb, As, Sb
Колчеданные (пирит, арсенопирит и др.)	Ржаво-бурые охры (плюмбоярозит, церуссит и англезит)	Pb, Ag
Монгеймитовые	Желтовато-зеленые охры бедаптит-плюмбоярозитового состава Плотные и пористые бурые лимониты	Pb, As  Zn, Cd, Sn, Ce

железа и марганца наследуют многие элементы первичных минералов и нередко отличаются повышенными содержаниями рудообразующих элементов. Естественно, что по новообразованным минералам зоны окисления прямо судить о минеральном составе эндогенных руд невозможно. В этом случае о составе гипогенных минералов могут свидетельствовать элементы-примеси в новообразованных минералах. Более того, присутствие в гипергенных образованиях зон окисления определенных ассоциаций рудных элементов определяет не только состав сульфидной минерализации, но и позволяет определить тип и характер эндогенного оруденения в целом по месторождению (табл. 40).

Редкие элементы-примеси совместно с ведущими рудообразующими элементами наследуются типоморфными продуктами псевдоморфного замещения, а также переходят в лимониты или охры, развивающиеся *in situ*. Различно окрашенные охры повторного замещения свидетельствуют о присутствии в них различных комплексов рудообразующих элементов (табл. 41).

Присутствие рудных элементов в гипергенных новообразованиях зоны окисления объясняется их совместным выпадением как из истинных растворов в результате химических реакций, так и из коллоидных растворов вследствие совместной коагуляции различных заряженных гидрозолей, обладающих высокой сорбционной способностью.

Осадителями тяжелых металлов являются новообразования: ярозиты (Pb, Ag, Mo, Se, Te, Tl, Ba); алуниты (In, Ga, V); галлуазиты (Cu, Zn, Ni); монтмориллониты (Cu, Zn, Pb); гидроксиды железа (Pb, As, Zn, Cu, Sb, Ag, Mo, Se, Te, Ge, Cd, Ga, Sn, Ba); гидроксиды марганца (Pb, Zn, Cu, Co, Tl, In); гидрослюды (Mo, Sn, Ge, Bi); кремнистые новообразования (Cu, Pb, Ag, Ge, Hg).

Таблица 41

## Ассоциации рудных элементов, фиксирующиеся в плотных лимонитах и гидроксидах марганца

Продукты замещения		Комплексы элементов
повторные	первичные	
Плотные и пористые лимониты бурых тонов Оолитовидные скорлуповато-зонального строения Желтые лимониты Плотные лимониты темно-каштановые, сложные или зонально-сложные Плотные или пористые лимониты темно-бурого цвета	Монгеймит-сфалеритовые руды Мелкозернистый железистый смитсонит зонального строения Скородит-арсенопиритовые руды	Zn, Cd, Sn, Ce  Zn, Cd  As, Sb, Pb, Ag
	Плюмбоярозит, плюмбоярозит-бедаптитовые руды (церуссит-галенитовые)	Pb, Ag, As

Следует отметить, что большинство из указанных новообразований обладает ярко выраженной склонностью к избирательной сорбции того или иного элемента. Так, например, монтмориллониты лучше всего сорбируют цинк; гидроксиды железа — свинец и германий; кремнистые образования — свинец, медь; гидроксиды марганца одинаково хорошо сорбируют Pb, Zn, Cu, а из редких элементов в повышенных количествах концентрируют таллий.

Для выделения рудных элементов, характеризующих главные и второстепенные составляющие сульфидных руд, определяется два основных параметра; распространенность и категория аномальности их концентрации.

Непосредственно в зоне окисления распространенность и категория аномальности концентрации рудных элементов устанавливаются для не полностью окисленных руд и для переотложенных гипергенных образований в целом. Этим достигается общее усреднение содержаний элементов, способных накапливаться в отдельных гипергенных образованиях, склонных к избирательной сорбции. При более детальном изучении отдельных участков зоны окисления, сложенных морфологически различными лимонитами и гидроксидами марганца, следует проводить также исследование дифференцированно по типам гипергенных образований.

Как видно из табл. 42, вполне определенно выделяются следующие комплексы элементов:

1) главные элементы, указывающие на основной состав сульфидных руд и образующие самостоятельные минеральные формы; содержание этих элементов в образованиях зоны окисления может достигать и даже превышать значения минимально промышленных концентраций; 2) вто-

Таблица 42

Характерные комплексы рудных элементов в гипергенных образованиях зоны окисления и вмещающих породах полиметаллического месторождения

Характер пород	Главные элементы	Второстепенные элементы	
		постоянные	эпизодические
Окисленная руда Fe-Mn-Si образования зоны окисления	Pb, Zn, Cu, As, Ag Pb, Zn, Cu, Ag	Sb Mo, Sn	Mo Cd, As, Sb, Co, Ge, Ti
Обеленные кремнисто-опализированные породы с гидроксидами Fe	Pb, Cu	Mo	Zn, Ag, As, Bi, Sn
Осветленные кварц-плагиоклазовые порфиры	Pb	Ag, Mo, Sn	Zn, Bi, Co

ростепенные элементы, в составе которых выделяются постоянно присутствующие и эпизодически встречающиеся элементы-примеси.

Постоянно присутствующие элементы могут входить в состав сульфидных руд либо в виде тонко дисперсных минеральных примесей, либо в форме изоморфного замещения близких по свойствам металлов. Эти элементы распределены в рудах неравномерно, в зоне окисления они фиксируются в более низких (по сравнению с главными элементами руд) концентрациях.

Эпизодические элементы встречаются в рудах редко, хотя иногда в высоких и даже минимальных промышленных концентрациях. Возможно, их высокие концентрации в зоне окисления связаны с избирательной сорбцией гидроксидами железа, марганца и другими образованиями.

Все элементы, относящиеся к категории второстепенных, при переработке руд обычно не извлекаются.

В качестве дополнительных геохимических исследований образований зоны окисления можно рекомендовать определение отдельных специфических элементов и установление характера соотношения элементов в некоторых парах. Эти определения могут служить косвенными показателями сульфидной минерализации. К таким исследованиям относятся определения:

1) ртути в пробах, взятых при массовом опробовании поверхностных отложений, так как этот элемент дает широкие ореолы рассеяния вокруг мышьяково-ртутных полиметаллических, медно-молибденовых и некоторых других рудопроявлений;

2) бора, который может служить признаком скарновых месторождений, входя в состав многих характерных их минералов;

3) селена, являющегося аналогом серы, повышенные концентрации

которого могут свидетельствовать также о значительной пиритности руд.

И.И. Гинзбург рекомендует обращать внимание также на соотношения следующих элементов: а) Co/Ni – преобладание кобальта и одновременное присутствие серебра характерно для зон окисления колчеданных месторождений, тогда как в железистых образованиях коры выветривания над ультраосновными породами преобладает никель и отсутствует серебро; б) Ba/Sr – в гидротермальных образованиях в отличие от осадочных пород барий обычно преобладает над стронцием.

Определение состава эндогенных руд возможно по комплексу элементов в коре выветривания. В случае резкой выщелоченности зоны окисления происходит значительное переотложение продуктов окисления как в самой зоне окисления, так и за ее пределами. В этом случае исследуются различные гипергенные новообразования, в составе которых фиксируются также рудообразующие элементы, но в относительно более низких концентрациях.

В этом случае при геохимических исследованиях важно выявить и оценить литохимические ореолы в зоне окисления. Присутствие в подзоне выщелачивания комплексных вторичных ореолов Au, Pb, Bi, Ag, Mo, Se, Te свидетельствует о наличии в эндогенных рудах галенита, теллуридов и селенидов; ореолов Cd, Mo, Hg, Se, In, Zn – о первичных сфалеритовых рудах; ореолов Co, Bi, W, Ti – о пиритовых и пирротиновых рудах; ореолов As, Co, Ti – о арсенопиритовых рудах; ореолов Se, Te, Ag, In, Sb, Cu – о халькопиритовых рудах и ореолов Cu, As, Sb, Se, Te – о блеклых рудах. Выходы зон окисления золото-полиметаллических руд, как правило, содержат полный комплекс элементов-индикаторов.

Сложность морфологии окисленных рудных тел и околожильных пород зависит от концентрации в них сульфидов. Прослеживая по простиранию рудных тел степень выветрелости околожильных пород, можно оконтурить окисленный выход золоторудного столба.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Одной из важных задач при изучении месторождений формации коры выветривания является установление длительности времени ее формирования и геологического возраста.

Вопросы возраста кор выветривания являются обычно дискуссионными и, как правило, не решаются однозначно. Для суждения об их возрасте необходимо знание платформенного развития регионов с выделением эпох корообразования и соответствующих им тектоно-климатических этапов. Наряду с детальным исследованием образований коры выветривания и ее субстрата проводится изучение вещественного состава и характера залегания отложений, перекрывающих кору, а также анализ осадочных пород с тождественным минеральным составом, развитых в изучаемой

мом районе. Только в результате таких исследований можно судить о приближенном относительном возрасте коры выветривания, естественно, с привлечением всех палеогеографических и литолого-геоморфологических факторов, характеризующих ее.

Определение возраста коры выветривания имеет определенное практическое значение — устанавливаются эпохи корообразования и их возрастные интервалы, важнейшие эпохи и этапы гипергенной минерации и критерии для стратиграфических корреляций по терригенным компонентам.

Геологический возраст корообразования как абсолютный, так и относительный, определяется разными методами.

**Методы определения относительного возраста.** Сложность проблемы определения относительного возраста кор выветривания объясняется отсутствием сингенетических органических остатков в продуктах выветривания, длительностью континентальных перерывов, отсутствием стратиграфически датированных подстилающих и перекрывающих элювий горных пород.

Стратиграфический метод дает возможность определить возрастной интервал эпохи корообразования на основании соотношения в геологическом разрезе образований коры выветривания, развитой на самых молодых породах района, с перекрывающими ее осадочными толщами. При фаунистически охарактеризованных осадках, перекрывающих кору выветривания, с учетом той или иной степени сохранности профиля, можно предположить приблизительный возраст образования коры, которая в любом случае древнее пород, залегающих на ее поверхности. Иными словами, этапу седиментации будет соответствовать завершение корообразования. Надежность этого метода подчеркнута В.П. Петровым [22]. Наиболее достоверен относительный возраст пород коры выветривания, установленный по их положению в стратиграфическом разрезе между палеонтологически охарактеризованными осадочными толщами.

В основе корреляционного метода лежит концепция, что накоплению того или иного горизонта осадочной толщи в области аккумуляции соответствует в общем совпадающий во времени размыв области развития коры выветривания. Родственность отложений устанавливается на основе корреляции минерального и геохимического состава. Естественно, что минеральный состав осадочных пород, особенно глин, в области седиментации в общих чертах должен соответствовать составу горных пород разрушаемых участков суши, конечно, с учетом процессов диагенеза. Процесс переноса терригенного материала коры выветривания даже на значительные расстояния почти не влияет на изменение его минерального состава, и поэтому состав осадков всех гранулометрических классов (псаммитов, алевритов, пеллитов), накапливающихся в седиментационном бассейне, в общем близок составу продуктов выветривания в области сноса. Терригенные минералы резко отличаются от аутигенных и спутать их практически невозможно. Особенности аутигенной минеральной ассоциации определяются условиями захоронения осадков и их образования в зависимости от характера водоема, климата, растительного и животного мира.

Существует и несколько иная трактовка данного метода. Так, А.П. Сигов и В.П. Казаринов предлагают метод корреляций, основанный на концепции, что каждой эпохе корообразования соответствует эпоха накопления континентальных осадков, сопоставимых по минеральному составу с остаточными продуктами выветривания. Осадки формирования коры выветривания позволяют выделять синхронные им эпохи корообразования. С такой концепцией согласиться трудно, так как возраст этапов седиментации будет обязательно моложе возраста эпохи корообразования или в лучшем случае может соответствовать началу размыва коры в определенный отрезок времени. Трудно представить одновременность процессов корообразования и размыва той же коры выветривания. Интенсивный размыв коры выветривания может осуществляться лишь при резком эрозионном расчленении поверхностей выравнивания в начальных этапах горообразовательных процессов, т. е. когда условия для корообразования становятся неблагоприятными. Отсутствие синхронности в формировании коры выветривания и осадков, образовавшихся за счет ее размыва и переотложения продуктов выветривания, подтверждается практическими примерами. Так, в Приангарье осадочные бокситы датируются эоценом. На месторождении "Сухое" латеритные бокситы залегают под осадками верхнего мела, чем доказывается доверхнемеловой возраст коры выветривания и отсутствие синхронизации в формировании латеритных и переотложенных бокситов (разница между эоценом и верхним мелом составляет более 10 млн. лет). Аналогичные примеры известны и в Мугуджарах.

Палеонтологический метод. Кора выветривания нижнемезозойского возраста широко распространена на Украине (мощность до 70 м). Наиболее древними породами, перекрывающими кору выветривания, являются углистые образования среднеюрского возраста. В некоторых случаях нижнемезозойская кора выходит на дневную поверхность и залегает прямо под четвертичными суглинками. В таких корах выветривания установлены случаи нахождения органических остатков, занесенных проточными водами из вышележащих осадочных отложений. Приток микроорганизмов происходил в среднеюрское или несколько более позднее время, что определило верхнюю границу формирования коры выветривания. Таким образом, имеется объективная возможность использования споро-пыльцевого анализа при установлении возраста кор выветривания и, в частности, определения возрастного диапазона эпох корообразования по переотложенным микрокремнезиям растительного и, возможно, животного происхождения.

Положительный результат в отдельных случаях может дать метод аналогий. Возраст элювия устанавливается на основании сравнения разрезов кор выветривания с опорными разрезами на сопредельных территориях. При условии развития в регионе датированной коры выветривания и наличии одного из возрастных признаков (перекрывающая толща, характер вертикального профиля и т. д.). При решении вопроса об одновозрастности кор выветривания методом аналогии в разных районах региона необходимо учитывать:

– количество полевых шпатов и соотношение устойчивых и неустойчивых к выветриванию акцессорных минералов в аналогичных горизонтах коры выветривания;

– тип коры выветривания и ее мощность;

– количество терригенного материала в седиментационных бассейнах (для определения величины эрозионного среза в источниках сноса);

– изменения палеоклимата и выделение временных этапов, благоприятных для корообразования, на основании палеогеографического анализа осадочных толщ (например, для нижнемезозойской коры выветривания на Южном Урале характерна большая мощность, высокая степень гипергенной проработки с образованием каолининовой подзоны);

– глинистые минералы осадочных (аллотигенных) образований, являющиеся показателями условий и скорости выветривания. Зрелость глинистых минералов, величины  $Al_2O_3/Na_2O$  и  $K_2O/Na_2O$  характеризуются отношением более стойких элементов к менее стойким в структурной решетке глинистых минералов, т. е. являются показателями интенсивности выветривания при их образовании.

Геоморфологический метод может дать косвенные сведения о возрасте коры выветривания по ее приуроченности к определенным по возрасту поверхностям выравнивания, четко дифференцированным по высотному положению. В настоящее время первоначальное гипсометрическое положение поверхностей выравнивания во многих случаях нарушено в связи с неотектоническими блоковыми подвижками фундамента.

Применение перечисленных выше методов может быть надежным лишь при одновременном детальном анализе истории развития рельефа региона и его палеогеографических особенностей. Необходимо учитывать также сохранность профиля коры выветривания, геологическую историю развития региона, неотектонические и другие факторы, прямо или косвенно помогающие решить вопрос о возрасте коры выветривания.

**Методы определения абсолютного возраста.** О возрасте коры выветривания можно судить по определениям абсолютного возраста аутигенной рудной минерализации и калийсодержащих минералов. Следует отметить, что разработка методики определения абсолютного возраста образований коры выветривания находится пока в экспериментальной стадии.

Определение возраста корообразования с помощью радиоизотопных методов возможно лишь при наличии в выветрившихся породах калийсодержащих гипергенных и выветрившихся гипогенных минералов. Синхронность новообразованных минералов, подлежащих изучению, с корообразованием должна быть объективно доказана. Такими минералами могут быть гидрослюды, развивающиеся по каолинитизированным гидромусковиту, гидробиотиту и полевым шпатам. Образование калийсодержащих гидрослюд позволяет использовать их для определения абсолютного возраста процесса выветривания (т. е. в конечном счете – абсолютного возраста древнего элювия).

Следует учитывать, что наряду с новообразованными гидрослюдами в нижних горизонтах коры выветривания обязательно должны сохраниться гидрослюды, сингенетичные породам субстрата. Комплекс определений

абсолютного возраста коры выветривания К-Аг методом был выполнен на Украине. По данным Н.И. Бучинской, возраст образца селадонита из коры выветривания был определен в 240 млн. лет. Если сделать поправку на наличие сохранившегося в породе реликтового материала карбонатового возраста, то возраст корообразования следует несколько уменьшить. На Украине были определены также возраст нонтронита из коры выветривания кристаллических пород Криворожья (данные А.М. Стрыгина) – 160 млн. лет и сколита, развившегося по среднему плагиоклазу и обнаруженного в коре выветривания кварцевых сиенитов Приазовья под так называемым белым девонем (данные В.Т. Погребного) – 670 млн. лет (ориентировочно ранневендский). Вендский же возраст (660 млн. лет) коры выветривания покровных основных эффузивов, приуроченных к вольинским образованиям венда Приднестровья, установлен С.В. Нечаевым по гидрослюдам.

В некоторых районах Мугоджар и Южного Урала сохранилась мощная мезозойская кора выветривания. Наложением гипергенных изменений, по-видимому, и следует объяснить получение в отдельных случаях по интрузивным породам, пегматитам, гнейсам и слюдяным сланцам (вблизи поверхности) возрастных значений в интервалах 240–220 и даже 215–180 млн. лет. Первый интервал характеризует “омоложение” датировки (неполное удаление ранее накопленного аргона), второй – время проявления процессов химического выветривания (полная потеря “прежнего” аргона). Всего по Мугоджарам и Южному Уралу было сделано 53 определения абсолютного возраста продуктов коры выветривания, которые однозначно определяют нижнемезозойскую эпоху корообразования.

Практика геохронологических исследований показала применимость К-Аг метода при определении абсолютного возраста коры выветривания. Оказалось возможным устанавливать в одних случаях время образования гипергенных минералов, а в других – возраст формирования коры выветривания. Неполноценность физических критериев пригодности минералов для К-Аг датирования определяется множеством природных факторов в отношении привноса – выноса материнского и дочернего изотопов. Различные геологические процессы оставляют в минерале (породе) следы своих воздействий, выявление которых практически возможно и может способствовать корректировке возраста. Необходимо учитывать также селективность реакции различных минералов на изменение физико-химических параметров среды (химизм, температура, количество влаги и т. д.).

Возможно, со временем наиболее надежным методом определения абсолютного возраста выветрившихся горных пород станет урано-свинцовый. Его применение, например, вполне реально для палеозойских кор выветривания района КМА, где галенитовые прожилки и вкрапленники довольно часто встречаются и в латеритных породах (бокситовых, аллитах, сиалитах), и в каолинит-гидрослюдистой коре выветривания, развитой на разнообразных алюмосиликатных породах, и в богатых железных рудах (в коре выветривания по железистым кварцитам). Первая попытка изучения галенитовых прожилков предпринята А.И. Тугариновым, исследова-

ния которого показали, что у свинца таких прожилков аномальный состав, видимо, обусловлен смещением свинца различного генезиса. В результате определений установлен интервал корообразования 200–400 млн. лет. Очень важен нижний предел (400 млн. лет), свидетельствующий о том, что возраст данной эпохи корообразования не древнее среднего девона. Экспериментальные определения абсолютного возраста аутигенных рудных минералов свинцово-изотопным методом проводились также в лаборатории ядерной геофизики в Институте геофизики УФ АН СССР. По пяти определениям проб из коры выветривания рудного района (Урал) абсолютный возраст образований составляет 40–100 млн. лет (среднее 70 млн. лет). Если считать, что возраст аутигенной минерализации в корях соответствует времени формирования самих кор, то возраст их относится к мезозойскому времени. Наложение на нижнемезозойскую кору выветривания палеоген-неогенового выветривания обусловило разброс временных интервалов. Кора выветривания на территории Казахстана, Урала и Мугоджар возникла в период от среднего триаса до конца нижней юры. Об этом свидетельствует характер взаимоотношения угленосных осадков в приразломных грабенах и кайнотипных эффузивов с элювием, а также абсолютный возраст пестроцветной коры выветривания. По данным 75 определений изотопов свинца в гидрослюдах некоторых месторождений установлено, что они образовались 210–160 млн. лет тому назад, т. е. в среднем триасе — верхней юре.

Синхронность формирования кор выветривания и зон окисления рудных месторождений подтверждается абсолютным возрастом вмещающей среды, характером перекрывающих осадков, положением подошвы окисленных руд (на 10–500 м ниже уровня Мирового океана), несоответствием уровня грунтовых вод вертикальной зональности элювия, образованного в иных условиях рельефа, базиса эрозии и климата.

Палеомагнитный метод основан на изучении палеомагнитных свойств продуктов коры выветривания. Попытка такого исследования была осуществлена Н.П. Михайловой, В.И. Цикорой и др. по образцам каолининовой коры выветривания гнейсов (Житомирская область). Несколько образцов каолина из одного обнажения дали сходный результат, вследствие чего было сделано предположение о триасовом возрасте коры выветривания. Трудностями в постановке этих исследований является идентификация гипергенных железистых минералов, обычно очень тонкодисперсных, опасность искажения действительного возраста в результате присутствия эпигенетической минерализации и т. д.

Геологическое значение мощных кор выветривания прежде всего заключается в том, что с ними связаны многие полезные ископаемые, роль которых в мировом балансе минерального сырья не менее существенна, чем полезных ископаемых месторождений других генетических типов (гидротермальных, магматических и даже осадочных). Обзор месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания показывает, насколько важное практическое значение имеют такие месторождения в экономике многих стран. К ним относятся крупнейшие накопления железных и марганцевых руд, бокситов, силикатного никеля и кобальта. В комплекс остаточных месторождений, связанных с корами выветривания, входят месторождения редких земель, апатита, залежи каолина, фосфоритов, кварцевых песков, огнеупорных глин и т. д. К корам выветривания непосредственно приурочено образование элювиальных россыпей золота, платины, алмазов, тантало-ниобатов, касситерита, монацита, титановых минералов, циркона, драгоценных камней и т. д.

Коры выветривания имеют не только рудообразующее значение. Велика их роль как одного из важнейших поисковых признаков для ряда эндогенных полезных ископаемых. Зоны окисления руд являются важнейшими поисковыми признаками месторождений сульфидных руд и часто определяют их практическую ценность. Возникающие при выветривании рудных месторождений остаточные и вторичные ореолы рассеяния и новые концентрации элементов являются важными поисковыми признаками при металлогенических исследованиях рудных районов.

Если месторождения остаточного типа и зонам окисления в геологической науке уделяется относительно большое внимание, то элювиальные россыпи редких металлов и олова, алмаза, золота, платины и других полезных ископаемых изучены еще недостаточно и роль их в развитии минерально-сырьевой базы нашей страны пока еще незаслуженно мала. В то же время элювиальные россыпи — один из важнейших типов промышленных месторождений полезных ископаемых формации рудоносных кор выветривания. Практическое их значение особенно велико в связи с возможностью быстрого вовлечения в эксплуатацию без значительных капиталовложений.

Металлоносные коры выветривания залегают непосредственно на поверхности земли, надобность в буровзрывных работах при их добыче и дроблении при обогащении отсутствует. Экономическое преимущество в разработке металлоносных кор выветривания и обогащении элювиальных "песков" позволяет в несколько раз снизить минимальное промышленное содержание минералов по сравнению с их содержанием в материнских породах. Практически, в большинстве случаев, содержание полезных компонентов в элювиальных россыпях выше, чем в коренных породах. Побочными продуктами при обогащении металлоносных элювиальных образований, развитых на гранитах, пегматитах, грейзенах,



мигматитах, метасоматически измененных магматических и терригенных породах могут быть слюды, полевошпат, кварц, каолинит, вермикулит. Комплексное извлечение из "песков" всех полезных минералов — одно из главных практических достоинств элювиальных россыпей, что, к сожалению, далеко не всегда учитывается при их геологической оценке. Каждый геохимический тип коры выветривания, в зависимости от минерало-петрографического состава субстрата и физико-химических условий ее формирования характеризуется специфическими ассоциациями гипогенных и гипергенных минералов, своеобразной подвижностью макроэлементов, тонкой миграционной способностью микроэлементов и определенным набором горных пород и полезных ископаемых, возникших в коре выветривания. При изучении литохимических ореолов в коре выветривания необходимо учитывать следующие особенности ее геохимии:

1. Формирование литохимических ореолов в коре выветривания имеет сложную и длительную историю. Только изучение закономерностей распределения элементов-индикаторов по подзонам коры позволяет установить степень унаследованности их относительно распределения в коренных породах. В конечном итоге это помогает судить о первичных ореолах и способствует разработке методов объективной количественной оценки коренного оруденения.

2. Особое значение изучение закономерностей образования литохимических ореолов имеет в районах с мощной корой выветривания и районах, где элювий перекрыт дальнепринесенными отложениями. Наличие контрастных наложенных ореолов в аллохтоне прямо связано со степенью зрелости коры выветривания.

3. Литохимические ореолы элементов-индикаторов в разнотипных корях выветривания (зонах окисления, элювиальных россыпях, остаточных месторождениях) отличаются по условиям формирования, а, следовательно, требуют индивидуального подхода к интерпретации и оценке.

4. Формирование ореолов зон окисления сульфидных месторождений прямо связано со степенью сульфатности обстановки. Ореолы характеризуются наибольшим диапазоном степени перераспределения элементов-индикаторов. Наиболее тесная связь элементного состава субстрата и характеристики литохимических ореолов наблюдается при образовании остаточных месторождений.

5. Применительно к образованиям коры выветривания выделяются следующие типы литохимических ореолов:

— по фазовому составу — минеральные, солевые, смешанные (поисковая информативность первых наибольшая);

— по взаимоотношению с ореоловмещающей средой — остаточные, остаточно-вторичные, вторичные, наложенные (эпигенетические); максимальной количественной информативностью обладают остаточные ореолы;

— по степени доступности для обнаружения — открытые, перекрытые, погребенные, слепые. Первые выявляются традиционными наземными методами, остальные — только с применением технических (бурение) или специальных аналитических методов.

6. Особую группу составляют ореолы, распространенные в областях существования многолетнемерзлых пород. Их элементный состав, параметры и интенсивность прямо связаны со временем образования коры выветривания относительно оледенения (доледниковые — оксидные, современные — сульфатные).

7. Изучение характера ореолообразования в различных типах коры выветривания показывает, что всесторонний учет специфики корообразования позволяет определить наиболее информативные интегральные характеристики ореолов, для того чтобы установить формационную принадлежность коренного оруденения и оценить рудный потенциал.

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков месторождений. М., Наука, 1981.
2. Бурков В.В., Подпорина Е.К. Месторождения редких элементов в корях выветривания. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 211–216.
3. Бурмин Ю.А. Геохимия лития, рубидия и цезия в коре выветривания. — Мат. V Всесоюз. конф. по химии и технологии щелочных редких элементов. М., Наука, 1977, с. 278–284.
4. Бурмин Ю.А. Основные условия формирования элювиальных россыпей. — В кн.: Минералогия зоны гипергенеза. М., Наука, 1980, с. 39–45.
5. Бурмин Ю.А. Новые данные о геохимии микроэлементов в бокситах. — В кн.: Геохимические поиски редкометалльных месторождений. М., Недра, 1982, с. 17–28.
6. Бурмин Ю.А. Геология металлоносных кор выветривания. М., Недра, 1984.
7. Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Никеленосные коры выветривания. М., Наука, 1982.
8. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района Курской магнитной аномалии / И.Н. Леоненко, Б.Н. Одокий и др.). Воронеж, изд. ВГУ, 1972.
9. Геология и геохимия марганца. М., Наука, 1982.
10. Григорьев Н.А. Бериллий в экзогенном цикле. М., Наука, 1978.
11. Григорян С.В. Рудогенные геохимические аномалии. М., Недра, 1982.
12. Капустин Ю.Л. Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., Наука, 1973.
13. Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М., Недра, 1980.
14. Месторождения литофильных редких металлов. Под ред. Л.Н. Овчинникова, Н.А. Солодова. М., Недра, 1980.
15. Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977.
16. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., Наука, 1971.
17. Ниязов А.Р., Подпорина Е.К. Новый тип редкоземельных месторождений в корях выветривания. — В кн.: Экзогенные месторождения редких элементов. М., 1980, с. 21–27.
18. Новые данные о бокситоносности Сибирской платформы / Н.В. Дренов, Л.Л. Исаева, А.Г. Митяев и др. Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 51–58.
19. О поведении некоторых редких элементов в коре выветривания гранитов и пегматитов. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии, вып. 2, М., 1971, с. 37–46.
20. Основы регионального изучения кор выветривания (методические рекомендации). М., Недра, 1974.
21. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., Недра, 1972.
22. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967.
23. Питулько В.М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л., Недра, 1977.
24. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск, Наука, 1981.
25. Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974.
26. Свет Ю.Е. Вторичные литохимические ореолы при поисках рудных месторождений. М., Наука, 1980.
27. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.
28. Солодов Н.А., Балашев Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М., Недра, 1980.
29. Чибисов Н.П. Рассеяние микроэлементов в зоне гипергенеза Куранахского месторождения. — В кр.: Научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 248–253.
30. Шамшина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск, Наука, 1979.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

Введение . . . . .	3
Месторождения полезных ископаемых в корах выветривания . . . . .	6
Геохимия процессов формирования месторождений формации коры выветривания . . . . .	54
Геохимия рудообразующих минералов в коре выветривания . . . . .	79
Геохимия элементов . . . . .	98
Геохимические условия формирования кор выветривания на горных породах . . . . .	133
Геохимические ореолы в коре выветривания . . . . .	163
Методы определения типа и состава эндогенных пород и руд по химико-минеральному составу продуктов выветривания . . . . .	207
Определение возраста коры выветривания . . . . .	217
Заключение . . . . .	223
Список литературы . . . . .	226

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

**Юрий Алексеевич Бурмин**

**ГЕОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ**

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*  
Переплет художника *А. Е. Григорьева*  
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Л. Н. Фомина*  
Корректор *К. С. Торопцева*  
Оператор *И. В. Волкова*  
ИБ № 6194

---

Подписано в печать 02.12.86. Т—13049. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная №1  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,5. Усл. кр.-отт. 14,75. Уч.-изд. л. 17,05. Тираж 1460 экз.  
Заказ 6056 /398—4. Цена 1 руб. 10 коп.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО "Первая Образцовая типография имени А.А. Жданова" Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.  
113054, Москва, Валовая, 28.