Ю. А. БУРМИН

ГЕОЛОГИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Ю. А. БУРМИН

ГЕОЛОГИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

4483

МОСКВА «НЕДРА» 1984

УДК 551.311.23+553.3/9

Бурмин Ю. А. Геология металлоносных кор выветривания.— М., Недра, 1984, 237 с.

Рассмотрены геология и геохимия элювиальных россыпей, остаточных месторождений и зон окисления, их вещественный состав, условия формирования и распространения. Показана роль элювиальных россыпей и остаточных месторождений в мировом балансе запасов и добыче черных, цветных, редких, малых и благородных металлов, алмазов, полудрагоценных камней и дан обзор минерально-сырьевой базы континентов. Типы месторождений кор выветривания классифицированы по ведущим рудным минералам, даны характеристики каждого типа. Материалом для книги послужили исследования металлоносных кор выветривания в различных регионах СССР (Урал, Казахстан, Сибирь, Русская платформа и др.).

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и оценкой месторождений полезных ископаемых.

Табл. 23, ил. 27, список лит.— 24 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *В. П. Петров* (ИГЕМ)

Б $\frac{1904050000\text{-}119}{043(01)\text{—}84}$ 86—84

© Издательство «Недра», 1984

ВВЕДЕНИЕ

Со времени появления на поверхности континентов терригенных осадков в геологической истории Земли возникла новая формация — «кора выветривания», представляющая собой комплекс горных пород и руд, сформировавшихся в субаэральных континентальных условиях в результате химического выветривания магматических, осадочно-метаморфических пород и рудных месторождений. Начало химического выветривания на Земле относится к архейской эпохе, т. е. когда в приповерхностной части литосферы стало возможным изменение горных пород под влиянием кислорода воздуха, почвенных вод и колебаний температуры. Формирование месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания — результат разложения минерализованных материнских пород и рудных скоплений, выноса из них легкорастворимых соединений и концентрации в зоне гипергенеза первичных или новообразованных (вторичных) минералов. Элювиальные залежи полезных ископаемых залегают на породах и рудах, при выветривании которых они сформировались, повторяя на поверхности их контуры. В таких месторождениях содержание полезных минералов, как правило, выше их содержаний в коренных породах.

Учение о геологии и полезных ископаемых коры выветривания получило развитие благодаря трудам Б. Б. Полынова, С. С. Смирнова, Н. М. Страхова, И. И. Гинзбурга, В. П. Петрова, Д. Г. Сапожникова и других исследователей. Коры выветривания, развивающиеся на минерализованных породах и различных месторождениях, содержащих устойчивые к выветриванию полезные минералы, и возникающие в аналогичных климатических условиях, но за счет различных коренных источников, 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 минерального сырья во многих странах мира. Развиты они в верхних частях большинства золоторудных месторождений, на сульфидных залежах, в кимберлитовых алмазоносных трубках, редкометальных метасоматитах, массивах щелочных пород и карбонатитов с редкометальной и апатитовой минерализацией, платиноносных, никеленосных, хромитоносных дунитах и пироксенитах и титансодержащих габброидах, железистых кварцитах и древних метаморфизованных россыпях и многих других минерализованных горных породах. Такие месторождения классифицируются как остаточные, элювиальные россыпи, зоны окисления метасоматитов и сульфидных месторождений, соляные шляпы.

Как особый тип, также принадлежащий к формации коры выветривания, но не относящийся к месторождениям полезных ископае-

мых, выделяются почвы, изучение которых очень важно для развития сельского и лесного хозяйств.

Коры выветривания имеют важное практическое значение не только для выявления месторождений полезных ископаемых, но также и для стратиграфического расчленения и корреляции осадочных пород, при решении различных вопросов палеогеографии района, инженерной геологии и гидрогеологии.

Полезные ископаемые месторождений коры выветривания составляют значительную часть мирового баланса минерального сырья. К ним относятся крупнейшие скопления многих рудных и нерудных полезных ископаемых. Важное достоинство месторождений формации коры выветривания — возможность быстрого вовлечения в эксплуатацию без значительных капиталовложений в организацию и содержание горнодобывающего предприятия.

Остаточные месторождения полезных ископаемых образуются в результате выветривания горных пород и руд, выноса из них элементов-мигрантов и накопления в зоне выветривания рудных и нерудных новообразованных и остаточных минералов. В эту группу входят месторождения силикатных никелевых руд, богатых железных руд и бурых железняков, марганца, бокситов, редких земель, магнезита, каолина, графита, фосфорита, апатита, барита, кварцевых песков, полевошпатового сырья и др.

Под *зоной окисления* следует понимать верхнюю окисленную часть сульфидных месторождений, расположенную выше уровня грунтовых вод. Эпохи корообразования, где первичные сульфидные минералы преобразованы в окисные соединения в результате активного развития сернокислых и других процессов. Различие физико-химических процессов в таких зонах обусловливает различное поведение в них элементов. Зона окисления рудных месторождений — это один из морфологических типов коры выветривания, сопряженный с ней пространственно и генетически. Зоны коры и зоны окисления хорошо коррелируются. Залегающие на поверхности зон окисления железные и марганцевые шляпы, вторичные геохимические ореолы используются как поисковые признаки при поисках эндогенных месторождений.

К *элювиальным россыпям* относятся промышленные скопления in situ устойчивых к выветриванию ценных минералов, распределенных в рыхлом элювии материнских горных пород с различной степенью равномерности. Способность россыпеобразующих минералов извлекаться в концентрат при обогащении «песков»[1] гравитационными методами — отличительная черта таких элювиальных россыпей. 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 олова, вольфрама, ит-

[1] «Пески» — продуктивный горизонт в элювиальной россыпи, т. е. общепринятый в геологии россыпей термин, но гранулометрический состав «песков» не грубозернистый, как в россыпях других типов, а глинистый. Поэтому автор заключает этот термин в кавычки.

триевых редких земель, ртути, а также алмазов, драгоценных металлов, хромитов, драгоценных и полудрагоценных камней и других полезных ископаемых.

На территории СССР почти не известны кайнозойские молодые элювиальные россыпи, подобные многочисленным месторождениям тропических районов Земли. В нашей стране месторождения этого типа связаны с древними, в основном нижнемезозойскими корами выветривания, которые иногда перекрыты осадочными отложениями, местами размыты или трансформированы.

Практическое значение элювиальных россыпей в СССР пока еще невелико, но в последние годы месторождения этого типа определяются как перспективные сырьевые источники минералов редких элементов, ильменита и рутила, касситерита, апатита и других полезных ископаемых. Учитывая, что элювиальные россыпи представляют собой, как правило, комплексные месторождения, в которых могут быть утилизированы практически все компоненты «песков» (рудные минералы, кварц, полевые шпаты, слюды, акцессорные и глинистые минералы), их значение в развитии минерально-сырьевой базы страны несомненно будет возрастать из года в год.

В последние десятилетия особенно детально изучалась геология и минералогия кор выветривания. Особое внимание геологи уделяли исследованию строения зональности вертикального профиля коры выветривания, условиям ее формирования и распространения, минералогии новообразованных глинистых продуктов, геохимии петрогенных элементов, строению, минералогии и геохимии зон окисления. Много научных трудов посвящено условиям формирования остаточных месторождений бокситов, железных руд, никеля и кобальта, каолина, вермикулита. Наиболее важные работы по железным и марганцевым рудам принадлежат А. Г. Бетехтину, Н. М. Страхову, Д. Г. Сапожникову, по латеритным бокситам В. П. Петрову, Б. М. Михайлову, В. А. Броневому, А. П. Никитиной, по месторождениям силикатного никеля — И. И. Гинзбургу, К. К. Никитину, В. Н. Разумовой и др., по нерудному сырью — В. П. Петрову и И. И. Гинзбургу. Много публикаций имеется по геологии зон окисления сульфидных месторождений (С. С. Смирнов, И. С. Рожков, В. И. Смирнов, В. П. Петров, М. Н. Альбов, Ф. В. Чухров). В то же время по геологии, минералогии и геохимии элювиальных россыпей опубликовано работ крайне мало и лишь отдельные упоминания о них можно встретить в трудах Ю. С. Билибина и И. С. Рожкова.

ЭПОХИ И ЭТАПЫ КОРООБРАЗОВАНИЯ

Формирование кор выветривания, состав, мощность и распространенность элювия определяются общими для корообразования региональными факторами: климатом и характером тектонических движений. Важное значение имеют и локальные геологические и геоморфологические факторы. К первым относятся: 1) литологический состав исходных пород; 2) тектоническое строение района — зоны контактов, трещиноватости, сланцеватости, структурно-морфологические особенности субстрата, благоприятные для избирательного выветривания; 3) геохимические условия выветривания (кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные обстановки). Ко вторым — положительные или отрицательные формы рельефа (максимальные мощности коры выветривания в бортовых частях структурно-эрозионных депрессий и др.).

В фанерозое выделяются три цикла корообразования: палео-, мезо- и кайнозойский. Кроме того существуют коры выветривания архейского, протерозойского и раннепалеозойского возраста, но мы их не рассматриваем, поскольку связанные с ними месторождения полезных ископаемых не имеют широкого распространения.

Процессы выветривания и разрушения горных пород и образование на континентах кор выветривания протекали непрерывно, но в геологической истории развития Земли внутри отдельных циклов были особенно благоприятные периоды времени — эпохи мощного регионального корообразования. Наряду с эпохами выделяются этапы формирования кор выветривания менее значительные по распространенности, интенсивности и длительности корообразования.

Эпохи корообразования — это периоды геологической истории развития Земли, когда на выровненных поверхностях материков возникали условия, благоприятные для интенсивного химического выветривания горных пород. Для эпох регионального корообразования характерны слабая тектоническая активность и планетарный гумидный климат. В течение таких эпох происходит полная дифференциация химических элементов в зоне выветривания, их миграция и привнос, приводящие к возникновению промышленных минеральных концентраций.

Различными исследователями высказываются самые разнообразные взгляды на число и последовательность эпох корообразования. Например, В. П. Петров [19] выделяет в фанерозое три эпохи корообразования: додевонскую, мезозойскую (каолиновую) и позднетретичную (латеритную), не исключая в то же время возможность других эпох развития мощных кор выветривания, в частности раннемеловой. Н. В. Логвиненко описал десять эпох континентального выветривания на территории Украины, не выделяя среди них эпохи мощного корообразования.

В послесилурийской истории развития Земли эпохи мощного регионального корообразования занимают относительно короткие отрезки геологического времени. Но, несмотря на кратковременность таких эпох, их значение весьма велико в осадочной дифференциации вещества на Земле, в образовании осадочных месторождений и месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания.

Этапы корообразования — это непродолжительные временные интервалы, в течение которых происходит выветривание горных пород на локальных площадях платформ. Интенсивность выветривания во многом зависит от местных условий (рельеф, тектоника, состав пород и др.). Характерно наложение процессов выветривания на элювий более древних мощных кор. В этапы корообразования происходит формирование промежуточных кор, имеющих небольшую мощность и иногда нечетко выраженный профиль выветривания. По мнению В. П. Петрова, при любом континентальном перерыве отложений мы можем ожидать на поверхности подстилающих отложений некоторую кору выветривания, однако от мощных кор выветривания эпох тектонического покоя эти частные коры выветривания будут отличаться малой мощностью 1—10 м (против 100—300 м у мощной коры) и местным (а не региональным) распространением.

Палеозойский цикл

Несмотря на большое число публикаций по древним корам выветривания, сведения о нижнепалеозойском выветривании на Земле незначительны и, по И. М. Страхову, например для периодов девон—силур — ордовик можно построить всего одну достоверную палеоклиматическую карту только для эпохи среднего девона. Поэтому относительную хронологию эпох корообразования мы вынуждены начать с девонского времени. На основе стратиграфических соотношений существующих кор выветривания с перекрывающими и подстилающими горными породами, возраст которых определен достаточно точно, в среднем и позднем палеозое устанавливаются две эпохи регионального образования мощных кор выветривания: кобленц-эйфельская (рис. 1) и франско-фаменская (позднедевонская). В пределах отдельных регионов выделяются этапы корообразования: в европейской части СССР — позднетурнейско-ранневизейский, в Якутии, позднетурнейско-намюрский (раннекарбоновый) и средне-позднекарбоновый.

Мезозойский цикл

В мезозойскую эру (наиболее интенсивный и продуктивный цикл химического выветривания) отмечается развитие мощных кор выветривания в северном полушарии. Здесь выделяются следующие эпохи и этапы корообразования: раннетриасовая, позднетриасовая, раннелейасовая, бат-оксфордский и раннемеловой, далеко не равнозначные по распространению и интенсивности процессов выветривания. Маломощная нижнетриасовая кора выветривания имеет локальное распространение, и проявления ее отмечены лишь в отдельных районах Сибирской платформы. Глобальное распространение и огромные мощности продуктов выветривания (до 200 м и более) имела верх-

нетриасовая, а в некоторых регионах верхнетриасовая — нижнелейасовая кора выветривания. В. П. Петров [19] указывает на повсеместное развитие процессов денудационного выравнивания рельефа на территории СССР в раннем мезозое (поздний триас — ранняя юра). С верхнетриасовым корообразованием связано большинство месторождений каолина, бокситов и силикатного никеля на Урале, элю-

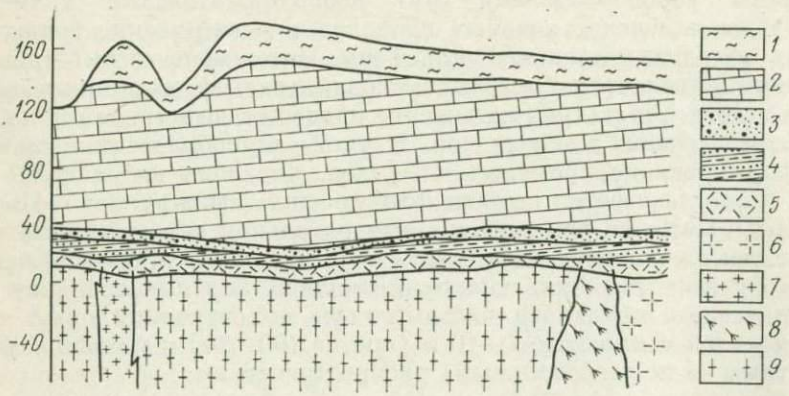


Рис. 1. Схематический разрез доверхнедевонской коры выветривания в юго-восточной части Воронежской антеклизы.

1 — суглинки, пески, глины (Q_3); *2* — мергель, мел (K_2t+st); *3* — пески кварцевые (K_2cm); *4* — аргиллиты, алевролиты, песчаники (D_2—D_3); *5* — кора выветривания пород фундамента (D_2); *6* — сиениты (PR_2^2); *7* — микроклиновые граниты (PR_{1-2}); *8* — габбро, горнблендиты (A); *9* — гнейсы ($A_{ob}+_{mb}$)

виальные россыпи различных полезных ископаемых. Мощная верхнетриасовая кора выветривания развита на Восточно-Европейской равнине, в Феноскандии, на Кавказе, Урале (рис. 2) и в Казахстане (рис. 3), Средней Азии, Сибири, Югославии, Турции, Афганистане, Северной Америке. Намечается некоторое омоложение раннемезозойского корообразования в Евразии с запада на восток. Так, в Западной Европе (Югославия), Турции, на Северном и Полярном Урале кора выветривания датируется карний-норийским временем, на Кавказе, Южном Урале, в Мугоджарах и Сибири — норий-рэтским. Рэт-раннелейасовая кора выветривания четко фиксируется в Афганиста-

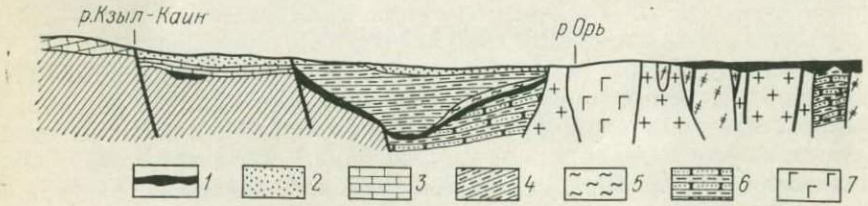


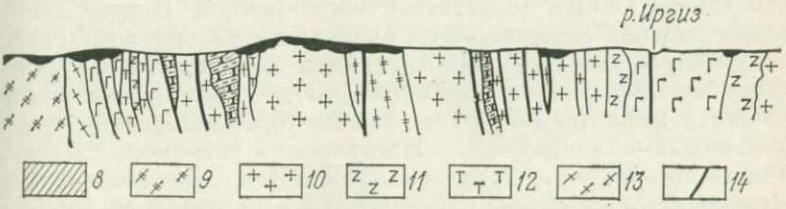
Рис. 2. Широтный схематический профиль через Северные Мугоджары,

1 — кора выветривания; *2* — пески, песчаники (P); *3* — мергели, песчаники (K_2); *4* — сланцы *7* — эффузивы основного состава (PZ_1); *8* — метаморфические сланцы (PZ); *9* — гнейсы (pCm); (pCm); *14* — тектониче

не, Средней Азии, на Таймыре и в Забайкалье. В МНР кора выветривания имеет рэт-лейасовый возраст. Локально развита маломощная кора выветривания бат-оксфордского этапа корообразования, проявленная на Кавказе, в Мугоджарах, Прибайкалье и в отдельных районах Средне-Сибирского плато. Более широко, но все же локально, распространена раннемеловая кора выветривания. Признаки выветривания этого этапа установлены в Мугоджарах (Орская депрессия), Казахстане (Кулунда и Тургай), Сибири (Салаир и Чулымо-Енисейская впадина), на северо-востоке Сибирской платформы.

Кайнозойский цикл

Коры выветривания третичного возраста развиты на территории СССР, островах Карибского моря, в Северной Америке, Африке, Азии и Австралии. Палеоценовая кора известна лишь на Воронежской антеклизе и Украине (Высокопольское рудопроявление бокситов). В Бетпакдале установлена кора выветривания палеоцен-раннеэоценового возраста. Региональное распространение имели латеритные и каолинитовые коры в эоценовую эпоху (Казахстан, Алтае-Саянская область, Средне-Сибирское плато, Прибайкалье, Приамурье и Приморье). Эоценовая кора отмечается в Центральной Европе и Северной Америке (шт. Арканзас), а также в Африке, Индии и Австралии, где с ней связаны многие месторождения бокситов, каолинов и различные по минеральному составу элювиальные россыпи. На территории Советского Союза эоценовые коры выветривания проявлены слабее, нежели позднетриасовые, с меньшей мощностью и преобладающим каолинитовым типом выветривания. Олигоценовый этап проявился слабо, в основном на Урале и в Прибайкалье. Четко выделяется миоценовый этап корообразования на Кавказе, Украине, в Приуралье и Приморье. Плиоценовый этап корообразования не получил широкого распространения. Локальные коры выветривания, не ограниченные четко стратиграфически, отмечаются в европейской части СССР, Копет-Даге и на Енисейском кряже. Уверенно выделяется средне-позднеплиоценовая кора в Приморье и плиоцен-плейстоценовая на Камчатке и Курильских островах. Плиоценовым возрастом датируется кора выветривания Кубы и Австралии.



иллюстрирующий условия залегания древней коры выветривания.

глинистые, углистые, песчаники (J_2); *5* — глины (T_3); *6* — песчаники, сланцы, известняки (C_1); *10* — граниты (PZ_3); *11* — габбро (PZ_2); *12* — серпентиниты, дуниты (PZ_3); *13* — гнейсо-граниты
ские нарушения

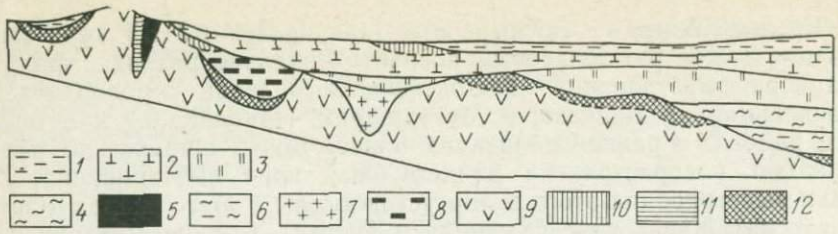


Рис. 3. Схематический разрез кор выветривания Приртышья (по В. Д. Долгополову).

Осадки мезо-кайнозойского платформенного чехла: *1* — неоген-четвертичные суглинки и глины; *2* — прочие палеогеновые отложения; *3* — песчано-глинистые морские осадки (K_3); *4* — пестроцветные каолинитовые отложения — глины леньковской свиты (K_1al—K_2cm); *5* — бокситорудные отложения (K_1al—K_2cm); *6* — пестроцветные осадки киялинской свиты (K_1h—br); *7* — пестроцветные песчано-глинистые отложения (J_3); *8* — угленосные осадки (J_{1-2}); *9* — породы палеозойского фундамента; кора выветривания: *10* — дооligоценовая; *11* — доальбская; *12* — верхнетриасовая

Минерагения эпох корообразования в фанерозойской истории Земли

К эпохам и основным этапам корообразования приурочены почти все месторождения формации коры выветривания: с позднедевонской эпохой связано формирование богатых железных руд на КМА, Белгородских и Тиманских элювиальных бокситов; с позднетриасовой — зон окисления большинства сульфидных месторождений в СССР, золотых и платиновых россыпей на Урале, алмазов — в Якутии, ильменита на Украине, никеля на Южном Урале, редкометальных россыпей и месторождений неметаллических полезных ископаемых; с эоценовой эпохой (за рубежом) — многочисленные месторождения никеля, марганца, бокситов, редких элементов и олова.

Кобленц-эйфельская эпоха

Образование богатых железных руд в Кривом Роге и на КМА, представляющих собой кору выветривания протерозойских железистых кварцитов, происходило в два этапа. Выветривание началось с кобленцского времени и в эйфеле достигло своего максимума. В живетское время железные руды были перекрыты верхне-среднедевонскими отложениями, причем богатые железные руды Михайловского месторождения оказались законсервированными отложениями среднего девона вплоть до четвертичного времени. Второй этап формирования богатых железных руд приходится на верхний девон, когда на значительной территории региона кобленц-эйфельская кора выветривания вышла на поверхность. Мелкие месторождения железа этой эпохи известны на Урале. Это месторождения красного и бурого железняка в Уфалейском, Полевском, Северском, Сысертском, Билимбаевском районах Среднего Урала. В парагенетической связи с корами выветривания находятся осадочные месторождения диаспор-шамозитовых и оолитовых железных руд в нижнефранских отложениях пашийского яруса на западном склоне Урала. Прямая парагенетическая связь многих месторождений осадочных бокситов в

СССР устанавливается с латеритными корами кобленц-эйфельской эпохи корообразования, которые представлены месторождениями южного Тянь-Шаня, Среднего, Северного и Полярного Урала и Салаирского кряжа. Наиболее продуктивно раннеэйфельское время (районы Северо-Уральский, Ивдельский и Салаирский — Бердско-Майское и Обуховское месторождения). В позднеэйфельское время формировались месторождения Салаира и Урала (Карпинский, Нижнетуринский, Алапаевский, Ивдельский, Нижнесергинский и Северо-Уральский районы). Бокситоносная полоса на восточном склоне Урала протягивается параллельно зеленокаменному поясу, кора выветривания которого, очевидно, и была источником бокситового материала. К этой же минерагенической эпохе относятся алмазы в Такатинских кластогенных отложениях Урала, бокситы провинции Леон в Испании, железные руды в Аппалачах, Турции и Сахаре (район Тиндуф), красные железняки в Бельгии и марганцевые руды в Корнуолле.

Франско-фаменская (позднедевонская) эпоха

Позднедевонское корообразование отличается широким проявлением на территории СССР. Его характерная черта — активное развитие процессов корообразования, протекавших в условиях теплого и влажного климата и формирование крупных месторождений бокситов латеритного и осадочного типов на Русской платформе (Белгородский район, Тихвин, Северо-Онежский район), Тимане и Южном Урале. К этой же эпохе относится и завершение образований месторождений богатых железных руд на КМА в Криворожском бассейне. Один из новых районов развития древних редкометальных элювиальных россыпей в СССР — Русская платформа, где установлены погребенные россыпи, связанные с ильменитоносной корой выветривания карбонатно-слюдистых пород и гидрослюдисто-каолинитовой корой на альбитизированных редкометальных гранитах и пегматитах. Среди верхнедевонских латеритных бокситов Среднего Тимана (рис. 4) выделяются два генетических типа — элювиальные, приуроченные к коре выветривания карбонатно-глинистых пород быстринской свиты рифея и вулканогенных образований первой фазы девонского вулканизма, и осадочные, являющиеся продуктами их переотложения.

В ФРГ девонская латеритная (железорудная) кора выветривания известна в Рейнских сланцевых горах.

Месторождение гематитсодержащих латеритов было обнаружено при проведении региональных стратиграфических исследований на севере Пакистана, в долине р. Домун Гол. По предварительным данным месторождение представляет собой значительный потенциальный источник железа и алюминия. Латериты месторождения относятся к карбонатной верхнедевонской формации Шограм. Гематитовые латериты массивного сложения, мелкокристаллической структуры с темно-красными (до черного) конкрециями размером более 5 мм. В залежи латерита встречаются неправильной формы уплощенные включения пород оливково-серого цвета с конкрециями тем-

но-зеленой или красной окраски. Основная масса этих включений весьма тонкозернистая, пористая (с кальцитовым заполнением). В тонких срезах конкреций видны последовательные стадии их формирования: образование вокруг плотного почти черного ядра концентрических окружностей в основной массе породы. Более совершенные конкреции имеют четкое концентрическое строение, а много-

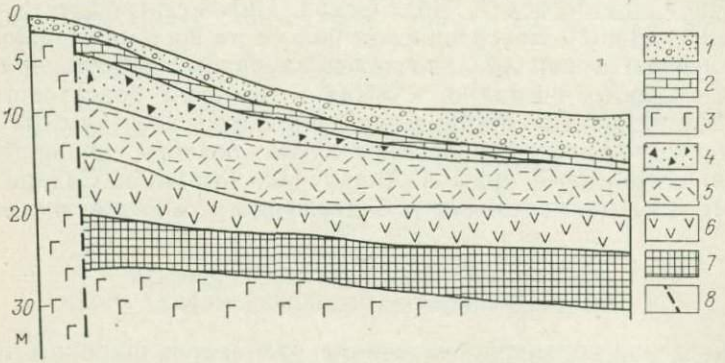


Рис. 4. Схематический разрез латеритной коры выветривания на Среднем Тимане. *1* — четвертичные отложения; *2* — карбонатные породы (C_1); *3* — базальты и их туфы (D_3); *4* — железистый панцирь (кираса); подзоны: *5* — элювиальных бокситов, *6* — каолинитовая, *7* — гидрослюдистая; *8* — разлом

численные радиально расположенные трещины указывают на последующее сокращение их объема.

Широко распространены в позднедевонской эпохе осадочные бокситы. Бокситообразование происходило на западном склоне Урала (нижнефранские бокситы в Чусовском и Красновишерском районах, верхнефранские месторождения бокситов Южно-Уральского и Нижнесергинского районов) и на южном Тянь-Шане. К этой же эпохе следует отнести бокситы Тихвинского и Североонежских месторождений, которые образовались вблизи главного уступа, сложенного основными породами Ветреного пояса (рис. 5). Бокситообразование охватило краевые части Русской платформы, где бокситоносные формации в виде полос до нескольких десятков километров окаймляют материковые возвышенности, располагавшиеся в пределах Балтийского щита и Тиманского поднятия.

Позднетурнейско-намюрский этап

В нижнекарбоновое время интенсивно происходит размыв кор выветривания, переотложение их продуктов и образование осадочных месторождений различных полезных ископаемых (рис. 6). На многих континентах мира формируются угленосные формации, заключающие в себе мощные толщи каолинов и огнеупорных глин (Подмосковный бассейн, Донбасс). По окраинам областей угленакопления, как правило, располагаются бокситоносные формации. В ряде районов бокситоносные формации залегают в основании уг-

леносных разрезов (Подмосковный бассейн, Северная Америка, КНР — провинции Ляонин, Шаньдун, Юньнань).

В южной части Московской синеклизы осадочные месторождения бокситов образовались в бобриковское время, а на Южном Тимане — в раннеалексинское. В визейское время бокситонакопление известно в пределах Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза,

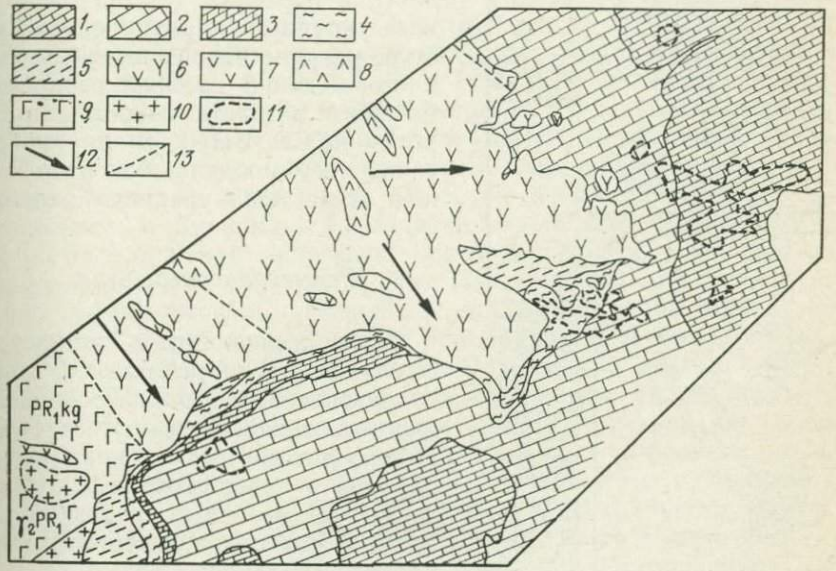


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Североонежского бокситоносного района.

1 — известняки, доломиты (C_3); *2* — известняки, доломиты (C_2); *3* — известняки, доломиты, глины, кремни (C_1pr); *4* — глины, пески, алевриты, бокситы (C_1v); *5* — пески, глины (D_3); *6* — пикритовые порфиры, агломератовые лавы (PR_2vt); *7* — габбро-диабазы (PR_2); *8* — измененные гипербазиты (PR_2); *9* — кварциты, зеленые сланцы (PR_1kg); *10* — плагиоклазовые граниты, гранодиориты (PR_1); *11* — контуры бокситовых полей; *12* — направление визейского сноса продуктов латеритной верхнедевонской коры выветривания; *13* — тектонические нарушения

Енисейский кряж, Кузбасс, бассейн р. Вилюя) и на Таймыре (восточные районы).

Месторождения бокситов в палеозойских породах широко распространены в Средней Азии, где они залегают в известняковой толще на границе между нижним и средним карбоном и генетически связаны с южной зоной Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. Среди палеозойских месторождений можно выделить три типа: метаморфизованные бокситы (наждаки), бокситы и бокситовые породы.

В позднетурнейско-намюрскую эпоху сформировались коры выветривания элювиальных россыпей алмазов на кимберлитовых телах Алакитского и Далдынского полей в Якутии. Время корообразования определяется как предкатское (конец раннего карбона).

Средне-позднекарбоновый этап

Бокситы этого возраста установлены в пределах Южного Тянь-Шаня на протяжении около 700 км. В последние годы бокситы отмечены в терригенно-карбонатных отложениях карбона в Закавказье в пределах Нахичеваньского антиклинория. К юго-западу от этого района в породах аналогичного возраста в пределах Турции расположены крупные промышленные месторождения бокситов. Несколько месторождений каолина верхнекарбонового возраста известны в Европе (ЧССР, ВНР). В Великобритании месторождение бокситов Эйршир относится к среднему карбону.

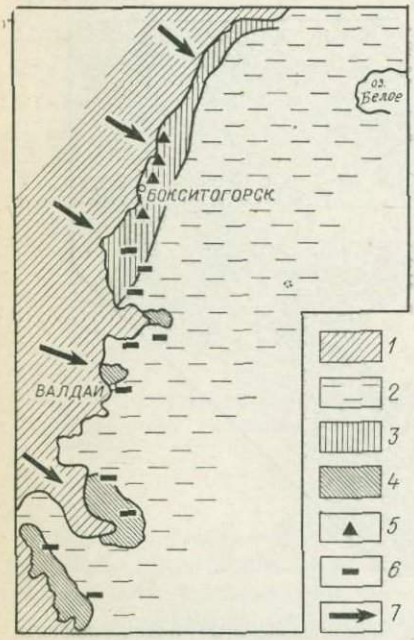


Рис. 6. Схема размещения пестроцветных бокситоносных и угленосных отложений на северо-западной окраине Московской синеклизы.

1 — девонские отложения с развитой корой выветривания; *2* — отложения карбона; *3* — пестроцветные и бокситоносные фации нижнего карбона; *4* — площади с угленакоплением в нижнем карбоне; *5* — бокситовые месторождения; *6* — огнеупорные породы; *7* — направление сноса продуктов верхнедевонской латеритной коры выветривания

Раннетриасовый этап

Минерагения этого этапа довольно бедна и представлена лишь раннетриасовым бокситообразованием в южной части Казахстана. К нему можно отнести коры выветривания и переотложенные их продукты, встреченные в Аксуйском грабене под отложениями верхнего и среднего триаса. Кроме того реликты кор выветривания этого возраста обнаружены под отложениями кольжотской свиты (верхний триас) в Илийской впадине и катуской свиты в Алакольской впадине. На южном крыле Наутской антиклинали бокситоносный горизонт мощностью около 16 м несогласно залегает на палеозойских отложениях и перекрывается отложениями верхнего триаса и нижней юры. В основании последних расположены не выдержанные по простиранию маломощные (до 45 см) угленосные осадки (угли, углистые аргиллиты) позднетриасового и раннелейасового возраста. Палеозойские и юрские отложения, а также бокситоносный горизонт дислоцированы, что свидетельствует о напряженной тектонической обстановке участка в послеюрское время. В раннетриасовый этап образование бокситов происходило в геосинклинальных условиях в пределах Центрального Памира, где обнаружены линзы и маломощные пластовые тела аллитов и бокситов среди карбонатных и терригенно-карбонатных пород.

Позднетриасовая эпоха

С этой эпохой связана бóльшая часть гипергенных месторождений полезных ископаемых, которые приурочены в первую очередь, непосредственно к корам выветривания. К ним относятся месторождения силикатного никеля Южного и Среднего Урала, Казахстана, Салаира, месторождения легированных железных руд халиловского типа на Урале, рудные тела которых залегают на выветрившихся ультрабазитах. В эту же эпоху формируются латеритные бокситоносные коры выветривания на вершинах отдельных холмов, сложенных породами основного состава, либо в линейных зонах трещиноватости (Кимперсайский массив в Мугоджарах) и марганцевые коры на древних месторождениях марганца в Центральном Казахстане (Каражал, Ктай и др.) и на Южном Урале. Месторождения и рудопроявления бокситов известны на Северном Урале (Волчанское и Богославское), в Закарпатье. Выявлена также бокситоносность Сосьвинско-Салехардской депрессии, протягивающейся с востока вдоль Приполярного и Полярного Урала. Позднетриасовому осадконакоплению предшествовало интенсивное корообразование, о чем свидетельствуют сохранившиеся коры выветривания в прибортовых частях депрессии. Мощность вскрытой части кор иногда достигает 20—25 м. На осадочно-вулканогенном складчатом палеозойском фундаменте с сохранившимися местами корами выветривания залегает осадочная толща позднетриасового возраста, в разрезе которой вполне определенное место занимают бокситоносные отложения. Месторождения бокситов в Средней Азии концентрируются в Гиссарском (Байсунском) и Ферганском районах. Всего в мезозойских отложениях Средней Азии известно около 90 месторождений (или проявлений) бокситов и бокситовых пород. Основная часть бокситовых месторождений и рудопроявлений относится к триасу и связана с платформенными континентальными отложениями. Широко развиты в позднетриасовую эпоху элювиальные россыпи: на Украине (рис. 7) — ильменитовые на габброидах, редкометальные на ультращелочных массивах и метасоматитах, драгоценных камней на пегматитах, на Урале, в Казахстане — редкометальные на пегматитах, альбитизированных гранитах, щелочных массивах, ильменитовые на амфиболитах и габброидах, монацит-ильменитовые на мигматизированных гнейсах и редкоземельные месторождения остаточного типа. В Сибири редкометальные коры выветривания встречаются на карбонатитах, а в Якутии россыпи алмазов на кимберлитах. Месторождения вермикулита расположены в Мугоджарах и на Кольском полуострове. Повсеместная приуроченность каолиновых месторождений к позднетриасовой коре выветривания доказывается В. П. Петровым [19]. Такие месторождения установлены на Украине, в Мугоджарах и на Южном Урале, в Средней Азии (Ангренский и Чаткальский районы), а также в Европе (Феноскандия, Венгрия, Югославия).

Зона окисления раннемезозойского возраста широко распространена почти на всех гидротермальных и метасоматических сульфидных месторождениях Казахстана, Урала и Мугоджар. На Украине,

Кольском полуострове, Урале и в Сибири известны остаточные месторождения апатита, барита, щелочных каолинов, кварцевых песков, фосфоритов и разнотипных глин. Широко развиты в нижнем мезозое осадочные месторождения, парагенетически связанные с верхнетриасовой корой выветривания. К юрскому периоду приурочена одна из крупных железорудных эпох Земли, как писал об этом Н. М. Страхов. Оолитовые гидрогётит-шамозитовые и лептохлоритовые переотложенные руды накапливались преимущественно в краевых зонах мелких морей, трансгрессировавших синеклизы молодых платформ Евразии.

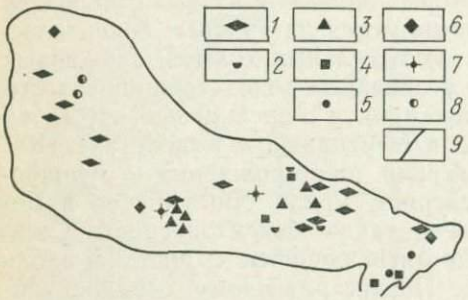


Рис. 7. Распространение полезных ископаемых формации коры выветривания (MZ_1) на Украинском щите (по М. О. Эльянову; С. И. Гурвичу и др.).

1 — каолины первичные; *2* — бокситы латеритные; *3* — никель и кобальт-никелевые руды; *4* — бурые железняки; *5* — вермикулит; *6* — россыпи элювиальные; *7* — графит; *8* — кварц; *9* — контуры распространения нижнемезозойской коры выветривания

К этому же типу относится Малкинское месторождение Северного Кавказа, образовавшееся за счет переотложенных продуктов коры выветривания серпентинитового массива в прибрежной зоне позднелейасового бассейна. Здесь руды обогащены никелем. Такого же типа месторождения, возможно, начали формироваться в конце юры в Югославии и Албании. Становление месторождений бокситов начинается в позднем триасе и захватывает лейас. Такие месторождения отмечены в Средиземноморской области Европы, на юге Урала и в Средней Азии. Раннеюрские бокситы известны в Киргизии (Майлисуйское и др.). Осадочные бокситы среднеюрского возраста проявлены на востоке Карпат (Рударненское), под Москвой (Мячковское), в Горном Крыму (Басман-Кермек). Бокситы, сформировавшиеся в конце юры и в раннем мелу, известны на Урале, в Тургайском прогибе, Центральном Казахстане, южной части Центральной Сибири, на Енисейском кряже и на западе — в Средиземноморской области.

Обилие железных руд в юре и сравнительно значительная распространенность переотложенных бокситов, естественно, обусловлены парагенетической связью с мощной проработанной латерит-каолинитовой региональной корой выветривания позднетриасовой минерагенической эпохи. Пример прямой парагенетической связи осадочных железорудных и бокситовых месторождений юры и мела с позднетриасовой корой выветривания — железорудное месторождение Зальцгиттер, представленное базальными конгломератами раннемелового возраста. Рудные обломки, входящие в состав конгломератов, относятся к переотложенным образованиям размытых неокомским морем выветрелых железосодержащих осадков триаса.

Прямых сведений, объективно доказывающих формирование месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания в

байос-батский и оксфорд-лузитанский этапы корообразования, нет, поэтому соответствующий минерагенический этап не выделяется.

Апт-альбский этап

Образование осадочных бокситовых месторождений в меловое время происходило в основном в окраинных частях молодых платформ. Бокситы залегают обычно в карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях карбонатного основания платформ. Наиболее крупные месторождения находятся в Тургайском прогибе.

В апт-альбский этап бокситы формировались на западных и восточных склонах Мугоджар, на восточном склоне Урала, в Зауралье, Присалаирском районе, Чулымо-Енисейской впадине, Средней Азии и в пределах Украинского щита. Прямых указаний о связи бокситообразования с апт-альбской корой выветривания нет. Возможно, что в это время продолжался размыв верхнетриасовой коры выветривания.

Палеоцен-эоценовая эпоха

Для эпохи корообразования этого времени характерны латеритные, ферриаллитовые и каолинитовые коры выветривания, с которыми связаны каолинитовые глины и другое неметаллическое сырье, руды Fe, Ni, Mn, Cr и бокситы. Это мелкие эоценовые месторождения железа Уэльса, Бельгии, ФРГ, месторождения марганца, протянувшиеся от западной оконечности Альп через Италию, Буковину к Никополю и далее к Лабе, Мангышлаку, бокситы Югославии и Венгрии. Зона экзогенного рудообразования в эту эпоху простиралась далеко к северу и на восток (проявления бокситов в Приангарье и Тургае, Колпашевская группа месторождения железа и североуральские марганцевые руды). На южном побережье Охотского моря золотоносные эоценовые коры выветривания развиты на нижнемеловых осадочных породах, гранитах и кислых эффузивах. К этой эпохе относятся зоны окисления забайкальских месторождений. В тропической зоне Земли все крупнейшие месторождения элювиальных бокситов, редкометальные коры выветривания, элювиальные россыпи алмазов, олова, приурочены к региональной провинции образования мощных кор выветривания (Центральная и Южная Америка, Африка, Азия, Австралия). К ним относятся бокситы нижнеэоценовой «великой африканской поверхности», Гвинеи, Мали, Берега Слоновой Кости, Ганы, Либерии, Сьерра-Леоне, Камеруна, Верхней Вольты (Западная Африка); латериты на траппах Декана (Индия), уникальные месторождения Австралии, Ямайки и Южной Америки. В Австралии расположены крупные латеритные месторождения марганца, элювиальные россыпи танталита, олова, золота. Никеленосные коры выветривания развиты на островах Куба, Новая Гвинея. В юго-восточной Азии (СРВ, Лаос, Индонезия, Малайзия, Филиппины), в Индии и Бирме располагаются россыпные месторождения олова, редкометальных минералов, алмазов. В Африке и Южной Америке известны месторождения редких элементов, алмазов, хромитов, олова.

4483

Олигоцен-миоценовый этап

Во второй половине олигоцена за счет переотложения продуктов кор выветривания формируются месторождения железных руд, бокситов, марганца, а также ильменитовых россыпей.

Образование россыпей золота в пределах южного побережья Охотского моря соответствует времени развития кор выветривания в этом районе. Коры выветривания залегают на рудоносных трахитах олигоцена и перекрыты отложениями неогена.

Развитие плиоцен-четвертичных кор выветривания установлено в Орель-Ульской депрессии, а плиоценовых — в Ул-Лонгерийской депрессии. Эти абразируемые коры выветривания депрессий главнейшие источники пляжевых россыпей.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Условия и характер процессов образования коры выветривания, связанных с ней остаточных месторождений и зон окисления изучены достаточно детально. Поэтому все основные сведения по геологии коры выветривания приводятся нами в общих чертах и лишь отдельные наиболее интересные и новые вопросы рассматриваются подробно. Более полно представлены сведения по геологии и условиям формирования элювиальных россыпей.

Многообразие процессов корообразования и различный подход к их изучению привели к тому, что до настоящего времени среди специалистов нет согласованного толкования многих терминов, используемых в геологической литературе. Приводимые в настоящей работе формулировки некоторых терминов даны в трактовке автора.

Кора выветривания — геологическое тело, сложенное продуктами гипергенного изменения горных пород — элювием, залегающим в приповерхностной континентальной части литосферы. Мощность древней коры выветривания может достигать десятков и сотен метров. С глубиной рыхлые выветрелые породы коры переходят в малоизмененные, а затем и в свежие материнские породы.

Элювий — горные породы, образовавшиеся в зоне коры выветривания в результате химического разложения, главным образом окисления, гидратации и гидролиза магматических метаморфических и осадочных пород под влиянием различных (климатических, гидрогеохимических, биохимических и геологических) факторов.

Подзона (зона) выветривания — верхняя часть зоны гипергенеза (где развиваются процессы химического разложения пород субстрата).

Материнские (коренные) породы, субстрат — синонимы.

Упоминаемый в технической литературе термин «остаточная кора выветривания» не имеет смыслового значения, так как предложен исследователями, которые разделяют кору выветривания на «остаточ-

ную» и «переотложенную». Поскольку кора выветривания не может быть переотложенной (это будет уже не элювий, а делювий и др.), то термин остаточная становится неверным в первоначальном его понимании: все без исключения коры выветривания остаточные, т. е. оставшиеся на месте.

Морфологически кора выветривания представляет собой, в доэрозионную стадию развития рельефа, сплошной чехол мощных (до 150 м и более) элювиальных отложений, развитых на значительных площадях. Так называемая «линейная» кора выветривания не относится к самостоятельному морфологическому типу, а является лишь ее фрагментом в линейно вытянутых тектонически ослабленных зонах или литологически благоприятных горизонтах осадочных пород. Иногда такие зоны фиксируются дайками гипербазитов и базитов, рудными телами и метасоматически переработанными породами, выветривающимися активнее, чем вмещающие породы. Таким образом, линейные коры выветривания — это карманы, углубления — фрагменты «площадной» коры, сохранившиеся при ее денудации.

Принято выделять два типа выветривания — химическое и физическое. При физическом выветривании, которое возможно в жарком аридном и холодном климатах пустынных и арктических областей, происходит главным образом дезинтеграция горных пород без изменения их минерального состава. Основные причины разрушения пород — растрескивание при резких изменениях температуры и замерзании воды в трещинах и пустотах. При физическом выветривании кора практически не образуется, при химическом — в зоне гипергенеза происходит изменение состава минералов и горных пород, развиваются реакции обмена и замещения, а также перераспределение и вынос вещества, образование вторичных минералов и формирование геохимических зон профиля выветривания.

В результате процессов гипергенного изменения минералы материнских пород замещаются новообразованиями, устойчивыми в условиях зоны выветривания. На интенсивность выветривания также влияют 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, мигрируют в боковые породы и создают вторичные солевые геохимические ореолы или зону цементации. 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. Минералы по степени устойчивости делятся на несколько групп: весьма 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). Из породообразующих первичных минералов лишь кварц наиболее устойчив в

условиях активно химической среды коры выветривания, но и он растворяется частично в каолинитовой и полностью в зоне охр.

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

В. П. Петров [19], используя схему зональности современных почв, выделяет следующие характерные горизонты выветривания:

1. Гумусовый горизонт (тип A_1 современных почв) существует только в «живой коре выветривания» — в почве. В древних корах он не сохранился.

2. Горизонт, сложенный породой, находящейся в равновесии с действующими растворами (тип A_2 современных почв) в древних корах выветривания; является самым верхним и наиболее часто подвергается размыву.

3. Промежуточные горизонты. Здесь возможно несколько минералогически различных горизонтов, но все они представляют собой переход от материнской породы к верхнему горизонту, находящемуся в равновесии с раствором.

4. Нижние «горизонты начинающегося выветривания». Для них наиболее характерно создание значительной пористости в материнской породе. Здесь происходит наибольший вынос вещества материнской породы и имеет место временное сохранение важнейших, иногда легко разлагающихся минералов, которыми, в частности, определяется реакция растворов.

5. Материнская порода.

Последовательность изменения характера процессов, приведенная в схеме, отвечает сущности профиля гумидного выветривания алюмосиликатных пород.

В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский, изучавшие коры выветривания различных горных пород на Южном Урале, определили зоны профиля выветривания. В основании коры выветривания располагается зона выщелачивания, представленная сравнительно слабоизмененными породами, сохранившими первичный минеральный состав, но имеющими пониженное содержание щелочей и щелочных земель. Она сменяется зоной глинистых образований, где первичные силикаты преобразованы в монтмориллонитовые, нонтронитовые, каолинитовые, гидрохлоритовые глинистые минералы. Процесс этот связан с выносом кремнезема, остатков щелочей и щелочноземельных металлов. Одновременно происходит накопление полуторных окислов и окисление железа. Выше расположена зона охр и охристо-глинистых пород, которая характеризуется наличием гематита или гематита и гиббсита, что связано с разложением железосодержащих глинистых минералов.

А. П. Никитина и др. установили три типа профиля выветривания: полный, сокращенный и неполный. Повторяя известную схему 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 окислов и гидроокислов железа и алюминия). В сокращенном профиле отсутствует одна или две средних зоны, а в неполном — от одной до трех верхних зон полного профиля.

Изменение условий корообразования в природе многообразно и комбинация в профиле тех или иных зон естественна и объяснима. Например, в тропической зоне, где особо благоприятные условия для корообразования, среди мощных кор выветривания с зональным профилем 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 бóльшая часть металлов и в которой произошло обогащение кварцем, баритом-сыпучкой; 3) зона окисленных руд, располагающаяся в пределах области колебания уровня грунтовых вод и характеризующаяся затрудненной циркуляцией воздуха и недостатком кислорода; здесь возникают сульфаты закиси железа; 4) зона вторичного сульфидного обогащения (цементации), находящаяся ниже уровня грунтовых вод. Металлы, мигрировавшие с водами из окисленной зоны, здесь восстанавливаются и выпадают в виде вторичных сульфидов. Современные исследования показывают, что очень часто нижняя граница окисленных руд залегает гораздо выше уровня грунтовых вод и в большинстве случаев связь между уровнями современных грунтовых вод и зональностью сульфидных месторождений отсутствует. Не подтверждается практикой и значение восстановительных процессов в образовании вторичных сульфидов в зоне цементации.

Гипергенные изменения в зоне окисления и в корах выветривания имеют аналогичную геохимическую направленность. Насыщенность кислородом верхней части зоны гипергенеза и дефицит его на поздней стадии корообразования в нижних горизонтах обусловливает закономерную вертикальную минералого-геохимическую зональность в разрезе профиля выветривания (зоны окисления). Иными словами, процессы окисления верхней зоны сульфидных месторождений такого же характера, что и процессы, обусловливающие зональность коры выветривания. Верхняя зона находится в равновесии с действующими почвенными растворами и имеет различную мощность, резко увеличиваясь в линейных корах. В нижних зонах наблюдается взаимодействие этих растворов с материнской породой (рудой), причем последовательно меняются сами растворы и вызываемые ими минеральные преобразования. С корой выветривания, развитой в районе месторождения, зоны окисления одновозрастны и во многих случаях связаны пространственно (генетически и корреляционно): свои подзоны с зонами вертикального профиля площадной коры (рис. 8). Таким образом, зоны окисления представляют собой фрагменты площадной коры выветривания. В регионах, где кора не развита, зоны окисления обычно не наблюдаются. Лишь в редких случаях в районах, где кора

выветривания эродирована, фиксируются признаки нижних горизонтов зоны окисления. Непосредственный пространственный переход зоны окисления рудных месторождений в кору выветривания, развитую на боковых безрудных породах наблюдается на многих месторождениях (Блявинское и Гайское на Южном Урале, Авангард и Лиманное в Мугоджарах и др.). Образование подзон зависит от различных местных условий (состав первичных руд, пород и минералов, характер вмещающих пород, гидрогеологические условия и др.). Важное значение могут иметь климат и тектоника. Кроме того верхние горизонты коры выветривания довольно часто бывают размыты. Поэтому в природе мы, как правило, наблюдаем сокращенный неполный профиль зональности — обычно из 2—4 подзон окисления и выветривания.

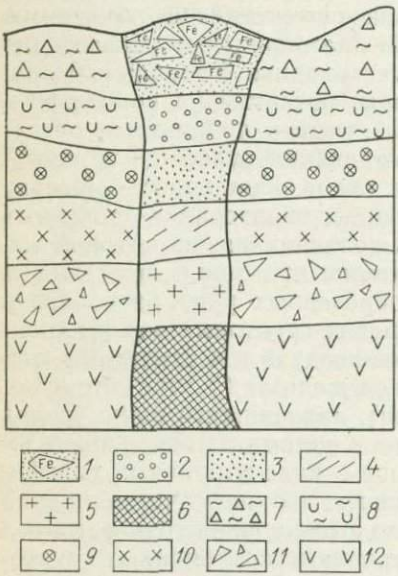


Рис. 8. Схематический разрез зоны окисления сульфидного месторождения и вмещающих алюмосиликатных пород.

Подзоны: *1* — железная шляпа; *2* — кварц-ярозитовая сыпучка; *3* — кварц-баритово-колчеданная сыпучка; *4* — богатые окисленные руды; *5* — вторичного сульфидного обогащения; *6* — первичных сульфидных руд, *7* — латеритно-каолинитовая (охры), *8* — гидрослюдисто-каолинитовая (или каолинитовая), *9* — каолинит-гидрослюдистая, *10* — гидрослюдистая, *11* — дресвяно-щебенистая; *12* — коренные материнские породы

Переход от первичных руд к подзоне вторичного сульфидного обогащения — первый результат окислительных процессов, идущих в коре выветривания. В. П. Петров [19] 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 поступит 650 кг сернокислого железа и 200 кг серной кислоты. Параллельно с изменением халькопирита аналогично изменяются пирит и другие сульфиды. Вынос веществ (до 53 %) из подзоны вторичного сульфидного обогащения в результате окислительных процессов намного превышает привнос 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 верхах подзоны появляются новые реакции окисления с минималь-

ными 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 образуются халькозин, ковеллин, англезит, церуссит и др. По мере развития коры выветривания и увеличения ее мощности водообмен в нижних горизонтах профиля выветривания естественно замедлялся и как только уровень грунтовых вод по тем или иным причинам повышался (изменение базиса эрозии в районе, блоковые тектонические подвижки, резкое изменение климата и др.) химическая обстановка в нижнем горизонте окисленных руд и пород менялась в сторону образования в этой подзоне восстановительных условий среды. Водородный показатель этой подзоны обычно до 9 и выше. Таким образом, окончательное формирование нижней подзоны завершается вторичными (наложенными) процессами. На малосульфидных месторождениях вторичное сульфидное обогащение проявлено частично или вообще отсутствует. Сульфиды в этой зоне 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, главный процесс, регулирующий состав пород коры выветривания, — 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 низах 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 SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и других соединений. Гидрослюдистая подзона характеризуется накоплением гидрослюд 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, в верхах подзоны в каолинит. Микроклин в этой зоне сохраняется, но мутнеет и частично серицитизируется. В основных породах по плагиоклазу развивается монтмориллонит. Итак, гидрослюдистая подзона сложена пестроцветным глинистым материалом каолинитового, гидрослюдистого, гидрохлоритового, монтмориллонитового, нонтронитового и галлуазитового состава. Алюмосиликаты первичных пород не наблюдаются, исключая частично выветрелые калиевые полевые шпаты и гидробиотит. Почти полностью сохраняются кварц (но его растворение уже начинается) и многие акцессор-

ные минералы. pH этой подзоны на стадии завершения ее формирования обычно 7,5—8,5. В верхних горизонтах подзоны увеличивается содержание каолинита и гидрослюдистая подзона переходит в каолинит-гидрослюдистую или гидрослюдисто-каолинитовую.

Первичные сульфиды в подзоне богатых окисленных руд полностью переходят в окисные и солевые соединения, в основном в сульфаты, часть которых (растворимые) выносится в зону обогащения, за исключением сульфата закиси железа, который превращается на месте в гидроокислы железа. На малосульфидных месторождениях отсутствуют полностью или частично минеральные формы меди, свинца, цинка, молибдена, сурьмы, мышьяка, вольфрама (при выветривании шеелита). Значительное число металлов сорбируется гидроокислами железа, марганца и глинистыми минералами.

В гидрослюдисто-каолинитовой подзоне теряются все текстурно-минералогические признаки пород субстрата и первичных руд. Подзона состоит из каолинитовых (в кислых породах), нонтронитовых (в породах, богатых железом) и монтмориллонитовых (в основных породах) глин — 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 (см. рис. 8).

Латеритно-каолинитовой подзоне соответствует в рудных месторождениях подзона полностью окисленных руд (бурых железняков). В этой подзоне широко развиты охры, гидроокислы алюминия, железа и марганца. Иногда встречается 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 в гипогенных рудах и 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), золото, селен, теллур.

Верхняя часть профиля выветривания, в формировании которого важное значение имеют растительность и микроорганизмы, представлена почвой. Специфическим особенностям почвы при образовании коры выветривания посвящены многочисленные труды В. П. Петрова, поэтому автором 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 ослабляется, изменяется и характер этих процессов. Но практически, в природных условиях идеальная зональность встречается редко. В большинстве случаев мы наблюдаем трансформированную, размытую или маломощную кору с самыми различными комбинациями зон и подзон. Причины этого могут быть разные:

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 режимов.

3. Наложение новых корообразовательных процессов на древние зональные коры выветривания, что приводит к деформации палеозональности и исчезновению (или появлению) той или иной подзоны из разреза.

4. Мощная проработка зональных кор выветривания в гумидных условиях тропических и субтропических районов способствует преобразованию их в мономинеральные одно- или двухзональные коры.

5. В кратковременные этапы корообразования возможно формирование «миниатюрных» маломощных (до 2,5 м), но зональных кор выветривания. Такая кора с дресвяно-щебенистым, гидрослюдистым, гидрослюдисто-каолинитовым горизонтами была нами вскрыта канавой на Акбулаксайском гранитном массиве в Мугоджарах. Этот факт еще раз подтверждает одновременность образования всех зон коры.

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

Элювиальные россыпи

К россыпным полезным ископаемым относятся физически и химически устойчивые в гипергенных условиях минералы исходных пород. Этим определением ограничивается набор россыпеобразующих минералов и минеральных ассоциаций. Например, вряд ли целесообразно относить дезинтегрированные полевые шпаты нижних зон коры выветривания к числу элювиально-россыпных полезных ископаемых, поскольку они вверх по разрезу быстро изменяются в глинистые минералы. Следует подчеркнуть, что элювиальные россыпи, возникающие при так называемом «физическом выветривании», представляют лишь предмет теоретического обсуждения, все практически интересные элювиально-россыпные месторождения связаны с корами выветривания (химического), формирующимися в виде мощных

профилей лишь в отдельные эпохи при наличии определенных условий [4].

Элювиальные россыпи — один из главных промышленных типов месторождений минерального сырья формации кор выветривания. Они 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 для них первичные закономерности 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 нижними и средними зонами профиля. Мощность и строение профиля коры выветривания зависят в значительной степени от состава материнских пород (их устойчивости к выветриванию) и тектонических особенностей района (повышение мощности коры в зонах тектонических нарушений, сланцеватости, на контактах и др.). Литологические особенности элювиальной россыпи и комплекса рудных минералов также зависят от состава материнских пород (табл. 1). По нефелиновым и щелочным сиенитам образуется кора бейделлит-гидрослюдистого типа с минералами ниобия, циркония и редких земель. На гранитоидах, пегматитах и гнейсах развита каолинит-гидрослюдистая кора выветривания с ведущей ролью колумбита, колумбит-танталита, берилла, монацита и циркона. По габброидам и амфиболитам — гидрохлорит-галлуазитовая с ильменитом и вторичными его минералами и др. Тем не менее для формирования элювиальных россыпей определяющими являются только минералогические факторы (все остальные факторы имеют общее значение).

1. Если в образовании остаточных месторождений Fe, Al, Ni и некоторых других металлов миграционные свойства этих элементов очень важны для рудообразования, то для развития элювиальных россыпей подвижность элементов и их способность концентрироваться в коре выветривания значения не имеют. В этом случае определяющими будут физико-химические особенности россыпеобразующих минералов, обусловливающие их устойчивость в условиях корообразования. Четкую противоположность в поведении россыпеобразующих элементов можно наблюдать при сравнении коэффициентов устойчивости (K_y) окислов и минералов на примере каолинит-гидрослюдистой коры выветривания гранитов (правая колонка) и пегматитов (левая колонка)

Nb_2O_5	0,6—0,7	колумбит	1,8—2
BeO	0,4—0,5	берилл	1,5
SiO_2	0,7	кварц	2

Как мы видим, одни и те же элементы в процессе выветривания ведут себя по-разному. При разложении породообразующих минералов-концентраторов они легко мигрируют из коры выветривания,

а в собственных минералах-носителях, устойчивых в зоне гипергенеза, их содержание в коре не только сохраняется, но и относительно увеличивается.

2. Одно из главных условий формирования элювиальных россыпей — повышенные содержания россыпеобразующих минералов в материнских породах 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 элювия, т. е. в связи с интенсивным выносом из коры выветривания легкоподвижных компонентов (кремнезема, щелочей и др.). Например, образование россыпей танталита возможно при содержании Ta_2O_5 в исходных породах 0,003—0,004 % или 30—40 г/т (выше кларковых значений, но непромышленное для эндогенных руд). В коре выветривания содержания пятиокиси тантала повышаются до 0,005—0,007 % (50—70 г/т) или 80—120 г/т танталита и будут иметь уже практическое значение. Для формирования ильменитовых россыпей содержание минерала в исходных породах должно быть не менее 3—4 % (30—40 кг/т). В коре выветривания концентрация ильменита возрастает до 50—80 кг/т и более (80—140 кг/м^3).

3. Различные россыпеобразующие минералы обладают различной степенью устойчивости в условиях химически агрессивной среды в коре 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 зоне окисления практически не сохраняется, в каолинитовой часть его легко разрушается при незначительном механическом воздействии (60—80 % зерен), рассыпаясь при обогащении в тончайшую пыль, и в концентратах извлекается лишь 20—40 % минерала. Содержание колумбита в каолинит-гидрослюдистой и гидрослюдистой подзонах коры пегматитов относительно увеличивается в два-три раза и извлечение его в концентрат максимальное. Еще контрастней поведение ильменита $K_y=0{,}04$ и TiO_2 ($K_y=4{,}6$) в коре выветривания амфиболитов.

Рассмотрим содержание TiO_2 (числитель) и ильменита (знаменатель) в различных подзонах коры выветривания амфиболитов, г/м^3:

Исходная порода (амфиболиты)	1200/720
Подзоны:	
гидрослюдистая	6000/1300
каолинит-гидрослюдистая	3600/450
каолинитовая	5600/30

Как видно, в каолинитовой подзоне содержание TiO_2 резко повышается по сравнению с исходными амфиболитами, а ильменит почти полностью замещается лейкоксеном, его максимальные содержания в гидрослюдистой и каолинит-гидрослюдистой подзонах.

В зависимости от степени размыва коры выветривания и сохранности подзон ее профиля на дневную поверхность могут выходить элювиальные россыпи определенного состава. Так, сподуменовые

Таблица 1

Распределение главных россыпеобразующих минералов по зонам различных кор выветривания

Зоны		Генетические типы материнских пород и руд									
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	Ультрабазиты	Кимберлиты	Карбонатиты	Ультращелочные и щелочные породы	Альбитизированные, грейзенизированные, амазонитизированные граниты	Биотитовые альбитизированные граниты	Пегматиты гранитные
Конечного гидролиза, дегидратации	Охр, гидроокислов железа, минералов свободного глинозема и каолинита	Платина, анатаз *, рутил *, брукит *, лейкоксен *	Золото, алмазы, анатаз *, рутил *, брукит *, циркон, лейкоксен *	Золото, корунд, силлиманит, андалузит, кианит, гематит *	Циркон, рутил *, лейкоксен *	Рутил *, брукит *, анатаз *	Платиноиды, хромшпинелиды частично	Алмазы	Циркон, рутил *, брукит *	Циркон, бадделеит (калдасит) * топаз (?) рутил *, корунд	Топаз (?)	Циркон, топаз (?), рутил *	Циркон, топаз (?)
Гидролиза и обменных реакций	Каолинитовая, галуазитовая, бейделлитовая, нонтронитовая, монтмориллонитовая и др.	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит — частично киноварь, благородная шпинель (в скарнах), ильменит, лейкоксен *	Циркон, алмазы, ильменит лейкоксенизированный, рутил *, кварц, брукит *, золото, барит, киноварь, агат, кремень	Корунд, силлиманит, андалузит, кианит, турмалин, золото, изумруд, благородная шпинель, гематит *	Ильменит лейкоксенизированный, циркон, ксенотим, ортит, рутил *, турмалин	Лейкоксенизированный ильменит, апатит частично, рутил *, благородная шпинель	Хромшпинелиды, платиноиды, лейкоксенизированный ильменит	Алмазы, ильменит	Циркон, апатит частично, бадделеит *, рутил *, анатаз *, брукит *, торианит	Лопарит, циркон, бадделеит (калдасит) *, апатит частично, монацит, топаз, малакон, циртолит, торманит	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, слабощелочной берилл, вольфрамит, частично морион, горный хрусталь, топаз, турмалин, циркон, торолит, приорит частично, изумруд, фергусонит частично, самарскит частично, кварц
Начала гидролиза и окисления	Каолинит-гидрослюдистая (монтмориллонитовая, бейделлитовая, гидрохлоритовая и др.)	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит, киноварь, благородная шпинель (в скарнах)	Золото, циркон, алмазы, ильменит, рутил *, монацит, кварц, брукит *, барит, агат, кремень, киноварь	Корунд, высокоглиноземистые минералы, гранат, магнетит, турмалин, изумруд, благородная шпинель, золото, гематит *	Ильменит, монацит, циркон, ксенотим, ортит, черчит частично *, рутил *, турмалин, чералит частично	Магнетит, ильменит, апатит, титаномагнетит, рутил *, сфен, альмандин, благородная шпинель	Хромшпинелиды, сапфир, платиноиды, ильменит, магнетит, апатит	Алмазы, пироп, ильменит, перовскит, хризолит частично	Колумбитизированный пирохлор, магнетит, циркон, апатит, монацит, перовскит, бастнезит, ильменит, барит, циркелит, торианит, рутил, брукит, бадделеит *	Лопарит, циркон, бадделеит, апатит, монацит, топаз, перовскит, бастнезит, пирохлор, малакон, циртолит, циркелит, торианит, альмандин, ортит, магнетит, чералит частично	Танталит-колумбит, фергусонит, эвксенит, касситерит, топаз, монацит, самарскит	Колумбит, касситерит, монацит, кварц, топаз, циркон, ксенотим, кварц, ортит, ильменит, турмалин, рутил, чералит частично	Танталит-колумбит, натриевый берилл, касситерит, вольфрамит, морион, горный хрусталь, топаз, джалмаит, турмалин, циркон, поллуцит, торолит, поликраз частично, приорит, изумруд, фергусонит, эвксенит частично, самарскит

Продолжение табл. 1

Зоны		Генетические типы мате				
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
Гидратации и гидролиза	Гидрослюдистая (гидрохлоритовая, серицитовая, карбонатная, баритовая или кварцевая сыпучка и др.)	Золото, платина, барит, касситерит, вольфрамит, флюорит, магнетит, шеелит, киноварь, благородная шпинель (в скарнах)	Золото, кварц, монацит, ильменит, алмазы, циркон, кровавик, агат, киноварь, барит, рутил	Сапфир, корунд, высокоглиноземистые минералы, гранат, магнетит, турмалин, изумруд, благородная шпинель, золото	Ильменит, монацит, циркон, ксенотим, ортит, черчит *, турмалин, цералит	Пироп, перидотит, сапфир, магнетит, ильменит, апатит, титаномагнетит, рутил, сфен, альмандин, благородная шпинель
Начального выветривания (гидратации и др.)	Дресвяно-щебенистая	Рудные минералы еще не				

* Гипергенные минералы.

ринских пород и руд						
Ультрабазиты	Кимберлиты	Карбонатиты	Ультращелочные и щелочные породы	Альбитизированные, грейзенизированные, амазонитизированные граниты	Биотитовые альбитизированные граниты	Пегматиты гранитные
Сапфир, хромшпинелиды, платиноиды, ильменит, магнетит, апатит	Алмазы, пироп, ильменит, перовскит, хризотил	Флюорит, гатчетолит частично, пирохлор, плюмбопирохлор, перовскит, бадделеит, циркон, магнетит, апатит, монацит, бастнезит, ильменит, барит, паризит, циркелит, торианит, рутил, брукит	Малакон, циртолит, сапфир, пирохлор, лопарит, циркон, бастнезит, монацит, бадделеит, апатит, топаз, перовскит, паризит, циркелит, торианит, альмандин, цералит, ортит, шерломит, магнетит, сфен, ильменит, рутил, корунд, эвдиалит	Микролит, топаз, танталит-колумбит, касситерит, фергусонит, эвксенит, самарскит, монацит	Колумбит, циркон, монацит, ксенотим, касситерит, кварц, топаз, ортит, ильменит, турмалин, рутил, цералит	Микроклин, кварц, топаз, сподумен частично, танталит-колумбит, берилл, касситерит, вольфрамит, морион, горный хрусталь, джалмаит, турмалин, циркон, поллуцит, торолит, поликраз, приорит, бетафит, изумруд, фергусонит, эвксенит, самарскит
освобождены из пород субстрата						

россыпи характерны только для самых нижних подзон кор выветривания. Максимальные содержания апатита, барита и высокоглиноземистых минералов присущи подзоне гидрослюд и гидрохлоритов. Алмазы, топаз, турмалин, корунд хорошо сохраняются во всех подзонах кор выветривания вплоть до каолинитовой. В зоне латеритного выветривания растворяется большинство устойчивых к выветриванию минералов и элювиальные россыпи (исключая алмаз, бадделеит, 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 примерах практическое значение могут иметь лишь 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 (см. табл. 1). По приуроченности минералов к определенному ряду (соответствующему той или иной зоне выветривания) можно определить наиболее оптимальные условия формирования элювиальных россыпей для того или иного минерального комплекса в коре выветривания, развитой на конкретных горных породах или рудах.

4. Необходимое условие концентрации минералов в коре выветривания — их полное освобождение из вмещающих материнских пород. Это возможно при наличии площадной коры выветривания глинисто-гидрослюдистого типа с сохранившимися от эрозии продуктивными подзонами вертикального профиля. В большинстве случаев

в дресвяно-щебенистой подзоне многие россыпеобразующие минералы находятся в сростках с породообразующими и при обогащении в концентрат не извлекаются.

5. Обычно не весь металл концентрируется в минералах тяжелой фракции. Значительная его часть рассеивается в породообразующих и акцессорных 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 ($K_y=2{,}1$) и окислов Та ($K_y=1{,}2$) и Nb ($K_y=0{,}9$) в коре выветривания альбитизированных и грейзенизированных гранитов Актастинского массива (Мугоджары). Их содержание приводится ниже, г/м³:

Подзоны	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Колумбит
Исходная порода (граниты)	2,4	72	17
Гидрослюдистая	6	120	Нет сведений
Каолинит-гидрослюдистая . .	3,2	90	45
Каолинитовая	2,9	64	30

Сумма окислов ($Ta_2O_5+Nb_2O_5$), содержащихся в 17 г/м³ колумбита составит 13,3 г/м³ (при теоретическом содержании в колумбите суммы $Ta_2O_5+Nb_2O_5=78$ %). Таким образом, на минералы-концентраторы приходится преобладающее количество ниобия и тантала, содержащегося в гранитах — 61,1 г/м³ (82 % от общего количества тантала и ниобия). В каолинитовой зоне на долю колумбита уже приходится 23,4 г/м³ суммы окислов, а на долю минералов-концентраторов — 43,5 г/м³, или 65 % от общего количества тантала и ниобия.

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

6. В отличие от других генетических типов для элювиальных россыпей характерно отсутствие сортировки материала, за исключением «просадки» рудных минералов за счет механического выноса или выщелачивания вмещающей среды.

«Элювиальные россыпи» — термин старый (Ю. С. Билибин, И. С. Рожков, В. М. Крейтер, В. И. Смирнов, С. И. Гурвич и др.), но, к сожалению, еще не всеми геологами понятый и принятый. В последнее время он все реже появляется в печати. Даже когда речь идет о явных элювиальных россыпях, связанных с корой выветривания, то и в этих случаях такие месторождения называются «остаточными месторождениями».

Элювиальные россыпи — это типичные россыпи, в которых первичные рудные минералы полностью освобождены из материнских пород и могут обогащаться обычным гравитационным методом. Некоторое отличие элювиальных россыпей от россыпей других типов (аллювиальных, прибрежно-морских и др.) заключается в повышенной глинистости «песков», разнообразии минеральных типов и широкой комплексности минеральных компонентов. Другая особенность элювиальных россыпей заключается в характерных для них общих признаках как материнских пород или руд: 1) пространствен-

ная и генетическая приуроченность к коренным источникам, 2) общие поисковые признаки — тектонические, геохимические и др., 3) унаследованная морфология субстрата и минеральный состав рудных компонентов; так и типично россыпных месторождений: 1) дезинтегрированный материал продуктивных «песков», 2) общность в горно-обогатительных условиях. Они занимают как бы промежуточное положение между этими двумя столь различными типами месторождений.

Важное практическое достоинство элювиальных россыпных месторождений — их экономическая рентабельность в отработке месторождений и технологического передела «песков». Возможность отработки «песков» элювиальных месторождений открытыми горными работами, т. е. карьерным способом, позволяет производить селективную добычу разносортного сырья (раздельно по зонам коры выветривания) и значительно сократить затраты на строительство горнорудного предприятия. Гравитационный способ обогащения «песков» наиболее экономичен и прост по сравнению со всеми другими способами обогащения. Причем в процессе обогащения происходит селективное разделение «песков» на зернистый концентрат россыпных минералов и глинистый материал, который также является промышленно ценным продуктом.

Практически все россыпные элювиальные месторождения комплексные и во многих случаях безотходные. Например, в элювии колумбит-берилловых пегматитов практическую ценность будут представлять 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 к месторождению обогатительной фабрики убедительно обоснована Н. А. Солодовым.

Зоны окисления

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

По степени устойчивости и характеру изменения рудообразующих минералов выделяются следующие типы месторождений окисленных руд [23].

1. Месторождения, в которых минеральный состав руд в зоне окисления меняется 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 также варьирует и возможен вынос металлов (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. Источник их —

первичные руды с незначительным содержанием этих металлов. Скопление этих элементов происходит в результате резкого уменьшения объемной массы исходных руд (пород), высокой сорбционной способности гидроокислов Fe, Mn и глинистых минералов и интенсивной циркуляции подземных вод. Активность выветривания и значительная пористость, появляющаяся при окислении сульфидных руд, облегчают циркуляцию почвенных растворов, вызывающих выветривание. В этом случае по рудному телу формируется зона окисления, очень часто глубоко проникающая в неизмененные породы: намного глубже, чем кора выветривания на сопряженных вмещающих горных породах. В результате площадной денудации и активной эрозионной деятельности окисленное рудное тело и выветрелые вмещающие породы, прилегающие к нему, будут размыты и реликты зоны окисления могут оказаться на поверхности среди неизмененных вмещающих пород. В районах, подвергшихся интенсивной ледниковой абляции, после образования кор выветривания (Кольский полуостров, Карелия, Скандинавский полуостров, Северная 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 изменяется в широких пределах. Например, на месторождениях Урала мощность железных шляп достигает 30 м, подзон сыпучек 0,5—25 м, вторичных сульфидных руд 1—35 м. Граница между подзонами иногда резкая, но обычно сложная и постепенная, через руды смешанного состава. Общая глубина зоны окисления рудных месторождений Казахстана 250— 280 м, Среднего и Южного Урала — до 500 м. В виде частичного окисления гипергенные процессы проявляются по микротрещинам до более глубоких горизонтов. Мощности сохранившихся площадных кор выветривания в этих регионах не превышают в настоящее время 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, в конечных продуктах гипергенного минералообразования. Главные процессы выветривания руд и вмещающих пород — окисление сульфидов, гидратация и сернокислотное выщелачивание в верхних горизонтах литосферы. Образование зон окисления зависит от числа и состава сульфидных минералов в гипогенных рудах и, в первую очередь, от обогащенности полиминеральных руд пиритом и в меньшей степени — арсенопиритом. В этом случае повышаются 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 формирования. Наличие массивных колчеданных руд определяет высокую кислотность растворов зон окисления и активную геохимическую под-

вижность элементов рудообразующих минералов. Рудообразующие элементы в таких условиях могут интенсивно перераспределяться и выноситься за пределы рудного тела, в результате чего зоны окисления обычно обеднены рудными компонентами. В то же время зона гипергенеза в условиях высокой кислотности среды обычно глубоко проработана и характеризуется зональным строением зон окисления и пространственным обособлением гипергенных минеральных ассоциаций. Еще раз подчеркивая особенности формирования зон окисления месторождений, в составе руд которых доминирует пирит, важно выделить в качестве их характерных признаков интенсивное выщелачивание рудных минералов в зоне окисления и вынос рудообразующих элементов за пределы зоны, интенсивные сульфатные 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 выщелочена, сульфатизация проявлена слабее и 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), олова (станнин), мышьяка (аурипигмент, арсенопирит, реальгар), сурьмы (антимонит), висмута (висмутин), молибдена (молибденит), кобальта (кобальтин) и сульфосолей меди (тетраэдрит, теннантит, энаргит, бурнонит и др.), серебра (прустит, майерсит — $CuI \cdot 4AgI$, пираргирит и др.) и свинца (буланжерит, джемсонит).

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

В подавляющем большинстве преобразование минералов и вынос рудных элементов происходят в начальные стадии окисления первичных руд.

Конечные продукты гипергенного изменения (гидроокислы 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 бывают дискуссионны.

С момента выхода рудного тела на поверхность формирование зоны окисления зависит от 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 электрохи-

мического 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 своего формирования, при наличии суммы благоприятных факторов, они могли достигать конечных стадий окисления с образованием железных шляп и хорошо выраженных подзон.

В ходе геологического развития региона активизация эрозионных процессов приводила или к уничтожению верхних горизонтов зоны окисления или к полному окислению сульфидов на всю глубину эндогенного оруденения. И хотя, например, возраст формирования таких зон на Урале и в Казахстане одинаковый — раннемезозойский, выходящие на современную поверхность зоны окисления имеют различный эрозионный срез. Их размеры и морфология поверхностного выхода, характер и интенсивность выщелачивания рудных минералов и переотложение продуктов окисления в определенной мере зависят от условий залегания рудного тела, от рельефа и его типа.

Высокогорный, резко расчлененный рельеф, для которого свойственна активная эрозия, опережающая по времени процессы окисления, не благоприятен для образования зон окисления. Здесь возможны выходы на поверхность первичных сульфидов и гидротермальное осветление силикатных пород. В районах с резко расчлененным рельефом наиболее рационален литохимический метод поисков по первичным ореолам.

В среднегорных районах в зависимости от расчлененности рельефа процессы окисления могут уравновешиваться 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 в таких районах проявлены слабо или вообще отсутствуют. Но в любом случае, поверхностные выходы зон окисления, не затронутые эрозией, содержат типичные вторичные минералы. Здесь несомненно будут эффективны геохимические поиски по вторичным литохимическим ореолам. В районах со слабовсхолмленным или равнинным рельефом в условиях длительного континентального развития и благоприятного для корообразования климата формируются хорошо проработанные зоны окисления, которые часто увенчаны железными шляпами. Образование 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 окислы и гидроокислы железа, марганца и алюминия. При развитии «латеритной» коры выветривания кирасу можно не отличить 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 окисле-

ния преобладает накопление продуктов окисления, продвижение процессов выветривания на глубину и формирование четко выраженных железных шляп. Некоторая часть подвижных элементов выносится за пределы зоны, и верхние горизонты обычно сильно выщелочены. Подзоны вторичного сульфидного обогащения типичны для этого типа ландшафтов, в этом случае нижняя граница подзон 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 гидроокислами железа, марганца и кремнистыми образованиями, которые порой не отличимы от аналогичных латеритных безрудных пород площадной коры выветривания, проявленной в регионе. Поэтому и здесь ведущее значение при поисках рудных месторождений имеют геохимические методы исследований.

Влияние физико-химического состава вмещающих пород на процессы окисления

Формирование зон окисления рудных месторождений, в первую очередь колчеданных, сопровождается интенсивной гипергенной переработкой вмещающих пород кислыми растворами. Вмещающие породы оказывают существенное влияние на интенсивность реакций с растворами, содержащими продукты окисления сульфидных минералов, на развитие в зоне окисления того или иного типа гипергенных новообразований (сульфатов, карбонатов и др.) и активность их миграции за ее контуры, на масштабы и морфологию зоны, характер вертикальной и горизонтальной зональностей. В зависимости от вещественного состава вмещающие породы разделяются на активные и инертные.

Степень активности прямо зависит от химических свойств вмещающих пород и условий гипергенной среды. Наиболее химически активны карбонатные породы, способствующие изменению сульфидных руд на глубине и формированию мощных зон окисления. В трещиноватых карбонатных породах обычно образуются хорошо проработанные зоны гипергенных руд. Плотные карбонатные породы менее благоприятны для активного развития выветривания. Преобразование сульфидов в карбонатных породах происходит по схеме сульфид→карбонат, а в окремненных их разностях сульфид→силикат→→карбонат, минуя сульфатную стадию.

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

Химическая активность любых вмещающих пород в значительной степени зависит от характера их трещиноватости и пористости, что влияет на интенсивность водообмена в зоне гипергенеза: облегчает доступ воды к сульфидным минералам и способствует циркуляции растворов. В результате этого происходят обменные реакции, ведущие к сохранению в зоне окисления одних элементов, входящих в состав новообразованных минералов, и миграции других. Наличие в районе месторождения линейных тектонических нарушений способствует распространению гипергенного оруденения на глубину и по простиранию разломов.

ОСТАТОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные месторождения формации коры выветривания, залегающие непосредственно на дневной поверхности или вблизи нее, на территории СССР связаны с древними корами выветривания, в основном палеозойского, мезозойского и реже третичного возраста и иногда перекрыты аллохтонными отложениями или эффузивными покровами. Так, элювиальные бокситы Белгородского рудного района КМА залегают на глубине 500—700 м под чехлом осадочных образований фанерозоя.

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

Месторождения силикатного никеля на Урале сформировались в раннемезозойскую эпоху корообразования. В настоящее время никеленосная кора выветривания хорошо сохранилась в ряде районов Зауральского пенеплена на восточном склоне Южного Урала в виде плащеобразных залежей мощностью до 80 м, приуроченных к зонам разломов.

Расположение кобальт-никелевых залежей в коре выветривания определяется не только общегеологическими и климатическими факторами, но и повышенной концентрацией первичных сульфидов в гипербазитах. В силикатной форме никель находится в оливине и серпентине. В пироксенах, хромшпинелиде и магнетите никель, как правило, отсутствует. Содержание никеля в дунитах, перидотитах и серпентинитах в среднем 0,2—0,3 % и реже 0,5 %. В габбро и диабазах — 0,05—0,06 %. Формирование никеленосной коры выветривания явилось следствием разложения неустойчивых в поверхностных условиях сульфидов железа и никеля (пирротин, пентландит, миллерит и др.), а также заметного проявления инфильтрационного процесса.

В гипербазитах с сульфидной вкрапленностью в результате сернокислотных процессов образовывалось легкоподвижное соединение никеля $NiSO_4 \cdot 7H_2O$, что способствовало его миграции в нижние горизонты коры выветривания. В гипербазитах с бедным содержанием сульфидов разложение нонтронитов происходит в менее кислых условиях (pH 6,3—6,6) и 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 определяются условиями форми-

рования и первичным содержанием в гипербазитах никеля и кобальта.

Элювиальные бокситы образуются в условиях тропического влажного климата за счет выветривания различных алюмосиликатных пород (наиболее часто глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов, эффузивов основного состава и нефелиновых сиенитов). 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 бемита. Процесс формирования бокситов протекает в условиях щелочного гидролитического разложения при pH=9—7,5. По минеральному составу они преимущественно тригидратные, что обусловливает их легкую вскрываемость при переработке на глинозем. Содержание в них глинозема обычно 50—60 %, кремнезема 1—5 %. Месторождения бокситов элювиального типа известны в Африке, Австралии, Америке, Индии. Они характеризуются значительными размерами с запасами до сотен миллионов и первых миллиардов тонн. В Советском Союзе промышленные месторождения верхнедевонских элювиальных бокситов известны в Белгородском районе КМА и на Среднем Тимане.

Среди остаточных *железных руд* выделяются три типа: развитые на железистых кварцитах и джеспилитах, ультрабазитах и бедных карбонатных железных рудах.

К первому типу относятся богатые мартитовые руды Кривого Рога и КМА. Первичные бедные железные руды (железистые кварциты и джеспилиты с содержанием железа 20—35 %) за счет растворения кварца и выноса из них кремнезема и других компонентов в процессе выветривания обогащаются и превращаются в рыхлую дезинтегрированную массу с содержанием железа 55—65 %.

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

В коре выветривания непромышленных сидеритовых и анкеритовых руд и железосодержащих карбонатных пород часто формируются лимонитовые и гематитовые, обычно высококачественные бессемеровские руды с содержанием железа 50—57 %.

Марганцеворудные коры выветривания широко развиты на многих континентах, создают 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 марганценосных породах, где они образовались в результате выветривания первичных марганцевых руд и вмещающих пород. Промышленное значение имеют марганцоворудные концентрации в виде марганцевых шляп, сформированных в гипергенных условиях на месторожде-

ниях, содержащих первичные марганцевые руды. В марганцеворудных корах выветривания устанавливается вертикальная минералогическая зональность. Верхняя зона, как правило, характеризуется скоплением окисных и гидроокисных соединений марганца (пиролюзита, псиломелана, вада); в средней (промежуточной) развиваются полуокисленные марганцевые руды, сохраняются реликты первичных и метаморфических рудных минералов; нижняя представлена первичными марганцевыми рудами. Формирование марганцеворудных кор выветривания зависит от следующих факторов:

1. Геохимические особенности марганца, обусловленные строением его атомов, способностью давать высокий кларк концентрации элемента в зоне гипергенеза путем образования устойчивых минеральных соединений высшей валентности.

2. Благоприятное структурное положение месторождений марганцевых руд (поверхностное и близповерхностное расположение марганцеворудных пластов, наличие зон трещиноватости и др.).

3. Существенное обогащение материнских пород окисными, карбонатными и силикатными соединениями марганца.

4. Благоприятные тектонические и климатические условия.

Магнезиты формируются в коре выветривания серпентинитов и ассоциируются с остаточными месторождениями бурых железняков и силикатных никелевых руд. Примеры таких месторождений — Халиловское на Южном Урале, месторождения Греции, Кубы, Южной Африки, Новой Каледонии.

Каолины образуются за счет разложения полевошпатовых пород. Такие месторождения известны в СССР (Украина, Урал, Алтай, Западная Сибирь), КНР, ЧССР, Великобритании, Франции и других странах.

Остаточные *месторождения апатита* развиваются при выветривании апатитсодержащих карбонатных пород (Теннесси, Флорида в США, район Льежа в Бельгии, Телецкое в Восточном Саяне), первично бедных карбонатно-апатитовых руд (Лаокай, Вьетнам), габброидов, ультращелочных пород и карбонатитов.

Месторождения редких элементов в ряде случаев связаны с корами выветривания, проявленными на ультраосновных — щелочных массивах, карбонатитах и метаморфических породах. Некоторые из этих месторождений образованы в результате разложения эндогенных минералов, содержащих редкие элементы, перехода последних в растворимую форму и их миграции. Концентрация этих элементов в коре выветривания может происходить на геохимических барьерах, связанных с положением уровня грунтовых вод. На таких барьерах имеет место скачкообразное изменение окислительно-восстановительных условий, приводящее к переходу в твердую фазу и выделению из раствора соединений некоторых редких элементов. Такую же роль могут играть изменения щелочности — кислотности среды. В связи с этим возможно формирование руд сложного генезиса за счет: 1) остаточных содержаний металла в коре выветривания, 2) накопления его на геохимических барьерах и 3) образования минералов редких элементов в коре выветривания в результате гипергенных процессов.

В последние годы выявлены и изучены месторождения *элювиальных фосфоритовых руд,* представляющих собой минеральное образование сложного происхождения, приуроченное чаще всего к карсту карбонатных пород, отличающихся первичным повышенным содержанием фосфора. Такие месторождения, развитые в Сибири и преимущественно в пределах Алтае-Саянской складчатой области, рассматриваются как результат сложного комплекса инфильтрационных процессов.

ПОВЕДЕНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ 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 [7, 13, 14, 19, 21, 22, 23], 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, в первую очередь полевых шпатов, легко разрушаются силикаты, богатые закисью железа, — пироксены, амфиболы и др. Неустойчивые минералы превращаются в глинистые продукты и гидраты окисей, 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 и химическому изменению и разложению материнских пород, способствуют освобождению из них рудных и акцессорных россыпеобразующих минералов. В. П. Батурин, определяя общие принципы поведения минералов в коре выветривания, указывает, 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, прямо пропорционального его радиусу. В условиях химического выветривания устойчивы окислы элементов с ионным потенциалом более 3. Подавляющее число стабильных в коре выветривания минералов — окислы. В то же время некоторые окислы (магнетит, пирохлор, шеелит, ильменит и др.) относительно легко разрушаются в коре выветривания, а силикаты (циркон, турмалины 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, изо-

морфными примесями, характером дефектов и типом проводимости. Второй важный фактор, обусловливающий интенсивность процессов выветривания, — 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 различных гипергенных ситуациях (зона окисления — кора выветривания карбонатитов — кора выветривания гранитов). Интенсивность химических реакций в этих трех ситуациях будет различная, что зависит от неравнозначности физико-химических обстановок в каждых конкретных условиях (показатели Eh и pH, степень и характер минерализованных вод и др.). Кроме того, на активность процессов выветривания могут оказывать влияние t° среды, количество влаги, степень трещиноватости субстрата и др.

Заметно меняется скорость и последовательность выветривания минералов в зависимости от смены существующих парагенезисов, т. е. в результате наложенных процессов при изменении химизма среды. При активизации сернокислотного 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 самых широких пределах. По плотности минералов диапазон вариаций особенно велик: 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 (тальк — 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 Pt 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 кис-

лотности — щелочности в процессах корообразования. Встречается в россыпях и самородная ртуть.

Простые и сложные окислы. Семейство включает более 40 широко распространенных россыпеобразующих рудных и акцессорных минералов магматических и метаморфических комплексов. Группа окислов (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 у окислов изменяется от 8 (танталит) до 2,6 г/см^3 (кварц), что отражает их кристаллохимические свойства. Большинство минералов имеет повышенный разряд катиона и высокий ионный потенциал (4,5—7,5), которые определяют их генетическую устойчивость. Твердость минералов семейства окислов — 5—9. Кроме вышеперечисленных минералов, к классу окислов относятся группа кварца, агат, халцедон, фергусонит, торолит, самарскит, церианит, эвксенит, торианит, приорит, бешафит, 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 кристаллохимическими 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 играют минералы класса сульфидов — киноварь и галенит, сульфатов — барит, фторидов — флюорит.

Каждая подзона коры выветривания определяется комплексом россыпеобразующих минералов (см. табл. 1). 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 за счет восстановле-

ния окисного железа под влиянием органических соединений, поступавших в элювий из почв или 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 некоторой корродированности граней кристаллов, частичному растворению и выполнению трещин продуктами окисления.

К группе устойчивых относятся минералы, слагающие элювиальные россыпи на уровне каолинитовой и гидрослюдисто-каолинитовой 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-каолинитовой 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 галенит) 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 более 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 своему геохимическому и металлоносному 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, полевом 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. Это все собственно-рудные минералы. О поведении россыпеобразующих минералов в коре выветривания публикаций очень мало. Работа такого плана написана впервые и естественно является далеко не полной.

Алмазы

Химический состав алмазов элементарно прост — это чистый углерод (С). В элювиальных россыпях алмазы концентрируются в виде отдельных кристаллов, их сростков и обломков. Форма наиболее часто встречающихся в природе плоскогранных кристаллов октаэдрическая, ромбододекаэдрическая, реже кубическая и еще реже тетраэдрическая. Широко распространены и кривогранные кристаллы: додекаэдроиды, октаэдроиды, кубоиды и тетраэдроиды. 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 резко отличаются между собой 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 цветных 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 окислами никеля и хрома. Окраска алмазов розово-лиловая, фиолетовая, коричневая, дымчатая, пятнистая — эпигенетическая. 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 двухромовокислым калием алмаз очень медленно окисляется (растворяется) с переходом в CO_2. Сгорает алмаз при нагревании на воздухе до температуры 770—900 °С. 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 поро-

дами 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 золотинки, освобожденные от материнской породы, имеют примерно ту же форму, которой 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. В Закарпатье на золото-полиметаллическом рудопроявлении в кварц-барит-карбонатных жилах с сульфидами в зоне окисления подавляющее большинство золотин представлено хорошо образованными кристаллами, их сростками, дендритами. Почти все кристаллы кубооктаэдры, 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 своим свойствам не отличается от остаточного. Изменение самородного золота в элювиальных россыпях выражено в коррозии периферических зон золотин с частичным растворением золота в приповерхностном слое и облагораживании золотин за счет 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 большей части неправильная, но иногда и кристаллическая. Окраска платины в элю-

вии характеризуется темным цветом, но зачастую цвет зерен на их поверхности буровато-серый, землистый или тускло-серый. После очищения платины, цвет ее обычно становится серебристо-белым, так как элювиальная платина является сравнительно высокопробной, относясь к поликсену или близким к нему разновидностям. Для платины из коры выветривания свойственна повышенная магнитность из-за наличия в ней повышенного 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 — $(Fe, Mn) \cdot (Nb, Ta)_2O_6$.

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 каолинит-гидрослюдистой подзоне преобладают удлиненные 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 гидроокиси 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 гидроокислов железа и марганца. А. С. Таланцев установил, что самое высокое извлечение колумбита гравитационными методами обогащения (75—95 %) 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 еще меньше (20—65 %) ввиду его неполного вскрытия. Для вскрытия танталит-колумбита из дресвяно-щебенистой подзоны обломочный материал первичного концентрата (после отмучивания и классификации) необходимо додрабливать, 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 $(Na, Ca)_{2-x}Nb_2O_6(OH, F)$ и гатчеттолита $(CaU)_{2-x}(Nb, Ta)_2O_6(OH)$ выражаются в их гидратации, при-

водящей 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 происходит окисление четырехвалентного урана 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 [10] установлено, что ниобий выносится из гатчеттолита более активно, чем тантал. Так, в одном из массивов карбонатитов Кольского полуострова отношение тантала к ниобию в гатчеттолите из коры выветривания 2,5, в этом же минерале из первичных руд отношение 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.

Одно из наиболее распространенных гипергенных изменений гатчеттолита — обрастание его пирохлором. В большинстве случаев пирохлор представлен кристаллической и очень редко метамиктной разностями характерного серого и темно-серого цвета. По данным Е. А. Зверевой [8], 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 порошковый агрегат. Обычно выветриванию в первую очередь подвергаются участки гатчеттолита на контакте с пирохлором, в результате чего пирохлоровая каемка обкалывается и гатчеттолитовые части зерен обнажаются, а это 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, гидроокислами марганца и железа. Выветривание пирохлора на первых стадиях гидратации и частичного выщелачивания приводит к образованию осветленной каемки по периферии зерна. Эта каемка в дальнейшем увеличивается, заполняя центральные части пирохлора, сохранившиеся в неизмененном 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 [8], позволяет сделать следующие выводы:

1. Двукратное увеличение воды по сравнению с небольшим ее содержанием в невыветрелом пирохлоре, свидетельствует об интенсивном процессе гидратации.

2. Резкое уменьшение содержания Ca и других щелочноземельных и щелочных металлов (Mg, Na, K) указывает на развитие процесса выщелачивания.

3. 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 неизмененном 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 разности. 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 разностей. 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. Легче выветриваются мелкие зерна минералов, чем крупные. Разнообразные сочетания перечисленных свойств в разновидностях тантало-ниобатов обусловливают определенный характер поведения каждого из них в гипергенных условиях.

Поскольку колумбит наиболее устойчив среди разновидностей тантало-ниобатов, в продуктах выветривания происходит относительное его накопление по сравнению с пирохлором и гатчеттолитом. Е. И. Семеновым в коре щелочных пород установлены продукты выветривания тантало-ниобиевых минералов, представляющие собой серые и желтоватые дисперсные образования с низкой плотностью

(2,1—3) и показателями преломления 1,55—1,8, которые по содержанию окислов ниобия и тантала (до 45 %) часто не уступают обычным эндогенным тантало-ниобатам, обладающим очень высокой плотностью (5—8), твердостью и показателями преломления. Если эндогенные тантало-ниобаты представляют собой не растворимые в кислотах безводные силикаты и сложные окислы, то гипергенные минералы — простые гидроокислы 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 $Nb_2O_3(OH)_4$, гидроокись ниобия $Nb(OH)_5$ или $Nb_2O_5 \times \times nH_2O$.

Титано-тантало-ниобаты

Эти минералы развиты в ультращелочных породах и карбонатитах. К ним относятся лопарит $(Ce, Ca, Na)(Ti, Nb)O_3$, металопарит $(Ce, Ca)_{1-x}(Ti, Nb)_{3-x}(OH)_x$, ильменорутил $(Ti, Nb, Ta, Fe^{2+})O_2$, 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, уменьшением CaO, щелочей, а также изменением окраски и плотности; иногда появляется желто-бурая корочка гидроокислов железа или светло-желтые налеты лейкоксена.

Лопарит 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 гидроокислы железа.

Ильменорутил — 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 ниобо-титаната серовато-зеленоватого цвета.

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

Редкоземельные фосфаты

Широко распространены в коре выветривания различных пород монацит $CePO_4$, ксенотим YPO_4, рабдофанит $CePO_4 \cdot H_2O$, черчит $YPO_4 \cdot 2H_2O$.

В карбонатитах монацит входит в состав анкеритовых кальцитовых карбонатитов, образуя скопления зерен неправильной формы, в редких случаях встречается в виде единичных мелких (до 0,2 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 гидроокислов железа. Кроме того, гипергенный землистый монацит замещает другие первичные фторкарбонаты редких земель (бастнезит, паризит и др.). Гипергенный монацит в коре выветривания присутствует в тесном срастании с паризитом, причем эти редкоземельные агрегаты всегда покрыты корочками гидроокислов 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 за счет 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 [10], 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 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 есть 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 Казахстане в коре выветривания метаморфических пород.

Рабдофанит образует корочки, землистые и сферолитовые агрегаты желтого, зеленовато-желтого и бурого цвета, реже бесцветные. Он определен в коре выветривания фенитов на Кольском полуострове, щелочных пород в Сибири, карбонатитов Салланлатвы, Борсук-сайского щелочного массива.

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 имеет промышленный интерес.

Г. В. Писемский [8] 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 фос-

фатам 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. Устанавливаются следующие ряды при выветривании редкоземельных минералов:

1. Паризит → Бастнезит → Рабдофанит → Церианит.
   $Ce_2Ca(CO_3)_3F_2$ $CeCO_3F$ $CePO_4 \cdot H_2O$ CeO_2
2. Монацит ⇄ Рабдофанит → Церианит.
   $CePO_4$ $CePO_4 \cdot H_2O$ CeO_2
3. Ксенотим → Черчит.
   YPO_4 $YPO_4 \cdot 2H_2O$

Фторкарбонаты редких земель

Паризит $Ce_2Ca(CO_3)_3F_2$. Наиболее типичный минерал продуктов выветривания анкеритовых карбонатитов, имеющий форму шестигранных пластинчатых зерен или их сростков, иногда мелкозернистых агрегатов до 2 мм. 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 гидроокислами железа.

Бастнезит $CeCO_3F$ легко разрушается в коре выветривания, и активный гидродинамический режим формирующейся коры выветривания способствует выносу редких земель. Остаются в рыхлом элювии лишь редкие земли (TR), связанные с гипергенным монацитом, и землистые, порошковатые массы, тонкие выделения и примазки разрушенных бастнезита и паризита. Бастнезит меньше разрушается в коре выветривания, чем паризит, и образует непосредственно по нему псевдоморфозы в виде белой порошковатой 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. Наибольшие содержания TR (до 3 %) отмечаются в ярозите и вернадите. Все минералы, за исключением черчита, имеют селективный цериевый со-

став TR. В бастнезите, рабдофаните, ярозите и вернадите наблюдается резкое обогащение лантаном. Черчит имеет диспрозиевый максимум лантаноидов. Замещение ортита бастнезитом и торогуммитом замечено в зоне латеритизации щелочных сиенитов редкоземельно-ториевого месторождения Морро-де-Ферро (Бразилия).

Минералы бериллия

Выветривание берилла $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ наиболее характерно для его натриевых разновидностей (Na_2O 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 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 BeO не отмечается. Берилл в зонах окисления малосульфидных грейзеновых месторождений сначала частично растворяется, а затем приобретает ноздреватое пористое строение либо превращается в сахароподобный материал. В случае наличия зональности в кристаллах наиболее интенсивно изменяется его внешняя непрозрачная «рубашка». Показатели преломления бериллов из коры выветривания пегматитов варьируют в обычных пределах, что говорит 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 Be_2SiO_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 $Mn_4[BeSiO_4]_3S$ по степени устойчивости в коре выветривания уступает всем породообразующим минералам, замещаясь бурыми охрами, в которых резко снижаются содержания BeO, SiO_2, а закись железа полностью переходит в окись. При выветривании гельвина бериллий в основном выносится на самых начальных стадиях выветривания, но часть его остается в составе гидроокислов.

Гадолинит (TR, Ca)$_2FeBe_2[SiO_4]_2(O, OH)_2$, бертрандит $Be_4 \times \times [Si_2O_7](OH)_2$, бавенит $Ca_4[(Al, Be)_4Si_9 \cdot (O, OH)_{26}](OH)_2$ в зоне выветривания неустойчивы и в верхних гидрослюдисто-каолинитовой и каолинитовой подзонах не сохраняются. Хризоберилл Al_2BeO_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

Специфическая особенность сподуменовых месторождений — 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 $LiAl[Si_2O_6]$ 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. 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 сподумен сохраняется в невыветрелом состоянии, в гидрослюдистой подзоне он начинает выщелачиваться, но еще сохраняет свою первичную форму и состав. На месторождении Маноно-Китотоло (Африка) сподумен добывали из нижних горизонтов коры выветривания.

Другой, но реже встречающийся в коре выветривания минерал лития — петалит $Li[AlSi_4O_{10}]$ легко изменяется под воздействием гипергенных процессов. В коре выветривания по петалиту чаще всего развивается монтмориллонит. По амблигониту $LiAl[PO_4](F, OH)$ в условиях гипергенеза образуются глинистые минералы типа галлуазита.

Минералы циркония

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

Наряду с цирконами $Zr[SiO_4]$ часто встречается циркелит $(Zr, Ca, Ti, Fe^{+2}, Mg, TR, U, Th)_3O_5$, отличающийся 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. Химический анализ гельциркона следующий (в %): SiO_2 23,96; ZrO_2 47,60; Nb_2O_5 0,17; Ta_2O_5 0,03; TR_2O_3 0,27; Al_2O_5 5,49; Fe_2O_3 1,65; MgO 0,10; CaO 2,11; H_2O 9,60; п. п. п. 9,67.

Кроме циркона в корах выветривания промышленное значение имеет бадделеит (ZrO_2), который также весьма устойчив в зоне гипергенеза. Драгоценные разновидности циркона — гиацинт (оранжевый и коричнево-красный), жаргон (соломенно-желтый, дымчатый), матура-алмаз (бесцветный) и старлит (голубой) в коре выветривания ведут себя аналогично основному минералу.

Минералы титана

Ильменит $FeTiO_3$ 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 отсутствует и титан концентрируется в рутиле, анатазе, лейкоксене и гелеподобных титановых образованиях. Принципиальная схема поведения ильменита в коре выветривания достаточно общеизвестна.

Двухвалентное железо в решетке ильменита в зоне гипергенеза окисляется до трехвалентного и частично выносится, остающаяся двуокись 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 ильменит 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. Иногда это замещение ограничивается тонким поверхностным слоем кристалла, иногда 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 гидроокислы 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 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 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. Многочисленные исследования этого минерала из зоны окисления месторождений различных типов ни в одном случае не дают примеров коррозии касситеритовых кристаллов под влиянием гипергенных растворов. В зоне окисления сульфидных месторождений, где прочие первичные минералы нацело изменены, кристаллы касситерита не теряют зеркального блеска на гранях.

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

Станнин Cu_2FeSnS_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 станнинового 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, обусловливающей 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 окисляются и хром выносится.

Магнетит

Магнетит Fe_3O_4 представлен в коре выветривания угловатыми неправильной формы обломками с раковистым изломом. Зерна его

окислены или покрыты толстой темно-бурой корочкой, или нацело замещены гидроокислами железа. Иногда магнетит встречается в срастании с ильменитом. В средних и верхних зонах коры выветривания магнетит практически не встречается. Тем не менее известны примеры, когда возникают магнетитовые элювиальные россыпи.

Киноварь

Киноварь HgS, пожалуй, единственный минерал из группы сульфидов, хорошо сохраняющийся в коре выветривания, в том числе и в зонах окисления. Поведение киновари 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 снежно-белые и светло-бурые разности. Поверхность слабовыветрелых кристаллов имеет следы выщелачивания. Плотность как свежих, так и слабовыветрелых разностей больше 3,3. При более интенсивном выветривании, выражающемся в сильном корродировании зерен и образовании белых порошковатых масс, плотность уменьшается до 2,7. Наиболее выветрелые апатиты представлены светло-бурыми и серыми рыхлыми массами с восковым блеском. Выделяется несколько типов кор выветривания по устойчивости в них апатитов. 1. В гидрослюдисто-каолинитовых корах выветривания кислых пород апатит — один из наименее устойчивых минералов, и его накопления обычно не наблюдаются. В монтмориллонитовых корах выветривания кислых пород апатит несколько более устойчив. 2. В корах выветривания основных пород апатит — один из наиболее устойчивых минералов, образующий многочисленные остаточные фосфатные месторождения Украины. Максимальные концентрации его приходятся на гидрослюдистую подзону. В каолинитовой подзоне апатит растворяется. 3. В ультраосновных породах апатит является минералом, более устойчивым к выветриванию, чем все другие породообразующие алюмосиликаты. С ультраосновными породами нередко связаны повышенные концентрации первичного апатита. 4. При выветривании апатитсодержащих карбонатных пород наблюдается, как правило, накопление апатита в коре выветривания в несколько раз превосходящее его содержание в исходных породах. 5. Один из распространенных минералов в корах выветривания ультращелочных пород и карбонатитов. Концентрация его в элювии на многих место-

рождениях достигает промышленного значения. Содержание апатита в выветрелых породах в среднем 20—30 %. Размер отдельных зерен в коре выветривания от сотых долей до 4 мм. Зерна имеют длиннопризматическую, призматическую и изометричную форму, значительно реже встречаются шарообразные зерна апатита. В редких случаях апатит в коре выветривания наблюдается в виде сростков прозрачных длиннопризматических кристаллов до 3 мм по длинной оси.

Апатит в коре выветривания карбонатитовых массивов, обычно прозрачен, иногда полупрозрачен, бесцветен, в некоторых случаях белый, снежно-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 гидроокислов железа, значительно реже гидроокислов марганца. Апатит в коре выветривания чаще всего присутствует в неизмененном 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 дезинтегрируются до мелких зерен и сцементированы гидроокислами 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 множеством видов, отличающихся окраской, степенью прозрачности, характером опалесценции и текстурными особенностями. Среди них выделяются: 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. [11].

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 SiO_2 — фиолетовый с синеватым и красноватым оттенком различной интенсивности. Встречаются разновидности слабо-

окрашенные, почти бесцветные и густоокрашенные, бархатистые. Лучшими 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 бывают с желтоватым, цитриновым оттенком. Аметистам некоторых месторождений Мадагаскара, СССР (Урал, Якутия) 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 каолинитовой подзоне. В латеритном горизонте минерал не сохраняется.

Хризопраз SiO_2 — просвечивающая разновидность халцедона; микроволокнистая модификация кварца. Минерал окрашен в зеленый цвет рассеянными частицами гидратированного силиката никеля. В верхних подзонах коры выветривания хризопраз иногда покрыт буроватой 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 $Ca_2(Mg, Fe)_5 [Si_4O_{11}](OH)_2$ относится к ювелирно-поделочным камням. Это плотный скрытокристаллический агрегат моноклинного амфибола тремолит-актинолитового изоморфного ряда. Цвет нефрита зеленый разных оттенков (плотность 3,2—3,4), 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 $Na[AlSi_2O_6]$ — натровый алюмосиликат пироксеновой группы. Обычно твердый раствор, содержащий примесь других пироксенов — диопсида, реже геденбергита и эгирина. По числу примесей различают три его разновидности: собственно жадеит, диопсид-жадеит, хлормеланит. В белом жадеите 92—98 % жадеитовой молекулы, в зеленом — 80—85 %, в собственно жадеите не ниже 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 гидроокислов железа в микротрещины.

Сохраняется жадеит лишь в самых нижних горизонтах коры выветривания.

Родонит $[Mn, Ca]SiO_3$, 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 породах из зон выветривания отмечаются пятна, прожилки и дендриты окислов марганца черного цвета. Тонкие ветвящиеся прожилки часто создают красивый пейзажный рисунок, улучшая декоративные качества камня. Относительно устойчив в коре выветривания.

Хризолит $[Mg, Fe]_2SiO_4$ — прозрачная разновидность форстерита; железная модификация оливина (SiO_2 — 41 %, Fe_2O_3 — 0,65 %, FeO — 10 %, 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 хризолит 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 $R_3^{+2}R_2^{+3}[SiO_4]_3$, где R^{+2} — Ca, Mg, Fe и Mn, а R^{+3} — Al, Fe, Cr, Ti, V (табл. 2).

Цвет минералов практически охватывает всю шкалу цветового спектра (исключая синий) и определяется структурной примесью Fe, Mn, Cr и Ti. Все гранаты неустойчивы в коре выветривания и сохраня-

Таблица 2

Теоретический состав гранатов (в %). По Е. Я. Киевленко

Минералы	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MnO	MgO	Σ
Пироп (радолит)	44,8	25,4	—	—	—	—	—	29,8	100
Альмандин	36,2	20,5	—	—	43,3	—	—	—	100
Спессартит	36,4	20,6	—	—	—	—	43	—	100
Уваровит	35,9	—	30,6	—	—	33,5	—	—	100
Гроссуляр (гессонит, гидрогроссуляр)	42	20,7	—	—	—	37,3	—	—	100
Андрадит (демантоид, топазолит, шерломит)	36,5	—	—	30,5	—	33	—	—	100

ются лишь в нижних ее горизонтах (подзона гидрослюд). В гидрослюдисто-каолинитовой подзоне гранаты еще могут сохранять свою форму, но они уже интенсивно выщелочены и замещены вторичными продуктами выветривания. Тем не менее гранаты успешно добываются из элювия кимберлитов, основных вулканитов, пегматитов, метаморфических пород.

Среднее содержание пиропа в алмазоносных кимберлитах 0,6—2,5 кг/м³. В неалмазоносных кимберлитах его количество не превы-

Таблица 3

Характеристика различных типов пиропов

Пропы	Содержание Cr_2O_3, %	Плотность, г/см³	Цвет
Малохромистые	0,62	3,706	Оранжевый
	2	3,714	Красный
Хромистые	4,3	3,722	Лиловый
Высокохромистые:			
кнорингитовый	5,8	3,728	Лилово-малиновый
ряд	9,9	3,750	Густо-малиновый
	11,8	3,776	Черно-фиолетовый
уваровитовый	6,6	3,750	Сине-лиловый
ряд	8,7	3,765	Буро-зеленый
	9,1	3,788	Изумрудно-зеленый

шает 0,4 кг/м³. Малохромистые и хромистые пиропы широко распространены, высокохромистые установлены только в богатых алмазами кимберлитах. Пиропы по составу и физическим свойствам в зависимости от содержания в них Cr_2O_3 разделяются по Н. И. Сарсадских на группы и типы (табл. 3).

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

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ГОРНЫХ ПОРОДАХ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Образование коры выветривания на различных материнских горных породах (щелочные сиениты, граниты, габброиды и др.), отличающихся характерным для каждого типа породы минеральным составом, предопределяет развитие профилей коры выветривания и приуроченность к ним минеральных проявлений. Интенсивность выветривания также контролируется минеральным составом субстрата, и, наконец, минеральный состав геохимических зон профиля выветривания по типам пород имеет свои особенности, которые определяются составом исходных пород.

По интенсивности выветривания магматические горные породы образуют соответствующий ряд: карбонатиты→ультраосновные щелочные, ультращелочные основные породы→ультрабазиты и габброиды→щелочные сиениты→нефелиновые сиениты→диориты, гранодиориты→гранитоиды. Метаморфические породы по скорости выветривания формируют свой ряд: мраморы→амфиболиты→эклогиты и скарны→филлиты→слюдистые 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-алевропесчаные полимиктовые породы→граувакки→аркозовые и полимиктовые песчаники→кварцевые песчаники и кварциты. Общая схема выветривания распространяется на все типы горных пород. В нижних частях профиля выветривания почти полностью (60—90 %) выносятся щелочи и щелочные земли и значительная часть (40—80 %) 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 закисное железо переходит в окисное и суммарное его количество остается или постоянным, или незначительно увеличивается. Породы коры выветривания сложены как остаточными минералами — стадийными продуктами выветривания (гидрослюда, гидрохлорит, гидробиотит — вермикулит, каолинит, свободные окислы Al, Fe, Mn и др.), так и инфильтрационными (карбонаты, гипс, колломорфная гидрослюда, кварц, пеликанит, опал, магнезит и др.).

Кора выветривания на гранитоидах

К коре выветривания кислых пород приурочены месторождения касситерита, колумбита, пирохлора, микролита, фергусонита, циркона, циртолита, ксенотима, эвксенита, каолина и других глинистых пород, кварц-полевошпатовых песков, щелочных каолинов и других полезных ископаемых.

Коры выветривания, развитые на гранитоидах, широко распространены в Европе, Бразилии, Африке, Мадагаскаре, КНР и Юго-Восточной Азии, на Индостанском полуострове и прилегающих к не-

му архипелагах, в Австралии и Новой Зеландии. В СССР гидрослюдисто-каолинитовая кора выветривания на породах гранитного состава проявлена на Украине, Урале, в Казахстане, Средней Азии и Сибири.

Редкометальные коры выветривания чаще всего формировались на метасоматически измененных субщелочных гранитах и связанных с ними зонах щелочного метасоматоза. Массивы замещенных субщелочных гранитоидов (граносиениты, кварцевые сиениты, щелочные граниты, биотитовые граниты и др.) образованы в зонах активизации древних складчатых областей, где они пространственно приурочены к относительно молодым интрузивам, внедрившимся по дизъюнктивным нарушениям в более древние консолидированные структуры. В тех случаях, когда герцинские или мезозойские интрузии накладывались на более древние, в самих интрузивных породах с развитием активного щелочного метасоматоза резко повышалась щелочность. Так объясняется происхождение щелочных и субщелочных гранитов плато Джос в Африке. Для таких массивов характерны некоторые особенности:

а) интенсивные процессы микроклинизации, рибекитизации, альбитизации и эгиринизации в меньшей степени окварцевания; б) экзоконтактные метасоматические процессы; в) метасоматоз пород на больших площадях и глубинах; г) насыщенность гранитоидов фтором в виде фторидов кальция, гагаринита, флюорита, фторкарбонатов редких земель; д) высокие содержания Ta и Nb, Zr и Nf (циркон и малакон, пирохлор, гагаринит, фергусонит, гадолинит, паризит, ксенотим и др.), тория, иногда лития, олова, молибдена; е) преобладанием Nb над Ta (в метасоматически измененных породах), отношение Ta_2O_5 к Nb_2O_5 — 1 : 8—1 : 12, абсолютное содержание Ta_2O_5 — 0,02—0,03 %.

Основные рудные минералы — фергусонит, пирохлор или плюмбопирохлор, колумбит.

Богатые, но незначительные по масштабам редкометальные коры выветривания формируются на апогранитах (в Советском Союзе неизвестны). Это альбитизированные, амазонитизированные, лепидолитовые, циннвальдитовые зональные граниты с колумбит-танталитом, микролитом, стрюверитом, касситеритом, реже вольфрамитом. Рудные тела не имеют четких контактов и оконтуриваются промышленными содержаниями. Практический интерес обычно представляет небольшая по площади апикальная часть массива.

Один из районов развития коры выветривания в СССР — Мугоджары (Урал), где некоторые гранитные массивы и элювий гранитов иногда содержит незначительное количество редкометальных минералов (табл. 4). На таких массивах вскрыты различные горизонты коры выветривания, начиная от подзоны конечных продуктов разложения силикатов и кончая дресвяно-щебенистой подзоной. Наиболее часто на дневную поверхность выходят породы промежуточных подзон, главным образом представленные каолинит-гидрослюдистыми разностями. Сохранность и морфология коры выветривания гранитоидов на разных массивах неодинакова. Если на Акбулаксайском массиве (Мугоджары) кора выветривания или от-

Таблица 4

Характеристика коры выветривания гранитных массивов Мугоджар

Массивы	Зоны сочленения (геологическая позиция)	Типы гранитов	Акцессорные минералы	Профиль коры выветривания
Актастинский	Зона Шотинского и Кумакского субмеридиональных разломов с Орско-Домбаровским поясом северо-западных разломов	Биотитовые и лейкократовые	Ильменит, колумбит, монацит, циркон, ксенотим, магнетит	Полный; верхние горизонты каолинитовой подзоны размыты, рельеф исходных гранитов неровный, мощность коры по площади массива изменчивая
Шотинский	Зона Шотинского разлома с Орско-Домбаровским поясом северо-западных разломов	Биотитовые и лейкократовые	Циркон, монацит, ксенотим, колумбит	То же
Аралчинский	Зона Старо-Карабутакского и Бохтыбайского субмеридиональных разломов с Орско-Домбаровским поясом северо-западных разломов	Биотитовые	Циркон, монацит, ортит, пирохлор, колумбит	„
Талдысайский	Зона Зауральского субмеридионального разлома и Орско-Домбаровского пояса разломов	Биотитовые, лейкократовые	Циркон, колумбит, фергусонит?, торит	Неполный; каолинитовая подзона размыта
Копыссайский	Зона Восточно-Уральского глубинного разлома	Лейкократовые	Циркон, монацит, ксенотим, касситерит, сподумен, колумбит	То же
Акбулаксайский	Зона Восточно-Уральского разлома с Токбуринским поясом северо-западных разломов	Субщелочные	Циркон, сфен, колумбит, фергусонит?	Кора выветривания размыта; сохранились отдельные участки с реликтовой корой мощностью до 6 м

сутствует, или ее мощность на отдельных участках не превышает 3 м, то на Шотинском массиве (Мугоджары) мощность коры доходит до 60 м (табл. 5). Резкое изменение мощности коры выветривания наблюдается и в контурах отдельных массивов. На том же Шотинском массиве, в центральной его части встречены обнажения коренных пород, которые четко выделяются в рельефе в виде глыбовых

Таблица 5

Мощность подзон коры выветривания гранитных массивов (в м)

Массивы	Подзоны			
	дресвяно-щебенистая (дезинтеграции)	гидрослюдистая	каолинитовая	суммарная мощность
Актастинский	До 10	2—21	До 7	20—30
Шотинский	5—35	10—43	5—35	3—60
Аралчинский	25	5—25	До 25	Более 30
Талдысайский	10—20	До 33	—	Более 40
Копыссайский	3—10	До 10	—	До 15
Акбулаксайский	2—5	—	—	До 5

развалов на фоне слабовсхолмленной поверхности. Нижняя граница коры выветривания гранитных массивов неровная, с карманами и углублениями. Профиль коры выветривания у всех гранитных массивов Мугоджар каолинитовый. В профиле определены три основные подзоны с постепенными переходами. Нижняя — дресвяно-щебенистая полностью сохраняет структуру гранитов. В составе пород этой зоны отмечены крупные до 2 мм интенсивные трещиноватые таблитчатые зерна калинатрового пертитизированного полевого шпата, составляющего 20—25 % от всей массы породы. Пертитовые вростки нацело замещены зелеными гидрослюдами, а плагиоклаз (5—10 %) — тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюд и глинистых минералов. Содержание гранулометрического класса (0,05 мм), состоящего в основном из глинисто-гидрослюдистого материала, доходит 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: гидрослюды — 50 %, монтмориллонита — 30 %, каолинита — 20 %. Таким образом, на начальных этапах формирования кор выветривания в результате гидратации и гидролиза алюмосиликатов образуются гидрослюды (гидромусковит и гидробиотит) по мусковиту, биотиту и плагиоклазам. Изменения биотита из дресвяно-щебенистой подзоны выражены в его осветлении, ослаблении плеохроизма и развитии по спайности гидроокислов железа и лейкоксена. Чешуйки мусковита с периферии замещаются гидромусковитом. Последним незначительно изменяется микроклин. Так как кристаллическая решетка полевых шпатов отличается от решетки глинистых минералов, предполагается, что полевые шпаты распадаются до про-

стейших соединений, которые затем преобразуются в глинистые минералы, имеющие слоистую структуру, т. е. не исключено образование минералов типа аллофана как промежуточного продукта, о наличии которого свидетельствует появление иногда на термограммах минералов из дресвяно-щебенистой подзоны экзотермического пика при 150 °С, который не свойствен гидрослюдам. При частичном падении щелочности за счет ее выноса наблюдается развитие гидрослюды типа монотермита, который четко фиксируется на термограммах.

Гидрослюдистая подзона характеризуется интенсивным разложением полевых шпатов. Реликтовая структура гранитов сохраняется не всегда. Порода состоит до 45 % из кварца и на 50—55 % из агрегатов тонкочешуйчатых гидрослюд и тонкодисперсного каолинита, кроме того в этой зоне иногда отмечается карбонат до 15 %. Полевые шпаты псевдоморфно замещены агрегатами бесцветных чешуек гидромусковита, который, в свою очередь, замещается тонкодисперсным глинистым материалом, в котором 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 галлуазита (каолинит — 30—50 %, гидрослюда — 20—45 %, галлуазит — 5 %).

В каолинитовой подзоне структура исходных гранитов не сохраняется. Порода состоит из обломков кварца (35—45 %), гидрослюды (до 15 %) типа гидромусковита и глинистого материала (55—80 %), иногда присутствует гипергенный карбонат (до 10 %). Кварц трещиноватый, часто овальной формы за счет частичного растворения, размер его зерен до 1,5 мм. Гидрослюда представлена бесцветными чешуйчатыми агрегатами размером 0,1—0,05 мм и меньше, с периферии замещающимися глинистыми минералами. Класс —0,05 мм составляет 60—70 %. Кривые нагревания минералов этого класса в основном соответствуют каолиниту. Эндотермический эффект при 80 °С свидетельствует о наличии в каолините примеси — более гидратированной его разности, которая выявляется в виде трубочек галлуазита при исследовании класса —0,005 мм под электронным микроскопом. В этом классе каолинит составляет 40—70 %, K-Na гидрослюда 10—30 %, галлуазит 5—15 %. Результаты анализа гранулометрического состава говорят о значительном увеличении количества глинистых минералов в верхних зонах коры выветривания, а термические и электронно-микроскопические исследования свидетельствуют о качественной эволюции глинистых минералов, которая идет в направлении гидрослюда→галлуазит→каолинит.

Содержание кварца почти во всех подзонах коры выветривания постоянное (табл. 6). Лишь на отдельных участках Шотинского массива отмечается некоторое повышение его количества в верхних зонах коры за счет пеликанитизации гранитов и появления в породах гипергенного опала и кварца. Количество полевого шпата вверх по

разрезу коры выветривания уменьшается и в каолинитовой подзоне он исчезает. Максимальные концентрации гидрослюды наблюдаются в средней и нижней зонах коры выветривания, а каолинита — в верхней зоне конечного выщелачивания.

Преобразование полевых шпатов и слюд в минералы каолинитовой группы прослеживается по возрастанию температуры экзотер-

Таблица 6

Распределение основных породообразующих минералов в подзонах коры выветривания (в %)

Минералы	Подзоны		
	Дресвяно-щебенистая	Каолинит-гидрослюдистая	Каолинитовая
Плагиоклаз	15—20	1—2	—
Микроклин	10—15	5—10	Знаки
Кварц	40—42	45—47	45—46
Гидрослюда	20	20—22	3—5
Каолинит	6	25—28	45—80
Акцессорные (первичные и гипергенные)	До 3	До 5	До 7

мических эффектов (545—555—565 °С) и высоты экзотермического пика при температуре 930—940 °С за счет падения содержания натрия. Исследования минералов класса —0,005 мм из различных зон коры выветривания под электронным микроскопом подтверждают данные термического анализа преобразования в верхних зонах гидрослюд в каолинит.

Изменение отдельных породообразующих минералов в процессе выветривания имеет 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.

Гранулометрический состав пород коры выветривания гранитов по отдельным горизонтам определяется возрастанием роли класса —0,05 мм при переходе дресвяно-щебенистой подзоны в гидрослюдистую и каолинитовую подзоны (табл. 7). Содержание зернистых классов, наоборот, понижается вверх по разрезу.

Естественно, что на разных массивах и участках соотношение по классам меняется, что зависит от сохранности и степени проработки профиля коры выветривания.

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 (до 219 г/т), пирита, циртолита, бастнезита и рабдофанита. Выход минералов тяжелой фракции невелик и не превышает 1 %.

В единичных знаках в коре выветривания встречаются также турмалин, эпидот, сподумен, топаз и шпинель. Вверх по профилю выветривания закономерно повышается концентрация лимонита (в зоне дезинтеграции — 124 г/т, подзонах гидрослюдистой — 145 г/т, каолинитовой — 221 г/т) за счет выщелачивания и окисления магнетита, пирита, ильменита и других железосодержащих минералов.

Таблица 7

Гранулометрический состав пород по профилю коры выветривания (в %)

Подзоны	Классы, мм					
	+2,5	−2,5+0,5	−0,5+0,2	−0,2+0,09	−0,09+0,05	−0,05
Дресвяно-щебенистая	10,7	30,9	12,3	7,4	1,9	33,7
Гидрослюдистая	5,5	24,4	7,0	4,0	1,2	57,8
Гидрослюдисто-каолинитовая	2,1	10,1	6,5	3,7	1,2	76,2

Некоторые колебания в содержаниях минералов, нарушающие установленные закономерности в их поведении, объясняются неравномерной 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 подзонах коры. Освободившиеся из первичных минералов элементы или образуют новые гипергенные минералы, или сорбируются глинистыми минералами и гидроокислами железа. Колумбит встречен в корах выветривания многих массивов, но содержания его обычно невелики. Максимальных концентраций колумбит достигает в коре выветривания альбитизированных гранитов Актастинского массива (до 30—40 г/м^3) и на Шотинском массиве (до 44,5 г/м^3). Наиболее высокие содержания колумбита фиксируются в классе —0,5—+0,25 мм дресвяно-щебенистой подзоны. В гидрослюдистой подзоне содержание колумбита уже несколько понижается (табл. 8).

Монацит отмечается в классе —0,25—+0,05 мм. В гидрослюдистой подзоне монацит становится трещиноватым и на его поверхности появляются налеты гипергенных редкоземельных минералов. В каолинитовой подзоне монацит не сохраняется.

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

В каолинитовой подзоне резко увеличивается концентрация рутила — за счет дегидратации лейкоксена и ассимиляции TiO_2, освободившегося из породообразующих минералов.

Циркон находится преимущественно в классе —0,25—+0,16 мм. Максимальные его концентрации отмечаются в дресвяно-щебенистой подзоне. В каолинитовой подзоне он претерпевает метамиктный рас-

Таблица 8

Акцессорных минералов (в г/т) в подзонах коры выветривания гранитов

Минералы	Массивы							
	Аралчинский			Шотинский		Актастинский (центральная часть)		
	I	II	III	II	III	I	II	III
Магнетит	—	7,9	622	Зн.	—	1,0	26	37
Ильменит	70	500	530	Зн.	22	1,9	25	65
Лейкоксен	536	133	30	115	7	6,8	93	0,5
Рутил	1380	1,6	—	—	—	0,7	—	0,3
Сфен	—	0,4	0,4	—	Зн.	8	1,2	0,5
Барит	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	46,4	7,3	4,2
Колумбит	—	—	Зн.	18	22,5	—	Зн.	Зн.
Ксенотим	—	13	1,5	—	Зн.	—	3	0,7
Гранат	—	56	0,8	Зн.	Зн.	0,2	3	0,5
Циркон	—	46	46,5	Зн.	2,3	21	2	1,9
Циртолит	124	—	—	7,8	—			
Апатит	—	Зн.	1,8	—	5	0,2	—	0,7
Дистен	6,4	—	—	—	—	—	—	—
Андалузит	—	0,7	—	—	—	—	—	—

Примечание. Подзоны — I — каолинитовая, II — гидрослюдистая, III — дресвяно-щебенистая.

пад и переходит в полупрозрачный изотропный циртолит. Поведение акцессорных минералов в коре выветривания гранитов характеризуется следующим рядом их устойчивости: циртолит→рутил→лейкоксен→циркон→дистен→турмалин→слабощелочной берилл→монацит II→колумбит→ильменит→магнетит→апатит→монацит I→ксенотим→→гранат→пирит.

Изучение комплекса новообразованных глинисто-гидрослюдистых минералов (снизу вверх по отдельным зонам) позволяет проследить эволюцию профиля коры выветривания и восстановить условия, в которых протекали процессы, обусловливающие поведение породообразующих элементов. Один из основных факторов, влияющих на поведение породообразующих элементов, pH среды, которая, судя по минеральным ассоциациям, постепенно изменяется вверх по разрезу коры выветривания от щелочной до слабокислой. На первых этапах формирования коры выветривания наличие щелочной среды определяется интенсивным переходом в раствор в форме ионов щелочных и щелочноземельных элементов. В этот период из исходной породы выносится значительное количество всех щелочей за счет интенсивного гидролиза плагиоклазов и слюд. Оставшаяся часть щелочей концен-

трируется в новообразованных гидрослюдах. Разрушение решетки гидрослюд начинается, по-видимому, с началом интенсивного выноса калия. При этом щелочная среда, в которой образуются гидрослюды с pH 9,5—7,5, сменяется более кислой pH 8,5—5.

В этом интервале гидрослюды интенсивно замещаются минералами группы каолинита. В момент начала образования минералов каолинитовой группы натрий выносится из породы за счет замещения его гидроксонием в решетке гидрослюд, а калий, более прочно связанный в этой решетке, выносится эквивалентно количеству возникших глинистых минералов. Железо в начальные этапы развития коры находится преимущественно в закисной форме и ведет себя как сильное основание, переходя в раствор в виде ионов, подвижность которых растет по мере увеличения кислотности среды. Наибольшей растворимости его гидроокись достигает при pH 7—6 (предел образования минералов каолинитовой группы). Но этот предел является и началом интенсивного окисления закисного железа в окисное. Гидроокись же железа в этих условиях практически неподвижна, чем и объясняется закономерное накопление окисного железа в верхних зонах коры.

Кальций и магний характеризуются большой подвижностью и общей тенденцией к выносу из коры. Некоторые повышенные содержания их в зонах коры выветривания объясняются вхождением этих элементов в решетки гипергенного гипса и карбонатов, которые иногда отмечаются в верхних зонах. Поведение кремния определяется высокой подвижностью его в слабощелочных условиях и более интенсивным выносом его из подзоны дресвы по сравнению с верхними зонами. Вследствие того что растворимость гидратированной SiO_2 до pH 5—6 (пределы образования каолинитовой подзоны) еще достаточно велика, замечена общая тенденция десилицификации коры выветривания.

Неоднозначно ведет себя алюминий. Иногда гидролиз его соединений сопровождается развитием сложных комплексных ионов с последующим осаждением их гидроокисей. В этом случае алюминий характеризуется накоплением снизу вверх по зонам коры выветривания, так как интервал pH 9,5—5 (предел формирования всего профиля) соответствует наиболее низкой его миграционной способности.

Кора выветривания на гнейсах имеет аналогичный гранитам состав и строение. Из полезных ископаемых, связанных с элювием гнейсов, промышленное значение имеют минералы редких земель (монацит, ксенотим, черчит), ильменит, циркон, залежи первичных и щелочных каолинов.

Кора выветривания гранитных пегматитов

Гранитные пегматиты и их коры выветривания — основной источник во всем мире получения тантала. Из элювиальных россыпей, развитых на пегматитах, добываются танталит, танталит-колумбит, вудженит, тапиолит, джалмаит, торолит, а также касситерит, берилл, сподумен. Важное практическое значение кора выветривания пегматитов имеет в добыче драгоценных и полудрагоценных камней. На

крупных пегматитовых телах или сериях сближенных тел формируются остаточные месторождения высококачественных первичных и щелочных каолинов, свободного кварца.

Процессы образования коры выветривания пегматитов в общих чертах аналогичны таковым на гранитных массивах. Однако существуют некоторые различия, которые, в первую очередь, зависят от структурно-текстурных особенностей пегматитов и от формы вхождения некоторых элементов в минералы и относительного их содержания в исходных породах (пониженные содержания железа, титана и др.).

Текстурные особенности пегматитовых тел характеризуются главным образом крупностью слагающих их минералов (альбит, мусковит, микроклин и кварц). Кварц, как наиболее инертный минерал, присутствует в виде обломков 1,5—2 см и крупнее во всех зонах коры выветривания пегматитов. Совместно с кварцем в массе глинисто-гидрослюдистого материала встречаются реликты ноздреватого микроклина и пластинчатые агрегаты мусковита, выщелачивание которых происходит гораздо медленнее, чем в гранитах, где слюды тонкочешуйчатые и имеют бóльшую удельную поверхность выщелачивания. В остальном процессы замещения алюмосиликатов гидрослюдисто-глинистым материалом в пегматитах и гранитах сходны и достаточно полно изложены при описании последних.

Изучение особенностей поведения породообразующих, рудных и акцессорных минералов в коре выветривания пегматитов позволило установить ряды их устойчивости к выветриванию (в порядке ее возрастания). Породообразующие минералы: альбит→роговая обманка→биотит→мусковит→микроклин→гидробиотит → гидромусковит → кварц. Рудные и акцессорные минералы: пирит→сподумен→апатит→ →магнетит→ильменит→гранат→монацит→циртолит→танталит → колумбит→слабощелочной берилл→турмалин→горный хрусталь, морион→циркон, касситерит.

Следует учитывать возможные перестановки минералов в этом ряду (на разных месторождениях) в зависимости от многих причин (повышенные содержания четырехвалентного урана, закисного железа, щелочей, крупность зерен, догипергенная микротрещиноватость и др.).

Кора выветривания на ультраосновных щелочных породах и карбонатитах

К корам выветривания карбонатитов и ультраосновных щелочных пород приурочены самые богатые месторождения ниобия. Кроме того к ним приурочены высокие концентрации TR, Zr, Th, P, Fe, F, флогопита и вермикулита. С ними же связаны промышленные концентрации тантала, который фиксируется в гатчеттолите. Содержание Ta_2O_5 в нем варьирует от 8 до 25 %, а отношение Ta_2O_5 к Nb_2O_5 от 1 : 2 до 1 : 10. Как отмечает Г. В. Писемский, среди кор выветривания в зависимости от геологического строения массива, минерального и механического состава слагающих его пород различаются два основных типа:

1. Образовавшиеся в результате разложения кристаллических силикатных пород и накопления новообразованных минералов и неразложенных компонентов исходных пород (массивы ультраосновных щелочных пород);

2. Сформировавшиеся в результате выщелачивания легкорастворимых минералов породы и накопления остатка из менее или труднорастворимых минералов (карбонатиты).

Ведущие процессы при развитии кор выветривания на ультраосновных щелочных породах — разложение (гидролиз) и выщелачивание, тогда как при выветривании карбонатитов — растворение и окисление. В обоих случаях широко проявлены реакции гидратации. Для ультраосновных щелочных массивов свойственны коры выветривания сиалитового состава (каолинитовые, галлуазитовые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые), а для существенно карбонатитовых — гётит-гидрогётит-гематитовые (ферритовые, охристые).

Кора выветривания на траппах

В коре выветривания, развитой на породах трапповой формации, возможны промышленные скопления титановых минералов. Основные особенности формирования коры выветривания на траппах важны также в связи с ее широким распространением в районах проявления кимберлитового магматизма. Наиболее интенсивное развитие траппового магматизма раннетриасового времени изучено в Сибири. В позднетриасовую эпоху на породах трапповой формации в этом регионе образовалась мощная (до 60 м) кора выветривания. В мезо-кайнозойское время значительная часть ее была размыта, и в настоящее время сохранились в основном отдельные участки, сложенные нижними горизонтами. В тех случаях, когда кора имеет незначительную мощность, продукты выветривания представлены дресвяно-щебенистым материалом с примесью глинистого вещества. На тех участках, где кора выветривания оказалась законсервированной, наблюдается мощная толща элювия и вертикальный профиль выветривания имеет зональное строение. Исходные, подвергшиеся выветриванию породы сложены здесь среднезернистыми разностями долеритов, состоящими из основных плагиоклазов, моноклинных пироксенов, оливина, ильменита, магнетита. Нижняя зона (дезинтеграции) мощностью до 25 м представлена разложенными до состояния дресвы и появления глинистых минералов обломками средне- и мелкозернистых долеритов. В этой зоне сохранились структурно-текстурные особенности и минеральные ассоциации материнских пород. По трещинам в долеритах наблюдаются вторичные минералы (кальцит, гидроокислы железа, глинистые минералы). Иногда нижняя зона выражена глыбовым горизонтом дизинтегрированных долеритов. Верхняя часть коры выветривания мощностью до 15 м сложена рыхлыми охристо-монтмориллонитовыми породами, переходящими в нижних горизонтах в пестроцветные глины. Реликтовые минералы долеритов в этой зоне замещены глинистыми минералами, кальцитом, гематитом, гётитом и сидеритом.

Но обычно, по данным И. С. Рожкова, сохраняются лишь нижние горизонты коры — дресвяно-щебенистые породы, содержание глинистых минералов (монтмориллонитов) в которых не превышает 15—20 %. В этой зоне еще встречаются серпентин$_н$ (по оливину), плагиоклаз, кварц, пироксен.

Таблица 9

Изменение химического состава пород кор выветривания долеритов (в %)

Компоненты	Долериты			Компоненты	Долериты		
	неизмененные	частично выветрившиеся ожелезненные	выветрившиеся с прожилками галлуазита		неизмененные	частично выветрившиеся ожелезненные	выветрившиеся с прожилками галлуазита
SiO_2	47,64	12,24	33,50	Na_2O	2,02	0,43	0,33
TiO_2	1,75	5,20	2,01	K_2O	0,57	—	—
Al_2O_3	15,71	16,20	27,49	P_2O_5	0,15	0,54	0,1
CrO_3	0,01	0,18	0,01	NiO	—	Сл.	0,2
Fe_2O_3	2,51	45,97	19,31	$S_{общ}$	0,08	—	0,05
FeO	10,98	4,07	1,12	CO_2	0,37	0,55	0,39
MnO	0,02	—	0,16	H_2O	0,47	2,81	2,78
MgO	7,59	1,17	0,93	П. п. п.	—	11,28	12,13
CaO	10,74	Сл.	Сл.	Σ	99,69	100,64	100,31

На данной стадии выветривания долеритов происходит в основном незначительный вынос Si. Вверх по разрезу накапливается глинозем. Резко уменьшается в породах содержание Na, Ca, K и Mg и относительно увеличивается — Mn (табл. 9).

Кора выветривания на кимберлитах

С кимберлитами связаны элювиальные россыпи алмазов, драгоценных камней — пиропа, хризолита и циркона. В Сибири кора выветривания отмечается на всех кимберлитовых телах. Наиболее полные ее разрезы сохранились от размыва в тех случаях, когда кимберлитовые тела были перекрыты нижнеюрскими отложениями. На одной из трубок, перекрытой кластической толщей юры (до 20 м), на кимберлитах отмечается кора выветривания мощностью до 45 м. В профиле выветривания выделяются три зоны: 1) дресвяно-щебенистая; 2) нонтронитовых глин; 3) каолинит-гётитовых глин.

Зона дезинтеграции (дресвяно-щебенистая) залегает непосредственно на кимберлитах, мощность ее до 20 м. Сложена зона обломками кимберлитовой брекчии с размерами от нескольких миллиметров до 0,6 м. Вещественный состав пород существенным изменениям не подвергается. Верхний горизонт зоны представляет собой рыхлую породу с явно выраженной обломочной структурой. Более плотные обломки выветрелой и пропитанной гидроокислами железа породы сцементированы кальцит-сидеритовыми образованиями. Количество гидроокислов железа в кимберлитах постепенно уменьшается с глуби-

ной. Породы в этом направлении становятся светло-серыми с хорошо выраженной брекчиевидной структурой и не содержат следов выветривания.

Мощность вышележащей контронитовой подзоны до 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, сложена подзона каолинитовыми 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. Минералы осадочных пород замещены каолинитом (монтмориллонитом), гётитом. В целом порода содержит большое количество гидроокислов железа. Основная масса и ксенолиты магматических пород слагаются тонкоагрегатным глинистым материалом монтмориллонит-каолинит-гётитового состава. Иногда присутствует галлуазит.

Минеральный состав тяжелых фракций (зерна 0,05—1 мм, плотность>2,9) глин коры выветривания следующий (в %):

Пикроильменит	56	Пироксен	0,4
Лейкоксен	27	Апатит	7
Рутил	0,8	Пироп	1,1
Анатаз	2,3	Хромшпинелиды	2,2
Брукит	0,8	Роговая обманка	0,8
Турмалин	0,4	Магнетит	0,4
Циркон	0,4	Перовскит	0,4

В классе —0,001 мм пород этой подзоны преобладают монтмориллониты, как правило, с наличием, наряду с Al^{3+}, значительного количества Mg^{2+} и $Fe(Fe^{2+}+Fe^{3+})$.

В отдельных случаях в составе класса —0,001 мм доминирует монтмориллонит, содержащий в межслоевых промежутках одновременно в переменном количестве как Ca^{2+}, так и Na^{+}. В виде примеси в классе —0,001 мм 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 интенсивно замещается лейкоксеном. Пироп подвергается растворению, и содержание его в верхних горизонтах падает. Флогопит нацело замещен хлоритом и вермикулитом.

Химический состав пород верхней подзоны позволяет судить о формировании на кимберлитах ферриалитного профиля выветривания (табл. 10).

Содержание SiO_2, представленного в корах выветривания кимберлитовых пород тонкодисперсным кварцем, резко уменьшается в верхних частях разреза. Наблюдается стабильность содержания глинозема.

Происходит увеличение содержания окисного железа за счет окисления его закисной формы. В верхних горизонтах разреза коры

Таблица 10

Изменение химического состава кимберлитов по профилю выветривания, %

Подзоны	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5
Исходная порода — кимберлиты (v=2,5—2,7 г/см³)	27,10	7,70	6,30	4,40	0,15	1,60	29,0	9,70	1,30	0,60	0,50
Нонтронитовая (v=1,9—2 г/см³)	48,80	20,40	11,90	0,80	0,80	2,30	0,30	2,60	0,90	2,20	0,20
Каолинит-гётитовая	1,57	16,30	47,80	0,10	12,80	0,40	0,20	0,60	—	1,30	0,15

Примечание. В кимберлитах объемная масса — 2,5—2,7 г/см³, в нонтронитовой подзоне — 1,9—2 г/см³.

выветривания кимберлитов интенсивно выщелачиваются кальций, калий и магний. Уменьшается содержание титана и резко повышается концентрация марганца.

Кора выветривания на ультрабазитах

Этот тип коры выветривания изучен достаточно детально, в связи с приуроченностью к нему крупных и многочисленных месторождений силикатных Co-Ni руд. К коре выветривания ультрабазитов также приурочены месторождения Pt, Cr, драгоценных и поделочных камней, тальк-магнезитовые залежи. Коры выветривания развиваются как на неизмененных породах — перидотитах, дунитах, пироксенитах, так и на ультрабазитах, серпентинизированных эпигенетическими процессами.

Обобщенный разрез коры выветривания серпентинитов представлен следующими горизонтами и подзонами (снизу — вверх):

1. Малоизмененных серпентинитов. Преобладают серпентин и минералы исходной породы (остатки оливина, хромшпинелиды, хлорит).

2. Разложенных или выщелоченных серпентинитов. Наряду с серпентином содержатся вторичные минералы: керолит (основной продукт замещения серпентина), нонтронит, гидроокислы железа и марганца, халцедон и опал, магнезит и кальцит.

3. Нонтронитизированных серпентинитов. Преобладают железистые силикаты (нонтронит, ферригаллуазит), а также присутствуют гидроокислы железа и марганца, опал и халцедон.

4. Скопления охристых гидроокислов железа с подчиненным количеством прочих вторичных минералов.

Мощности коры выветривания ультрабазитов изменяются в широких пределах — от первых до 100 м и более.

Ориентировочные расчеты баланса вещества при формировании коры выветривания ультрабазитов показывают, что уже в первом горизонте вынесено 30—35 % вещества от массы исходной породы, а в верхнем горизонте — около 75 %. В результате этого происходит уменьшение первоначального объема исходной породы.

В ультрабазитах — основные компоненты Mg, Si, Fe, при низком содержании Al. Упрощенный элементный состав пород приводит к развитию коры выветривания также с простым минеральным составом. Определяющим при выветривании ульрабазитов является энергичный вынос магния (в основном из подзоны выщелачивания). Кремнезем выносится менее интенсивно и входит в состав нонтронита, слагающего подзону гидролиза. Железо относительно инертно в процессе выветривания и накапливается вплоть до образования почти мономинеральных охр в подзоне конечного гидролиза.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По минеральному составу месторождения формации коры выветривания классифицируются на следующие группы (табл. 11):

1. Редкие металлы: Ta и Nb, Be, Zr и Hf, TR, Li, V, Bi, Sc, рассеянные элементы (Ge, Ga, Se). 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, морион и дымчатый кварц, топаз и берилл, аметист, жадеит, рубин и сапфир, яшмы, циркон, родонит, гематит, агат, турмалин, пироп, демантоид, альмандин, шпинель, хризоберилл, хризолит, изумруд, нефрит, опал, хризопраз, янтарь, малахит, бирюза, диоптаз. 11. Горнохимическое сырье: барит, флюорит, фосфатное сырье, тальк и магнезит, графит, высокоглиноземистые минералы, вермикулит. 12. Месторождения керамического и строительного сырья (глины, кварцевые пески, природные пигменты, щелочные каолины).

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Месторождения тантала и ниобия

В редкометальной промышленности за рубежом 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 ниобийсодержащих бокситов, редкоземельных карбонатитов и ультращелочных пород.

Элювиальные россыпи

Элювиальные россыпи коры выветривания карбонатитов имеют важное промышленное значение благодаря комплексности «песков», значительным запасам горной массы и достаточно высоким содержаниям ниобия, тория, редких земель, циркония и апатита. На карбонатитах развиваются мощные рудоносные коры выветривания, сложенные гидроокислами железа, галлуазитом, ферригаллуазитом, нонтронитом и остаточными минералами — магнетитом, пирохлором, бадделеитом (на ранних карбонатитах) [15].

Одно из наиболее крупных месторождений пирохлора этого типа — элювиальные россыпи Араша в Бразилии, развитые на карбонатитах и ультращелочных породах массива Баррейру-ди-Араша (рис. 9).

Массив представляет собой огромный шток площадью около 30 км^2, сложенный пироксенитами, якупирангитами, фойяитами, малиньитами 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, пирохлор.

Карбонатиты и ультращелочные породы подверглись глубокому и интенсивному выветриванию. Мощность коры выветривания достигает 120 м.

Минерализованные породы коры выветривания относительно рыхлые и легко отрабатываются экскаваторами по всей площади месторождения. Из-за выщелачивания и выноса легко мигрирующих кальция, натрия и урана, вблизи поверхности кора выветривания обогащена ниобием и редкими землями. Повышенные содержания ниобия (до 4 % Nb_2O_5), тория, апатита (до 30 % P_2O_5) и в меньшей степени урана прослеживаются до глубины более 50 м от поверхности. Кроме пирохлора в коре выветривания установлены магнетит и титаномагнетит, апатит, монацит, лимонит, ильменит, вермикулит, скрытокристаллический кремнезем; в нижних горизонтах коры — барит, ловенит, колумбит. Промышленное оруденение имеет комплексный апатит — пирохлоровый состав.

Полное отсутствие щелочей, весьма низкие содержания кремнезема и окислов щелочноземельных элементов в коре выветривания говорят об интенсивной выветрелости пород субстрата. Только на глубинах от 100—200 м в керне апатитсодержащих пород появляются минералы, характерные для магматических щелочных пород типа малиньита. При выветривании малиньитов и карбонатитов произошло разрушение силикатов, выщелачивание и вынос SiO_2, Na_2O и CaO, что привело к концентрации магнетита и пирохлора в верхних частях месторождения. Количество апатита увеличивается с глубиной. Кора по нефелиновым сиенитам (фойяиты, тингуаиты, ма-

Таблица 11

Промышленные типы месторождений

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
Редкие металлы	Ta и Nb	Элювиальные россыпи	Пирохлоровые	TR, Th, Zr, Fe, Ba, P	Карбонатиты	Крупные месторождения
		То же	Колумбит-касситеритовые	Zr, TR, Ti, Th	Субщелочные граниты	Крупные месторождения
		„	Микролит-пирохлор-колумбитовые	TR, Sn	Апограниты	Мелкие, редко встречающиеся месторождения
		„	Касситерит-танталитовые	Zr, TR, W	Редкометальные пегматиты	Крупные месторождения тантала
		„	Касситерит-колумбит-танталит-сподуменовые		То же	Мелкие и средние месторождения тантала, ниобия, лития, бериллия
		Элювиальные россыпи	Колумбит-берилловые		Редкометальные пегматиты	Мелкие месторождения ниобия и бериллия
		Остаточные месторождения	Редкоземельно-ниобиевые	Zr, Th, P, Ti, Li	Карбонатиты и ультращелочные породы	Средние по масштабам, но непромышленные из-за сложной технологии разработки
			Бокситы	Nb	Ультращелочные породы	Возможна попутная добыча
	Be	Элювиальные россыпи	Колумбит-берилловые	Каолинит, кварц	Микроклин-альбит-берилловые пегматиты	Мелкие месторождения
		Элювиальные россыпи	Колумбит-берилловые	Zr	Грейзенизированные граниты	Мелкие и средние по масштабам, малоперспективные
		Остаточные месторождения	Берилловые	—	Грейзенизированные мраморы	Средние по масштабам, могут иметь промышленное значение

	Зоны окисления	Берилловые	W, Mo, Bi	Малосульфидные зоны грейзенизации в гранитах	Средние и мелкие по масштабам, могут иметь промышленное значение
Zr, Hf	Элювиальные россыпи	Бадделеитовые	TR, Th, U	Ультращелочные породы	Уникальные по запасам и содержаниям циркония
	То же	Циркон-пирохлор-ильменитовые	Nb, Ti, Th, TR	Нефелиновые и щелочные сиениты	Мелкие месторождения, малоперспективные
	Остаточные месторождения	Бокситы	Zr	Ультращелочные породы	Возможна попутная добыча
TR	Элювиальные россыпи	Монацит-ксенотим-эвксенитовые	Zr, Nb, Th	Метасоматические щелочные гранитоиды	Имеют практическое значение как источники, питающие аллювиальные россыпи
	То же	Монацит-циркон-ильменитовые	—	Мигматизированные гнейсы	Промышленно перспективные россыпи редки
	Остаточные месторождения	Редкоземельные	Nb	Карбонатиты	Крупные промышленные месторождения
	То же	»	Nb, Ti, P, Zr, Th, Li	Ультраосновные щелочные породы	Месторождения средние по масштабам, технология извлечения металлов из руд не разработана
	»	Редкоземельные (черчитовые)	P, Ti	Минерализованные метаморфические породы	Перспективность не ясна
	»	Бокситы	TR	Ультращелочные породы	Возможна попутная добыча
	Остаточные	Бокситы	V	Алюмосиликатные породы	Извлекаются попутно
	»	Ванадиеносные		Карбонатные породы	Перспективность не ясна
	»	»		Кристаллические сланцы	Мелкие промышленные месторождения

Продолжение табл. 11

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
		Зоны окисления	Ванадиеносные		Полиметаллические месторождения	Мелкие месторождения
	Bi	Элювиальные россыпи	Висмут-касситеритовые	W	Кварц-сульфидные жилы	Средние промышленные месторождения
		То же	Висмут-вольфрамит-касситеритовые	Mo	Кварц-вольфрамитовые жилы	Мелкие месторождения
		Зоны окисления	Висмутовые	As	Мышьяково-висмутовое оруденение	Мелкие промышленные месторождения
	Sc	Остаточные месторождения	Бокситы	Sc	Алюмосиликатные породы	Извлекаются попутно
	Li	Элювиальные россыпи	Касситерит-танталит-сподуменовые	Li	Редкометальные пегматиты	Сподумен добывается при разработке нижних горизонтов коры выветривания
		Остаточные месторождения	Бокситы		Алюмосиликатные породы	Возможна попутная добыча
			Редкоземельные	Li, Nb, Zr, P, Ti, Th	Ультращелочные породы	Возможна попутная добыча при промышленном значении основного месторождения
	Рассеянные элементы Ge	Остаточные месторождения	Железорудные	Ge	Богатые железные руды	Возможна попутная добыча
		Зоны окисления	Полиметаллические	Ge	Медно-свинцово-цинковые месторождения	Имеют важное промышленное значение при попутном извлечении
	Ga	Остаточные месторождения	Бокситы	Ga	Алюмосиликатные породы	Извлекается попутно

	Se	Зоны окисления	Колчеданные	Se	Сульфидные месторождения	Может извлекаться попутно
Титан	Ti	Элювиальные россыпи	Ильменит-апатитовые	Каолинит	Породы габбро-анортозитовой формации	Имеют промышленное значение
		То же	Рутил-ильменитовые	P, Zr, Th	Анортозиты с рудными дайками	Имеют промышленное значение
		„	Ильменит-рутил-черчитовые	P	Амфиболиты, метаморфические породы	Могут иметь промышленное значение
		„	Ильменитовые	—	Амфиболиты, габброиды	Малоперспективные
		„	Ильменит-редкоземельные	Th	Дайковые тела карбонатитового состава	Малоперспективные
		Остаточные месторождения	Бокситы	Ti	Ультращелочные породы	Может извлекаться попутно
Радиоактивные элементы	U, Th	Элювиальные россыпи	Торит-цирконовые	U, Nb	Гранитоиды — субщелочные, альбитизированные	Мелкие месторождения
		Остаточные месторождения	Уран-ториевые	Zr, TR, Fe	Щелочные массивы	Крупные месторождения
		То же	Уран-тантал-ниобиевые	P	Карбонатиты	Средние по масштабам месторождения
		„	Урановосные	V	Черные сланцы	Могут быть промышленные месторождения
		„	Бокситы	U, Th	Ультращелочные породы	Возможно попутное извлечение тория
Благородные металлы	Группа Pt	Элювиальные россыпи	Платиноносные	Au, Cr	Гипербазиты	Имеют практическое значение
						Главный источник поставки Pt в аллювиальные россыпи
		Зоны окисления	Медно-никелевые	Pt	Cu-Ni-сульфидные руды	Промышленное значение невелико

Продолжение табл. 11

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
	Au	Элювиальные россыпи	Золотоносные	Различные акцессорные минералы	Минерализованные гранодиориты, граниты, углистые сланцы, зеленокаменные породы, березиты, лиственитты и др.	Имеют практическое значение. Главный источник поставки Au в аллювиальные россыпи
		Остаточные месторождения	„	—	Глинисто-серицит-углистые сланцы	Могут иметь практическое значение
		Зоны окисления	„	—	Кварц-калишпатовые метасоматиты на границе известняков с перекрывающими молодыми терригенными отложениями	Имеют практическое значение (куранахский тип)
		То же	Богатые железные руды	Au	Железистые кварциты	Могут иметь практическое значение при попутном извлечении
		„	Железные шляпы	Au	Полиметаллические и медноколчеданные месторождения	Имеют важное промышленное значение
		„	Золотоносные	—	Малосульфидные золото-кварцевые руды	Имеют практическое значение
		„	Золотоносные латериты	—	Основные и средние породы	То же
Малые металлы	Sn	Элювиальные россыпи	Касситеритовые	W	Штокверки и сближенные тела с касситерит-кварцевым и касситерит-сульфидным оруденением в песчано-сланцевых и других породах	Имеют промышленное значение
		То же	Касситеритовые	W	Минерализованные осадочные породы	Имеют промышленное значение

		»	»	—	Оловоносные штокверки в гранитах	Имеют промышленное значение
		»	Касситерит-колумбит-танталитовые	Li	Редкометальные пегматиты	Богатые комплексные промышленные месторождения
		»	Касситеритовые	Nb	Кварц-турмалин-касситеритовые зоны в терригенно-вулканогенных породах	Важный источник питания аллювиальных россыпей. Мелкие элювиальные месторождения
	W	Элювиальные россыпи	Вольфрамитовые	Sn	Кварц-вольфрамитовые жилы и грейзены	Мелкие месторождения
		Зоны окисления	Шеелитовые	—	Малосульфидное вольфрамовое оруденение	Малоперспективные
	Mo	Зоны окисления	Золото-молибден-полиметаллические	Au	Золото-молибден-турмалиновые и полиметаллические руды	Практическое значение на Mo невелико (при крупных концентрациях повеллита)
	Hg	Элювиальные россыпи	Ртутные	Sb	Известняки, лиственитыПесчано-сланцевые отложения, вулканиты	Мелкие месторождения То же
		Зоны окисления	Полиметаллические	Hg	Полиметаллические руды	Практическое значение невелико
	Sb	Элювиальные россыпи	Сурьмяные	—	Антимонит-джаспероидные залежи в карбонатных породах	Мелкие месторождения
Цветные металлы	Cu, Pb, Zn	Зоны окисления	Свинцово-цинково-медное оруденение в зоне вторичного обогащения	Au	Полиметаллические и медноколчеданные руды	Промышленное значение невелико
Бокситы	Al	Остаточные месторождения	Глиноземного сырья	Ga, V, Sc, Cr и др.	Габброиды, основные вулканиты, щелочные породы, углистые сланцы и др.	Крупнейшие промышленные месторождения мира
		Элювиальные россыпи	«Валунчатые»	—	Железорудные месторождения различного типа	Мелкие месторождения

Продолжение табл. 11

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
Черные металлы и никель	Fe	Остаточные месторождения	Богатых железных руд	Ge	Железистые кварциты	Крупнейшие промышленные месторождения
		То же	Бурожелезняковые — легированные	—	Ультрабазиты, базиты и железистые осадочно-метаморфические породы Первичные сидеритовые и анкеритовые руды	Месторождения разных масштабов
		Зоны окисления	Железные шляпы	Au	Колчеданные месторождения, скарновые магнетитовые руды	Мелкие месторождения
		Элювиальные россыпи	Хромитовые	—	Ультрабазиты	То же
	Cr	Остаточные месторождения	„	Fe	„	Мелкие и средние по масштабам месторождения
	Nu, Co	Остаточные месторождения	Силикатного никеля и кобальта	Fe	Ультрабазиты и реже габброиды	Крупные и средние промышленные месторождения
	Mn	Остаточные месторождения	Марганцеворудные	—	Марганцевые месторождения и марганецсодержащие породы	Промышленные месторождения от мелких до крупных
		Зоны окисления	Марганцевые шляпы	—	Марганецсодержащие сульфидные руды	Мелкие месторождения
Алмазы	Алмазы	Элювиальные россыпи	Алмазоносные	Драгоценные камни — пироп, хризолит, циркон	Кимберлитовые породы	Промышленное значение имеют месторождения на первых этапах их эксплуатации

		То же	„	—	Терригенные породы	Имеют промышленное значение и являются важным источником питания аллювиальных россыпей
Драгоценные и поделочные камни		„	Горный хрусталь, дымчатый кварц	Редкометальные минералы	Пегматиты, кварцевые жилы	Промышленные месторождения
		„	Топаз и берилл	То же	Пегматиты, грейзены	То же
		„	Аметист	—	Базальты, жильные тела, минерализованные трещины в гранитах и сиенитах	„
				Редкометальные минералы	Пегматиты	Попутная добыча
		„	Сапфир	—	Лампрофиры, андезиты, базальты, ультрабазиты	Промышленные месторождения
				Редкометальные минералы	Пегматиты	Попутная добыча
		„	Рубин	—	Магнезиальные скарны, гнейсы, кристаллические сланцы, плагиоклазиты	Промышленные месторождения
		„	Циркон	Редкометальные минералы	Щелочные базальты Щелочные пегматиты	То же „
		„	Агат	—	Вулканиты	„
		„	Турмалин	Nb, Be	Пегматиты	Попутная добыча
		„	Пироп	Хризолит, алмаз, циркон	Кимберлиты	То же

Продолжение табл. 11

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
				—	Эруптивные базальтовые брекчии	Промышленные месторождения
		Элювиальные россыпи	Демантоид	—	Гипербазиты	То же
		То же	Альмандин	—	Кристаллические сланцы	„
		„	Шпинель	—	Магнезиальные скарны	„
		„	Хризоберилл	Редкометальные минералы	Пегматиты	Попутная добыча
				—	Грейзены в ультрабазитах	Промышленные месторождения
		„	Хризолит	—	Оливиновые базальты, ультраосновные щелочные породы	Промышленные месторождения
		„	Изумруд	—	Тремолит-хлоритовые сланцы, кальцитовые жилы	То же
				Редкометальные минералы	Пегматиты	Попутная добыча
		Остаточные месторождения	Жадеит	То же	Ультрабазиты	Промышленные месторождения
		То же	Яшмы	—	Габбро-диабазы и другие вулканиты	То же
		„	Родонит	—	Осадочные марганцевые руды	Попутная добыча
		„	Гематит (кровавик)	Fe	Железные руды	То же
		„	Нефрит	—	Серпентинизированные гипербазиты	Промышленные месторождения

		„	Опал	—	Алюмосиликатные осадочные породы, вулканиты	То же
		„	Хризопраз	—	Серпентинизированные гипербазиты	„
		„	Янтарь	—	Угли, глины	„
		Зоны окисления	Малахит	Au	Медьсодержащие месторождения	Попутная добыча
		То же	Бирюза	—	Медносульфидные месторождения, пиритизированные углисто-кварцевые сланцы	Промышленные месторождения
		„	Диоптаз	—	Меднорудные месторождения	Попутная добыча
Горно-химическое сырье	B	Остаточные месторождения	Баритовые	—	Карбонатные породы, песчанистые и глинистые породы, альбитофиры	Промышленные месторождения
		Зоны окисления	Баритовая сыпучка	Au	Полиметаллические и золоторудные, колчеданные месторождения	Представляют практический интерес при комплексной отработке месторождений
	F	Остаточные месторождения	Флюоритовые	—	Метасоматиты в карбонатных породах и кислых вулканитах, скарны, карбонатиты	Промышленные месторождения разных масштабов
	P	То же	Апатитовые	Ti, Fe, редкие металлы, вермикулит	Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты, анортозиты, трахиандезиты, гипербазиты, кремнисто-карбонатные породы	То же
		То же	Фосфоритовые	—	Известняки и кремнисто-углисто-глинистые сланцы. Осадочные фосфориты	Промышленные месторождения

Продолжение табл. 11

Минеральные группы	Полезные ископаемые	Генетические типы месторождений	Минеральные виды месторождений	Основные попутные компоненты	Материнские породы	Промышленное значение
	Тальк и магнезит	Остаточные месторождения	Тальк-магнезитовые	—	Серпентиниты	Промышленные месторождения
		То же	Тальковые	—	Магнезиально-карбонатные породы	То же
	Графит	„	Графитовые	—	Графитовые сланцы, гнейсы	„
	Высокоглиноземистые минералы	Элювиальные россыпи	Корунд, андалузит, силлиманит, дистен	—	Вторичные кварциты, перидотиты, габбронориты	„
	Вермикулит	Остаточные месторождения	—	—	Ультращелочные породы, гипербазиты, карбонатиты, слюдоносные гнейсы и сланцы	„
Керамическое и строительное сырье	Глины	То же	Первичных каолинов	—	Кислые породы, аркозовые и полимиктовые песчаники, пегматиты	„
		„	Монтмориллонитовые, бейделлитовые	—	Ультраосновные и основные породы	„
		„	Бентонитовые	—	Средние и кислые вулканиты, габброиды, диориты	„
	Кварцевые пески	„	Кварц с незначительной примесью других минералов	—	Кварцевые песчаники, кварциты	„
	Маршаллит	„	Кварцевая сыпучка	—	Известняки, реже кварциты	„
	Природные пигменты	„	Охры, глины, гидроокислы металлов	—	Зоны окисления рудных месторождений, охристые горизонты ультрабазитов, ожелезненные глины	„
	Щелочные каолины	„	Зерна и обломки микроклина в каолинитовом материале	—	Пегматиты, гранитоиды	„

линьиты) имеет галлуазит-монтмориллонитовый или каолинитовый состав, а по пироксенитам — бейделлит-монтмориллонитовый. Средние горизонты профиля коры сложены апатит-лимонитовыми породами при подчиненном количестве глинистых минералов.

Элювиальные образования, богатые пирохлором, располагаются не столько на карбонатитах, обогащенных этим минералом, сколько на пироксенитах и нефелиновых сиенитах, не содержащих пирохлор. Такое несоответствие состава материнских пород и развитых на них элювиальных образований, видимо, объясняется переотложением части материала коры выветривания на площади массива. Пироксениты и нефелиновые сиениты располагаются в центре массива, в то же время элювиальные апатит-лимонитовые руды с пирохлором проявлены по всей площади массива.

Запасы металлоносных рыхлых пород коры выветривания месторождения Араша на площади 750 тыс. км² и до глубины 45 м составляют 33 750 тыс. м³. Количество пирохлора — 9,45 млн. т. Запасы, пересчитанные на концентрат с содержанием Nb_2O_5 45—60 % и подсчитанные до глубины 45 м, установлены в 4,8 млн. т, редких земель — в 90 тыс. т. Среднее содержание Nb_2O_5 3 %, что приблизительно соответствует 6 % пирохлора; Ta_2O_5 0,5 %; P_2O_5 свыше 20 %; Fe_2O_3+FeO 58 %; ThO_2 1,1 %; ZrO 5,7 %; TR_2O_3 2,8 %; TiO_2 5 %. Поскольку богатая пирохлоровая кора выветривания залегает гораздо глубже 45 м, то сумма действительных запасов неоднократно корректировалась. Если учитывать руду с бортовым содержанием 0,75 %, то запасы Nb_2O_5 возрастут до 21 млн. т. Д. Гимараньш подсчитал, что при годовой добыче в 100 тыс. т для полной выработки месторождения потребовалось бы 3700 лет. В семидесятые годы на месторождении дополнительно разведано еще 900 млн. т руды с бортовым содержанием Nb_2O_5 0,75 %. Достоверные запасы руды месторождения Араша оцениваются в 370 млн. т при содержании Nb_2O_5 3—5 %. В элювиальных «песках» содержится много магнетита и лимонита, причем содержание окиси железа 50—60 %. Рациональная схема обогащения основана на электромагнитной сепарации и флотации, комбинируемых с гравитацией и гранулометрической классификацией. Руды залегают неглубоко и эксплуатируются открытым способом. Месторождение Араша одно из крупнейших поставщиков ниобиевой руды в мире, тем более что пирохлоровые концентраты почти совсем не содержат тантала, что повышает их ценность, так как разделение ниобия и тантала связано с большими трудностями. Кроме того извлечение магнетита, апатита, тория, урана и редких земель из пирохлоровых руд резко сокращает общую стоимость добычи «песков». В последние годы на месторождении добывается 9,5—10,5 тыс. т пирохлорового концентрата в год, содержащего 50 % Nb_2O_5.

На одном из карбонатитовых месторождений в коре выветривания мощностью до 90 м концентрируются колумбитизированный пирохлор, колумбит, пирохлор, монацит, гатчеттолит, апатит и другие минералы. Это комплексное фосфорно-ниобиевое месторождение — элювиальная россыпь с содержанием P_2O_5 11 %; Nb_2O_5 0,5 %; Ta_2O_5 0,015—0,03 %. Месторождение приурочено к массиву

щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, который прорывает осадочно-метаморфические толщи протерозоя. Ийолит-мельтейгиты, нефелиновые сиениты и пикритовые порфириты сохранились на периферии массива в виде останцов среди карбонатитов. Развитая по породам массива кора выветривания предположительно эоценового

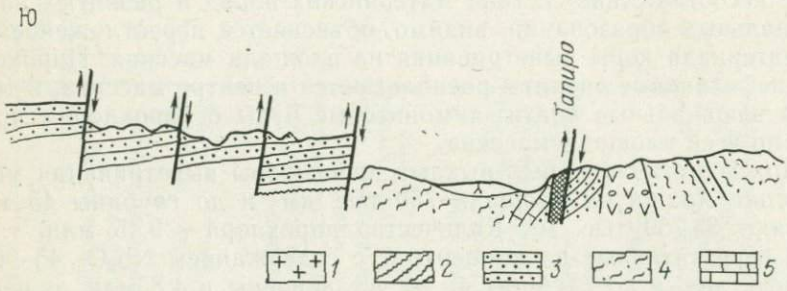


Рис. 9. Схематический разрез района

1 — гнейсы; *2* — сланцы; *3* — кварциты; *4* — филлиты (местами с рутилом); *5* — известняки; и магнетитом, ильменитом; *7* — трахиты; *8* — лимониты;

возраста, верхние сохранившиеся зоны соответствуют средним подзонам профиля выветривания. Вернее всего, верхние подзоны были размыты в неоген-четвертичное время.

В разрезе коры выветривания Е. А. Зверева [8] выделяет (снизу вверх) следующие горизонты (рис. 10).

1. Невыветрелые карбонатиты.

2. Необохренные продукты выветривания карбонатитов. Частично обохриванию подвергаются сульфидизированные разности карбонатитов, трещиноватые породы, а также участки, сложенные анкеритом и сидеритом. Средняя мощность зоны 7 м.

3. Обохренные продукты выветривания карбонатитов (количество обломков 15—30 %), минералы в этих породах подверглись слабым гипергенным изменениям (обохрены, гидрослюдизированы), иногда появляются натечные бурые железняки. Средняя мощность зоны 8 м.

4. Охристые продукты выветривания (соответствует гидрослюдисто-глинистой подзоне). Средняя мощность 18 м.

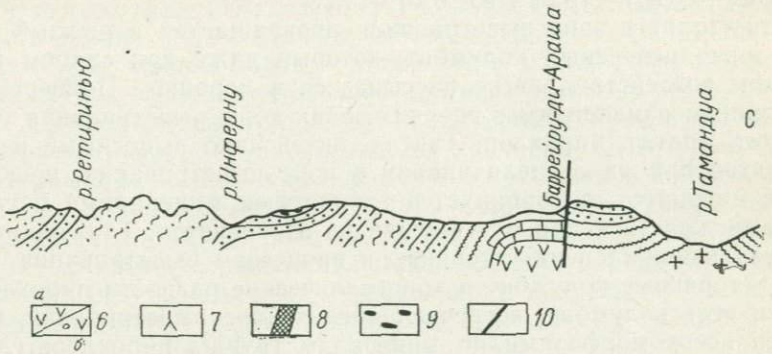
5. Выше залегает горизонт продуктов перемытой коры выветривания — глинисто-охристые образования с мелкой галькой и редкими валунами и еще выше — аллювий.

Для минерального состава продуктов коры выветривания характерно преобладание гидроокислов железа, некоторого количества каолинита и гипергенного апатита. Содержание реликтовых минералов возрастает при переходе от подзоны охристых продуктов выветривания к неизмененным породам.

Кора выветривания вмещающих карбонатиты пород, представленных рядом ийолит — мельтейгита, отличается развитием подзоны гидрослюдисто-глинистых продуктов выветривания, в которой наря-

ду с гидроокислами железа присутствуют гидрослюды и гидрохлориды по нефелину, полевым шпатам, пироксенам и биотиту.

На склонах и водораздельных частях карбонатитового массива расположены маломощные коры, обычно представленные продуктами дресвяно-щебенистой подзоны.



Тапира-Араша (по Branco).

6а — щелочные породы, *6б* — то же, с апатитом, пирохлором, ниобийсодержащим перовскитом *9* — канга; *10* — разрывные нарушения

Подтверждением тому, что на массиве сохранились лишь нижние горизонты профиля выветривания, является наличие в коре выветривания реликтовых текстур исходных пород.

Глинисто-гидрослюдистые продукты выветривания ийолит-мельтейгитов и нефелиновых сиенитов обычно наследуют их первичные текстуры. Охристые образования выветрелых карбонатитов не всегда сохраняют текстуры выветрелых пород.

Продукты выветривания характеризуются типичным для исходных пород минеральным составом, отличие выражается в основном в количественных соотношениях рудных минералов.

Распределение по классам крупности продуктов выветривания коры показывает, что к глинистому классу (—0,01 мм) всех типов рыхлых образований приурочено до 35 % общей массы породы. Е. А. Зверева приводит перечень минералов, устойчивых в коре выветривания: галоиды — флюорит; сульфаты — барит; фосфаты — апатит, монацит; окислы — анатаз, рутил, бадделеит, пирохлор, колумбити-

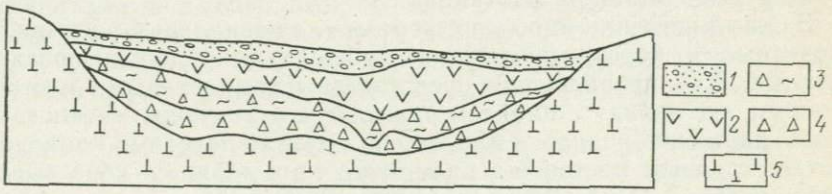


Рис. 10. Схематический разрез апатит-пирохлоровой россыпи на карбонатитовом месторождении.

1 — аллювий; *2* — охристые продукты выветривания; *3* — обохренные продукты выветривания карбонатитов; *4* — необохренные продукты выветривания карбонатитов; *5* — невыветрелые карбонатиты

зированный пирохлор, ильменорутил, ильменит, титаномагнетит, перовскит, циркелит; силикаты — циркон, сфен. Один из главных рудных минералов — гатчеттолит, представленный мелкими зернами (0,5—1 мм), неустойчив в коре выветривания. Содержание основных компонентов в гатчеттолите (в %): Nb_2O_5 30,8—45,05; Ta_2O_5 7,5—26,9; UO_2+UO_3 7—19,2; ThO_2 0,26—15,2.

Гатчеттолит в зоне выветривания превращается в рыхлый агрегат — тонкодисперсный колумбит, который даже при слабом механическом воздействии легко рассыпается в порошок. Подвергаются гипергенным изменениям в средних зонах коры выветривания также флюорит, апатит, пирохлор. Тантал, интенсивно выносимый из гатчеттолитов при их выщелачивании в коре выветривания, практически не мигрирует, а сорбируется глинистыми минералами и гидроокислами железа и при обогащении не извлекается. Тантало-ниобаты в различной степени устойчивы к процессам выветривания. Наиболее устойчивые колумбит и кристаллические разности пирохлоров. Причем весь колумбит, встречающийся в коре выветривания, представлен псевдоморфозами по минералам группы пирохлора. Метамиктные пирохлоры и гатчеттолит легко подвергаются гидратации и избирательному выщелачиванию.

Относительно устойчивы к гипергенным изменениям минералы редких земель. Монацит более устойчив, чем паризит: последний подвергается частичному растворению и замещению монацитом.

Апатит, хотя частично подвергается растворению и переотложению, в большинстве случаев также устойчив.

В число полезных минералов, установленных в составе карбонатитов и формирующих элювиальную россыпь, входят апатит (содержание в выветрелых породах 15—28 %), монацит, урановый и ториевый пирохлоры и их колумбитизированные разности. Танталониобаты вместе с апатитом концентрируются в коре выветривания, формируя площадные и линейные лентообразные залежи железисто-карбонатных сыпучек.

При выветривании карбонатитов выносится существенное количество окислов CaO, MgO, CO_2, что повышает относительные концентрации устойчивых в гипергенных условиях минералов.

По преобладанию рудных минералов выделяются существенно пирохлоровые или колумбитовые руды. Ниобиевые минералы (пирохлор, колумбит) обогащаются гравитационными методами, апатитовые руды — методом флотации.

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 в Нигерии (Африка). Общая площадь развития металлоносной коры выветривания 1000 км², мощность 40 м и более. В профиле коры выделяется дресвяно-щебенистая подзона, которая сменяется вверх по разрезу преимущественно каолинитовыми и охристо-каолинитовыми глинами. На размытой поверхности коры вы-

ветривания залегает покров латеритов. Возраст корообразования на плато Джос — эоценовый. По данным F. A. Williams, 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 термином «молодые граниты» понимают сложный комплекс кислых пород — от риолитов, излияниями которых началась магматическая деятельность, до нормальных и щелочных гранитов. Для «молодых гранитов» характерно широкое проявление кольцевых структур, обусловленное внедрением магмы по кольцевым структурным разломам и интенсивной метасоматической переработкой пород. Для массива Джос-Букуру типичен останцовый рельеф с остаточными холмами гранитов, возвышающимися над ровной поверхностью плато, сложенного вулканическими породами, аллювием или молодыми базальтами. Распределение колумбита, касситерита, монацита и других рудных минералов в различных гранитах варьирует. Наиболее обогащены ими фазы Рейфилд-Гона и Форум, молодые граниты которых обычно содержат более 200 г/т свободного колумбита, на отдельных участках — скопления колумбита в этих гранитах достигают более 1000 г/т. Каждый тип гранитов характеризуется комплексом тяжелых минералов, состоящим из одного вида циркона или другого минерала (торит-оранжит, ксенотим, монацит, анатаз). Колумбит в молодых гранитах обычно хорошо раскристаллизован. Кристаллы таблитчатые, слегка вытянутые. Различают два типа касситерита: первичный (акцессорный) и вторичный (метасоматический). Молодые граниты, с которыми ассоциируется вторичный касситерит, содержащийся в жилах, штокверках и зонах грейзенизации, — основной источник касситерит-колумбитовых россыпей. Для всех гранитов порядок кристаллизации тяжелых минералов одинаковый: касситерит→колумбит→циркон. В гранитах Рейфилд-Гона, где встречается бóльшая часть акцессорных минералов, картина не такая ясная, но предполагается следующий порядок кристаллизации: касситерит (в виде включений в колумбите, цирконе, ксенотиме, торит-оранжите)→колумбит (в цирконе, ксенотиме, торит-оранжите)→торит-оранжит (в цирконе)→циркон (в ксенотиме)→ксенотим.

Большинство колумбит-касситеритовых месторождений пространственно и генетически связано с нормальными молодыми биотитовыми гранитами кольцевых даек, куполов и крупных штоков, у которых площадь выходов на поверхность несколько сот квадратных километров. Около 95 % площади молодых гранитов составляют щелочные граниты или вулканические породы эквивалентного состава, остальные 5 % — сиениты и основные породы.

Выделяются три основные группы гранитов: роговообманковые, биотитовые и рибекитовые. Биотитовые граниты, занимают свыше 50 % площади развития гранитоидных интрузий. Важный источник касситерита и колумбита — биотитовые граниты фазы Нгел (средне- и крупнозернистые с вторичным альбитом). Молодые граниты имеют характерные геохимические черты: бедны бором, кальцием и магнием, богаты щелочами и необычно богаты литием, ниобием, фтором,

бериллием, цирконием и гафнием. Другие минералы (кроме касситерита и колумбита) молодых гранитов, представляющие промышленный интерес, — вольфрамит, молибденит, монацит, циркон, торит, гентгельвин, фергюсонит, пирохлор. 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, ксенотима, монацита, тория и ильменита, как из элювиальных (до 70 % от общей добычи колумбита), так и из делювиально-аллювиальных россыпей. Содержание колумбита в элювии 0,1—5 кг/м^3 и в среднем составляет 0,25 кг/м^3. Разведанные запасы Nb_2O_5 оцениваются, по данным Н. А. Солодова, в 100 тыс. т, а перспективные ресурсы — в миллионы тонн, Ta_2O_5 около 10 тыс. т, аналогичны запасы SnO_2 и ZrO_2. Элювий гранитов Рейфилд-Гона легко разрабатывается экскаватором. Разработка металлоносной коры выветривания начата в 1954 г. при содержании колумбита более 300—350 г/м^3. В первый год эксплуатации было произведено 900 т колумбитового концентрата. В настоящее время ежегодный выпуск концентрата примерно 1300 т.

В Советском Союзе колумбитоносные граниты с непромышленным содержанием ниобия и тантала известны на Украине, Урале и в Казахстане. Как пример приводим характеристику колумбитоносной коры выветривания массива позднепалеозойских гранитов, дискордантно залегающего среди докембрийских гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Граниты представлены порфировидными, крупнозернистыми, микроклиновыми, биотитовыми и лейкократовыми разностями, реже амфиболовыми. Отмечаются образование шлировых пегматитов и грейзенизация. Акцессорная минерализация гранитов характеризуется развитием циркон-монацит-ильменитовой ассоциации. Гранат, сфен, барит, рутил, торит, колумбит и ксенотим встречаются повсеместно, но в незначительных количествах. Геохимическая специализация гранитов устанавливается в их обогащении молибденом и бериллием: средние содержания тантала ниже кларкового для кислых пород, концентрации олова достигают величины кларка, а редких земель и редких щелочей — приближаются к нему. Металлогеническая специализация гранитов массива — редкометальная. В северной его части известно молибденовое рудопроявление, а вдоль западного эндоконтакта массива прослежена зона грейзенизированных гранитов с повышенными содержаниями колумбита.

На гранитах массива развита площадная кора выветривания, представленная в основном нижними и средними зонами (подзонами) вертикального профиля общей мощностью 20—30 м.

По степени гипергенного преобразования (снизу вверх) в коре выветривания выделяются три основные зоны (подзоны), между которыми наблюдаются постепенные переходы: дресвяно-щебенистая мощностью до 10 м, гидрослюдисто-каолинитовая от 2 до 21 м и каолинитовая (часто отсутствует) до 7 м.

По вертикальному профилю коры выветривания существенно изменяется минеральный состав. Ильменит, магнетит и другие минералы при относительно высоких концентрациях в дресвяно-щебенистой подзоне несколько снижают содержания в промежуточных — гидрослюдистой и резко в верхней — каолинитовой подзонах. За счет разложения ильменита вверх по разрезу резко возрастает содержание лейкоксена. В каолинитовой подзоне лейкоксен частично раз-

Таблица 12

Содержание редких элементов в подзонах коры выветривания гранитного массива

Компоненты	Исходная порода (биотитовые граниты)	Подзоны		
		дресвяно-щебенистая	гидрослюдистая	каолинитовая
Ta_2O_5	0,0001/2,4	0,0003/6 (+3,6)	0,00018/3,2 (+0,8)	0,00018/2,9 (+0,5)
Nb_2O_5	0,003/72	0,006/120 (+48)	0,005/90 (+18)	0,004/64 (—8)
TiO_2	0,05/1200	0,3/6000 (+4800)	0,2/3600 (+2400)	0,35/5600 (+4400)
SnO_2	0,0006/14,4	0,0002/4 (—10,4)	0,00025/4,5 (—9,9)	0,0003/4,8 (—9,6)
Rb_2O	0,01/240	0,017/340 (+100)	0,006/108 (—132)	0,002/32 (—208)
Объемная масса	2,4	2	1,8	1,6

Примечание. В числителе содержание в %, в знаменателе — г/м³, знак минус — вынос, знак плюс — накапливание.

рушается и титан ассимилируется глинистыми минералами. Возможно, что часть его входит в состав новообразованных рутила и сфена. Циркон хорошо сохраняется в коре выветривания и накапливается в каолинитовой подзоне, где он представлен новой модификацией — циртолитом. Изменение содержаний редких элементов по подзонам коры выветривания массива приводится в табл. 12. Наблюдается повышение содержания тантала, ниобия и рубидия в дресвяно-щебенистой подзоне. В каолинитовой подзоне ниобий и рубидий выносятся, содержание же тантала повышается. Изменение содержаний ниобия по профилю коры отчетливо коррелируется с поведением в коре выветривания титана. Литий, бериллий и олово понижают содержание вверх по резрезу коры выветривания и значительная часть их выносится. На массиве выявлена непромышленная по содержанию колумбита (до 100 г/м³) элювиальная россыпь, протягивающаяся узкой полосой вдоль западного эндоконтакта массива и связанная с корой выветривания зоны грейзенизированных гранитов.

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-спо-

думеновых 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 провинциях Африки, пегматитах Гринбушес в Астралии, Индии, КНР и др. Элювиальные россыпи приурочены как к кайнозойским корам выветривания (Заир и другие провинции Африки, 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 тантало-ниобатов (0,003—0,006 % Ta_2O_5). В процессе становления коры выветривания происходит естественное обогащение в 1,5—2 раза и повышаются содержания Ta_2O_5 до 0,01 % или 500 г/м^3 танталита.

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 различные глинистые минералы.

По данным А. И. Гинзбурга, в собственно сподуменовых пегматитах содержание Ta_2O_5 редко превышает 0,006—0,009 %, но они отличаются обычно значительными запасами. На продолжении полей сподуменовых пегматитов часто располагаются пегматиты, нацело альбитизированные и грейзенизированные, в которых содержание Ta_2O_5 повышается до 0,023 %, но масштабы их, как правило, резко уменьшаются. Ведущие минералы среди тантало-ниобатов в таких пегматитах — колумбит-танталит, фергусонит, поликраз-эвксенит, самарскит и др. Кроме того в них часто содержатся касситерит, вольфрамит, в связи с чем они нередко становятся источниками комплексных оловянно-танталовых россыпей. В пределах пегматитовых полей, чаще всего наиболее удаленных от материнских интрузивов, иногда выделяются отдельные тела, в которых интенсивно проявились процессы лепидолитизации. Для них характерны поллуцит, амблигонит, петалит, розовые и полихромные турмалины. Содержание Ta_2O_5 в таких пегматитах повышается до 0,05 % при резком преобладании его над ниобием (соотношение от 2 : 1 до 4 : 1), но запасы Ta_2O_5, заключенные в этом типе пегматитов, обычно невелики.

Уникальное месторождение Та и Sn за рубежом — Маноно-Китотоло, расположенное на севере провинции Киву (Заир, Африка). Площадь распространения элювиальной россыпи на месторождении определяется размерами двух очень крупных пегматитовых жил, являющихся ветвями одного тела, каждое из которых имеет длину до 5,5 км, среднюю мощность около 400 м и площадь горизонтального сечения 1,2—1,35 км^2. Общая протяженность пегматитового тела 14 км. Пегматитовые тела залегают в докембрийских сланцах и

связаны с позднепротерозойскими гранитными массивами, прорывающими древние метаморфические толщи. Главные минералы пегматитов: полевой шпат, кварц и слюда; рудные минералы представлены касситеритом, танталит-колумбитом, торолитом, сподуменом, литиевыми слюдами, цирконом и др. Содержания Ta_2O_5 и ниобия в танталите приблизительно равны. Суммарные запасы месторождения Маноно-Китотоло на 1970 г. оценивали в 25 тыс. т Ta_2O_5, 25 тыс. т Nb_2O_5 и 140 тыс. т Sn. Мощность коры выветривания на месторождении 10—30 м, местами до 80 м. Главный полезный минерал металлоносного элювия — касситерит, попутно добывались танталит-колумбит, сподумен, торолит и циркон. Суммарное содержание танталит-колумбита и торолита 0,1—0,2 кг/м^3, среднее содержание олова 0,1—0,13 кг/м^3, касситерита 0,5—4 кг/м^3. В оловянных концентратах содержалось 2—3 % суммы Ta_2O_5 и ниобия. Шлаки оловянных концентратов стали дополнительным источником получения тантала. Состав тантало-ниобиевого концентрата: 30—40 % Ta_2O_5 и 30—35 % Nb_2O_5. В шестидесятых годах металлоносная каолинитовая кора выветривания месторождения Маноно-Китотоло в основном была отработана и в эксплуатацию начали вовлекаться коренные пегматиты. На долю Маноно приходилось после второй мировой войны около 1/3 всего тантала в концентратах, выпускаемых капиталистическими и развивающимися странами.

Благоприятные условия формирования россыпей тантало-ниобатов существовали на Урале, где поля редкометальных пегматитов приурочены к региональному поднятию, сложенному метаморфизованными эффузивно-осадочными породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, отложениями нижнего карбона и позднепалеозойскими интрузивными образованиями. Редкометальные пегматиты залегают как в гранитах, так и во вмещающих породах, главным образом в амфиболитах и гнейсах. Так, в пределах одного крупного протяженного пегматитового поля известно около 150 жил с низкой концентрацией танталит-колумбита. Альбит-микроклиновые пегматиты расположены в гранитах и во вмещающих породах (амфиболитах и гнейсах). Мощность коры выветривания в пределах пегматитового поля 2—50 м, достигая максимальной глубины на телах неравномернозернистых и зональных пегматитов.

Кора выветривания представлена подзонами дресвы и каолинитовых глин. Минеральный состав зон коры выветривания пегматитов приведен по данным Н. Е. Чистякова (табл. 13).

Основной рудный минерал коры выветривания пегматитов — колумбит-танталит при отношении Nb_2O_5 к Ta_2O_5 от 1 до 3. Преобладающий размер зерен 0,2—0,05 мм. Содержание его по зонам коры выветривания относительно равномерное (80,6—86,3 г/т). Такая же тенденция сохраняется и для концентрации Ta_2O_5 во всех выделенных зонах коры (0,0053—0,0058 %). Такие концентрации тантало-ниобатов в исходных пегматитах не представляют какого-либо практического интереса, однако для элювиальных россыпей они являются кондиционными, учитывая, что для россыпей минимальное промышленное содержание, как известно, в 10—30 раз ниже, чем для коренных руд.

Таблица 13

Распределение породообразующих минералов по зонам выветривания пегматитов (в %)

Минералы	Зоны		
	начального гидролиза	выщелачивания	дезинтеграции
Кварц	34	36	23
Микроклин	32	26	27
Альбит	0,1	13,6	31
Мусковит	5,8	5,4	7
Гидрослюда	5,7	1,4	—
Каолинит	50,9	17	11
Прочие	0,3	0,6	1

Колумбит-танталит-берилловые элювиальные россыпи на гранитных пегматитах развиты на Урале и в Казахстане.

Остаточные месторождения

Промышленное значение при переработке бокситов может иметь ниобий, который в процессе технологического передела концентрируется как в красных шламах, так и алюминатных растворах.

По данным А. В. Зильберминца и В. А. Скропышева [9], содержание ниобия в элювиальных бокситах некоторых месторождений довольно высокое, заметно превышающее кларк этого элемента в земной коре. В отдельных случаях возможна попутная добыча ниобия, так как содержания и запасы его в бокситах часто бывают значительными. Так, на одном месторождении Сибири содержание Nb составляет 1000 г/т, на рудопроявлении Чуктукон — 1700 г/т. Из зарубежных месторождений бокситов с повышенным содержанием ниобия известно месторождение Арканзас в США. Район сложен песчаниками и сланцами палеозоя, которые прорывают три крупных батолита нефелиновых сиенитов, предположительно мелового возраста. На сиенитах развита мощная каолинит — гиббситовая кора выветривания, к которой приурочена часть месторождения. Нефелиновые сиениты перекрываются песчаниками, глинами и известняками группы Мидвей (палеоцен?), на которых с угловым несогласием залегают континентальные осадки группы Вильнокс (нижний эоцен) с линзами переотложенных бокситов. Общая мощность толщи более 100 м. Среднее содержание глинозема в элювиальных бокситах 45,5 %. Основная масса боксита сложена гиббситом. Изредка присутствуют бёмит, каолинит, галлуазит, сидерит, пирит. В тяжелой фракции, выделенной из элювиальных бокситов, содержатся гематит, магнетит, ильменит, рутил, сфен, анатаз, реже шамозит, хлорит, циркон, гранат, кианит. В бокситах присутствуют: ниобий, титан, цирконий (среднее содержание 0,13 %), стронций, иттрий, лантан, ванадий, галлий, скандий, бериллий. По сравнению с породами интрузива, содержание галлия, ниобия и циркония в бокситах повы-

шается в 2,6—4,3 раза. Среднее содержание ниобия в руде 0,07 %, связан он с ильменитом, рутилом, сфеном. При общих запасах бокситов на месторождении, по данным Е. Ф. Зив и А. И. Вайсенберга, превышающих 44 млн. т, запасы Nb_2O_5 составляют около 22 тыс. т. Предполагалось строительство специальной фабрики для попутного извлечения ниобия из ильменита. С этой целью проводились исследования обогатимости титановых минералов и циркона в процессе технологического передела бокситовых руд. В результате была установлена возможность попутного получения титановых концентратов с содержанием TiO_2 29,7 % и низкокачественного цирконового концентрата с содержанием ZrO_2 6,3 %.

Месторождения бериллия

Благодаря малой плотности (2,6—2,8) берилл гравитационными методами не обогащается, и формально его месторождения к элювиальным россыпям относиться не могут. Но в некоторых типах месторождений (редкометальные пегматиты и метасоматически измененные граниты) берилл встречается вместе 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

Бериллоносные коры выветривания на редкометальных пегматитах. Сведения о бериллоносной коре выветривания, развитой на пегматитах, в зарубежной печати практически отсутствуют. В то же время большинство зарубежных пегматитовых месторождений берилла отрабатывались только в своей 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 BeO составляет 60—500 г/т и более. Поскольку часть бериллия в пегматитах концентрируется в полевых шпатах и мусковите (5—40 %), некоторое его количество в нижних зонах коры выносится (до 20 %). Бериллий, входящий в состав берилла, участие в гипергенном преобразовании вещества коры выветривания не принимает. В гидрослюдистой и каолинитовой подзонах происходит относительное накопление бериллия за счет сохранившегося берилла и захвата бериллия каолинитом и монтмориллонитом.

В качестве примера этого типа месторождений приводится одно из полей редкометальных пегматитов. Пегматитовые тела залегают в западном экзоконтакте интрузии нормальных биотитовых гранитов среди докембрийских биотитовых мигматизированных парагнейсов. В коренном залегании пегматиты обнажаются лишь

в южной части поля, на остальной его площади их выходы на поверхность представлены корами выветривания. В пределах поля установлено около 300 тел. Пегматиты сложены свитами параллельных часто ветвящихся, меридионально вытянутых крутопадающих жил, чаще всего *неправильной, плитообразной* формы [17].

Основная масса жил относится к типу зональных берилл-мусковитовых пегматитов, в различной степени замещенных: неальбитизированных (микроклиновые), слабо и неравномерно альбитизированных (альбит-микроклиновые), интенсивно (микроклин-альбитовые) и нацело альбитизированных (альбитовые). Наиболее сложный тип пегматитов имеет максимальное разнообразие минеральных ассоциаций и следующую зональность: 1) мелкозернистая (аплитовидная) кварц-альбитовая, 2) мусковит-альбит-кварцевая, 3) кварц-альбитовая (с сахаровидным альбитом), 4) зона таблитчатого и мелкопластинчатого альбита, 5) зона клевеландита, 6) зона блокового микроклина, 7) зона пластинчатого мусковита, 8) мусковит-кварцевая, 9) кварцевое ядро.

Таблица 14

Распределение породообразующих минералов по типам пегматитов (в %)

Минералы	Пегматиты			
	микроклиновые	альбит-микроклиновые	микроклин-альбитовые	альбитовые
Микроклин	63—67	55—66	20—45	5—20
Кварц	27—30	25—30	23—27	15—25
Мусковит	2—4	3—5	4—6	7—10
Альбит	До 3	5—15	10—30	50—60

Обычно в строении отдельных жил участвуют только 4—6 из этих ассоциаций.

Минеральный состав пегматитов. Средние содержания породообразующих минералов в различных типах пегматитов приводятся в табл. 14.

Основные редкометальные минералы — берилл и разновидности группы колумбита — танталита, которые обычно тяготеют к блокам темно-серого кварца. Наименее распространен танталит (Ta_2O_5 60 %). В альбитовых пегматитах одного из участков пегматитового поля основной разновидностью является танталит-колумбит (Ta_2O_5 30 %; Nb_2O_5 43 %), на остальных участках — колумбит со средним содержанием Ta_2O_5 20 % и ниобия 55 %. Среднее содержание $FeO+Fe_2O_3$ в колумбитах 14—17 %; MnO 3—5 %; TiO_2 0,8—1,2 %; SnO 0,4—0,6 %.

Размер зерен танталит-колумбита в альбитовых пегматитах 0,05—0,45 мм. Максимальные размеры отдельных кристаллов танталит-колумбита 1—1,5 см в поперечнике, иногда встречаются более крупные кристаллы.

Берилл в пегматитах поля крупно- и мелковкрапленный, причем основная масса (более двух третей), представлена второй разновидностью. Размер кристаллов в среднем 0,1—3 мм. Содержание окиси бериллия в берилле — 12,05—13,18 %, суммы щелочей 0,4—0,8 %, *лития* 0,015—0,032 %, *рубидия* 0,004—0,011 %, *цезия* 0,007—0,035 %. Среди акцессорных минералов присутствуют циртолит (32 г/т), циркон (7 г/т), малакон, монацит, ксенотим, апатит (109 г/т), турмалин (1000 г/т), гранат (111 г/т), флюорит и весьма незначительные количества (первые г/т) шпинели, рутила, анатаза, ортита и сульфидов.

Средние содержания окислов тантала и бериллия в различных типах пегматитов, а также содержания бериллия в минералах приводятся ниже (в %):

Пегматиты	Ta_2O_5	BeO
Альбитовые	0,007	0,03
Микроклин-альбитовые	0,0015	0,01
Альбит-микроклиновые и микроклиновые	Менее 0.001	0,003

Минералы	BeO
Полевые шпаты	0,0007—0,0008
Кварц	0,0018
Мусковит	0,0020
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 — в мусковите и альбите, а рубидий — в микроклине и мусковите (табл. 15).

Кора выветривания на пегматитах и вмещающих их гнейсах развита неравномерно. Мощность ее закономерно увеличивается с юга на север. Контуры коры выветривания выделяются достаточно от-

Таблица 15

Баланс распределения редких элементов в минералах (в %)

Минералы	Компоненты					
	Ta_2O_5	Nb_2O_5	SnO_2	BeO	Li_2O	Rb_2O
Микроклин	0,00015	0,00035	0,0005	0,0022	0,0038	0,0570
Кварц	0,00033	0,0012	0,00007	0,0002	0,0052	0,0005
Мусковит	0,0026	0,0100	0,0120	0,0072	0,2820	0,2320
Альбит	0,0001	0,0010	0,0005	0,0084	0,0078	0,0070
Турмалин				0,05		
Прочие	0,0055	0,0060	0,0025	0,0007	0,0003	0,0005

четливо, распределение танталит-колумбита и берилла по вертикальному разрезу коры относительно равномерное. Пегматитовые жилы довольно густо насыщают вмещающие гнейсы, расстояние между отдельными жилами не превышает 10—15 м. Состав глинистых минералов в верхних подзонах коры выветривания в северной части поля преимущественно каолинитовый, в южной части — гидрослюдисто-каолинитовый, а на одном из участков — галлуазитовый.

Каолинитовая подзона максимально проявлена на северном участке, где ее средняя мощность составляет 37 м, на центральном она равна 23 м, а на южном составляет всего лишь 5—7 м. Породы этой подзоны имеют серовато-белую окраску, иногда сменяющуюся охристо-желтой и состоят из каолинита, кварца (до 40 %) и мусковита (до 30 %). Каолинит обычно составляет 70 % от объема породы подзоны, но нередко его количество возрастает до 90 %. Гидрослюдисто-каолинитовая подзона, сменяющая вниз по разрезу предыдущую, распространена на всех участках, но особенно широко на севере поля, где ее мощность 16 м. В составе значительную роль имеют гидрослюды (до 20 %); каолинит — 40 % глинистых классов, гидрослюда 60 %. Гидрослюдистая подзона коры выветривания выделяется на всех участках пегматитового поля. Дресвяно-щебенистая подзона также распространена по всему пегматитовому полю. Средняя мощность 12,4 м. Общая мощность коры выветривания до 60 м и более. По мере перехода от исходных пород к верхним подзонам коры выветривания наблюдаются следующие изменения породообразующих минералов. Кварц в каолинитовой подзоне частично растворяется, микроклин в нижних горизонтах коры выветривания мутнеет, пелитизируется, а в гидрослюдисто-каолинитовой подзоне замещается гидрослюдами, каолинитом и галлуазитом. Интенсивно измененный микроклин представляет собой ноздреватые обломки, в порах которых наблюдается глинисто-гидрослюдистая масса. Мусковит образует крупный до 1,5 мм пластинчатый агрегат, интенсивно замещающийся с периферии также глинисто-гидрослюдистым материалом. Наибольшим изменениям в коре выветривания подвергаются зерна альбита: степень его выветривания по сравнению с микроклином во много раз выше. Так, в дресвяно-щебенистой подзоне, наряду с почти неизмененными зернами микроклина, установлен интенсивно трещиноватый альбит, частично или нацело замещенный гидрослюдой и глинистыми минералами. В коре выветривания берилл почти всегда присутствует в виде обломков кристаллов, легко различимых по зеленоватым тонам окраски и реликтам граней призмы. Содержание бериллия в легкой фракции класса (—2)—(+1) мм — 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, гидроокислы 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 гранулометрическим классам относительно равномерное. Мак-

симальное количество (32—52 %) этих элементов заключено в классе (—0,4)—(+0,05 мм); выход шламов — 11—17 %. Содержание колумбит-танталита в коре выветривания в среднем 130—150 г/м³ при концентрации Ta_2O_5 12—60 %, максимальные содержания до 550 г/м³.

По химическим анализам содержание Ta_2O_5 в коре выветривания в три раза выше, чем по минералогическим, что объясняется смывом танталит-колумбита при промывке шлихов и значительной его концентрацией в классе +3 мм.

Таким образом, при обогащении «песков» россыпи из тяжелой фракции извлекается танталит-колумбит, а из легкой — берилл. Дополнительно 30—50 % берилла и танталит-колумбита может быть получено из класса +3 мм (после додрабливания материала этого класса). Кроме того попутно из тяжелой фракции должен извлекаться циркон, а глинистый материал использоваться как каолиновое сырье для изготовления керамических изделий.

Бериллоносные коры выветривания на метасоматически измененных гранитоидах. Элювиальные россыпи берилла связаны с каолинит-гидрослюдистой корой выветривания, развитой на грейзенизированных и альбитизированных гранитах. Берилл мелковкрапленный, содержание его в измененных постмагматическими процессами гранитах 40—120 г/т. При формировании каолинитовой коры выветривания гранитоидов вынос вещества составляет 30—40 %, соответственно повышается количество устойчивых к выветриванию минералов и содержание берилла увеличивается. Промышленное значение в россыпи, кроме берилла, имеют тантало-ниобаты и циркон.

Остаточные месторождения

Бериллоносная кора выветривания на грейзенизированных мраморах проявлена в гидротермально-пневматолитовых месторождениях штокверкового типа. Мраморы и сопровождающие их слюдисто-карбонатные породы залегают на альбит-амфибол-биотитовых сланцах и перекрываются толщей терригенных пород. Эндогенное оруденение в крупных трещинах представлено вольфрамоносными кварцевыми жилами с мусковитовыми оторочками, в преобладающих мелких трещинах — мусковитовыми, реже альбитовыми с олигоклазовыми прожилками [6].

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 обнаружена.

При растворении кальцита в процессе выветривания лишь мусковит частично превращается в гидромусковит с примесью монтмориллонита и каолинита, сульфиды окисляются, флюорит почти не изменяется. Грейзенизированные мраморы преобразуются в рыхлые глиноподобные дресвяно-щебенистые 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 больше 60 м это преимущественно монтмориллонитизация, вблизи поверхности — каолинизация.

Таблица 16

Содержание бериллия в минералах мрамора и продуктах выветривания (в %). По Н. О. Григорьеву

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

Устойчивость берилла в коре выветривания весьма высокая. Соответственно накапливается в процессе выветривания и сам бериллий (табл. 16). Его концентрация повышается пропорционально уменьшению массы вещества в коре выветривания за счет растворения карбонатов подземными водами. Это приводит к тому, что масса продуктов выветривания получается в несколько раз меньше, чем масса материнских грейзенизированных мраморов. Соответственно увеличивается в коре выветривания содержание бериллия.

Зона окисления (малосульфидные грейзеновые месторождения)

Рудные тела рассматриваемого малосульфидного грейзенового месторождения связаны с позднепалеозойскими лейкократовыми гранитами и адамеллитами и представлены субмеридиональными линейными крутопадающими, кулисообразно залегающими телами мощностью до 10 м. От периферии к центру рудных тел наблюдаются мусковит-кварцевая, топаз-кварцевая и рудная кварцевая зоны. Рудная минерализация прожилково-вкрапленного характера представлена бериллом, вольфрамитом, молибденитом, висмутином, очень редко фенакитом и бертрандитом.

Другое грейзеновое месторождение приурочено к позднепалеозойским биотитовым гранитам. Крутопадающие рудные жилы образуют отдельные зоны. Жилы сложены в основном кварцем с мусковит-кварцевыми и кварцевыми грейзеновыми оторочками мощностью до 5 м. Рудная минерализация имеет вкрапленно-кустовое распределение и представлена пиритом, бериллом, молибденитом, вольфрамитом и висмутином. В жилах обоих месторождений в больших количествах присутствует флюорит. Зона окисления на этих месторож-

дениях распространена до глубины 15 м, но на отдельных тектонических нарушениях окисленные сульфиды встречаются на глубине около 100 м. В районах грейзеновых месторождений мощные коры выветривания отсутствуют. Рыхлые образования здесь представлены маломощными (до 3 м) делювиально-элювиальными преимущественно дресвяно-щебенистыми породами. Зона окисления в грейзеновых телах сформировалась в результате развития сернокислых процессов, вследствие разложения пирита, присутствующего в большом количестве в рудах.

Месторождения циркония и гафния

Цирконий и содержащийся в нем гафний в основном 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 в корах выветривания массива нефелиновых сиенитов известно уникальное месторождение циркониевых руд Морру-ди-Форру. Запасы бадделеита — главного циркониевого минерала — в нем значительны при содержании циркониевых минералов (5—10 %). Месторождение комплексное и в его рудах содержатся высокие концентрации магнетита, редких земель, тория и урана. На пологих возвышенностях района располагаются залежи высококачественных элювиальных бокситов, общие запасы которых составляют свыше 50 млн. т (по C. E. Tolbert). Годовая добыча бокситов составляет до 200 тыс. т.

Плато Посус-ди-Калдас занимает площадь около 1150 км^2 и имеет форму эллипса, большая ось которого вытянута на 35 км. Рельеф местности слабохолмистый, средняя высота плато 1300 м (рис. 11).

Породы, вмещающие щелочной массив, — архейские гнейсы и сланцы; менее распространены песчаники, кварциты, брекчии и туфы. Изверженные породы представлены нефелиновыми сиенитами (фойяитами), фонолитами и тингуаитами. Возраст формирования щелочного массива предположительно меловой, корообразование — эоценовое. В коренных породах развиты штокверки бадделеитоносных жил, при разрушении которых бадделеит освобождается и концентрируется в 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 нацело 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 — бадделеит и циркон; смесь этих минералов образует цирконийсодержащую руду — калдасит, очень твердое плотное тяжелое вещество, слагающее цирконийсодержащие жилы. Он встречается также в сильноизмененных вмещающих сланцах, где пустоты выщелачивания содержат мельчайшие кристаллы зеленого и коричневого циркона. Бадделеит наблюдается в виде радиально-волокнистого гребенчатого минерала, а также напоминающего скорлуповатый гематит или окислы марганца.

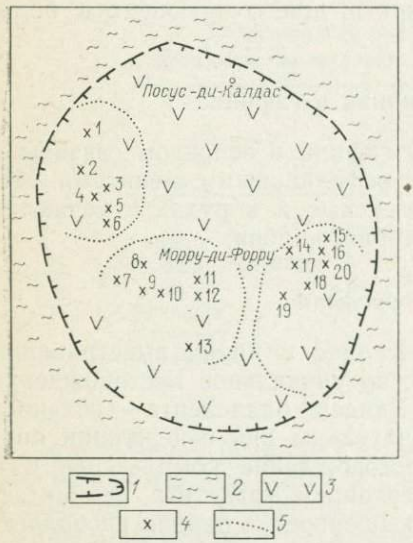


Рис. 11. Урансодержащие циркониевые месторождения щелочного массива Посус-ди-Калдас (по Abreu).

1 — граница массива; *2* — метаморфические сланцы и гнейсы докембрия; *3* — нефелиновые сиениты; *4* — рудопроявления. Район Каската: 1 — Кокал, 2 — Серроти, 3 — Киринус, 4 — Родригис, 5 — Брижидас, 6 — Жиганти; Южно-Центральный район: 7 — Кашуэйринья, 8 — Вилела, 9 — Мойроэнш, 10 — Тамандуа, 11 — Итороро, 12 — Трес-Баррас, 13 — Лагоа-Доуранда; район Посинбюс: 14 — Зотинью, 15 — Понти-Алта, 16 — Дона-Рита, 17 — Такуари-дуСул, 18 — Бузу, 19 — Ирэни, 20 — Эсгингарда; *5* — контуры рудных районов

Жилы обычно имеют неправильную форму, средняя мощность их не превышает 10—15 см. Бадделеит концентрируется в жилах в виде массы радиальной структуры, образующей темные «бобы» (фавас) и сложенной почти чистым окислом циркония. Породами, вмещающими жилы, в основном являются пестроцветные глины, развитые при выветривании нефелиновых сиенитов или фонолитов.

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.

Первичное обогащение цирконием нефелиновых сиенитов — важнейшее отличие этого массива от аналогичных плутонов в других регионах. Причем первичные циркониевые минералы представлены не обычным цирконом, а неустойчивыми в гидротермальных и гипергенных условиях цирконосиликатами натрия из группы ловенита, чем и объясняется образование вторичного бадделеита и богатых цирконийсодержащих руд — калдасита и фаваса.

Эвдиалит обогащен ураном, но его распределение не очень равномерно: в некоторых кристаллах отмечена концентрация металла по поверхностям трещин. Возможно, что уран не входит в кристаллическую решетку минерала, а находится в ионно-дисперсном состоянии, располагаясь в промежутках кристаллической решетки, что обусловливает неравномерность его распределения.

Содержание гафния в циркониевых минералах постоянно при отношении Hf к Zr 0,76. Состав идущей на экспорт циркониевой руды

из Посус-ди-Калдас (60—85 % ZrO_2) следующий (в %): SiO_2 14,5; Fe_2O_3 4,7; TiO_2 1,1; P_2O_5 0,35; ZrO_2 70; U_3O_8 0,64.

Руда подразделяется на три вида: 1) фавас (от португальского слова favas — бобы), содержащий до 90 % ZrO_2 и имеющий форму чечевицеобразной гальки; 2) калдасит, добываемый из жильных месторождений и содержащий на 5—10 % меньше ZrO_2, чем фавас, и 3) циркит-фавас. При разрушении щелочных пород в коре выветривания образовались богатые скопления вторичного бадделеита, содержащего в среднем 45—65 % ZrO_2. Бадделеит имеет форму гальки, которая залегает в прослоях гравия, лежащего на нефелиновых сиенитах.

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

Элювиально-делювиальные россыпи циркониевых руд расположены по древним речным террасам и на склонах возвышенностей, в виде поверхностного покрова с различным содержанием лимонита, гематита, а также бокситового и марганцовистого материала. Рентабельным для разработки на циркониевые руды считался элювий мощностью от 5 см до 2 м (в среднем 30—50 см) при содержании циркониевых минералов 5—10 %.

Месторождения плато Посус-ди-Калдас подразделяются на две группы — урансодержащие циркониевые (бадделеитовые), где основной полезный компонент — цирконий и группа уран-ториевых месторождений, содержащих цирконий и редкие земли лишь как второстепенные минералы.

Сиениты и фонолиты, с которыми связано торий-редкоземельное месторождение, рассекаются магнетитовым штокверком, в котором и локализуются руды тория и редких земель, обогащая преимущественно сильно раздробленные участки пород и зальбанды некоторых магнетитовых жил. Сильная радиоактивность обусловлена присутствием в рудах 0,011—0,012 % эквивалента урана и 1,44—2,33 % эквивалента тория.

Руды тория и редких земель пространственно разобщены с рудами циркония и урана, причем высокие концентрации тория объясняются его вторичным обогащением в процессе выветривания. Содержание редких земель в корах выветривания месторождения 20—35 %, а тория 3,8 %. Главным носителем редких земель в выветрелых породах является бастнезит, в меньшей степени мелкие зерна торогуммита и ортита. При разложении ортита часть редких земель переходит во вторичные минералы. Торий большей частью содержится в торогуммите, но присутствует также и в ортите, который обычно в результате выветривания изменен и превращен в красновато-коричневый глинистый минерал. Площадь залежи радиоактивных руд 24 100 м^2, максимальная радиоактивность приурочена к центру и постепенно уменьшается к краям. Запасы хорошей, легко добываемой руды (объединяя как богатую часть залежи, так и всю остальную рудную площадь, куда включаются каолинит и боксит), состав-

ляют 6,3 млн. т с содержанием ThO_2 1 % и TR 10 %. Месторождение разрабатывается с 1922 г. при ежегодном производстве бадделеитового концентрата до 7 тыс. т. Обогащение бадделеита производится простой гравитацией с частичным додрабливанием крупных желваков. При обогащении магнетитовых руд попутно извлекаются уран, торий и редкие земли.

В Советском Союзе элювиальные россыпи циркона развиты достаточно широко. Они представлены комплексными циркон-пирохлор-ильменитовыми месторождениями, образующимися при выветривании массивов щелочных и нефелиновых сиенитов, содержащих повышенные концентрации рудных минералов. Такие россыпи известны на Украине, Урале и в Казахстане, однако они не содержат крупных запасов циркония. Одно из таких месторождений — массив щелочных и нефелиновых сиенитов расположен в сложном тектоническом узле среди метаморфических пород докембрия. Породы массива представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, сиенит-аплитами и сиенит-порфирами и единичными дайками аляскитовых гранитов и кварц-полевошпатовых пород. Нефелиновые сиениты слагают три поля: северное — комплекс субширотных даек эгириновых и эгирин-биотитовых разностей, восточное — дайки меридионального и субмеридионального простирания (амфиболовые и амфибол-биотитовые разности), центральное — штоковые выходы биотитовых нефелиновых сиенитов. Нефелиновые сиениты в той или иной степени альбитизированы и либенеритизированы.

Безнефелиновые разности сиенитов слагают основную часть массива и состоят из биотитовых (измененных порой до двуслюдяных и мусковитовых) и амфиболовых (рибекитовых) сиенитов.

В результате контактово-метаморфических процессов, связанных с щелочной интрузией, вмещающие гнейсы вблизи контакта превратились в мигматиты, фениты и кварц-полевошпатовые породы.

Редкометальные минералы — основные носители редких элементов, присутствующих в щелочном комплексе. Это окислы и гидроокислы, объединяющие минералы ниобия, тория и редких земель (пирохлор, торианит, цернанит, бетафит, колумбит, приорит); карбонаты включающие редкоземельные минералы этого класса (бастнезит); фосфаты и силикофосфаты редких земель (монацит, ксенотим, бритолит) и, наконец, редкометальные силикаты (циркон, торит, хаттонит, ортит).

Редкометальные эндогенные руды месторождения представлены двумя типами: пирохлоровыми и колумбитовыми. В обоих случаях руды комплексные и их название определяется ведущим минералом. В первом типе руды кроме пирохлора в повышенных концентрациях присутствуют циркон, ортит, монацит, ксенотим, торит и некоторые реже встречающиеся минералы — карбонаты редких земель, минералы группы приорита, иттрийсодержащий гранат, и др. Во втором типе руды кроме колумбита отмечаются циркон, монацит, ксенотим. Пирохлоровые руды связаны с альбитизированными нефелиновыми сиенитами и частично с альбитизированными сиенитами. Рудные тела расположены в узлах пересечения даек и пластовых тел нефелиновых сиенитов нарушениями северо-западного и северо-вос-

точного направлений, по тем же нарушениям в сиенитах и тектоническим контактам щелочных пород. Содержание пятиокиси ниобия в рудах составляет в среднем 0,07—0,08 %, достигая на отдельных участках 0,1—0,2 %. Соотношение Nb к Ta для пирохлоровых руд составляет *около* 35 : 1.

Колумбитовые руды приурочены к дайкам альбитизированных сиенит-аплитов и сиенит-порфиров. Мощность даек на севере участка до 1 м, на юге — до 15 м. Насыщенность южного участка дайками столь велика, что сиенит-аплиты и порфиры составляют около 1/4—1/5 от общей горной массы. Содержание Nb_2O_5 в них около 0,2 %, при этом Ta_2O_5 около 0,015 %.

Кора выветривания приурочена к тектонически ослабленным зонам и участкам, расположенным между неогеновыми долинами, по которым происходил вынос рыхлого материала коры. Мощность коры до 35 м. Полностью отсутствует она в неогеновых долинах на участках развития даек нефелиновых сиенитов и сиенит-порфиров. Верхние зоны коры размыты и скважинами обычно вскрываются дресвяно-щебенисто-глинистые породы. Какой-либо зависимости гранулометрического состава коры от состава коренных пород не наблюдается. Часто псаммитовый и пелитовый классы содержатся примерно в равных количествах, иногда повышаясь до 70 %.

Изучение продуктов выветривания позволяет наметить следующий ряд основных породообразующих минералов по степени их устойчивости к выветриванию (от устойчивых к менее устойчивым): микроклин→биотит→эгирин→альбит→нефелин→роговые обманки.

Стадийные изменения минералов при выветривании приводят к зональному строению коры выветривания. Выделяются следующие подзоны профиля выветривания: дресвяно-щебенистая и гидрослюдистая (табл. 17).

В зависимости от минерального состава и структурно-текстурных признаков породы массива имеют различную устойчивость к процессам выветривания. Устанавливается следующий ряд пород по устойчивости к выветриванию: сиенит-пегматиты→сиенит-аплиты и сиенит-порфиры→нефелиновые сиениты→сиениты и альбититы→фениты, мигматиты и вмещающие метаморфические породы.

Выделяются два типа «песков»: цирконие́вые пески — псаммитовая часть, редкоземельно-ниобиевые — алевропелитовая.

Среднее содержание в коре выветривания Nb_2O_5 0,2 % и $TR_2O_3 + ThO_2$ 0,3 %. Установлено, что алевролитовая часть рыхлого материала (0,1—0,01 мм) обогащается ниобием в несколько раз. При обогащении начального концентрата содержание его повышается до 1 %, а TR_2O_3 до 1,9 %. Зернистая часть песков, будучи отвальной по Nb и TR, кондиционна по цирконию. Крупность циркона вполне достаточна для извлечения его из породы гравитационными методами обогащения. Среднее содержание циркона в продуктах коры выветривания 5 кг/м³, в отдельных пробах до 35 кг/м³. Кроме того в «песках» содержатся монацит (100—1000 г/м³) и ильменит (2 кг/м³). При предварительном обогащении (удалении частиц — 0,1 мм) содержания циркона, монацита и ильменита увеличиваются в два раза.

В коре выветривания нефелиновых сиенитов сохраняются циркон, магнетит, ильменит, лейкоксен, монацит, сфен, гранат. В элювии щелочных сиенитов — циркон, монацит, магнетит, гранат, ильменит, колумбит.

Циркон — минерал, устойчивый к процессам выветривания, но он частично разрушается, если есть включения альбита и других минералов. Чем больше в кристалле включений, тем быстрее они распа-

Таблица 17

Изменение минералов в подзонах коры выветривания

Минералы	Подзоны		
	Дресвяно-щебенистая	Гидрослюдистая	
		I*	II
Микроклин	Серицит	Гидрослюда	Гидрослюда; бейделлит
Биотит	Гидробиотит	Гидробиотит, гидрослюда	Гидрослюда каолинит
Эгирин	Бейделлит	Бейделлит, галлуазит	Галлуазит
Альбит	Серицит	Гидрослюда	Гидрослюда, бейделлит
Нефелин	Серицит	Гидрослюда	Гидрослюда, бейделлит
Роговые обманки	Гидрохлорит		—

* Горизонты: I — нижний, II — верхний.

даются, так как альбит при выветривании переходит в глинистые минералы, что сопровождается увеличением объема.

Редкие земли концентрируются в коре выветривания массива в ее алевропелитовой части. Изменение содержания редких земель (в г/м³): в нефелиновых сиенитах — 6200, в их коре выветривания — 5400, в щелочных сиенитах — 620 и в коре выветривания — 590.

С учетом изменения объемной массы отмечается весьма незначительное понижение в коре выветривания содержания редких земель цериевой группы, которые были связаны с бастнезитом и породообразующими минералами и мигрировали при их разложении. Концентрация иттриевых земель на месторождении не превышает 0,015 %. В коре выветривания, развитой на альбитизированных сиенитах, содержания TR_2O_3 повышаются до 0,26 %.

Собственные минералы редких земель (бастнезит, паризит и др.), за исключением монацита в коре выветривания, оказываются неустойчивыми, разрушаются и освобожденные редкие земли сорбируются глинистыми минералами. Лишь в зоне дезинтеграции отмечается рабдофанит — продукт изменения редкоземельных минералов (бритолита, бастнезита, пирохлора, бетафита). В редких случаях рабдофанит развивается по монациту, обычно он встречается в качестве продукта изменения бастнезита.

Кора выветривания массива — бедная элювиальная россыпь циркона, редких земель цериевой группы и ниобия. Циркон содержится в псаммитовой части рыхлого материала коры (+0,1 мм), ниобий и редкие земли — в основном в алевропелитовой (—0,1 мм).

Остаточные месторождения

Латеритные бокситы, формирующиеся на щелочных породах, обычно обогащены редкими элементами, в том числе и цирконием, который интересен в связи с возможностью его попутного извлечения. Концентрируется цирконий главным образом в цирконе — широко распространенном акцессорном минерале бокситов. При разделении боксита одного из Тихвинских месторождений на легкую и тяжелую фракцию концентрация циркония в тяжелой фракции (циркон и другие тяжелые минералы) превысила 1 %, а в легкой фракции составила 0,001 %.

По последним данным выделяются следующие бокситоносные районы и месторождения бокситов с повышенными содержаниями циркония (ZrO_2 в г/т) [9]:

Вежаю-Ворыквинское	600	Индия	500—700
Венгрия	1000—1500	Арканзас (США)	1300
Югославия	1000—1600	Пасус-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.

Месторождения редких земель

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 гидроокислах 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. В штате Айдахо (США) ряды 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 (Бэр-Велли и Хейли) 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 фрагментами.

Поскольку возраст самого батолита Айдахо меловой, то время корообразования на гранитоидах вероятнее всего эоценовое. Элювиальные россыпи представлены монацитовыми и эвксенитовыми типами. Максимальные концентрации монацита отмечены в гранит-порфирах (150—350 г/м^3). Совместно с монацитом встречаются магнетит, ильменит, гранат, апатит, циркон.

Эвксенитовые месторождения Бэр-Велли на площади 15 км^2 приурочены к кварцевым диоритам и пегматитам. Распределение эвксенита в гранитоидах неравномерное. В глубоко проработанной коре выветривания его содержание изменяется от следов до 30 г/м^3. Ассоциация тяжелых минералов в таких россыпях включает монацит, магнетит, циркон, апатит, колумбит, торит. Эвксенит в коре выветривания встречается в форме эвгедральных кристаллов и угловатых обломков размером 0,1—5 мм. Размер минералов группы торита 0,1—1,5 мм. Ильменит и магнетит присутствуют в коре выветривания примерно в равных количествах.

Кора выветривания на мигматизированных гнейсах с монацитом и цирконом. Редкоземельные элювиальные россыпи, связанные с корой выветривания таких пород, известны в Казахстане и на Украине.

Металлоносная гидрослюдисто-каолинитовая кора выветривания, развитая на докембрийских орто- и парагнейсах, распространена достаточно широко. В тектонически ослабленных зонах субмеридионального направления вблизи субщелочных и нормальных пегматоидных гранитных интрузий гнейсы обычно интенсивно мигматизированы и характеризуются резко повышенной гамма-активностью торонового 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 в зонах разломов до 25 м. Гранулометрия рыхлых пород коры в различных районах неоднородна и зависит от сохранности зон вертикального профиля. Чаще всего псаммиты преобладают над пелитами, а последние — над алевролитами. 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 редкометальными минералами для первого типа будут циркон, монацит и ильменит, то для второго — монацит, циркон и ксенотим.

На одном из участков монацит-цирконовая элювиальная россыпь связана с дресвяно-глинистыми породами коры выветривания гней-

сов, вблизи их тектонического контакта с песчано-сланцевыми отложениями нижнего карбона. Гнейсы с прослоями графитистых кварцитов на этом участке интенсивно мигматизированы, дислоцированы и катаклазированы. Мигматиты вытягиваются вдоль зоны глубинного разлома. Протяженность полосы мигматизированных гнейсов с высокой гамма-активностью, с перерывами около 5 км.

Рыхлые слюдисто-каолинитовые породы с обломками ожелезненных гнейсов, кварцитов и жильного кварца. Цвет породы серебристо-серый, местами темно-желтый с пятнами и полосами вишнево-красного цвета (за счет окрашивания гидроокислами железа). В нижней части породы представлены дресвяно-щебенистым прослоем. Пестроцветные глинистые породы с небольшим содержанием дресвы кварца и высоким — гидрослюд. Гнейсовая текстура породы выражена отчетливо. Вниз по профилю коры окраска ее становится более светлой: сначала — светло-желтой, затем — светло-серой и молочно-белой с розовыми и зеленоватыми оттенками.

В основании разреза коры выветривания залегают слабовыветрелые мигматиты (по биотитовым гнейсам), граниты розовато-серые среднезернистые, мигматизирующие гнейсы.

Распределение монацита и циркона как по вертикальному разрезу, так и в плане неравномерное. Наибольшие концентрации минералов приурочены к скоплениям новообразованных биотита и калиевого полевого шпата вдоль тектонических трещин и ослабленных зон. Средние содержания на различных участках 2,4—12 кг/м^3, местами более 40 кг/м^3. Содержание циркона 1 кг/м^3, максимальное — 3—5 кг/м^3. Кроме того в составе тяжелой фракции присутствуют ильменит, рутил, турмалин, лейкоксен, магнетит, дистен, ставролит, барит.

Известны элювиальные россыпные проявления редкоземельных минералов и на севере Мугоджар в районе Кзыл-Сайского гранитного массива, который вытягивается вдоль зоны Зауральского глубинного разлома в северо-восточном направлении и прорывает толщу докембрийских гнейсов, интенсивно их мигматизируя. Кора выветривания, развитая на мигматизированных гнейсах, представлена дресвяно-щебенистым материалом. Ксенотим, циркон, ниобийсодержащий ильменит — концентрируются в элювии на участках интенсивной мигматизации, где инъецирующие граниты представлены пегматоидными разностями со скоплениями новообразованных биотита и полевого шпата.

Остаточные месторождения

Кора выветривания на карбонатитах с редкими землями и ниобием. Из группы карбонатитовых месторождений Кении, расположенных вблизи юго-западной границы с Танзанией, самым крупным является Мрима. Месторождение находится на прибрежной равнине Кении, примерно в 64 км юго-западнее порта Момбаса.

Считается, что комплекс Мрима представляет собой переходный тип цериевого карбонатита к ниобиевому (de Kun). Прибрежная область Кении выражена поясом палеозойских и более молодых по-

род, залегающих несогласно или с тектоническим контактом на породах докембрия.

Мрима — это карбонатитовая часть мезозойского комплекса Джомбо, который сложен во внешней зоне тонкозернистым фойяитом со щелочным пироксенитом и нефелиновым сиенитом в ядре. Собственно месторождение представляет собой шток монолитных карбонатитов без щелочных и ультраосновных пород, прорывающий докембрийские гнейсы и верхнепалеозойские аргиллиты. Карбонатиты в основном выполнены кальцитовыми крупно-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. Содержания Nb_2O_5 в коренных пирохлоровых рудах — 0,7 %.

Вмещающие месторождение гнейсы фенитизированы в радиусе до 250 м от экзоконтакта штока. На карбонатитах развита кора выветривания мощностью до 150 м. Верхняя подзона коры имеет охристо-каолинитовый состав и мощность около 10 м. Элювиальные породы массива обогащены фосфором, ниобием, редкими землями, стронцием, барием. Содержание P_2O_5 в коре превышает 20 %, Sr 5 %, TR 3,1 % и Nb_2O_5 1,25 %. В выветрелых породах различают две группы: железисто-магнезиальные и каолинитовые. В них обнаружены: каолинит, монтмориллонит, апатит, барит, пирохлор, гётит, гематит, окислы марганца, ильменит, амфибол, циркон, комплексные фосфаты стронция, редких земель и бария группы гойяцита — флоренсита. Пирохлор встречается только в железисто-магнезиальных породах, он очень тонкозернистый и обладает низкой плотностью, значительная часть его превращена в порошковатую массу.

Редкоземельная минерализация представлена концентрациями вторичного (землистого) монацита с большим количеством гипергенных фтор-карбонатов редких земель. Месторождение оценено ориентировочно в 30 млн. т руды.

Таким образом, общие запасы пятиокиси ниобия составляют более 300 тыс. т и окислов редких земель около 1 млн. т. Общие запасы выветрелых пород определены в 100 млн. т, т. е. запасы редких земель и ниобия увеличиваются более чем в три раза.

Возможность получения ниобиевых и редкоземельных концентратов из тонковкрапленных гипергенных пирохлоровых руд Мрима Хилл доказана в результате технологических испытаний, которые показали, что пирохлор здесь ассоциируется с гётитом, и при использовании высокоинтенсивной магнитной сепарации и флотации можно получать из них ниобиевые и редкоземельные концентраты.

Кора выветривания на ультраосновных щелочных породах. Массив ультраосновных щелочных пород, на котором развита металлоносная кора выветривания, залегает в узле пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний, оперяющих региональный разлом краевой части складчатой области платформы. Расположен массив в центре небольшой брахиантиклинальной структуры, образованной позднепротерозойскими пегматоидными грани-

тами, ортогнейсами, кварц-биотитовыми сланцами и верхнекембрийскими карбонатно-терригенными породами.

Массив относится к интрузиям центрального типа. Формирование его происходило в течение нескольких магматических этапов, приведших к последовательному внедрению меланократовых ультраосновных щелочных пород ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда, слагающих центральную часть массива, нефелиновых сиенитов и сиенит-порфиров, залегающих по его периферии. В экзоконтакте и на контакте массива с вмещающими кембрийскими породами выделяется несколько разновидностей метасоматических гибридных пород: полевошпат-карбонатные, апатит-биотит-пироксен-роговообманковые, пироксен-полевошпатовые и пироксен-нефелиновые породы типа ийолит-уртитов. Жильные ультраосновные щелочные породы представлены многочисленными дайками сиенит-порфиров, тингуаитов, мариуполитов и лампрофиров.

Метасоматические пневматолито-гидротермальные процессы привели к изменению магматических пород: нефелинизации, калишпатизации, альбититизации, карбонатизации и биотитизации.

Сравнительно крупное штокообразное тело, ставшее ядром сложной ультраосновной щелочной интрузии, сложено породами ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда. Лейкократовые нефелиновые сиениты образовали кольцевую интрузию вокруг ядра меланократовых пород, однако в результате последующих этапов магматизма они сохранились лишь в виде полукольца в западной части массива и в виде ксенолитов среди щелочных сиенитов, эруптивных брекчий сиенит-порфиров и карбонатитов в восточной половине массива. Лейкократовые щелочные сиениты, локализовались по северо-восточному и юго-восточному контактам нефелиновых сиенитов с вмещающими гранитами и занимают восточную и юго-восточную периферию массива.

Формирование карбонатитов было связано с пневматолито-гидротермальными процессами на участках неоднородных пород, со структурами, подобными трубкам взрыва, выполненным эруптивными брекчиями, и с линейными разломами, сопровождающимися брекчированием и милонитизацией боковых пород.

Месторождение по ряду признаков относится к карбонатитовым, но некоторые существенные особенности свидетельствуют о значительном своеобразии, причисляя его к особому генетическому типу карбонатитовых месторождений:

1. Существенно сидерит-анкерит-флюоритовый состав карбонатитов, отличающий их от обычных кальцитовых и апатитовых карбонатитов.

2. Обилие флюорита и ассоциация паризита с сульфидами, форма рудного тела, представляющая собой слабо изгибающуюся зону дробления, свидетельствуют о гидротермальном происхождении руд. Карбонатиты развиваются по сети прожилков среди полевошпатовых пород.

3. Карбонатитовое оруденение четко отделено от процессов образования биотитовых, апатитовых, сфеновых метасоматических пород и наложено на полевошпатовые метасоматические породы.

4. Наличие нефелиновых сиенитов вместо более часто встречающихся в подобных массивах ийолит-уртитов.

Нефелиновые сиениты и метасоматиты, среди которых преобладают полевошпат-карбонатные разности, распространены на площади около 5 км^2. В западной части массива залегают метасоматиты амфибол-пироксен-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.

В прожилково-штокверковой зоне с редкоземельно-полиметаллическим оруденением содержание основных металлов составляет от одного до нескольких %, тория от сотых до десятых долей %, ниобия — сотые доли %, лития — от сотых до первых десятых %, циркония — до десятых долей %, свинца, цинка — десятые процента. Минералы-носители и концентраторы полезных компонентов в эндогенных рудах следующие: редкие земли — паризит, бастнезит, монацит, ксенотим; торий — торианит; литий — слюда типа полилитионита; ниобий — ильменорутил, лопарит, пирохлор; цирконий — циркон; фтор — флюорит; полиметаллы — галенит, сфалерит, пирротин, пирит.

На всех породах массива развита ферригаллуазит-галлуазитовая кора выветривания, несущая редкометальное 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).

Мощность коры выветривания в большинстве случаев 15—20 м, а на отдельных участках до 80 м. Разрез коры выветривания в общих чертах следующий.

Подзона дресвяно-щебенистая. Породы теряют монолитность, но в основных чертах сохраняют свой первичный минеральный состав.

Подзона гидрослюдистых продуктов выветривания. Многие минералы преобразованы в гидрослюды, в небольших количествах появляются глинистые минералы. Сульфиды и карбонаты значительно окислены.

Подзона глинисто-гидрослюдистая. Большинство породообразующих минералов замещаются глинистыми, но в небольших количествах сохраняются реликты гидрослюд и невыветрелых минералов.

Подзона охр и глин. Первичная структура пород не сохраняется. Породообразующие минералы полностью перешли в глинистые (преимущественно монтмориллонит, бейделлит, реже — каолинит, галлуазит). Реликты неизмененных минералов отсутствуют, широко развиты натечные образования гидроокислов железа и марганца, а также штаффелит, бастнезит, рабдофанит, черчит, лейкоксен и др.

Зональность профиля и литологический состав коры выветривания на участках развития различных пород имеют свои отличитель-

ные особенности. Так, на щелочных породах непосредственно над дресвяно-щебенистой подзоной располагается светлый галлуазитовый горизонт, верхняя часть которого обогащена лимонитом, пиролюзитом, псиломеланом и др. Вблизи поверхности кора выветривания представлена бурой ферригаллуазит-лимонитовой породой. Над рудным штокверком гипергенные образования коры выветривания представляют собой зону окисления сульфидно-карбонатных руд, состоящую из лимонита, окислов марганца и фосфатов. Разрез коры выветривания сложный и не всегда можно уловить переходы от дресвяно-щебенистой подзоны (обычно мощной) к подзонам охр, ферригаллуазитовых пород, глинисто-лимонитовых руд с крупными выделениями гидроокислов железа.

Основные разновидности пород массива формируют ряд устойчивости к агентам процессов выветривания: ортогнейсы и пегматоидные граниты→ийолит-мельтейгиты и амфиболовые породы→жильные породы→нефелиновые сиениты→щелочные сиениты→карбонатизированные сиениты→породы осадочного комплекса→карбонатиты→→сульфидизированные карбонатиты.

Интересно, что на данном массиве подтверждается большая устойчивость в зоне выветривания нефелиновых сиенитов по сравнению с щелочными сиенитами, хотя существует мнение о большей стойкости в зоне гипергенеза щелочных сиенитов. От состава пород и их стойкости к воздействию гипергенных процессов зависит и мощность кор выветривания, развивающихся по тем или иным породам.

Максимальная мощность коры выветривания приурочена к карбонатитам и щелочным сиенитам (до 80 м), минимальная — к гранитам и гнейсам (до 10 м). Характерная черта строения коры выветривания — неровная ее граница с невыветрелыми породами, образование «карманов» выветривания на разной глубине, что объясняется неравномерным процессом выветривания, обусловленным составом пород, различной степенью их карбонатизации, сульфидизации и трещиноватости. В профиле коры выветривания преобладают глинистые минералы, так как породы массива в основном представлены силикатами. Охристые образования формируются с выветриванием карбонатов и сульфидов.

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 в основном развиты в ийолит-мельтейгитах, полевошпат-карбонатных породах и карбонатитах. К ним относятся: лопарит, металопарит, ильменорутил, ниоботитанат кальция, пирохлор.

В апатит-биотит-пироксен-роговообманковых породах ниобиевое оруденение встречается с металопаритом, распределенным в них крайне неравномерно — от редкой вкрапленности до концентраций в

106 кг/т. Содержание ниобия в этих рудах несколько десятых долей процента. В породах типа ийолит-уртитов ниобиевое оруденение связано с лопаритом, распределенным в них неравномерно. Содержание ниобия в таких породах не превышает 0,1—0,2 %.

При выветривании редкоземельные фторкарбонаты покрываются пленкой гидроокислов железа, теряют кристаллическую форму и превращаются в рыхлые зернистые массы или сферолитовые агрегаты желто-бурого, реже белого цвета. Обычно они ассоциируются с гидроокислами железа и марганца, с глинистыми минералами и выветрелым флюоритом. По данным Г. В. Писемского [8], химический состав продуктов выветривания редкоземельных фторкарбонатов позволяет отнести их к гипергенному бастнезиту.

Химический состав редкоземельных фторкарбонатов следующий (в %): TR_2O_3 57; Al_2O_3 2,6; Fe_2O_3 8,3; P_2O_5 1,8; ThO_2 2,8; CO_2 13,7; CaO 2,8; MgO 0,1; H_2O 5; F 6,85.

Состав редких земель: La_{39} Ce_{45} $Pr_{3,3}$ Nd_{11} $Sm_{0,8}$ $Eu_{0,1}$ $Gd_{0,5}$ $Tb_{0,1}$ $Dy_{0,3}$.

Бастнезит в коре выветривания отличается от эндогенного повышенным содержанием тория, который, по мнению Е. И. Семенова, изоморфно замещает редкие земли. Кроме этого бастнезит содержит большое количество воды (5 %). Присутствие Al_2O_3, SiO_2 объясняется механическими примесями глинистых минералов и гидроокислов железа, отделить которые, как правило, не представляется возможным из-за их дисперсности. Образование бастнезита в коре выветривания массива связывают со стадийным выветриванием паризита. При переходе паризита $CaCe_2(CO_3)_3F_2$ в бастнезит $CeFCO_3$ происходят вынос Ca и частичная гидратация. Это изменение в составе паризита, по-видимому, сводится к растворению $CaCO_3$, входящего в паризит, и к гидратации остающегося компонента $CeFCO_3$, который и преобразуется в водный фторкарбонат редких земель (гипергенный бастнезит). Дальнейшее выветривание редкоземельного фторкарбоната, по мнению Е. И. Семенова, идет с развитием рабдофанита ($CaPO_4H_2O$), который затем переходит в церианит (CeO_2). Кроме бастнезита в коре выветривания карбонатитов формируются и другие гипергенные редкоземельные карбонаты и фторкарбонаты за счет разложения первичных и промежуточных минералов. В основном образуются охристые выделения среди глинистых минералов и бурых железняков. В коре выветривания, представленной в основном ферригаллуазитовыми, галлуазитовыми, монтмориллонитовыми глинами, ниобий проявлен в ниобийсодержащих ильменорутиле и лопарите и часть его (основная), очевидно, адсорбирована глинами.

Ильменит часто замещается лейкоксеном и встречается в сростках с порошковатым редкоземельным фосфатом. Почти аналогично ведут себя сфен, брукит, анатаз. Апатит широко распространен в породах массива и относительно устойчив в коре выветривания. При его выщелачивании и гидратации образуются белые и светло-бурые порошковатые массы. Циркон выветривается (дезинтегрируется) только в случаях большого количества включений в нем силикатных минералов.

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 выносится. Еще более значительно возрастает в коре выветривания концентрация ниобия, циркония, фосфора, тория и особенно железа. Руда представляет собой сложную смесь гидроокислов железа (27—30 % и более), галлуазита, монтмориллонита, каолинита, гидрослюд и других глинистых минералов; флюорита в руде 8 %. Редкие земли в коре выветривания в меньшей степени связаны с минералами, унаследованными от первичных руд, такими как паризит, бастнезит, лопарит, монацит, перовскит, ксенотим. Главные среди них — новообразованные бастнезит и рабдофанит, присутствующие 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. В редкоземельных концентратах редкие земли цериевой группы составляют 85—90 %. Обогащаются редкоземельные минералы коры выветривания гравитационными методами с последующей доводкой концентратов электромагнитной сепарацией.

Над штокверковой зоной выделяется обогащенная зона коры выветривания с теми же протяженностью и шириной. Среднее содержание редких земель в этой зоне повышается до 1,905 %, а на отдельных участках до 8,5 %. С лимонитом здесь ассоциируются ярозит, гипс, штаффелит, рабдофанит, черчит, крондоллит, монацит, фосфаты железа и бастнезит. Соответственно повышаются содержания и других компонентов.

В составе редких земель в коре выветривания преобладает цериевая группа 80—85 %, тяжелые лантаноиды 15—20 %.

Средние содержания редкоземельных элементов от их суммы (в %): La_2O_3 31,5; Ce_2O_3 46,9; Pr 3,5; Nd 9,25; Sm 1,03; Eu_2O_3 0,89; Gd_2O_3 3,76; Tb 2,0; Dy 0,26; Ho 0,3; Er 0,3; Tm 0,11; Yb_2O_3 0,78; Lu 0,1; Y_2O_3 9,54.

Редкоземельные минералы образуют землистые, порошковатые массы, тонкие выделения и примазки.

Минеральный состав полезных компонентов коры выветривания достаточно разнообразен.

Минералы редких земель . .	Бастнезит, рабдофанит, вейншенкит, церианит, паризит, ксенотим, лантанит, монацит, черчит и в виде абсорбированных оснований в галлуазите и гидроокислах железа
Минералы тория	Гидроторит, гидроторианит
Минералы лития	Полилитионит, литиофорит, гекторит, лепидомелан, протолитионит
Минералы ниобия	Ильменорутил, сфен, гидропирохлор
Минералы циркония . . .	Циркон

Ильменит-рутил-черчитовый элювий с новообразованными рудными минералами TR открыт и изучен Я. К. Подпориной, А. Р. Ния-

зовым и М. Д. Брылиным в корах выветривания метаморфических пород Казахстана.

Редкие земли в бокситах. Содержания редких земель в бокситах достигают довольно часто высоких концентраций, позволяющих их рентабельно извлекать при обогащении. Так, в бокситах шт. Арканзас (США), содержание суммы редких земель превышало 500 г/т. В Югославии на некоторых месторождениях концентрация редких

Таблица 18

Концентрации редких земель в бокситах и корах выветривания вмещающих ультращелочных пород (в %)

Компоненты	Ультращелочные породы	Бокситы
TR_2O_3	1,0	0,4
В том числе:		
Ce	0,2	0,052
La	0,1	0,04
Y	0,1	0,03

земель достигает 500—1000 г/т, в мезозойских бокситах Средней Азии — 200 г/т.

На одном из месторождений Сибири осадочно-элювиальных бокситов кора выветривания развита на траппах, ультращелочных породах и карбонатитах, обогащенных редкими элементами. Содержание этих элементов в бокситах или аналогично их содержанию в материнских породах, или несколько выше. Редкие земли концентрируются в псевдоморфозах по монациту, апатиту и ильмениту, но в основном, видимо, содержатся в окислах железа. Геохимический состав пород коры выветривания ультращелочных пород и траппов, залегающих в контурах и по периферии рудного поля, идентичен составу микроэлементов бокситов, но, как правило, содержание микроэлементов в элювии в несколько раз выше, чем в бокситах (табл. 18).

Месторождения ванадия

Остаточные месторождения

Ванадий в бокситах. Широкое распространение ванадия в бокситах и разработанная методика извлечения его из алюминатных растворов в процессе технологического передела делают практически важным этот тип месторождений. Концентрация ванадия в бокситах колеблется в самых широких пределах. Наиболее высокие содержания отмечаются в бокситах Ирландии (270 г/т), на месторождении Сангареди в Африке (350 г/т), Индии (до 800 г/т), Австралии (240 г/т), Франции (300—350 г/т), Югославии (до 1200 г/т), Венгрии (до 900 г/т). На Вежаю-Ворыквинском месторождении содержание ванадия 100 г/т, в бокситах Тихвина 440 г/т. Повышенные

содержания ванадия установлены в бокситах Италии (до 6—7 % V_2O_5 в концентратах на ванадий).

Ванадий в элювии карбонатных пород. По данным В. И. Данчева, 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 пятиокиси ванадия на месторождениях данного типа составляет 3,5 %, преобладают руды с содержанием 1 %.

Элювиальные глины с ванадием на кристаллических сланцах. В глинистой коре выветривания на месторождении Уилсон-Спрингс (США) среднее содержание ванадия 0,6 %. Каолиниты приурочены к контакту нефелиновых сиенитов щелочного комплекса Магнет-Ков и сланцев древних метаморфических толщ гор Уичита. Месторождение Уилсон-Спрингс единственное в мире, которое эксплуатируется только на ванадий. Запасы ванадия на этом месторождении, по данным Л. Ф. Борисенко, около 30 тыс. т, а ежегодная добыча 2,5 тыс. т.

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 ванадия, который концентрируется только в окисленных рудах (до 5,6 %). Содержание ванадия в коренных рудах полиметаллических месторождений незначительное. Очень редко в неизмененных породах отмечаются сульфиды с повышенным содержанием ванадия; например, германит содержит до 2,9 % ванадия [15].

Наиболее крупные месторождения этого типа находятся в Африке: Берг-Аукас, Цумеб, 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, обычно не превышает нескольких сотен метров.

Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды африканских месторождений в среднем содержат 1—1,8 % ванадия.

Месторождения висмута

При формировании элювиальных месторождений висмута рудные минералы — бисмутит BiO_2CO_3, бисмит Bi_2O_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 зоне дресвы. Зерна этого минерала с поверхности обычно покрыты рубашкой вторичных минералов (бисмутита, бисмита и др.). Местами его концентрация достигает значительных размеров, так, в элювиаль-

ных 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

Висмуто-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 более 4000 м на склоне горы Тасна пять параллельно располагающихся жил с богатыми рудами висмута. Длина этих жил по простиранию до 600 м, при мощности до 2 м. Жилы сложены кварцем (10 %) и сульфидами (90 %) — висмутином, станнином, халькопиритом, пирротином, 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 Хоролок.

Как сообщает М. С. Сахарова, крупные комплексные россыпные месторождения, при разработке которых выделялись вольфрамовый и висмутовый концентраты, эксплуатировались в южной части КНР. Попутно получаемый висмутовый концентрат составлял около 5 % мировой добычи этого металла. Промышленные концентрации висмута известны в районе месторождения Кобальт (шт. Онтарио, США) в элювиальных россыпях на выходах кобальт-никелевых руд. В СССР элювиальные россыпи с висмутовыми минералами известны в Закарпатье, на Урале, в Забайкалье и на Северо-Востоке. Небольшие по запасам металла элювиальные залежи разрабатывались в районе месторождения Шерловая гора (Забайкалье). Среди рудных минералов Шерловогорского месторождения присутствуют вольфрамит, касситерит, базобисмутит и самородный висмут. Помимо карбоната висмута (базовисмутита) здесь установлены бисмит, оксифторид висмута — заварицкит, впервые открытые на этом месторождении, а также частично сохранившийся самородный висмут и изредка реликты висмутина. Зона окисления на месторождении обычно не превышает 30 м и содержит, помимо минералов висмута, скородит, интенсивно замещающий арсенопирит, тунгстит, молибденовые охры и незначительное количество пироморфита. Повышенные концентрации висмута отмечаются О. Д. Левицким также в составе сидерофиллитовых грейзенов, содержащих ферберит и висмутин. В зоне окисления висмутин замещается карбонатом висмута, по сидерофиллиту развивается лимонит, а топаз каолинизируется. Элювиальные россыпи на Шерловой горе образовались при выветривании кварц-вольфрамитовых жил с висмутовыми минералами.

По данным М. С. Сахаровой и Г. И. Ратниковой, на большинстве висмутовых и висмутсодержащих месторождений развита зона окисленных руд, обычно достигающая глубины нескольких десятков метров. Одно из таких месторождений — Устарасайское мышьяково-висмутовое — располагается в карбонатной толще верхнего девона — нижнего карбона и контролируется крупными разломами северо-западного простирания. Рудные тела приурочены к сопряженным с разломами более мелким нарушениям, которые 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 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.

Месторождения скандия

Геохимическая близость скандия к алюминию приводит его к некоторой концентрации в бокситах, где содержания Sc хотя и невелики (до 100 г/т), но при переработке бокситов они увеличиваются примерно в два раза в алюминатных растворах. Содержания скандия в бокситах зависят от содержаний в материнских породах. Максимальные концентрации его приурочены к бокситам, образовавшимся на основных эффузивных и интрузивных породах, а также сланцах и аркозовых песчаниках с повышенными содержаниями скандия. Так, в бокситах Греции содержания скандия 70—80 г/т, Югославии 60—90 г/т.

Месторождения лития

Важной геохимической особенностью лития является то обстоятельство, что все его эндогенные минералы легко изменяются в гипергенных условиях. Большинство солей лития легко растворимы в окислительной обстановке, и литий, выносимый водами, рассеивается. Некоторая концентрация его вследствие адсорбции имеет место в глинах, особенно магнезиальных — монтмориллонитах (гекторит) и керолитах, почвах (верхних гумусовых горизонтах почв) и в марганцевых окислах типа псиломелана (литиофорит).

Тем не менее в древесно-щебенистой подзоне коры выветривания редкометальных пегматитов сподумен еще сохраняется и может извлекаться при отработке месторождений. Практически, на всех пегматитовых месторождениях, отработка которых начиналась с продуктов коры выветривания, сподумен добывался как один из главных рудных минералов (Маноно-Китотоло и др.).

Повышенные концентрации лития отмечаются в бокситах, где примесь этого металла имеет важное технологическое значение. Генетическая приуроченность лития к бокситам восстановительной среды корообразования связана с изоморфным вхождением лития в кристаллическую решетку шамозита, где имеются катионы в четверной (Si, Al) и шестерной координациях (Fe^{2+}, Mg, Fe^{2+}, Al).

При формировании бокситов литий отделяется от алюминия на стадии образования свободных гидроокислов последнего и удерживается в кристаллической решетке глинистых Si—Al минералов пропорционально содержанию его в исходных минералах.

На отдельных месторождениях бокситов концентрации лития достигают высоких значений (в г/т): на Украине 133 и Урале (СССР) 154, в Венгрии 100—300, Турции 100—250.

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

Рассеянные элементы

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

Германий

Германий в богатых железных рудах. Повышенные концентрации германия связаны с богатыми железными рудами — корой выветривания железистых кварцитов. Они наследуют текстуру и минеральный состав железистых кварцитов и представляют собой слабомагнитные, мелко- и тонкозернистые породы, сложенные мартитом, магнетитом (редко), железной слюдкой, карбонатом (сидерит и кальцит), тонкочешуйчатым гематитом и гидрогематитом, гидрогётитом и остаточным хлоритом типа шамозита. Повышенные содержания германия составляют (среднее): в богатых рудах — 6,5 г/т, в железистых кварцитах — 4,1 г/т. На месторождении устанавливается ряд закономерностей распространения германия в богатых рудах. Горизонты, сложенные гидрогематитовыми разновидностями, значительно богаче германием (до 18 г/т), чем горизонты, к которым приурочены мартит-железнослюдковые руды.

Установлены две формы связи германия в железных рудах: 1) двухвалентный германий изоморфно замещает двухвалентное железо в решетке магнетита и 2) германий сорбируется гидроокислами железа. Сорбция имеет преимущественное значение. Поэтому, не случайно, что один из горизонтов месторождения, сложенный мартит-гидрогематитовыми и гётитовыми рудами, в составе которых преобладают красные и охристо-желтые гидроокислы железа, является и наиболее германиеносным. При исследовании форм нахождения германия в железных рудах экспериментально исследовались процессы взаимодействия окиси железа и двуокиси германия в присутствии магния, марганца и кремния. Определено, что при взаимодействии FeO и GeO_2 в присутствии магния, марганца и SiO_2 германий не входит в кристаллическую решетку магнетита, а выделяется в отдельную фазу.

Таким образом, магний, марганец и кремний — это элементы, препятствующие накоплению германия в железных рудах.

Установлено, что основной концентратор германия мартитизированный магнетит. Извлечение из него германия в богатых рудах достигает 87 % от общего содержания германия, в кварцитах 80—100 %.

Германий в зоне окисления полиметаллических месторождений. Комплексное медно-свинцово-цинковое месторождение Тсумеба в Намибии (ЮАР) — одно из крупнейших по добыче Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, V, Ge, Ga. Германий на месторождении присутствует в виде минералов — германита, реньерита и штоттита, а также в рассеянном виде. Месторождение Тсумеба представляет собой крутопадающее трубообразное метасоматическое тело, залегающее в основном в тонкослоистых доломитах. Максимальный размер площади поперечного сечения рудного тела 14 000 м² (на глубине 728 м). В зоне окисления широко развиты вторичные карбонаты, арсенаты, фосфаты и ванадаты (малахит, азурит, церуссит, англезит, смитсонит, оливенит, миметизит и др.). В зоне вторичного сульфидного обогащения преобладает халькозин. В настоящее время окисленные руды месторождения полностью выработаны.

Совокупность благоприятных факторов обусловила повсеместное образование на месторождении зон окисления и вторичного сульфидного обогащения, характеризующихся специфическими особенностями.

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

Специфические минералы первой зоны: платнерит, сурик, массикот, атакамит, отавит и др. Во второй зоне отмечаются некоторые вторичные минералы, развитие которых, очевидно, связано с воздействием на первичные руды окисляющих растворов, просачивающихся на большие глубины. Типичные минералы второй зоны — клаудетит, райнерит, штоттит, каламин, лавендулан, конихальцит и др.

В целом зона окисления Тсумеба в отличие от зоны первичных руд характеризуется многообразием минералов и их структурно-текстурных особенностей, а также наличием в друзовых выделениях прекрасно выраженных кристаллов различных вторичных минералов: азурита, малахита, церуссита, смитсонита, англезита, куприта и др. Многие минералы, встречающиеся в зоне окисления Тсумеба, очень редкие, некоторые впервые отмечены только здесь (тсумебит, штоттит, райнерит).

В зоне вторичного сульфидного обогащения преобладает халькозин, ковеллин встречается очень редко. Из минералов германия в зоне окисления определен лишь штоттит — $Fe''H_2[GeO_4]\cdot 2H_2O$. Германий, содержащийся в первичных рудах месторождения в виде германита и райнерита, а также в рассеянном состоянии в энаргите и теннантите, освобождается в процессе окисления и соединяется с кислородом или анионами, насыщенными кислородом. В зоне окисления присутствует четырехвалентный германий (штоттит и в арсенатах) и двухвалентный германий (очень редко).

Галлий

Благодаря изоморфизму с железом и алюминием галлий содержится в рудах в повышенных количествах, представляющих практический интерес. В первую очередь 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. Максимальные содержания галлия в латеритных бокситах следующие (в г/т) [10]:

Гвинея (Африка) . .	320	Гайана	120
Арканзас (США) . .	1300	Венгрия	160
Индия	140—350	Европейская часть СССР	90
Посус-ди-Калдас (Бразилия) . . .	1540	Сибирь (СССР) . . .	70

Селен

Среди месторождений коры выветривания практическое значение, в первую очередь, 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 селен сорбируется гидроокислами железа и глинистыми минералами. Подобные концентрации селена характерны для многих месторождений Урала, Алтая и других регионов земного шара.

На одном из месторождений Урала, представленном линзой серного колчедана и окаймленного зоной сульфидных вкрапленных руд,

хорошо развита зона окисления — железная шляпа мощностью 35—40 м, в строении которой проявляется вертикальная зональность, типичная для многих колчеданных месторождений. Бурые железняки железной шляпы сменяются зоной выщелачивания мощностью около 2 м, сложенной кварцевым песком с баритом, пиритом, серицитом и самородной серой. Под кварцевой сыпучкой располагается сульфидная сыпучка мощностью 1 м, относящаяся к зоне вторичного сульфидного обогащения; сульфидная сыпучка постепенно переходит в массивные первичные руды, состоящие из серного колчедана с небольшой примесью сфалерита и незначительным количеством халькопирита.

Содержание селена в зоне окисления увеличивается с 0,0017 % в верхних частях бурых железняков железной шляпы до 2 % в зоне кварцевой сыпучки. Характерно увеличение (до 100 раз) содержания селена в тонких (—0,04 мм) фракциях руды.

На границе кварцевой сыпучки с сульфидной расположен маломощный (3—10 см) слой сажистой пирит-кварцевой сыпучки, содержащей 11 % селена. Тонкая фракция ее представляет собой почти чистую смесь кварца и самородного селена (по внешнему виду порошок темно-серого цвета).

Резкое обогащение самородным селеном нижней части зоны выщелачивания, по-видимому, вызвано повышением кислотности растворов и снижением в них количества свободного кислорода, по мере приближения растворов к неокисленным сульфидным рудам. Максимальное количество селена выпадает на границе подзон сульфидной и кварцевой сыпучек.

ТИТАН

Ильменитоносные коры выветривания только начинают вовлекаться в эксплуатацию. Горнодобывающей промышленностью разрабатываются эндогенные месторождения титана и прибрежно-морские и аллювиальные россыпи, промытые и обогащенные пески которых по технологическим свойствам более благоприятны для обогащения, нежели элювиальный глинистый материал. В то же время в коре выветривания содержания ильменита бывают достаточно высокими (несколько сот кг/м^3), 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, редкометальные минералы, каолинит и щебень хвостов технологического передела на обогатительных фабриках [21].

Имея огромные запасы и высокие концентрации полезных компонентов, ильменитоносные коры выветривания несомненно являются перспективными промышленными объектами недалекого будущего.

Элювиальные россыпи

Ильменит-апатитовые. Наиболее крупные элювиальные россыпи ильменита известны на Украине, где они приурочены к породам

габбро-анортозитовой формации Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. В составе Коростенского плутона исследованы Володарск-Волынский, Чеповичский, Кривотинский, Федоровский, Юровский, Семцовский и другие массивы ильменитоносных габброидов. В Корсунь-Новомиргородском плутоне перспективны Новомиргородский, Городищенский, Смелянский и Мекспрический массивы. Тесно ассоциирующиеся в массивах анортозиты и габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро-монцониты 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. Наиболее благоприятны в металлоносном отношении субширотные зоны тектонических разломов в анортозитах Чеповичского массива.

На Волыни наиболее полно изучены и разрабатываются погребенные аллювиальные россыпи, качество ильменита в которых зачастую не удовлетворяет химическую промышленность. В то же время с корами выветривания связаны значительные запасы высококачественного ильменита, пригодного для производства титановых белил сернокислым способом. Обычно мощность сохранившейся от размыва досреднеюрской каолинитовой 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, каолинитовая. В нижних подзонах ильменит не изменен или изменен слабо (48—52 % TiO_2, степень изменения до 20 %), в верхних горизонтах элювия он изменен значительно сильнее (52—54 % TiO_2, степень изменения до 45 %). В подзоне дресвы породы приобретают грязно-бурую окраску: пироксен, биотит и роговая обманка замещены хлоритом или гидрослюдами. Полевые шпаты каолинизированы. Мощность зоны в среднем 5 м, иногда достигает 15 м.

В гидрослюдистой подзоне преобладают выветрившиеся породы с сохранившимися текстурой, структурой и реликтами первичных породообразующих минералов. Темноцветные минералы замещаются хлоритом, гидрохлоритом, монтмориллонитом; плагиоклазы основного состава — монтмориллонитом; плагиоклазы среднего состава — каолинитом и гидрослюдой. Здесь же присутствуют гидроокислы железа и марганца, гидробиотит и реже галлуазит. Мощность зоны варьирует от 4 до 8 м, иногда увеличиваясь до 15 м.

В каолинитовой подзоне продукты выветривания представлены довольно однородной серовато-белой глинистой массой. Первичные структура и текстура не сохраняются. Содержание тонкодисперсных классов 90—95 % всей массы породы, состав которой почти полностью каолинитовый. В незначительном количестве присутствуют гидроокислы железа. Мощность зоны 10—15 м. По всему разрезу коры выветривания наблюдается наложенный сидерит, иногда в значительных количествах.

Типичным примером элювиальных россыпей Украины может служить одно из месторождений на Волыни, приуроченное к каолинитовой коре выветривания габбро-анортозитового массива. Содержание лейкоксенизированного ильменита в россыпи достигает 300 кг/м³ (15 %), апатита 100 кг/м³ (5 %).

Рутил-ильменитовые россыпи известны в Австралии в районе Роузленд округа Нельсон. Элювиальные сапролитовые месторождения титана начали разрабатываться в Австралии в 1930 г. в районе р. Пайни. Запасы рутил-ильменитовых песков в пределах небольшой части района превышали 20 млн. т при содержании TiO_2 7 %, или 130—150 кг/м³. На всей рудной площади запасы увеличивались на несколько порядков. Ильменит и рутил легко вымываются из коры выветривания и, транспортируясь водными потоками, формируют в районе богатые элювиальные россыпи.

Титановые месторождения ассоциируются с анортозитовой интрузией северо-западного простирания протяженностью около 15 км (при ширине около 4 км). Интрузив залегает в ядре антиклинория, протягиваясь параллельно докембрийским структурам. Пространственно он приурочен к горному кряжу Катоктин-Маунтин-Блюм, который входит в систему горного хребта Вирджиния-Блюм. Пограничные синклинории сложены породами докембрийского и раннепалеозойского возраста.

Вмещающие анортозиты породы — гнейсы и гиперстеновые гранодиориты (чарнокиты) залегают на северо-западе антиклинория. Анортозиты состоят в основном из светло-голубоватых кристаллов андезина-антипертита. Чарнокиты — дайки в анортозитах, наиболее обильны в краевых частях интрузии. Контактовые зоны мощностью до 2,5 км представлены перемежающимися чарнокитами, анортозитами и гнейсами. Дайки нельсонита (апатит-ильменитовые породы) залегают преимущественно в краевых контактовых частях интрузива и являются основным источником титановых минералов. Некоторые разности нельсонитовых даек обогащены рутилом, магнетитом, биотитом и роговой обманкой. Участками нельсониты переходят в габбро. Мощность даек обычно несколько метров, протяженность 500—600 м и более. Наиболее богатые участки коры выветривания располагаются в северо-восточной части контактовой зоны анортозитового интрузива и в юго-восточной части. Апатит в нельсонитах представлен фтор-апатитом и содержит высокие концентрации редких земель цериевой группы. Наибольшее количество рутила встречается в классе +0,25 мм, циркон концентрируется в классе +0,075 мм. В пробах, где наблюдается максимальный выход тяжелой фракции, содержание циркона, наоборот, низкое.

Ильменит-рутил-черчитовые россыпи. Среди титаноносных кор выветривания Тургайского прогиба известна ильменит-рутил-черчитовая элювиальная россыпь — Кундыбайское месторождение, — связанная с раннемезозойской корой выветривания метаморфических пород мариинской свиты верхнего протерозоя, представленных в основном гнейсами, амфиболитами, сланцами и прорванных маломощными дайками диабазов и диабазовых порфиритов [1]. К зонам тектонических нарушений в толще метаморфических пород приуроче-

ны разнообразные по составу метасоматиты: биотитовые, эпидотовые, гранатовые по амфиболитам, полевошпатовые по гнейсам и сланцам.

Редкоземельные минералы для метаморфических пород субстрата не характерны, устанавливаются лишь незначительные содержания акцессорных монацита и ксенотима. Редкие земли в этих породах связаны преимущественно с темноцветными породообразующими минералами, легко изменяющимися при выветривании. Это определяет возможность их перераспределения и формирования новообразованных минералов в коре выветривания. Незначительное количество редких земель связано с апатитом и флюоритом. В составе редких земель отмечается повышенное содержание иттрия и лантаноидов иттриевой группы (так, в амфиболитах ΣTR_{La} составляет 58 %; ΣTR_{Y} 42 %).

Форма металлоносных залежей в коре выветривания линзо- и плащеобразная. Субмеридиональное простирание залежей соответствует общему простиранию пород региона. Мощность коры в среднем 20 м (1—60 м). Снизу вверх по разрезу выделяются подзоны: гидрослюдистая, каолинитовая и гиббсит-лимонитовая.

Подзона гидрослюд представлена щебенисто-глинистой породой, обычно зеленого цвета. Амфиболы в ней превращены в гидрохлориты; полевые шпаты большей частью каолинизированы. Количество неразложившейся щебенки исходных пород уменьшается вверх по разрезу, совершенно исчезая в верхней ее части. Мощность зоны 5—15 м.

Каолинитовая подзона сложена пестроокрашенной рыхлой глинистой породой. Полевые шпаты здесь полностью каолинизированы, а темноцветные минералы разложены, за счет них возникли лимонит и гидросиликаты.

Гиббсит-лимонитовая подзона сохранилась не полностью и представлена рыхлой обохренной породой, которой лимонит придает желтоватую и бурую окраску.

Мощность зоны 1—5 м. 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 каолинитов с глубины 8—9 м. Выделяются руды двух типов — кулсонит-ильменитовые (существенно ильменитовые) и лейкоксен-рутиловые (рутиловые). Рудные тела представлены обычно плащеобразными, несколько вытянутыми телами с неровной подошвой и волнистой кровлей. Мощность рудных тел довольно выдержана и составляет в среднем 8—10 м (от 1 до 30 м). Четвертая часть запасов окиси титана сконцентрирована в рутиловых песках, пространственно обособленных от существенно ильменитовых. В то же время они находятся вблизи или даже внутри контура более крупных ильменитовых залежей. По данным А. Р. Ниязова, в коре выветривания отмечаются высокие концентрации рутила (в среднем 14—24 кг/м^3, максимальное 73,8 кг/м^3), ильменита (до 180 кг/м^3), черчита (до 25,6 кг/м^3), кулсонита. Гипергенное редкоземельное оруденение чаще всего локализуется в верхах каолинитовой зоны. Рудные тела имеют переменную мощность и сложную морфологию. В безрудных

интервалах коры выветривания главные носители редкоземельных элементов — каолинит, гидроокислы железа; в рудных зонах в среднем до 45 % редких земель концентрируется в собственно гипергенных минералах (черчит, гидрофосфат редких земель, иттро-рабдофанит и Nd-бастнезит). Все эти минералы имеют форму ооидов сфероидальных и натечных образований. В небольшом количестве в коре выветривания встречен остаточный ксенотим.

Содержание черчита в рудоносном элювии 1—3 кг/т, при максимальной концентрации до 30 кг/т. По групповому составу лантаноидов черчиту свойственно преобладание элементов иттриевой группы (65 %). Редкоземельный гидрофосфат, как и черчит, относится к структурному типу ксенотима и характеризуется таким же содержанием иттрия в сумме редких земель, но с бо́льшим относительным содержанием лантаноидов иттриевой группы (в среднем $\Sigma TR_Y = 89{,}3$ %).

Иттро-рабдофанит по содержанию основных компонентов близок к черчиту, но в его составе преобладают элементы группы лантана.

Широко распространен в коре выветривания гипергенный бастнезит с высоким содержанием неодима (41—45 % от суммы редких земель).

Ильменитовые элювиальные россыпи, связанные с габброидными интрузиями, прорывающие докембрийские метаморфические породы, широко развиты в Мугоджарах. Наибольшее распространение они получили в центральной части Олы-Талдыкского антиклинория, где в некоторых габбровых массивах, расположенных вблизи Старо-Карабутакского глубинного разлома, отмечается титановое оруденение. Ильменит распределяется в габброидах и амфиболитах неравномерно и концентрируется в них в виде шлировых гнезд или узких полос, тяготеющих к инъекциям гранитов или к контактам пород более кислого состава. Умеренные содержания ильменита (до 10 кг/м^3) отмечаются почти повсеместно.

Профиль коры выветривания гидрохлорит-галлуазитовый или галлуазит-каолинитовый. В настоящее время сохранились две-три нижние подзоны вертикального профиля коры. Средние содержания ильменита в обогащенной титаном коре выветривания 25—70 кг/м^3. максимальные содержания 400 кг/м^3. Ильменит хорошо сохраняется в коре и лишь частично в верхних подзонах переходит в лейкоксен и рутил. На богатых участках концентрация TiO_2 (по химическим анализам) 10—20 % и более.

Одна из таких россыпей — Узак-Молинская — приурочена к массиву габброидов Узак-Мола, расположенному к востоку от Кайрактинского гранитного интрузива в верховьях р. Талды-Аша. Массив вытянут в северо-северо-западном направлении. Мощность коры выветривания на массиве Узак-Мола 5—17 м. В приповерхностных частях разреза коры выветривания глинистый материал имеет пеструю окраску (от белых до темно-малиновых тонов). На глубине 6—7 м рыхлые породы коры сохраняют структуру материнских пород. Габброиды мигматизированы и вдоль контакта многочисленных, но маломощных (до 3 см) прожилков среднезернистого розового гранита и реже — жильного кварца наблюдаются участки, обогащенные

ильменитом и в меньшей степени рутилом и магнетитом. Содержание ильменита в коре выветривания до 35 кг/м³, среднее — 13 кг/м³ и 24,3 кг/м³ для разных участков.

Талды-Ашинская россыпь связана с одноименным Талды-Ашинским габброидным массивом и протягивается в меридиональном направлении. Мощность коры выветривания, развивающейся на габброидах, до 50 м. Рудоносные горизонты с повышенными содержаниями ильменита, титаномагнетита и магнетита залегают на глубинах 7—15 м с содержанием ильменита 63 кг/м³; на глубинах 24,6—28,6 м — 34 кг/м³. На отдельных интервалах концентрация ильменита составляет 140 кг/м³.

Третья россыпь — Кызыл-Ашинская — приурочена к Кызыл-Ашинскому габброидному массиву. В центральной его части габброиды прорываются штокообразной интрузией гранитов. Максимальные концентрации ильменита (до 400 кг/м³) наблюдаются в зоне контакта габброидов и вмещающих их гранито-гнейсов. Мощность коры выветривания, развитой на габброидах, 5—36 м. Среднее содержание ильменита в россыпи 25—40 кг/м³. На отдельных участках содержание ильменита повышается до 180 кг/м³ при мощности рудоносных горизонтов до 5 м.

Титан-редкоземельные россыпи приурочены к позднедевонской коре выветривания, образованной на ильменитоносных слюдисто-карбонатных породах, залегающих в толще железистых кварцитов КМА в виде согласных и (реже) секущих дайкообразных тел мощностью до 10 м и более.

Карбонатно-слюдистые жилы сложены зеленовато-серыми и серыми мелкозернистыми доломитовыми, доломит-кальцитовыми, кальцитовыми и анкеритовыми породами. Основные породообразующие минералы — карбонаты, флогопит, ильменит, амфиболы, пироксены, гематит, реже кварц, альбит, рутил.

Насыщенность кварцитов карбонатитовыми дайками 30—50 %. Среднее содержание двуокиси титана в слюдисто-карбонатных породах 4,27 %. Титан концентрируется в ильмените, рутиле, флогопите и щелочных амфиболах. От 60 до 82,16 % двуокиси титана связано с ильменитом, до 27,3 % с рутилом и только 9—17 % с силикатными минералами и не может быть извлечено в концентрат. Распределение ильменита в породах подчиняется общей полосчатой текстуре. Он ассоциируется с гематитом и пространственно тяготеет к флогопиту. Размер зерен ильменита 0,07—0,16 мм. На карбонатно-слюдистых породах развита кора выветривания, мощность которой в среднем 30 м.

В профиле выветривания выделяются три зоны:

1. Начального выветривания — при сохранении текстуры и структуры исходных пород происходит незначительное изменение доломита и флогопита. По трещинам отмечаются гидроокислы железа.

2. В гидрослюдисто-хлоритовой зоне интенсивно растворяются силикаты; по флогопиту и рихтериту развиваются гидрослюды. Порода окрашена гидроокислами железа в буровато-серый цвет. Объемная масса ее резко уменьшается.

3. В каолинит-хлоритовой зоне полностью отсутствуют первичные породообразующие минералы, но появляется шамозит, каолинит, гидроокислы железа, гидрослюды, наблюдается увеличение содержаний алюминия и титана. Аномально высокое содержание закиси железа, магния и SO_3 в коре выветривания объясняется присутствием значительного количества гипергенных шамозита и пирита. Содержание двуокиси титана в коре выветривания увеличивается до 11,94 % за счет уменьшения объемной массы породы и выноса кремнезема, щелочей и щелочных земель. Ильменит в основном сохраняется в коре выветривания, частично лейкоксенизируясь и обогащаясь окислами железа. Появляется вторичный рутил. Среднее содержание ильменита в элювии 300 кг/м³, рутила 80—100 кг/м³. Сумма титановых минералов (ильменита, рутил, лейкоксен) достигает 500—600 кг/м³.

Остаточные месторождения

Высокие концентрации титана в бокситах отмечаются в тех случаях, когда они развиваются по габброидам, щелочным и ультращелочным породам. На одном из месторождений Сибири содержание TiO_2 в среднем 170 кг/м³. 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/м³. 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

Месторождения урана и тория

Месторождения урана и тория формации коры выветривания не имеют существенного значения в балансе этого минерального сырья во всем мире. В то же время коры выветривания очень важны в поставке радиоактивных минералов для аллювиальных и прибрежно-морских россыпей (Индия, Бразилия) и как источник металлов для формирования месторождений инфильтрационного типа.

Элювиальные месторождения урана и тория образуются при выветривании гранитоидов, щелочных пород, карбонатитов и ураноносных 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 образуются концентрации этого металла, которые могут иметь промышленное значение.

Элювиальные россыпи

Торит-цирконовые россыпи с ураном. Россыпи этого типа 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 $n \cdot 10^{-1}$ %) и тория (до 1 %) в коре выветривания объясняются скоплением монацита, циркона и эвксенита.

В Нигерии такая кора выветривания колумбитоносного гранита Рейфилд-Гона (фация оловоносно-ниобиевого гранитного комплекса Джос-Букуру), разрабатывающаяся в промышленных масштабах на ниобий и олово, содержит и торий в количествах, представляющих интерес для добычи в качестве побочного продукта. Возможности извлечения тория из монацита и торита способствует легкая обогатимость руд. В Сьерра-Леоне в 1952 г. обнаружены выветрелые граниты, содержащие 9 кг монацита на 1 т остаточной породы, что, по мнению Дейвидсона, равно предельно минимальному промышленному содержанию при современных ценах на монацит.

Остаточные месторождения

Урановосные коры выветривания черных сланцев. На всех типах черносланцевых пород в профиле выветривания развиваются три зоны (подзоны): 1) дресвяно-щебенистая; 2) глинисто-гидрослюдистая; 3) полуторных окислов. Максимальное содержание урана в корах выветривания филлитов характерно для верхней подзоны, тогда как в коре выветривания черных сланцев распределение урана «двухзначное». В железисто-охристо-глинистой подзоне остаточные концентрации урана распределены неравномерно от $n \cdot 10^{-3}$ до 0,2 %, образуя ванадаты, ассоциирующиеся с гидроокислами железа. В глинисто-гидрослюдистой подзоне содержание урана может снижаться до кларка осадочных пород, тогда как в зоне дезинтеграции на сингенетические концентрации урана накладываются вторичные, вынесенные из гидрослюдистой подзоны. Поскольку в поверхностных условиях уран в черных сланцах отличается высокой подвижностью, возможна его боковая инфильтрация и концентрация по дренирующим структурам в нижних горизонтах коры выветривания. При стабильности процессов выветривания черных сланцев во времени с ними могут быть связаны промышленные месторождения урана, сопровождающиеся, как правило, огромным количеством разнообразных радиоактивных аномалий.

Торий и уран в элювиальных бокситах. В коре выветривания Th малоподвижен и в некоторых месторождениях заметно накапливается, уран же окисляется до U^{+6} и активно мигрирует. В результа-

те содержание тория в бокситах обычно выше, чем в исходных породах, а урана чаще всего наоборот — меньше. Возрастание 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 концентрируются в псевдоморфозах по материнским минералам, но в основном содержатся в окислах 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

Месторождения платины

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. Элювиальные россыпи платины известны в Эфиопии в 300 км к юго-западу от Аддис-Абебы. Значительное количество платины в этом районе добывалось из элювиальных красных глин, залегающих на ультраосновных и основных породах.

Платиновые россыпи в Сьерра-Леоне (Западная Африка) расположены на Атлантическом побережье и протягиваются полосой в юго-восточном направлении почти на 40 км при ширине до 2,2 км. Эндогенное оруденение представлено (в районе Йорк) пластообразными телами стратифицированных ультраосновных и основных пород. Элювиальные россыпи образованы на двух телах триасовых анортозитов и анортозитовых габбро. Платина связана в основном с титаномагнетитом и в сростках с ильменитом, 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 10—15 г.

В Австралии элювиальные россыпи металлов платиновой группы известны на Тасмании, где они приурочены к выветрелым серпентинитам, перекрытым палеоген-неогеновыми лавами. Отработка россыпей производится подземным способом. Оруденение представлено палладием, осмием и иридием. Наиболее крупные месторождения Хизелвуд и Адамсфилд. Металлоносная кора выветривания на месторождении Хизелвуд связана с кембрийскими ультрабазитами (серпентиниты, дуниты, бронзититы, перидотиты), входящими в пояс ультраосновных пород протяженностью более 40 км. При выветривании ультрабазитов происходит накопление платиновых металлов и появляется корреляция их с Fe, Al, Mn, Cu, Ni, Co, Zn. Минимальные промышленные содержания в никеленосных шляпах, развитых на ультрабазитах, Ir 5—10 г/т и Pd 15—30 г/т. Платиновые металлы встречаются в виде как мелких зерен, так и самородков массой в десятки граммов. Практическое значение в россыпях имеет и золото.

В СССР элювиальные россыпи платины известны на массивах платиноносных ультраосновных пород Урала. Выделяются нонтронитовая кора выветривания на дунитах и реже на перидотитах и роговообманково-пироксеновая (дресва — рыхлые продукты разрушения горнблендитов и некоторых пироксенитов). Кора выветривания дунитов сложена нонтронитами, сепиолитом, бейделлитом, кальцитом, арагонитом, халцедоном, опалом, хлоритом, серпентином. В небольшом количестве присутствуют пироксены, роговая обманка, тремолит, актинолит, эпидот; акцессорные минералы — гранат, дистен, рутил, анатаз, сфен; рудные минералы — хромит, магнетит, ильменит, лимонит, гематит и пиролюзит. Платиносодержащий элювий дунитов представлен глинистыми продуктами, залегающими на плоских водораздельных поверхностях и отлогих склонах гор. Платина, как правило, ассоциируется с хромитом. Разрез элювиальной россыпи, залегающей в пределах дунитовых массивов, следующий: растительный слой мощностью 0,2 м; бурые суглинки мощностью 1,5—2 м с щебнем выветрелого дунита, количество которого увеличивается по направлению к исходным дунитам; платиносодержащие пески, представляющие собой выветрелый и серпентинизированный дунит, превращенный в бурую или желтовато-бурую, реже зеленоватую глинистую массу с обломками свежего дунита и серпентинита; последние постепенно увеличиваются в нижней части слоя «песков», переходящих без резкой границы в дунит, разрушенный в щебень или же распадающийся при выветривании на большие глыбы эллиптической или шарообразной формы. Такие горизонты глыбового материала ранее отрабатывались, и известны случаи, когда старатели наталкивались под глыбовым горизонтом на коренные месторождения платины.

В платиновой коре выветривания много обломков вторичных стяжений кремнезема, кроме того для них характерно большое количество хромита как в виде черных шлихов, так и в виде крупных обломков нередко с видимой вкрапленной платиной.

Элювиальные россыпи известны в пределах Нижнетагильского дунитового массива. Аналогичны по строению и содержанию платины россыпи, залегающие в пределах пироксенитовых массивов.

Последние развиты главным образом в предгорьях Качканара и других районах. В состав платиносодержащих «песков» входят продукты выветривания диаллаговых и оливин-диаллаговых пород и в меньшей степени перидотитов.

Кора выветривания горнблендитов и пироксенитов имеет несколько иной минеральный состав. Количество нонтронита и обломков нонтронитизированных пород в ней меньше, чем в коре, залегающей на дунитах. Бейделлит, карбонаты и керолит не встречаются; значительно меньше сепиолита и халцедона; преобладают пироксены, роговые обманки и биотит; из акцессорных минералов присутствуют анатаз, ильменит, циркон.

Распределение платины в горизонтальном направлении в «песках» элювиальных россыпей очень неравномерное, причем наиболее богаты те участки этих россыпей, которые залегали в средних частях логов (находящихся в пределах дунитовых массивов); верховья же и нижние части последних были обыкновенно (сравнительно) более убогими. В элювиальных россыпях, в пределах дунитовых и пироксенитовых массивов, наблюдалось много так называемой «породистой» платины, т. е. не успевшей еще раскрыться от тех минералов, которые окружали ее непосредственно в коренных породах. В россыпях, образовавшихся на дунитовых массивах, наблюдалась платина, сросшаяся с оливином (или, чаще, с серпентинитом, возникшим на его месте), и в россыпях на пироксенитах — с диопсидом.

Однако бóльшая часть породистой платины встречается в виде сростков с хромитом (в россыпях на дунитах и реже на пироксенитах), а также с магнетитом и титаномагнетитом (в россыпях на пироксенитах). Форма выделений платины, находящейся в сростках с хромистым железняком, неправильная, не кристаллическая, а в виде мелких угловатых зерен с крючковатыми отростками, изогнутых пластинок с многочисленными вдавленностями и полостями, наполненными хромитом. Вследствие такой тесной связи платины из элювиальных россыпей с не отделившимися еще остатками хромитов цвет ее обыкновенно темный, местами даже почти черный. Лишь после удаления хромита и магнетита и промывки кислотами от более тонких частиц других минералов, покрывающих поверхность и включенных в углубления зерен платины, в последней можно различать мелкие зерна, окрашенные в их естественный цвет. При этом обнаруживается, что в состав такой платины входит смесь различно окрашенных зерен, т. е. различных платиновых минералов — феррплатины (черного и темного серого цвета) и поликсена (светлого серого цвета с более сильным серебристым блеском).

Раннемезозойская платиноносная кора выветривания на Урале сохранилась в виде отдельных пятен на платиноносных массивах ультраосновных пород, и в настоящее время платиноносные элювиальные россыпи не имеют практического значения в качестве самостоятельных объектов эксплуатации. Однако именно они являются источниками металла при образовании аллювиальных платиноносных россыпей. Элювиальные россыпи с промышленным содержанием платины были отработаны еще в начале XX века.

Зоны окисления

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

Месторождения золота

Элювиальные россыпи

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

Элювиальные россыпи, возникшие за счет выветривания убогоминерализованных пород (лиственитов, углистых и кварц-серицитовых сланцев и др.), характеризуются повышенными содержаниями золота только в верхних, наиболее выветрелых горизонтах (обычно низы каолинитовой и гидрослюдистой зоны). С глубиной, при снижении степени выветривания пород и концентрации освобожденного золота, россыпи становятся нерентабельными.

Остаточные месторождения

Золотоносные глинисто-серицит-углистые сланцы. Золотоносные кварц-глинисто-серицитовые и углисто-глинистые сланцы, залегающие в грабенах, представляют собой гидротермально измененные породы. Ширина сланцевой толщи первые десятки километров. Золотое оруденение приурочено к штокверкам, зонам милонито-брекчий, лиственитам (по серпентинитам), березитам (по дайкам среднего и кислого состава) и кварцевым жилам. Золотой минерализации подверглись и сланцы, которые в виде полосы шириной в несколько десятков метров следуют параллельно простиранию регионального разлома. В позднетриасовое время по сланцам развилась кора выветривания мощностью до 60 м (средняя 20—30 м). В результате выветривания по золотоносным сланцам сформировалась линейная золотоносная кора выветривания (рис. 12), [16].

Вертикальная зональность каолинитового профиля золотоносной коры представлена подзонами: каолинитовой, гидрослюдистой, дресвяно-щебенистой. В каолинитовой подзоне присутствуют гипергенный кальцит и гидроокислы железа и марганца. Из остаточных минералов наиболее характерны кварц, самородное золото, магнетит, апатит, рутил, лейкоксен, обломки неразложившихся сланцев. Наиболее равномерно золото распределяется в нижней по-

ловине каолинитовой подзоны, где его содержание в несколько раз выше, чем в исходных сланцах. Содержание золота в верхней части коры выветривания в 2—3 раза меньше по сравнению с матерински-

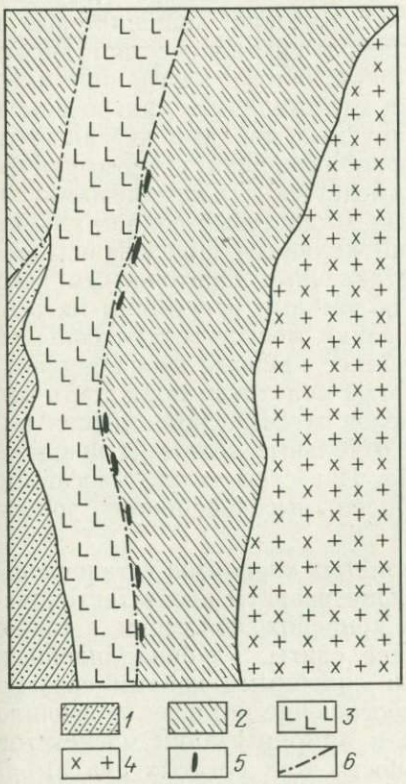


Рис. 12. Схема геологического строения площади с участками развития золотоносных кор выветривания (по Ниязову).

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; *6* — тектонические разломы

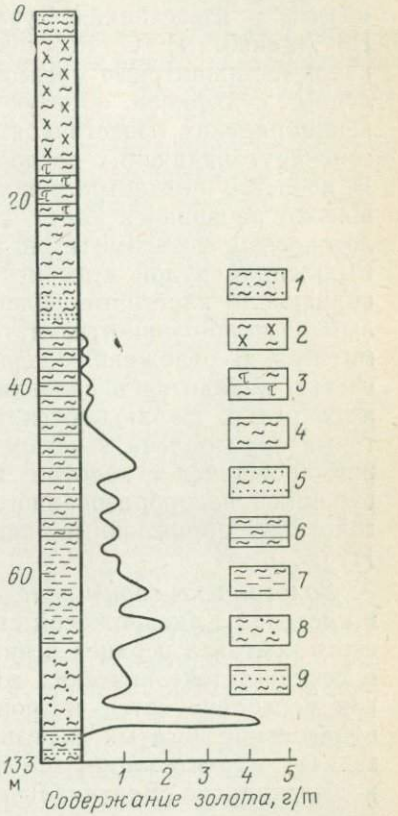


Рис. 13. Распределение золота в корах выветривания в различных по составу сланцах (по Ниязову).

1 — суглинки; *2* — глинистая кора выветривания по диоритам; *3* — коры выветривания глинисто-тальк-карбонатного состава по лиственитам; *4* — выветрелые глинистые сланцы (глины); *5* — выветрелые углисто-глинистые окварцованные сланцы; *6* — выветрелые глинистые сланцы, в нижней части грубораслацованные; *7* — сильно выветрелые грубораслацованные углисто-глинистые сланцы; *8* — сильно выветрелые грубораслацованные черные углисто-глинистые сланцы с редкой вкрапленностью пирита; *9* — слабо окварцованные углисто-глинистые сланцы с редкой вкрапленностью пирита

ми породами. В каолинитовой подзоне количество золота в самородной форме колеблется от 20 до 60 %. Остальной металл в дисперсной форме заключен в новообразованных и остаточных минералах коры выветривания и обломках сланцев (рис. 13).

Окисленные золотоносные метасоматиты. Оригинальный тип экзогенных месторождений золота — окисленные золотоносные метасоматиты в известняках Куранахских залежей на Алдане (Якутия). По данным И. С. Рожкова, золотосодержащие 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 позднетретичного (?) 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. Наблюдаются тонкопористые золотины, пористость которых обусловлена выносом гидроокислов железа, заместивших пирит, сросшийся с золотом. При этом отдельные золотины покрыты рубашкой новообразованного лимонита. Известны также массивные золотины, обрамленные каемками более высокопробного золота [19].

Золотоносные зоны окисления железистых кварцитов установлены в пределах Криворожской структуры. Они развиты вдоль тектонического контакта верхней и нижней свит криворожской серии, а также в секущих тектонических зонах средней свиты. Глубина линейных кор несколько сотен метров. С этими линейными корами связано образование богатых железных руд, обогащение которых произошло за счет мартитизации, гематитизации и лимонитизации магнетитов и джеспилитов. Вертикальная зональность этих богатых руд выражена (сверху — вниз) сменой зон от гематит-мартитовой, мартит-магнетитовой к магнетитовой. В отдельных участках окисленных руд в последние годы выявлена их золотоносность. На Ингулецком руднике на различных глубинах золото обнаружено в богатых железных рудах, в пределах тектонического контакта пород верхней и средней свит. Золотоносность приурочена к маломощной зоне мартитизированных и лимонитизированных руд и существенно глинистых, маршаллитизированных и серицитизированных охристо-глинистых сланцев. Все эти образования имеют вкрапленность гипергенного, иногда лимонитизированного пирита. Золото также концентрируется в гидротермальных глинах с примесью каолинита, и часть его связана с сульфидами. Остальное золото находится в сростках с мартитом, магнетитом и другими минералами, объем которых преобладает над первыми. Извлеченное золото очень тонкое, наиболее крупные золотины представлены неправильными кристаллами, мелкие большей частью имеют пластинчатую форму. Возраст коры выветривания средне-позднедевонский.

Золотоносные латериты. Месторождения золота в латеритах известны в Австралии (Калгурли), Гвиане. Повышенные содержания золота установлены в основании латеритных покровов Ганы, на Мадагаскаре, в бокситах Индии.

Зоны окисления сульфидных месторождений. Золотоносные железные шляпы развиваются 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, но в связи с большей интенсивностью процесса окисления сульфидных руд в сравнении с силикатными породами гипергенные преобразования в них часто распространяются на глубину, превышающую глубину развития площадных кор выветривания в районе.

Зоны окисления с образованием железных шляп на территории СССР распространены на Урале, в Казахстане, в Западной Сибири, на Рудном Алтае, где они сформированы в эпоху максимального корообразования, соответствующую по времени позднему триасу и ранней юре. В последующие континентальные эпохи в процессе новых этапов корообразования появились условия для перестройки и усложнения нижнемезозойских зон окисления. Некоторые железные шляпы были трансформированы, размыты или перекрыты молодыми осадками.

Несмотря на то, что в месторождениях типа железных шляп часто заключены большие запасы золота, они, как правило, не сопровождаются россыпями, за исключением отдельных случаев. Это объясняется тем, что основная масса эндогенного золота представлена тонкодисперсной разностью, легко мигрирующей внутри рудного тела под влиянием агентов разложения сульфидов. При этом освобожденное золото концентрируется в нижних частях железной шляпы и 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 гидроокислов железа.

На кварц-сульфидных жилах, в области развития кор выветривания, наблюдаются те же преобразования эндогенных руд. Их интенсивность зависит прежде всего от количества сульфидов и соотношений дисперсного и более крупного золота. Дисперсное золото, как и в предыдущем случае, обогащает подзону сыпучек. В обогащенных участках окисленных руд известны столбы, гнезда и кусты, отсутствующие в первичных рудах этих же месторождений. Они образуются, вероятно, при интенсивном выщелачивании и частичном переотложении мигрирующего золота. Характерная черта окисленных руд золотых месторождений — освобождение золота из связанного состояния (сростки, оболочки и др.).

Малосульфидные золото-кварцевые руды. В одном из жильных гидротермальных месторождений Сибири гипогенная золотоносность подчинена столбовому распределению, золото первичных руд в основном тонкодисперсное и тесно ассоциируется с сульфидами. На вертикальном разрезе зоны окисления рудного тела четко выделяются

следующие подзоны: вторичного обогащения золота мощностью 100 м; выщелачивания мощностью 50 м; полного окисления мощностью 150 м. Общая глубина зоны окисления месторождения 300 м. Она хорошо увязывается с зонами коры выветривания вмещающих пород. В коре выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля фиксируются подзоны: начального выветривания порфиритов, гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая.

В подзоне полного окисления рудное тело сложено сухаристым золотоносным кварцем с многочисленными пустотами выщелачивания. Подзона выщелачивания также слабо золотоносна.

Подзона вторичного золотого обогащения представлена глинами, гидроокислами железа в ассоциации с гидроокислами марганца, скородитом и гидроокислами других элементов. Кроме тонкодисперсного золота, насыщающего глины и гидроокислы, золото встречается в обохренных участках и отдельных гнездах в виде сростков и самородков с порами и кавернами, заполненными гидроокислами железа и покрытыми лимонитовой рубашкой. Зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении отсутствует.

Обогащение золотом подзоны богатых окисленных руд объясняется приуроченностью повышенных концентраций металла к верхним горизонтам, головным частям рудных столбов. Для этих горизонтов характерно увеличение крупности золота в зоне богатых окисленных руд и повышение его пробы. Гипергенному укрупнению подвергалось лишь тонкодисперсное золото, на месте которого появились видимые золотинки. Пластинчатое золото и самородки в зоне окисления унаследованы в основном от гипогенного оруденения. Таким образом, количество гипергенных новообразований золота в окисленных сульфидно-кварцевых рудах, весьма невелико и не определяет промышленную ценность таких руд.

Существенно сульфидные (колчеданные и полиметаллические) руды. Гипергенная миграция золота приводит к определенному обогащению металлом лишь железные шляпы. При затухании гипергенного изменения руд с глубиной падает вниз по разрезу и содержание золота. Миграции подвергается тонкодисперсное золото, крупное растворяется незначительно.

Гипергенное золото частично концентрируется также в подзонах баритовых и барит-кварцевых сыпучек и ярозитов. Типичными примерами служат зоны окисления медно-колчеданных месторождений Урала. Содержание золота в них в несколько раз выше, чем в первичных рудах. Промышленные концентрации могут создаваться в зонах окисления, развитых даже над рудами с низким его содержанием. Морфология золота в железных шляпах специфична, определяется физико-химическими условиями происхождения и отличается от золота другого генезиса. При окислении золотосодержащих сульфидов дисперсное золото в зоне окисления переходит в растворы. Мигрируя, оно выпадает из растворов в виде тонких чешуек на плоскостях трещин, буром железняке и поверхностях кремнисто-кварцевого скелета. В пустотах иногда развиваются мелкие кристаллики и тонкозернистое золото. Чешуйки и пластинки часто покрыты «рубашкой» из гидроокислов железа, иногда наблюдаются срастания золо-

та с гипергенными минералами. Присутствие сульфидов в гипогенных рудах, при окислении которых образуется большое количество серной кислоты, сульфатных и тиосульфатных растворов, усиливает процесс окисления, а наличие меди, обладающей каталитическим действием, увеличивает скорость растворения золота в 18—20 раз. В растворенном же состоянии за счет электролитических реакций происходит облагораживание золота, что приводит к значительному повышению его пробы по сравнению с пробой в первичных рудах.

МАЛЫЕ МЕТАЛЛЫ

Месторождения олова

Оловоносные месторождения формации коры выветривания довольно разнообразны: это поля оловорудных и олово-вольфрамовых месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций, фации метасоматически измененных щелочных гранитоидов, близкие им образования в зонах щелочного метасоматоза метаморфических толщ и консолидированных структур с наложенными процессами тектоно-магматической активизации, поля гранитных пегматитов натрово-литиевого типа, поля 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. Основные источники олова — элювиальные россыпи, мощность которых измеряется десятками метров. Наряду с касситеритом россыпи часто содержат в промышленных концентрациях вольфрамит, колумбит, монацит и ильменит. Среднее содержание касситерита в разрабатываемых россыпях 200—400 г/м^3, но нередко встречаются россыпи, в которых содержание этого минерала составляет до 1200 г/м^3.

Элювиальные россыпи

Месторождения касситерит-кварцевой формации, представленные изолированными и разобщенными рудными телами, образуют элювиальные россыпи с неравномерным кустовым обогащением. Богатые рудные тела (штокверки и сетчатые зоны с серией сближенных жил и прожилков) касситерит-кварцевой, особенно касситерит-сульфидной формаций, чаще сопровождаются промышленными россыпями. Типичный пример таких россыпей — месторождение Пемали на о. Банка (Индонезия), где каолинитовая кора выветривания мощностью до 60 м развита на штокверке касситерит-кварцевых и касситерит-полевошпатовых рудных жил и прожилков. Месторождение площадью около 0,3 км^2 залегает в песчано-сланцевых породах экзоконтакта гранитного массива. Среднее содержание касситерита в коре выветривания 0,8—1 кг/м^3, но распределение его по разрезу не-

равномерное. Размеры кристаллов касситерита довольно значительные (1—2 см).

Подобные россыпи известны и в Малайзии, где на месторождении Танджонг-Тоаланг разрабатывалась открытым способом касситеритовая кора выветривания, развитая на минерализованных осадочных породах. Мощность глинистой рудоносной коры выветривания 20—25 м. Образовалась металлоносная кора выветривания в результате глубокого выветривания интенсивно минерализованных осадочных пород, залегающих в виде огромного ксенолита в гранитах. Касситеритовая кора выветривания оловоносного штокверка в гранитах массива Брузах разрабатывалась до глубины 30 м гидромеханическим способом при среднем содержании касситерита 300 г/м^3. Малайзия стоит на одном из первых мест по добыче касситерита. Здесь известны тысячи коренных месторождений и возникшие в результате их выветривания богатейшие россыпи. В условиях тропического климата коренные месторождения на глубину до 200 м превращены в рыхлую глинистую породу, доступную для разработки. Такие элювиальные месторождения с неотсортированным материалом мощностью до 60 м называются «слои Гопенга» и содержат в песках угловатые зерна касситерита, турмалина, топаза, циркона и магнетита. Содержание касситерита по всей мощности песка составляет от следов до 6 кг/м^3 и повышается в нижних горизонтах. В слоях Гопенга встречаются жилообразные тела каолина (образовавшиеся за счет даек пегматитов и гранитов), вблизи которых наблюдается обогащение касситеритом. Эти жилы почти не нарушены, что является основанием считать слои Гопенга элювиальными образованиями, сформированными непосредственно на месте выветривания коренных месторождений. Среди элювиальных касситеритовых россыпей Индонезии выделяются два оригинальных генетических типа: кулит и крикил. Месторождения типа кулит встречаются только на водоразделах и в настоящее время практически выработаны. Это уплотненные глины коры выветривания с двумя-тремя прослойками касситерита мощностью 10—40 см. Нижний прослой обычно самый богатый. С касситеритом ассоциируется незначительное количество кварца и комплекс устойчивых минералов. Залегает кулит в верхней части профиля коры выветривания, непосредственно под почвенным слоем. В процессе выветривания касситерит цементируется гидроокислами железа и алюминия. Часто в кулите встречаются крупные глыбы касситерита (до 1000 кг), представляющие собой монолиты материнских рудных жил. Подобные россыпи распространены в Малайзии, Таиланде, Лаосе, Бирме. Месторождения типа крикил образуются при промывании временными потоками (без переотложения) кулита и представляют собой элювиальные россыпи гальки и валунов рудной брекчии (сцементированные или несцементированные железом). Крикил содержит только один продуктивный слой (в отличие от кулита), залегающий непосредственно на коренных породах.

Примером металлоносного элювия на оловоносных пегматитах может служить кора выветривания, развитая на пегматитах Маноно-Китотоло в Заире.

В СССР оловоносные элювиальные россыпи известны в северо-восточной части Якутии, Приморье, Казахстане и на Украине.

Касситеритовые россыпи северо-восточной части Якутии

Эоценовые коры выветривания хр. Полоусного и Чохчур-Чокурдахского вала установлены в долинах рек Тенкели, Суор, Эйнич, Кельтегей, а также на Селазейском и Кондаковском плоскогорьях, в береговых обрывах оз. Тастах, в окрестностях м. Святой Нос, на побережье Ванькиной губы, в бассейнах рек Омолой, Большая Эрча, Солур и по всему северному подножию хр. Кулар. В настоящее время сохранились лишь реликты кор выветривания, приуроченные к отрицательным формам рельефа. Представлена кора выветривания, как правило, подзоной дресвы и по составу глинистых минералов относится к гидрослюдистому и каолинит-гидрослюдистому типам. Нижний возрастной рубеж ее образования установлен по интенсивному выветриванию верхнемеловых и палеоценовых эффузивов. Перекрывают кору выветривания верхнеолигоценовые угленосные отложения омолойской свиты. Таким образом, возраст эпохи корообразования на северо-востоке Якутии датируется эоценовым временем.

Элювиальные россыпи касситерита, связанные с эоценовой корой выветривания, отмечены на участках Чокурдах, Суор, Тенкели. Тенкелийская россыпь расположена в бассейне р. Тенкели в зоне сочленения складчато-глыбовых сооружений хр. Полоусного и примыкающей аккумулятивной равнины Приморской низменности. В геологическом строении района принимают участие терригенные породы верхней юры, нижнемеловые гранитоиды и кайнозойские отложения. Гранитоиды на отдельных участках интенсивно грейзенизированы до кварц-слюдистых грейзенов и содержат пегматоидные образования. Оловянная минерализация связана с штокверком маломощных кварц-касситеритовых, кварц-флюоритовых и кварц-сульфидных прожилков в ороговикованных песчаниках, алевролитах и кварцевых порфирах и гранит-порфирах. Россыпь представляет собой ленточидную залежь, соответствующую по конфигурации площади штокверка. Наиболее полный разрез коры выветривания вскрыт в карьере приска, в борту которого хорошо наблюдаются три горизонта профиля коры, общей мощностью 20—30 м. В нижнем горизонте признаки выветривания минералов определяются лишь с трудом. В среднем горизонте песчаники и алевролиты уже слабосцементированы, рыхлые.

Верхний горизонт коры выветривания песчаников и алевролитов представлен глинистым мелко-тонкозернистым кварцевым песком с небольшой примесью зерен полевого шпата и включениями глыб щебня и дресвы рыхлых алевролитов и песчаников. Горизонт пестроцветный, мощность его не превышает 5 м. Гипергенные минералы верхнего горизонта коры выветривания представлены гидрослюдой с примесью каолинита и галлуазита. Промышленные концентрации касситерита приурочены к верхнему горизонту, где он присутствует как в свободном состоянии, так и в сростках с жильными минералами и в виде прожилков в обломках материнских пород.

Чокурдахская элювиальная россыпь расположена в районе побережья залива Ванькина губа. Коренные породы, слагающие горы Большой и Малый Чокурдах, представлены морскими терригенными отложениями оксфорд-кимериджского возраста и андезитовыми вулканитами предположительно раннемелового возраста. Последние прорваны мелкими штоками и дайками гранодиорит-порфиров, диоритов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров раннемелового интрузивного комплекса.

Кварц-турмалин-касситеритовые брекчии и турмалинизированные зоны дробления мощностью до 10 м образуют рудное поле горы Малый Чокурдах, располагающееся в зоне глубинного разлома в пределах Юкагирской синклинальной зоны и вытянутое в виде полосы в юго-западном направлении. Кроме касситерита в рудах присутствуют пирит, галенит, арсенопирит, халькопирит, ковеллин и др. Кора выветривания в этом районе залегает в понижениях кровли мезозойских пород и приурочена к зонам дробления. Иногда она обнажается в береговом обрыве и сложена желтой песчанистой глиной мощностью до 15 м, с обломками эффузивных пород и материалам брекчий касситерит-кварц-турмалинового состава. Глина каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава и содержит повышенные количества гидроокислов железа. Легкая фракция песков представлена каолинизированным полевым шпатом и гидратированным биотитом. В тяжелой фракции преобладают касситерит (содержание 100—1000 г/м^3), минералы группы эпидот-цоизита, ильменит, турмалин, аксинит. На склонах горы Малый Чокурдах кора выветривания перекрывается плейстоценовыми лагунно-дельтовыми алевролитами.

На Северо-Востоке, в Пыркакайском и Певекском районе оловоносные элювиальные россыпи составляют 16 % всех учтенных запасов россыпного олова региона. В основном элювиальные россыпи приурочены к оруденению касситерит-кварцевой формации. Касситерит в рудных телах, морфологически представленных преимущественно штокверками, распределен неравномерно, образуя в отдельных гнездах сплошные массы кристаллов размером 1—1,5 см, иногда до 5 см. При разрушении в зоне гипергенеза наиболее устойчивы его сростки с вольфрамитом и кварцем, но в целом освобождение касситерита из рудной массы происходит уже на начальных стадиях образования россыпи. Содержание олова по отдельным месторождениям в среднем около 1 %.

В Приморье среди погребенных оловоносных россыпей Вознесенского рудного района выделяется эоценовая элювиальная россыпь — Озерная, пространственно приуроченная к южной части Чихезского буроугольного месторождения. Метаморфизованные породы фундамента (сланцы и др.) смяты в линейно вытянутые складки северо-западного простирания и прорваны гранитами позднепалеозойского интрузивного комплекса. Небольшие мульды выполнены олигоценовыми углистыми отложениями, перекрывающими кору выветривания, грубозернистыми образованиями неогена и четвертичными озерными и аллювиальными отложениями общей мощностью до 100 м. Мощность коры выветривания переменчива и резко сокращается в бортах мульд.

Оловоносная россыпь, повторяя в общих чертах понижения в древнем рельефе, залегает непосредственно под угольным пластом и представлена двумя генетически различными типами образований — элювиальной россыпью (около 65 % объема) и продуктами ее переотложения олигоценового возраста. Оловоносный горизонт относительно выдержан по простиранию, но весьма изменчив по мощности (в среднем для отдельных участков 8—15 м). Основная масса зерен касситерита имеет размер меньше 0,1 мм.

Невысокая концентрация касситерита в коре выветривания и его крайне неравномерное распределение дают основание считать, что источником питания служили слабоминерализованные породы субстрата.

Непромышленные оловоносные нижнемезозойские коры выветривания известны на северной окраине Украинского кристаллического щита. Оловоносные россыпи располагаются в пределах распространения среднепротерозойских субширотных пержанских гранитов и щелочных сиенитов, среди которых широко развиты процессы метасоматоза (альбитизация, грейзенизация и др.).

Перекрыты оловоносные пески палеогеновыми глауконитовыми песками и суглинками. Каолинитовая кора выветривания линейного характера и мощность ее 5—10 м, реже до 25 м. В настоящее время элювий сохранился лишь в понижениях древнего рельефа. Элювиальный касситерит имеет размеры 2—3 мм, иногда до 5 мм. Габитус кристаллов дипирамидальный. В состав касситерита входит сумма окислов Nb и Ta (более 1 %). Колумбит присутствует в касситерите в виде включений и тонких прожилков. Содержание касситерита в коре выветривания 400—500 г/м^3, колумбита 50—80 г/м^3. Химический состав касситерита из элювия изменяется в некоторых пределах (в %): SnO_2 89,91—92,65; SiO_2 1,56—0,95; TiO_2 0,56—0,46; Al_2O_3 2,35—1,56; Fe_2O_3 0,34—0,29; FeO 2,1—1,26; MnO 0,051—0,088; MgO 0,16; CaO 0,21—0,49; $Nb_2O_5+Ta_2O_5$ 2,64—1,41; ZrO_2 0,08—0,1; H_2O 0,07—0,05.

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.

Месторождения вольфрама

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 на головах 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 пески с обломками рудных минералов вместе с куска-

ми кварца, содержащими вольфрамит и касситерит, наблюдаются над выходами кварцевых жил.

Элювиальные месторождения с шеелитом установлены в штатах Невада, Калифорния (США).

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

В Советском Союзе касситерит-вольфрамитовые элювиальные россыпи были известны на Шерловогорском (Читинская область), Омчикандинском (Якутская АССР), Иультинском (Магаданская область) месторождениях. Россыпи вольфрамитовых минералов отмечались на жильных и штокверковых месторождениях вольфрамита Карагандинской области, гюбнеритовые — на Джигинском (Бурятская АССР), шеелитовые — Богутинском (Семипалатинская область) и Восток-2 (Приморский край). Элювиальные вольфрамитовые россыпи отрабатывались также на месторождении Караоба в Центральном Казахстане, где они были развиты на головах кварц-вольфрамитовых жил. Содержание вольфрамита в этих элювиальных россыпных месторождениях 10—20 кг/м^3, в комплексных оловянно-вольфрамовых россыпях до 0,3 кг/м^3.

В Пыркакайском рудном районе на Чукотке вольфрамит-касситеритовые россыпи относятся к разным генетическим типам материнских руд, в основном они связаны с оловянными штокверками, залегающими среди триасовых терригенных отложений интрудированных позднемеловыми гранитоидами. Элювиальные россыпи установлены в коренном ложе долины р. Пыркакайваам и ручья Крутого, дренирующих штокверки Первоначальный и Крутой. Они перекрыты продуктивными делювиально-аллювиальными отложениями, но после их отработки выведены на дневную поверхность и являются промышленными до глубины 15—20 м. Окисленный рудный материал обычно превращен в каолинитовые продукты со скородитом и мелантеритом.

Элювиально-делювиальные россыпи отмечаются над всеми штокверками района, но сохранились лишь частично. Площади отдельных участков с повышенными содержаниями касситерита и вольфрамита изменяются от нескольких сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров. Преобладающая мощность обломочно-глинистых пород элювиально-делювиальных отложений 3—4 м и лишь на некоторых участках сокращается до 0,5 м. Касситерит и вольфрамит в элювии присутствуют в виде неокатанных зерен, часто в сростках с кварцем и в ассоциации с шеелитом и реже с золотом.

Зоны окисления

По данным А. В. Дружинина, в зоне окисления вольфрам частично выносится из рудных тел. В то же время минералы вольфрама по сравнению с ассоциирующимися сульфидами более устойчивы и могут сохраняться, обогащая вольфрамом части рудных тел. В от-

дельных случаях вольфрамовые минералы могут растворяться с образованием легкоподвижных солей или коллоидов, вольфрам выносится растворами и вновь переотлагается в нижних горизонтах, создавая вторичные скопления вольфрамовых минералов. Известны случаи полного растворения или выщелачивания вольфрамовых минералов (особенно шеелита) на поверхностных выходах рудных тел (месторождения Южного Урала).

Выщелачивание сопровождается переотложением и вторичным обогащением. И лишь в редких случаях процессы вторичного обогащения развиваются настолько, что зона вторичного обогащения получает практическое значение.

В зоне вторичного обогащения, проявленной на вольфрамовом руднике Фараллон (Боливия), после 20-летней консервации была возобновлена добыча. Оказалось, что за это время в верхней части оставшихся рудных целиков на стенках и в забоях старых горных выработок накопились большие массы вторичных минеральных образований вольфрама.

Месторождения молибдена

Среди месторождений зон окисления, не имеющих промышленного значения, можно отметить единичные золото-молибден-турмалиновые и полиметаллические с примесью молибдена, со скоплениями вульфенита и повеллита.

Зоны окисления свинцовых месторождений, обогащенных вульфенитом и золотом, известны в СССР (Кзыл-Эспе и др.) и в США (Ма Моос и др.), медно-молибденового на месторождении Каратас.

Месторождения ртути

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 лиственитовом месторождении Нью-Альмаден (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 (провинции Гуйчжоу, Гуанси, Юньнань и др.) в пределах Юньнань-Гуйчжоуского плато, где киноварь или остаточная в коре выветривания рудоносных известняков, или образует россыпи в карстовых полостях вместе с переотложенным материалом коры выветривания. Район элювиальных месторождений сложен преимущественно карбонатными породами, которые залегают полого и расчленены густой сетью глубоких, иногда бессточных долин, что обусловило развитие карстового рельефа. Мощность коры выветривания часто измеряется десятками метров.

Элювиальные месторождения киновари южной части КНР подразделяются на три группы: площадные элювиальные россыпи, остаточные и остаточно-карстовые. Наиболее интересны месторождения остаточного типа. Остаточно-карстовые месторождения располагаются в карстовых воронках, которые заполнены красной глиной с киноварью, образовавшейся в результате растворения рудоносных известняков. Среди таких месторождений выделяют поверхностные и подземные. Различие между ними заключается в том, что первые формируются в бессточных впадинах и карстовых воронках, а вторые — вдоль зоны рудоносных тектонических нарушений и в карстовых пещерах. Примером подземных остаточно-карстовых месторождений являются Гунчэн, Линчуань. Пещерные россыпи в предыдущие годы периодически разрабатывались местными жителями. Киноварь встречается в виде остроугольных обломков и неокатанных зерен, заключенных в глинисто-лимонит-кварцевом материале («красная земля»). Формируются такие россыпи на выходах эродированных пологозалегающих рудных тел и в углублениях карстовых пещер и воронок. Для рудного района характерно широкое развитие крутопадающих тектонических трещин и разломов. Возраст формирования элювиальных месторождений КНР — третичный (эоценовый?).

Элювиальные россыпи киновари, по данным П. В. Бабкина, известны и на Северо-Востоке СССР в районе месторождения Кузьмичанское, расположенного в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы.

Месторождение приурочено к нижнеюрским песчано-сланцевым отложениям, представленным алевролитами и глинистыми сланцами с небольшими прослоями песчаников, туффитов и известняков. Коренные проявления киновари размещаются в мощной зоне дробления северо-западного простирания. Рудные тела состоят из кварца, карбоната, халцедона, киновари, пирита и марказита; из гипергенных минералов присутствуют гидроокислы железа и самородная ртуть.

Рельеф района низкогорный, с относительными превышениями над днищами долин до 400 м. Установленные россыпи киновари в бассейне р. Кузьмичан представлены элювиальным, делювиальным и аллювиальным генетическими типами.

Элювиально-делювиальные россыпи киновари — это пластовые залежи мощностью до 2 м при среднем содержании киновари до 100 г/м^3. Киноварь в рыхлом материале распределена крайне неравномерно и встречается в основном в обломках песчано-глинистых пород и даек различной крупности, в сростках с кварцем, а также в мономинеральном виде.

Другая элювиальная россыпь приурочена к месторождению Пламенному, расположенному в верхней части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В районе месторождения развиты главным образом нижнемеловые липариты и их туфы. Ртутное оруденение локализовано в крупной зоне разломов северо-западного простирания, вдоль которой вулканиты интенсивно окварцованы, серицитизированы, каолинизированы, хлоритизированы и ожелезнены. Оруденение

тяготеет преимущественно к зонам интенсивного окварцевания липаритов.

Россыпь представляет собой пластовую залежь мощностью 1—2 м, расположенную над основным рудным телом месторождения. Среднее содержание ртути 1 % и выше. Киноварь образует густую вкрапленность в обломках окварцованных липаритов, реже прожилки. Отмечается также самородная ртуть, заполняющая каверны в породе или в крупных (1—1,5 см) обособленных кристаллах киновари.

Аналогичные россыпи ртути установлены и в других районах Северо-Востока: месторождения — Уральское в южной части Чукотской складчатой системы, Тамватнейское — ртути лиственитового типа и связанная с ним россыпь, элювиально-делювиальные россыпи в бассейне рек Среднекан, Чилечемемель, Паляваам, Ламутская, Ваега и др. Оруденелые породы образуют пластовые элювиально-делювиальные залежи мощностью до 3 м при среднем содержании киновари от десятков граммов до первых килограммов на 1 м^3 породы.

Зоны окисления

Сохранение киновари в зоне окисления обусловлено ее относительно высокой химической стойкостью по отношению к агентам выветривания. Зоны окисления месторождений ртутьсодержащего тетраэдрита с вторичной киноварью известны в шт. Орегон (США).

Месторождения сурьмы

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 или элювиально-делювиальные россыпи (Боливия, Мексика), или аллювий, в котором среди обломочного материала наблюдаются рудные желваки (шт. Аляска — США, Мексика, шт. Квинсленд — Австралия). Собственно элювиальные месторождения сурьмы третичного возраста известны в южной части КНР, где они связаны с корой выветривания антимонит-джаспероидных залежей согласного типа. Бóльшая часть их располагается в провинции Гуанси, в бассейне р. Юцзян и Сицзян, где они прослеживаются на протяжении многих десятков километров. Два месторождения известны в провинции Хунань.

Металлоносный район входит в состав ртутно-сурьмяной провинции, в пределах которой находятся крупные сурьмяные месторождения. Формирование элювиальных месторождений обусловлено широким развитием раскарстованных карбонатных пород и гумидным климатом. Это привело к образованию коры выветривания, представленной красными глинами, в которых вблизи поверхности концентрируются желваки от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике, состоящие из вторичных сурьмяных минералов темно-красного цвета и конкреций марганцевых и железных руд. Среди окисленных сурьмяных руд выделяются два типа: карбонатные (до 50 % Sb)

и силикатные (до 62 % Sb). Содержание сурьмы в желваках до 70 %. Руды очень плотные (твердость до 7 по шкале Мооса), мелкокристаллические. Иногда в рудах присутствует карбонат (до 15 % CaO). В зонах выветривания сурьмяного оруденения присутствуют: валентинит Sb_2O_3, сенармонтит Sb_2O_3, серванитит Sb_2O_4, стибиконит $Sb_2O_4 \cdot nH_2O$ и др.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Месторождения меди, свинца и цинка

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 англезита, 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, обусловливающем относительно слабую активность поверхностных сульфатно-карбонатных вод, галенит, защищенный оболочкой англезита и церуссита, накапливается в элювии, в котором при наличии в первичных рудах или вмещающих породах легкорастворимых минералов фосфора, мышьяка и молибдена, помимо галенита, в очень небольшом количестве концентрируются также пироморфит, миметезит и вульфенит.

В США (шт. Миссури) соединения свинца, накапливающиеся в элювиально-делювиальных отложениях, служат надежным поисковым признаком на свинцово-цинковые руды в районах с выровненным рельефом и влажным субтропическим климатом.

Обобщенные данные по минералогии зон окисления полиметаллических месторождений Рудного Алтая приводит П. П. Пилипенко. Первичные руды: кварц, барит, сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, анкерит, блеклые руды. Зона вторичного сульфидного обогащения: халькозин, аргентит, самородное золото, серебро, медь, ковеллин, марказит, сера, реликты минералов первичных руд. Нижние горизонты окисленных руд: ярозит, самородное золото, серебро, и медь, куприт, кераргирит, халькантит, мелантерит, госларит, англезит, кварц, каламин, каолинит, хризоколла. Верхние горизонты окисленных руд: лимонит, пиролюзит, опал и халцедон, кераргирит, малахит, церуссит, азурит, смитсонит.

Общий характер изменения состава руд при выветривании соответствует зонам (подзонам): первичные сульфидные руды→подзона вторичного сульфидного обогащения→подзона окисленных руд→железная шляпа.

Разрез зоны окисления медного месторождения Коунрад, по Н. И. Наковнику, представлен следующими зонами (сверху вниз):

1) подзона окисленных руд (мощность в среднем 20 м) — главные минералы: лимонит, малахит, азурит, хризоколла, куприт, самородная медь, халькозин; 2) подзона выщелоченных руд (мощность в среднем 30 м); 3) халькозиновые руды (мощность в среднем 110 м), зона вторичного обогащения — главная промышленная зона месторождения, руды: халькозин, ковеллин, борнит — по первичным сульфидам, в порах и трещинах пород; 4) первичные руды с бедной вкрапленностью сульфидных минералов: пирит, халькопирит, теннантит, молибденит.

Первичная руда на Дегтярском колчеданном месторождении, по данным С. Н. Иванова, представлена пиритом (до 85 %), сульфидами (сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит и арсенопирит) — до 8 %, нерудными минералами (кварц, барит, серицит) — до 15 %.

Зона вторичного обогащения начинается с глубины 130—170 м, хотя выше горизонта 100 м интенсивность развития халькозина и ковеллина еще сильнее. Содержание меди в зоне вторичного обогащения выше, чем в зоне первичных руд. Ковеллин замещает как халькозин и халькопирит, так и сфалерит. Максимальное содержание вторичных сульфидов наблюдается на глубине 80—95 м, а также у лежачего бока и вдоль разломов. Верхняя граница зоны вторичного обогащения расположена примерно на глубине 20—25 м, выше этой границы содержание меди быстро падает, а пирит переходит в сыпучку. Пиритовая сыпучка в верхней части переходит в кварцевую, имеющую мощность до 30 см. В тех участках, где в первичной руде был барит, возникает баритовая сыпучка. Средний размер зерен пирита в сплошном колчедане около 0,3 мм, а в верхах сыпучки 0,06 мм. Мощность зоны сыпучки порядка 20—25 м. Средняя мощность железной шляпы около 20—25 м. Обычно железная шляпа прикрыта делювием, мощность которого измеряется несколькими метрами. В северной части и на юге месторождения железная шляпа смыта. Главный минерал железной шляпы — лимонит.

БОКСИТЫ

По данным М. В. Чеботарева и А. С. Крючкова [22], 85 % запасов бокситов зарубежных стран относится к латеритному — остаточному типу. Такие бокситы характеризуются высоким качеством, что обусловливает легкую их переработку на глинозем способом Байера. Из 47,5 млн. т бокситов, добытых в 1970 г. в капиталистических и развивающихся странах, на долю остаточных приходится 32 млн. т. Намечается дальнейшее увеличение их добычи, в частности, за счет расширения разработок на новых месторождениях Австралии.

Остаточные бокситы образуются при выветривании алюмосиликатных пород: глинистых и углистых сланцев, аргиллитов, эффузивов основного состава, щелочных пород. По минеральному составу они преимущественно бемитовые и гиббситовые. Содержание в них Al_2O_3 обычно 45—60 %, кремнезема 1—6 %. Месторождения остаточных бокситов известны в Африке, Австралии, Америке, Индии. Для них характерны крупные запасы до сотен миллионов и первых миллиардов тонн. Остаточные бокситы на территории СССР формирова-

лись в широком временном интервале. Наиболее молодые — верхнемеловые и олигоценовые (эоценовые) бокситы Сибири и верхнетриасовые Украины, Мугоджар и Средней Азии. Самые древние (верхнедевонские) — остаточные бокситы в районах КМА, Среднего Тимана, а также Тихвина и Северной Онеги.

Белгородский бокситоносный район расположен на юго-западном склоне Воронежской антеклизы в пределах КМА, где широко развиты мощные коры выветривания позднедевонского возраста, с которыми связаны месторождения и проявления элювиальных бокситов. Все известные промышленно перспективные бокситовые залежи залегают на глубине 400—750 м и более [5].

На меньших глубинах бокситы установлены в Новооскольском районе КМА (Погромецкое проявление, глубина залегания 180—250 м) и в Курской области (Ольховатско-Реутецкая аномальная зона, глубина залегания 350 м).

В геологическом строении района принимают участие два различных комплекса пород: сильнодислоцированные, залегающие субвертикально кристаллические образования докембрия и перекрывающая их полого падающая на юго-запад (3—5°) толща мезо-кайнозойских и палеозойских осадков. Поверхность кристаллического фундамента погружается на юго-запад. Величина погружения изменяется от 4,5 до 10 м на 1 км. На общем равнинном фоне отмечаются понижения и поднятия в виде гряд и холмов, приуроченных к толщам железистых кварцитов (богатых железных руд).

В строении кристаллического фундамента принимают участие породы двух структурных ярусов: верхнего и нижнего. Нижний сложен гранито-гнейсами нижнего архея, залегающими по периферии района. К верхнему структурному ярусу отнесены метаморфизованные эффузивно-осадочные образования на гранито-гнейсах. В пределах Белгородского района они прослеживаются в виде полосы (шириной 30—50 км и протяженностью около 120 км), вытянутой с северо-запада на юго-восток, и расчленяются на две основные метаморфические серии пород — михайловскую и курскую. К михайловской серии относятся породы амфиболитовой и эффузивно-осадочной толщ (амфиболиты, кератофиры, спилиты и сланцы). Породы курской метаморфической серии разделяются на три свиты: нижнюю — песчано-сланцевую, среднюю — железорудную и верхнюю — известняково-сланцевую (метапесчаники, филлитовидные существенно кварцевые и бескварцевые сланцы, железистые кварциты, мраморизованные известняки). Осадочный чехол сложен отложениями палеогена, верхнего и нижнего мела, верхней и средней юры и нижнего карбона. Мощность его изменяется от 350 м в северной до 1000 м в южной частях района. В кровле кристаллического фундамента на коре выветривания повсеместно залегают нижнекаменноугольные отложения (визейский ярус) мощностью 30—180 м. Представлены они в верхней половине разреза закарстованными окремненными известняками, а в нижней — плотными известняками с прослоями аргиллитов и глин. Изредка, в наиболее приподнятых частях кристаллического фундамента, на небольших площадях в виде окон мощность нижнекаменноугольных отложений уменьшается до нуля

и на кристаллические образования ложатся плотные глины средней юры.

По геологическому строению Белгородский район отличается некоторыми особенностями: 1) широким развитием залежей богатых железных руд, вертикальная мощность которых 200—400 м; 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, в кровле железных руд и бокситов мощной толщи визейских известняков; 5) широким развитием латеритно-каолинитовой коры выветривания на поверхности кристаллического фундамента.

В формировании и распространении бокситовых залежей установлены закономерности. 1. Все известные рудопроявления бокситов на КМА связаны с верхнедевонской корой выветривания латеритного профиля на докембрийских образованиях. 2. Бокситы расположены в коре выветривания филлитовидных сланцев (углисто-гидрослюдистые и углисто-гидрослюдисто-серицитовые с кварцем) курской серии. Потенциально бокситоносные породы — сланцы эффузивно-осадочной толщи михайловской серии и магматические породы, богатые глиноземом. 3. Бокситоносные филлитовидные сланцы окаймляют железистые кварциты (богатые железистые руды) 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 (до 60 м). Ширина бокситовых залежей 50—1000 м. Протяженность отдельных залежей достигает 15—20 км (рис. 14). Осадочные бокситы пролювиально-делювиального характера связаны с депрессионными формами рельефа, находящимися в непосредственной близости от элювиальных бокситов. Такие залежи обычно имеют небольшие размеры. Тонкодисперсные осадочные бокситы располагаются около депрессий на некотором удалении от элювиальных бокситов (400—3000 м). Эти бокситы могут иметь широкие площади распространения. Наиболее высококачественные разности осадочных бокситов приурочены к озерно-болотным осадкам бобриковского и тульского времени. 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. Подстилаются бокситы также аллитами и ферриаллитами (1—6 м), которые представляют собой промежуточную разность между собственно бокситовым оруденением и окисленными выветрелыми, до рыхлого состояния, материнскими 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. Лентообразные полосы сланцев шириной до 400 м и более, залегающие вдоль железорудных залежей, покрыты бокситами. 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 железных руд часто 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 в районе так называемая площадная латеритная кора выветривания 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.

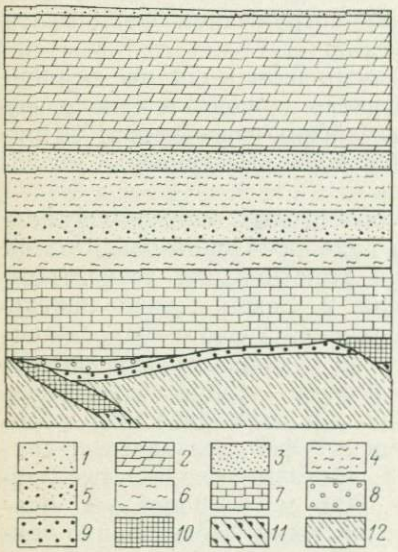


Рис. 14. Разрез перекрывающих отложений и коры выветривания в Белгородском рудном районе КМА.
1 — пески (P); *2* — карбонатные породы (K_2); *3* — пески (K_1); *4* — глины (J_3); *5* — пески (J_2); *6* — глины (J_2); *7* — карбонатные породы (C_1v); *8* — переотложенные бокситы (Cv); *9* — остаточные бокситы (D_3); *10* — остаточные богатые железные руды (D_{2-3}); *11* — железистые кварциты (PR_1); *12* — филлитовидные сланцы (PR_1k_3)

В пределах Белгородского бокситоносного района изучено несколько комплексных железорудно-бокситовых месторождений.

Бокситы и богатые железные руды одного из таких месторождений приурочены к коре выветривания довизейского возраста, развитой по докембрийским сланцам и железистым кварцитам. Мощность осадочного чехла, перекрывающего бокситы и богатые железные руды, колеблется от 540 м на севере месторождения до 750 м на юге. Руды представлены бемитовыми (80 %) и гиббситовыми (20 %) бокситами (шамозит-бемитовые и шамозит-гиббситовые).

Все они имеют светло-серую, бурую и реже красную окраску, высокую пористость и каменисты. Часто пористость увеличивается и порода приобретает губчатый облик. В более плотных разновидностях заметна псевдобобовая текстура. В целом по месторождению

бокситы сложены бемитовыми и в меньшей степени бемит-гиббситовыми разностями. Минеральный состав бокситов следующий (в %): бемит+гиббсит 45—80; шамозит 20—50; каолинит 0—10; окислы Fe до 25; турмалин<1; пирит<1; карбонаты до 10.

Средний химический состав бокситов (в %): Al_2O_3 50,15; SiO_2 8,44; Fe_2O_3+FeO 21; CaO 0,6; MgO 0,8; CO_2 2,2; P_2O_5 0,2; S 0,2; п. п. п. 16,1; кремневый модуль 5,94.

Содержания микроэлементов в бокситах различных типов (в %):

	Элювиальные	Осадочные
Ti	0,83	0,64
Sc	0,0021	0,0008
Cr	0,0105	0,0056
V	0,0169	0,0136

Зарубежные месторождения латеритного типа характеризуются высоким качеством бокситов с содержанием глинозема 50—60 % и кремнезема до 4 %, крупными запасами и благоприятными условиями эксплуатации — все они залегают вблизи поверхности. Рудоносные тела представляют собой плащеобразные залежи мощностью 5—30 м, обычно залегающие на вершинах пластообразных возвышенностей, реже их склонах, а еще реже они встречаются в горных районах. Крупные месторождения латеритных бокситов расположены в Западной Африке на территории Гвинеи, частично Ганы, Камеруна, Сьерра-Леоне и Мали.

Элювиальные бокситовые месторождения Гвинеи приурочены к поверхностям выравнивания мел-палеогенового, палеогенового (эоценового) и частично миоценового возраста. Бокситы образуют плащеобразные залежи на плоских столо- или платообразных, часто ступенчатых возвышенностях — бовалях, ограниченных и расчлененных крутосклонными речными долинами. Глубина современных эрозионных врезов в среднем 130—200 м.

Бокситовые коры выветривания Гвинеи сформированы на высокоглиноземистых алюмосиликатных разновозрастных породах, бескварцевых или содержащих ограниченное количество свободного кварца. Бокситы представлены гиббситовыми разностями, причем часто кристаллы гиббсита непосредственно замещают серицит и гидрослюду. Выше по разрезу в бокситах появляются участки слабораскристаллизованных гелеморфных бокситов. Для бокситов, залегающих в верхней части рудной толщи, такие вторичные гелеморфно-коллоидные структуры и отдельные выделения бемита сгановятся типичными.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ И НИКЕЛЬ

Месторождения железа

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 месторождения второго типа — остаточные (богатые железные руды).

Россыпные месторождения

Элювиальные россыпи железных руд формируются за счет выветривания различных по генезису железорудных месторождений. Руды этого типа (валунчатые) были известны на Урале на месторождениях гор Магнитной, Высокой и Благодати. В настоящее время эти мелкие по запасам залежи отработаны. Подобные россыпи известны на месторождении Сивагли в Якутии и в Читинской области, где на первичных сидеритах (*нижний мел?*) Березовского месторождения залегает толща обломочных бурожелезняковых руд.

Остаточные месторождения

Остаточные железорудные месторождения коры выветривания образуются главным образом на дунитах, перидотитах, пироксенитах, серпентинитах, габбро, диабазах и базальтах, а также на железистых осадочных и метаморфических породах. При выщелачивании силикатов и выносе из коры выветривания кремнезема, серы и щелочей на месте накапливаются гидроокислы и окислы 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, на Кубе, в Индонезии, на Филиппинах, в Новой Каледонии, США. Содержание железа в рудах до 60 %.

Железные руды, обогащенные хромитом, установлены на Кубе, где они залегают совместно с элювиальными хромитами.

Рудные участки с концентрацией железа в эоценовой коре выветривания, залегающей на ультраосновных породах, располагаются на слегка всхолмленном плато с высотами в рельефе не выше 100—150 м. Руда представлена охристо-глинистыми образованиями, в составе которых преобладают гидрогётит, гематит, гидрогематит, в примеси — магнетит, хромит, силикаты никеля. Как правило, в скоплениях железной руды и среди вмещающих пород встречаются зерна хромита, которые заимствуются из серпентинитов и накапливаются в коре выветривания.

Запасы железа в кубинских месторождениях составляют около 15 млрд. т железных руд. Среднее содержание в них хрома 1,5 %.

Месторождение Конакри в Гвинее и остаточные руды Новой Каледонии также приурочены к эоценовой коре выветривания серпентинизированных перидотитов. К этому же типу естественно легированных хромсодержащих элювиальных железных руд с примесью

кобальта и никеля в СССР относятся руды месторождений — Алапаевского (Северный Урал), Елизаветинского (Средний Урал), Орско-Халиловских (Южный Урал) и др. Елизаветинское месторождение приурочено к центральному дунитовому массиву Уктуских гор и представлено тремя главными рудными залежами, мощностью до 70 м. Порошковатые руды сложены гётитом и гидрогётитом, образующими псевдоморфозы по оливину и серпентину, в подчиненном количестве в рудах содержатся гидроокислы марганца, магнетит, хромшпинелиды, асболан. Разрез месторождения: 1) порошковатые руды — подзона охр (мощность до 30 м и более); 2) зона карбонатизированного и нонтронитизированного дунита (мощность до 4 м); 3) серпентинизированный дунит.

Сложный генезис имеют некоторые железорудные месторождения, формирование которых связано с развитием коры выветривания на ультрабазитах и переотложением железных руд непосредственно на остаточных рудах или поблизости от них. К таким остаточно-осадочным относятся руды Орско-Халиловского железорудного района, Серовского (Северный Урал) и Малкинского (Северный Кавказ) месторождений.

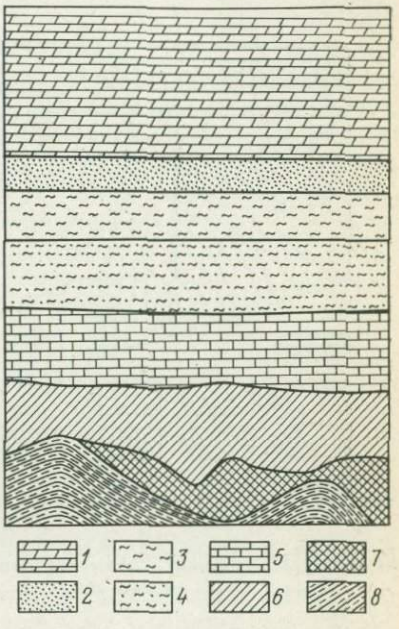


Рис. 15. Разрез залежи богатых железных руд Висловского месторождения.

1 — карбонатные породы (K_2); *2* — пески (K_1); *3* — глины (J_3); *4* — песчано-глинистые отложения (J_2); *5* — карбонатные породы (C_1v); *6* — богатые железные руды (D_3); *7* — железистые кварциты (PR_1k_2); *8* — филлитовидные сланцы (PR_1k_3)

Породы железисто-кремнистых (джеспелитовых) формаций в средне- и позднедевонские этапы корообразования подверглись интенсивному выветриванию с разложением щелочных и щелочноземельных силикатов, окислением (мартитизация) магнетита, выщелачиванием кремнезема и образованием богатых гематитовых (мартитовые и железнослюдковые) руд, местами переходящих в гидрогематит, гётит и гидрогётит. Такие руды формируют мощные и глубоко уходящие вниз по разрезу вертикального профиля (на глубину до 700 м) залежи на Яковлевском, Висловском, Стойло-Лебединском, Михайловском, Гостищевском и других месторождениях КМА (рис. 15).

Территория Курской магнитной аномалии (КМА) полностью включает Курскую и Белгородскую, западную часть Орловской, юго-восток Брянской и запад Воронежской областей РСФСР, а также северную часть Харьковской области УССР. Магнитные аномалии прослеживаются в Калужской и Смоленской областях, где железистые кварциты залегают на больших глубинах. Протяженность КМА

с юго-востока на северо-запад до 600 км, ширина до 250 км. Однако практический интерес для поисков и разведки железных руд, приуроченных к породам докембрия и древней коры выветривания, имеют только центральная и южная части этой территории, названные железорудным бассейном КМА. В геолого-структурном отношении территория железорудного бассейна КМА находится в пределах юго-западного склона и частично в сводовой части Воронежского

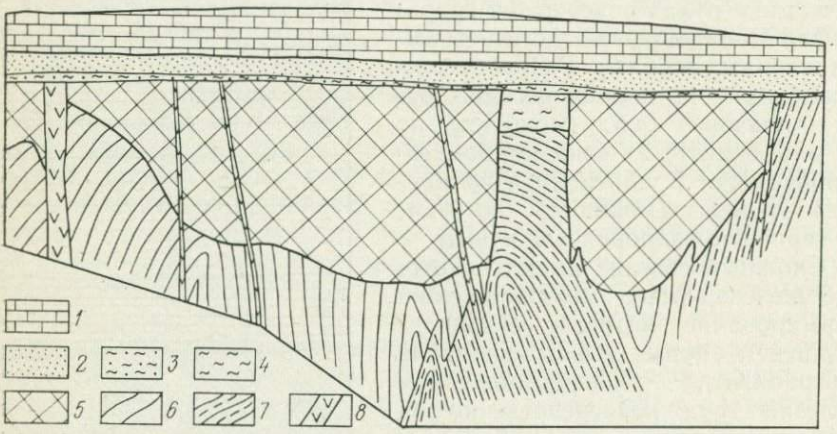


Рис. 16. Схематический разрез по богатым железным рудам и железистым кварцитам КМА.

1 — мергель и мел (K_2); *2* — пески (K_2); *3* — песчано-глинистые отложения (J_3); *4* — кора выветривания по сланцам; *5* — богатые железные руды (D_{2-3}); *6* — железистые кварциты (PR_1); *7* — сланцы (PR_1k); *8* — кварцевые порфиры и амфиболиты

кристаллического массива Воронежской антеклизы. Все известные на месторождениях КМА богатые железные руды представлены двумя генетическими типами: остаточными и осадочными. Остаточные железные руды составляют около 95—97 % выявленных запасов богатых руд бассейна. Они слагают кору выветривания железистых кварцитов и являются конечными продуктами их гипергенного изменения. Залежи богатых руд имеют горизонтальное залегание и располагаются в верхних частях (в головах) железистых кварцитов (рис. 16). 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, гидрогётитом и хлоритом типа шамозита. В зависимости от количественного соотношения рудообразующих минералов выделяются основные минералогические типы руд: мартитовые, железнослюдково-мартитовые, хлорит-мартитовые, гидрогематит-мартитовые, глинистые гидрогётит-гидрогематитовые и магнетитовые. Наиболее широко распространены мартитовые и железнослюдково-мартитовые руды (около 70—85 %), остальные минералогические типы руд имеют подчиненное значение.

Повышенное содержание железа имеют железнослюдково-мартитовые и мартитовые руды (60—64 %). Для остальных типов руд характерно более низкое содержание железа общего, а также увеличение доли закисного и уменьшение окисного железа. Кроме железа в состав руд входят кремнезем, глинозем, сера, фосфор, марганец, щелочные металлы, титан. Контур залежей богатых железных руд определяется контуром выходов железистых кварцитов под осадочные породы. Вследствие этого залежи богатых руд обычно вытянуты по простиранию при относительно небольшой (200—700 м) ширине вкрест простирания. На широких полях железистых кварцитов контур залежей неправильной формы, иногда сильно извилистой. Большое значение в формировании морфологии залежей имел также эрозионный размыв богатых железных руд. На участках высоких абсолютных отметок, обычно на широких полях железистых кварцитов, мощности богатых руд невелики или руды отсутствуют вообще (Михайловская, Погромецкая залежи). В юго-западной части КМА на Яковлевском, Висловском и других месторождениях, где зоны железистых кварцитов линейно вытянуты, мощность богатых железных руд огромна (до 400 м), а протяженность залежей по простиранию измеряется десятками километров.

Зоны окисления

К этому типу относятся железные шляпы колчеданных месторождений, представляющих собой кору выветривания сульфидных руд. Классическая провинция широкого распространения таких месторождений — Восточный склон Урала в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба. Возраст формирования всех железных шляп на Урале — раннемезозойский (Нижне-Тагильское, Свердловское, Ревдинское, Полевское и другие месторождения на Среднем Урале, Гайское, Сибайское и др. на Южном Урале, Джиландинское, Аккырныкское и др. в Мугоджарах). В Уралтауской зоне отрабатывалась железная шляпа Блявинского месторождения, а в Казахстане медноколчеданного месторождения Коунрад. Железные шляпы образуются также на скарновых магнетитовых рудах (Тагил, Кушва, Тура и др.).

Месторождения хрома

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. Размеры обломочного хромита изменяются в зависимости от рельефа подстилающих пород; карманы и впадины в серпентинитах часто бывают за-

полнены крупными обломками хромита и содержат значительные количества руд.

В Советском Союзе элювиальные россыпи хромита, связанные с дунитами, и хромитоносная кора выветривания, развитая на месторождениях хромита (Аганевское, Сарановское, Варшавское, Кимперсайское), известны на Урале.

Кимперсайский массив ультраосновных пород расположен на южной оконечности Урала — в Мугоджарах, в пределах Уралтауского мегантиклинория, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими породами. С востока Уралтауский мегантиклинорий граничит с Тагило-Магнитогорским мегасинклинорием, отделяясь от него региональным разломом. Массив вытянут в субмеридиональном направлении вдоль зоны разлома, ширина его значительно меняется.

Хромитовые руды залегают в различных частях массива и на разных глубинах от поверхности. Рудные тела неодинаковы по размеру, а слагающие их руды — по качеству. Размещение хромитовых месторождений и рудопроявлений зависит от особенностей петрографического состава, внутреннего строения интрузивного массива и его эрозионного среза. Оруденение приурочено к сводовым поднятиям в интрузиве, в контурах которых и располагаются отдельные рудные поля. Всего выделяется четыре рудных поля, где сосредоточено около 160 месторождений и рудопроявлений. Рудные тела в главной массе сложены густовкрапленными рудами. Сплошные руды встречаются в ограниченном количестве. Кора выветривания на хромитоносных рудных телах развита до глубины 25 м. Минеральный состав рыхлых руд в подзоне дресвы: хромшпинелид (магнохромит), серпентин (лизардит), иногда реликтовый оливин (форстерит), брусит, пылевидный магнетит. Редко встречаются гранат (уваровит), хромдиопсид, хромактинолит, хромовые хлориты (кеммererит и родохром), гидромагнезит и сульфиды (пирротин, макинавит, пентландит). Из гипергенных минералов в коре выветривания развиваются магнезит, анкерит, кальцит, опал, халцедон, окислы железа. В рыхлых рудах содержатся (в %): Cr_2O_3 22,3—62,1; SiO_2 1,3—21,7; Fe_2O_3 9,2—15,1; CaO 0,22—1,3 и P 0,03.

Сарановское месторождение хромитов находится на Среднем Урале. Рудные тела этого месторождения залегают в эндоконтакте массива серпентинизированных перидотитов, которые обнажаются среди филлитов нижнего палеозоя и вытягиваются в меридиональном направлении на несколько километров при мощности до 250 м. Месторождение представлено жилообразными телами северо-западного простирания с крутым падением, меняющимся с восточного на западное. Главные рудные жилы три. Руды массивные, представлены хромпикотитом и содержат Cr_2O_3 35—42 %, FeO 18—20 %. Элювиально-делювиальные россыпи хромита на склонах горы Сарана имели промышленное значение и отрабатывались на первых этапах эксплуатации месторождения.

Остаточные месторождения

Наиболее крупные в мире промышленные концентрации хромитов приурочены к комплексу ультраосновных пород Большой Дайки в

Зимбабве, которые прослеживаются на протяжении 560 км. Породы этого комплекса отличаются резко выраженной псевдостратификацией, и оруденение в них представлено псевдослоями мощностью 10—25 см. Среднее содержание окиси хрома в промышленных рудах составляет 48 %. Кроме сплошных слоистых руд хромит встречается в виде вкрапленности во вмещающих породах. В результате выветривания пород, содержащих вкрапленность хромита, происходит его концентрация в коре выветривания и приповерхностном слое.

Коренные породы Большой Дайки содержат до 3 % хромита, тогда как концентрация этого минерала в элювии и делювии составляет 3—35 %. Почвенный покров, обогащенный хромитом вдоль Дайки и в прилегающих к ней долинах, имеет мощность 5—70 см, 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.

Некоторые из элювиально-делювиальных месторождений хромита Зимбабве эксплуатируются в довольно больших масштабах. Площадь распространения элювиально-делювиального хромита в Зимбабве превышает 500 км². Ориентировочно запасы на 1000 м² площади, покрытой слоем почвы (мощность 0,5 м) и содержащей 15 % хромита, составляют 120 т высококачественного концентрата.

Общие запасы хромита в элювиально-делювиальных месторождениях Зимбабве оценивались в 60 млн. т, что составляло около 10 % общих запасов хромита этой страны.

Месторождения никеля и кобальта

Гипергенные месторождения силикатных никелевых и никель-кобальтовых руд в Советском Союзе распространены, главным образом на Урале, известны они также в Казахстане и на Украине. За пределами СССР месторождения силикатных никелевых руд эксплуатируются на о. Куба, в Бразилии, Венесуэле, Индонезии, на о. Новая Каледония и в некоторых других странах экваториального пояса, а также в США, Греции, Албании.

Остаточные месторождения

Месторождения силикатных никель-кобальтовых руд связаны с корами выветривания, развитыми по серпентинитам. Именно эти ультраосновные породы являются источником никеля, кобальта и железа, а продукты их выветривания формируют руды месторождений. Никель содержится в основном в решетке оливина, причем никелем более богаты его магнезиальные разности. Соотношение Co : Ni в серпентинитах примерно от 1 : 20 до 1 : 40. Гипергенные Ni-Co месторождения классифицируются по морфологическому типу их рудных залежей: 1) плащеобразные, или площадные; 2) линейно-вытянутые, или трещинные, и 3) контактово-карстовые.

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

четаются несколько типов кор. Для месторождений, расположенных в центральных и краевых частях серпентинитовых массивов, обычны сочетания кор площадного и линейного типа. Так, на Бурыктальском месторождении имеет место сочетание площадной и линейной кор вдоль многочисленных диоритовых и габброидных даек (рис. 17).

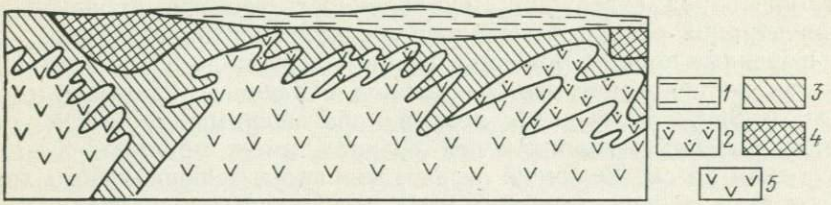


Рис. 17. Схематический разрез силикатно-никелевого месторождения, приуроченного к коре выветривания линейно-площадного типа.

1 — мезо-кайнозойские отложения; *2* — выщелоченные и нонтронитизированные серпентиниты; *3* — охры; *4* — нонтроиты; *5* — каолинизированные ультрабазиты

Особенность площадной коры — слабое развитие нонтронитовой зоны, а линейно-вытянутой, трещинной — появление своеобразных придайковых выветрелых пород, сложенных гидрохлоритами, галлуазитами, нонтронит-магнетит-марганцевыми образованиями и обохренными диоритами. Примером многопрофильной коры может служить также месторождение в районе Уфалея, где мощная контактово-карстовая кора на тектонически нарушенных известняках сочетается с площадной и трещинной корой на серпентинитах.

Промышленные никелевые оруденения приурочены чаще всего к подзонам нонтронитов; повышенное содержание кобальта отмечается в подзоне охр. С корой выветривания нонтронитового профиля связано большое число никелевых месторождений (Айдербакское Халиловского массива, Кимперсайское, Восточно-Кимперсайское, Бурановское и некоторые другие месторождения Кимперсайского массива, Белогорское в Казахстане, Капитановское на Побужье и др.). Кора выветривания с силифицированным профилем известна на Северном Кавказе и Южном Урале, где она проявляется в возвышенных частях рельефа [19].

Нонтронитовый профиль коры состоит обычно из следующих подзон: охры (гётит и гидрогётит, гидрогематит, гидроокислы марганца) мощностью 1—4 м; обохренные нонтроиты мощностью 1—2 м; нонтроиты (ферримонтмориллониты и феррибейделлиты) с примесью хлоритов, хромшпинелидов и других остаточных минералов мощностью 3—10 м; затронутые нонтронитизацией серпентиниты (нонтроиты, никелевые гидросиликаты, халцедон, опал, остаточные минералы) мощностью 2—4 м; выщелоченные серпентиниты; слабоизмененные серпентиниты.

При переходе от слабоизмененных серпентинитов к нонтронитам и затем к охрам содержание SiO_2 снижается с 35 до 26 %; Fe_2O_3 повышается с 15 до 50 %; MgO снижается с 10—12 до 1,5 %; NiO увеличивается (в нонтронитах).

К никеленосным корам выветривания линейного (трещинного) и линейно-контактового типов относится кора выветривания, образующаяся на серпентинитах в пределах крупных тектонических зон дробления и брекчирования, а также в тех случаях, когда сами серпентиниты залегают среди сланцев в виде длинных и узких тел.

«Трещинные» коры широко распространены на многих массивах Урала, Казахстана и других районов, но масштаб их проявления за небольшими исключениями невелик. Обычно они прослеживаются в длину на 300—500 м и глубину до 150 м. Наиболее крупная трещинная кора отмечена на уже выработанном Аккермановском месторождении (Южный Урал), где ее длина около 5 км и глубина залегания более 300 м. Отчетливая вертикальная зональность в данном типе коры отсутствует, но замечена закономерная смена охр подзоной разложенных и измененных серпентинитов и переход последних в слабоизмененные и свежие серпентиниты.

К линейно-контактовым корам относятся древние коры выветривания, сформированные на контактах серпентинитовых массивов с вмещающими некарбонатными породами — сланцами, гнейсами, амфиболитами, габбро, диоритами и гранитами. Подобный вид коры изучался на Липовском месторождении (Средний Урал), приуроченном к брахисинклинальной складке на контакте ультраосновных пород с мраморами мурзинской свиты. На месторождении широко развита верхнетриасовая кора выветривания палеозойских пород. Ультраосновные породы Липовского массива пространственно обособлены в виде нескольких серпентинитовых тел с максимальной длиной до 3 км. Ультраосновные тела массива сложены дунитами, перидотитами и пироксенитами на 5—10 % и апогарцбургитовыми серпентинитами на 90—95 %. Сульфидная минерализация в ультрабазитах представлена пирротином, пентландитом и халькопиритом, которые в дальнейшем замещаются валлеритом, бравоитом, миллеритом и марказитом. Наблюдаются также хромшпинелиды и магнетит, который, замещая пентландит, сам замещается по трещинкам гидроокислами железа. По содержанию рудных включений преобладают сульфиды, затем магнетит и хромшпинелиды. На месторождении выделяются контактово-карстовый, карстовый, контактово-трещинный и контактовый подтипы. Наиболее распространены контактово-карстовый и карстовый подтипы, менее — контактово-трещинный и контактовый.

Контактово-трещинный подтип линейной коры выветривания сложен элювиальными продуктами выветривания серпентинитов, среди которых (снизу вверх) выделяются подзоны дезинтегрированных выщелоченных, нонтронитизированных серпентинитов и зона охр по серпентинитам. Рудоносными являются зона охр по серпентинитам и подзона нонтронитизированных серпентинитов. Контактовый подтип линейной коры выветривания на месторождении подобно контактово-трещинному также представлен элювием серпентинитов и имеет аналогичные геохимические подзоны. Рудоносны в контактовом подтипе охры и нонтронитизированные серпентиниты.

Форма рудных тел, их размеры и изменчивость по содержанию никеля зависят от принадлежности руд к тому или иному подтипу

кор выветривания. Рудные тела коры выветривания имеют клино-, пило- и боченкообразную столбовую и гнездовую формы. Они не выдержаны как по содержанию никеля, так и по мощности.

Контактово-карстовые и карстовые рудные залежи образованы карстовым материалом, представляющим собой делювий и пролювий переотложенных продуктов коры выветривания (рис. 18). Возраст уральских никеленосных кор выветривания позднетриасовый.

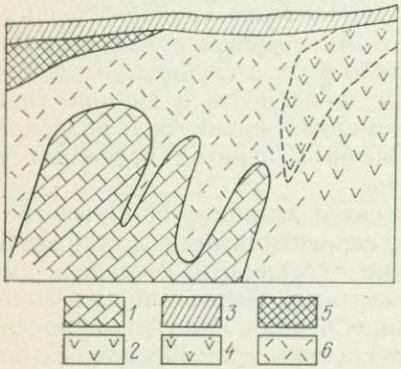


Рис. 18. Схематический разрез силикатно-никелевого месторождения, приуроченного к коре выветривания контактово-карстового типа.

1 — известняки; *2* — серпентиниты; *3* — песчано-глинистые отложения мезозоя; *4* — нонтронитовые глины; *5* — кремнистые породы; *6* — карстовые образования серпентинитового и тальк-хлоритового состава с участками силикатно-никелевого обогащения

Крупные по запасам месторождения силикатного никеля известны в различных районах Кубы. Плащеобразные рудные залежи в провинции Ориенте прослеживаются на десятки километров; в районе Маяри-Баракоа никеленосная эоценовая кора выветривания серпентинитов занимает площадь более 3000 км². Мощность рудных залежей 20—35 м. Содержание никеля в рудах 0,8—1,4 %, кобальта — в среднем около 0,1 %. В Доминиканской Республике никеленосные коры выветривания расположены в районе оз. Сейбо, где рудные залежи мощностью до 15 м содержат 1,55 % никеля. Запасы их превышают 100 млн. т. В Гватемале месторождения никеля установлены в окрестностях оз. Исабаль с запасами руды около 100 млн. т при содержании никеля 1,35 %. В Новой Каледонии никеленосные коры мощностью до 150 м распространены на площади 6000—7000 км². Возраст коры выветривания эоценовый. Мощность разрабатываемых богатых залежей 1,8—9 м с содержанием никеля 1,5—2,8 и нередко 3—5 %. Общие запасы никеля в Новой Каледонии оцениваются в 26 млн. т. В Индонезии наиболее крупное месторождение Малили имеет запасы 370 млн. т руды при содержании никеля 0,9 %. Запасы эксплуатируемого месторождения Памалеа оцениваются в 45 млн. т руды с содержанием никеля 1,5 %. На Филиппинах силикатные руды никеля известны на о-ве Минданао (запасы 166 млн. т руды, содержание никеля 1,29 % и кобальта 0,06 %); на о-вах Палаван (142 млн. т руды, содержание никеля 1,39 % и кобальта 0,12 %) и Лусон. Месторождения силикатного никеля установлены также на о-ве Мадагаскар (район Марамаша), в Греции (район Ларимпа), в США (месторождение Риддл), в Бразилии, КНР, Японии, Албании.

Месторождения марганца

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.).

Небольшие месторождения марганца формации коры выветривания известны и в Советском Союзе. Но 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 окисные, карбонатные или силикатные марганцевые руды. Устанавливаются три периода максимального марганцевого рудонакопления: палеогеновый (олигоценовый), позднедевонский и позднепротерозойский. Марганцевые руды позднего протерозоя широко распространены на древних щитах Индии, Южной Америки и Африки. Промышленные месторождения марганца позднедевонского времени известны лишь в Центральном Казахстане, рудопроявления марганца встречаются более широко вдоль всего Урала, на Алтае и в Средней Азии. Олигоценовая эпоха марганценакопления наиболее продуктивна на территории СССР. Пояс марганцевых месторождений протягивается от Болгарии, через юг Украины, Кавказ и далее к Мангышлаку.

Остаточные месторождения

Окисленные карбонатные руды широко проявлены на Урале, в Западной Сибири, других регионах и характеризуются рыхлостью и высоким содержанием фосфора. По сравнению с первичными рудами они обогащены марганцем и водой за счет удаления углекислоты при выветривании карбонатных руд. 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 лишь по физическим свойствам: силикатные окисленные руды компактны и кусковаты, а карбонатные — рыхлы. Ниже типичных окисленных руд расположены полуокисленные руды и оруденелые породы, представленные силикатами марганца, окрашенными в результате тонкой пигментации гидроокислами марганца в черный цвет, и внешне очень похожие на полностью окисленные руды. Содержание в них марганца доходит до 25 % и редко больше, а кремнезема составляет свыше 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 Усинского месторождения в Кузнецком Ала-Тау, многочисленные рудопроявления Присаянья и Красноярского края (Аргинское, Сейбинское, Мазульское, Талмалыкское, Уватская группа), Улутелякское и другие на западном склоне Урала, Марсятское и Полуночное на Северном Урале и Примагнитогорская группа на Южном Урале. На нижнекембрийском Усинском месторождении псиломелан-пиролюзитовые марганцевые образования коры выветривания родохрозитовых и марганцево-кальцитовых руд, марганцовистых известняков и сланцев имеют мощность до 80 м. Содержание марганца в коре выветривания повышается до 35 % в сравнении с первичными рудами (20 %). Аналогично повышается содержание марганца в псиломелан-пиролюзит-лимонитовых рудах Мазульского месторождения. Если в первичных рудах содержание марганца 18—20 %, то в рудах марганцевых элювиальных залежей оно повышается до 48 %. Количество запасов руды, наоборот, уменьшается от окисных к первичным зонам месторождений. Возраст марганцеворудных кор выветривания обычно соответствует общим этапам и эпохам корообразования. Предполагается, например, что олигоценовые рудные пласты Никопольского и Чиатурского месторождений были окислены в миоценовое время.

Рудопроявления марганца, связанные с олигоценовыми корами выветривания на обогащенных марганцем породах, известны в Тургайском прогибе, на Урале, Камчатке, в Алтае-Саянской области (Дурновское месторождение), Центральном Казахстане (Караджальское, Больше-Ктайское и другие месторождения). Корообразование и, соответственно, формирование месторождений марганца датируются поздним триасом. К этой же эпохе корообразования относятся элювиальные марганцевые руды Хощеватского месторождения, проявленные на марганцовистых кристаллических известняках архея Украинского щита. Марганцевые коры выветривания мощностью до 30—50 м развиты на марганцевых и железо-марганцевых рудах месторождений Ушкатынской группы в Атасуйском рудном районе Центрального Казахстана (рис. 19, 20). В приповерхностной зоне выветривания марганцевые руды Ушкатынских месторождений отчасти разрыхлены, в них отмечены гидроокислы марганца и пиролюзит.

За рубежом марганцеворудные коры выветривания известны в ЮАР в районе г. Постмасбурга, где марганцевые руды, развитые по марганецсодержащим доломитам трансваальской системы в виде двух полос плащеобразных залежей шириной до 15 км, прослеживаются с перерывами на 75 км при мощности окисленных руд от 0,9 до 35 м. Руды сложены ситапаритом, браунитом, пиролюзитом, псиломеланом, диаспором, баритом и гаусманитом. Содержание марганца в руде 30—55 %. Запасы оцениваются в 60 млн. т. Крупное месторождение латеритовых марганцевых руд (Моанди) разрабатывается в Габоне. Аналогичные месторождения известны в Камеруне и Египте (Ум Богма). В последние годы начата эксплуатация остаточного месторождения марганца в Верхней Вольте, в районе Там-

бао с общими запасами руд 15 млн. т. Окисленные руды (содержание марганца 52 %) залегают на первичных карбонатных рудах с содержанием Mn от 35 от 50 %. В Западной Австралии разведаны залежи остаточных низкокачественных железо-марганцевых руд в

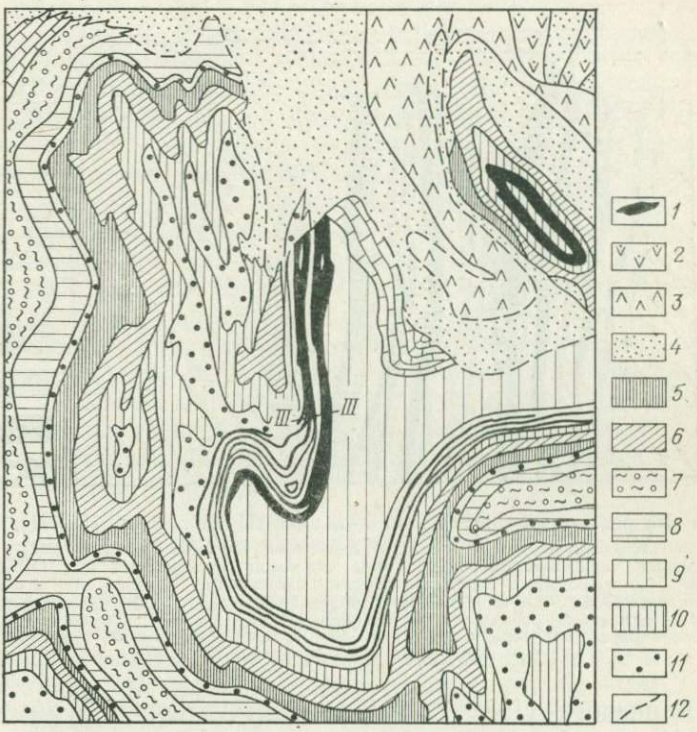


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Ушкатынского рудного поля.

1 — железо-марганцевые руды; *2* — порфириты базальтовые (D_2tr); *3* — трахилипаритовые порфиры (D_3ds); *4* — алевролиты (D_3dr); *5* — глинисто-кремнистые карбонатные породы ($D_3fm_1C_{3-4}$); *6* — глинисто-кремнистые карбонатные породы ($D_3fm_1c_5$); *7* — глинисто-карбонатные породы (D_3fm_1c); *8* — глинисто-кремнистые известковистые породы (D_3fm_2b); *9* — известняки серые (D_3fm_2Q); *10* — терригенно-карбонатные отложения (D_3fm_2); *11* — известняки серые (D_3fm_1b); *12* — разрывные нарушения

районе Рейнен-Хиллз, запасы которых оцениваются в 60 млн. т со средним содержанием марганца 17—30 %. Марганцеворудная кора выветривания сформировалась на железо-марганцевых сланцах.

Другое месторождение в Австралии Гроте-Эйландт располагается на одноименном острове в заливе Карпентария на северном побережье материка. Месторождение уникальное по запасам и качеству руд. Достаточно сказать, что ежегодная добыча руды составляет около 4,5 млн. т. Окисная марганцевая минерализация приурочена к нижнемеловым слоям Малламена (пески, глины, марганценосный мергель), заключающим пласт окислов марганца, который протягивается на 22 км при ширине 6 км. В собственно элювиаль-

ных накоплениях, расположенных над рудным слоем, развиты окисные соединения марганца — продукты переработки нижележащих образований. Среди окисных минералов преобладают литиофорит, пиролюзит, криптомелан, псиломелан, тодорокит и др., т. е. все минералы, типичные для латеритного выветривания. По мнению

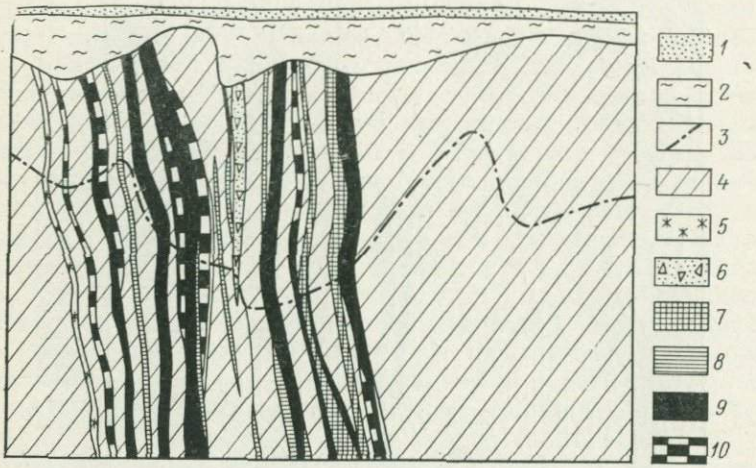


Рис. 20. Разрез по месторождению Ушкатын-III (по линии III—III, рис. 19).

1 — кварцевые эоловые пески, супеси (Q); *2* — глины, пестроокрашенные (MZ_3); *3* — нижняя граница древней коры выветривания и зоны окисления марганцевых руд (MZ_1); девонские образования: *4* — темно-серые глинисто-кремнисто-известковые породы; *5* — красноцветные и сероцветные известняки; *6* — миндалекаменные порфириты; *7* — руды с содержанием железа 20—30 %; *8* — оруденелые породы с содержанием железа до 20 %; *9* — богатые марганцевые руды с содержанием марганца более 12 %; *10* — бедные марганцевые руды с содержанием марганца 5—12 % и Fe до 20 %

И. М. Варенцова (1982 г.), руды месторождения Гроте-Эйландт представляют собой локально переотложенные продукты глубокого окисления коры выветривания по нижнемеловым марганценосным глинам и мергелям слоев Малламена, содержащим значительное количество карбонатов марганца. Тропическое выветривание происходило в начале третичного времени. Накопление продуктов окисления сопровождалось (в последующее время) локальным переотложением криптомеланового материала. Остаточные марганцевые месторождения Мату-Гросу, Байя и Минас-Жерайс (Бразилия) — это окисленные руды, образовавшиеся от выветривания кристаллических железистых пород, содержащих родохрозит, тефроит, родонит, спессартин.

На о. Куба в провинции Ориенте известно остаточное месторождение марганцевых руд, сформированное в результате выветривания подстилающих марганецсодержащих пород и представляющее собой покров мощностью 9—30 м, перекрытый маломощными наносами. Среднее содержание Mn в добываемых рудах 18—20 %, но после обогащения и агломерации повышается в концентрате до 52 %. Крупные месторождения коры выветривания по спессартин- и родонитсодержащим архейским кристаллическим сланцам гондитовой се-

рии известны в Индии (Орисса, Бомбей, Бир, Мадрас, Бихар). Руды представлены пиролюзитом, псиломеланом, браунитом и дают до 70 % всей добычи Индии. Содержание марганца в лучших сортах свыше 50 %, а иногда доходит до 56 %.

Зоны окисления

Месторождения окисного марганца образуются также при выветривании марганецсодержащих сульфидных месторождений, т. е. в типичных зонах окисления. Особенно это характерно для месторождений, содержащих карбонаты марганца. Так, крупное жильное месторождение меди в районе Бьютт (США), содержащее в зоне окисления (до 100 м) наряду с медными и другими минералами в небольшом количестве родохрозит и родонит, перекрыто марганцевой шляпой, развитой за счет выветривания карбонатов марганца.

Коры выветривания Урала, Европы, как пишет Н. М. Страхов, служили источником сноса марганца для многочисленных марганцевых осадочных месторождений. Примеры таких месторождений: нижнепалеогеновые руды Марсятского, Полуночного, Юркинского месторождений на Урале, многочисленные мелкие месторождения Европы, Рейнских сланцевых гор, Эйфеля, плоскогорья Альп и др.; небольшие месторождения подобного рода известны также в Испании, Болгарии, Турции, Марокко.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

Элювиальные россыпи алмазов формируются главным образом на кимберлитовых трубках и реже дайках и силлах, выходящих на дневную поверхность или перекрытых маломощным плащом осадочных отложений. По форме они повторяют очертания кимберлитовых тел. Важное практическое значение имеют также элювиальные россыпи, развитые на терригенных породах (конгломератах, гравелитистых песчаниках и др.), являющихся вторичными коллекторами алмазов, а в некоторых алмазоносных районах мира — объектами добычи этого ценного минерала [20].

Элювиальные россыпи на кимберлитах

Добыча алмазов из кимберлитов в большинстве случаев начинается с отработки коры выветривания — «желтой» и «синей» («голубой») земли (рис. 21). Большинство элювиальных россыпей в настоящее время отработано и практический интерес имеют только коры выветривания на трубках, открытых в последние годы. Желтая земля представляет собой нацело разложенный кимберлит, превращенный в глинистую желтоватую до красной пятнистую породу, пропитанную карбонатами кальция, магния, гидроокислами железа и содержащую кристаллы алмаза, пиропа, хромдиопсида, пикроильменита, чешуйки слюд и незначительное число других минералов, устойчивых к воздействиям процессов выветривания. Глубина распространения желтой земли на кимберлитовых трубках не превы-

шает 45—60 м. С глубиной желтая земля постепенно переходит в темно-коричневую «ржавую» землю, а затем в синюю, которая представлена глинисто-дресвянистыми продуктами выветривания кимберлитов с сохранившейся структурой материнских пород. Кроме алмаза, синяя земля содержит различные посторонние включения; псевдоморфозы серпентина по оливину, флогопит, пикроильменит, пироп, хромдиопсид и энстатит. Глубина распространения синей земли изменяется в широких пределах. Так, на трубке «Вессельтон» в Южной Африке она прослежена до глубины 330 м, а на трубке «Хицберли» до 1200 м.

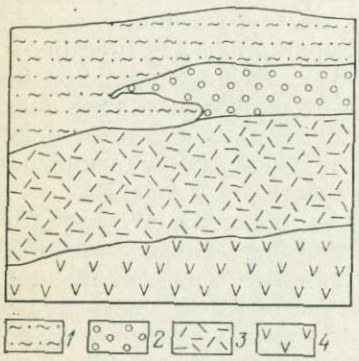


Рис. 21. Зоны коры выветривания кимберлитовых трубок (схематический разрез).

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

Кимберлитовые трубки располагаются одиночными телами или образуют группу близко стоящих тел. Размеры трубок в плане варьируются в самых широких пределах: от первых метров до 1,5 км^2. Форма кимберлитовых трубок разнообразная, но обычно это округлые изометричные тела. Падение стенок трубок, как правило, крутое. Возраст кимберлитового магматизма в различных регионах неодинаков (табл. 19).

Далеко не все кимберлитовые трубки алмазоносны. Из общего числа кимберлитовых месторождений во всем мире (около 1200) промышленные концентрации алмазов отмечаются только у 10 %. Величина алмазов в кимберлитах изменяется от микроскопических зерен до кристаллов массой в сотни и тысячи каратов. В природе алмаз встречается как в виде отдельных хорошо образованных монокристаллов, их сростков и обломков, так и в виде зернистых кристаллических агрегатов. Качество алмазов в кимберлитах изменяется в широких пределах: от идеально прозрачных и равномерно окрашенных кристаллов совершенной формы до непрозрачных камней неправильной формы или их обломков, трещиноватых, с разнообразными включениями. Для каждой кимберлитовой трубки типичны кристаллы с определенными свойствами. Более того, алмазы каждой группы кимберлитовых тел в каждом районе также характеризуются специфическими особенностями — физическими свойствами (крупностью, цветом и др.), морфологией, сортностью и другими признаками.

Содержание алмазов в кимберлитах обычно составляет десятые и сотые доли карата на 1 м^3 породы, повышаясь иногда до 15 кар/м^3. В коре выветривания кимберлитовых трубок алмазов обычно больше, чем в материнских 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 алмаза повышается в 4—6 раз.

Иногда в элювиальных россыпях, развитых на алмазоносных кимберлитах, содержания алмазов достигают 300 кар/м³. Наряду с кимберлитами и их корой выветривания, выходящими на дневную поверхность, известны погребенные элювиальные россыпи некоторых кимберлитовых трубок Якутии, Южной Африки, Танзании и Индии, перекрытые осадочными и вулканическими породами.

Таблица 19

Эпохи кимберлитового магматизма

Возраст	СССР		Африка	Бразилия	США	Индия	Австралия
	Якутия	Урал					
Мел-палеогеновый	+		+	+	+	+	
Позднетриасовый	+		++				
Палеозойский:							
поздний	+				+		+
средний		++	+				
ранний		++		++	++	++	
Докембрийский			++			++	

Примечание. + — кимберлитовые трубки; ++ — алмазоносные конгломераты.

Африка. Алмазоносные районы континента расположены в тропической гумидной зоне и представляют собой преимущественно расчлененный в той или иной степени пенеплен с несколькими поверхностями выравнивания. Особенно благоприятны для формирования элювиальных россыпей и мощных кор выветривания районы на границе саванн и тропического леса, где сезонность климата (смена периодов дождей на засушливое время) способствует интенсивному корообразованию. Общая мощность коры выветривания кимберлитов в Африке достигает 200—350 м и более. Основные алмазоносные районы Африки находятся в западной, центральной и южной ее частях.

Западноафриканский район занимает площадь в несколько тысяч квадратных километров, в пределах Либерийского щита, сложенного преимущественно гранитоидами верхнего архея. Здесь выделяются две алмазоносные провинции: Ганская — с месторождениями алмазов протерозойского возраста и Гвинейская — с месторождениями преимущественно позднемезозойского возраста.

Кимберлитовые трубки Ганской провинции расположены в восточной части Леоно-Либерийского массива в зоне сочленения с Вольтской впадиной.

Месторождения Гвинейской провинции приурочены к северо-западной части этого массива, образованного архейскими и нижнепротерозойскими магматическими и метаморфическими породами. В восточной и южной частях ее территории обнажаются архейские и нижнепротерозойские осадочно-метаморфические и изверженные породы. Среднепротерозойские отложения представлены конгломератами типа тарквайских на востоке и песчаниками Табане на западе. По мнению Б. М. Михайлова, конгломераты, возможно, являются про-

межуточным коллектором части гвинейских алмазов. На западе провинции широко развиты палеозойские осадочные породы, прорванные на многих участках долеритами. Кимберлиты, по-видимому, наиболее молодые изверженные породы в Лесной Гвинее. Местами они прорывают долериты, внедрившиеся в раннем мезозое.

Кора выветривания проявлена в регионе широко и мощность ее на некоторых участках до 100 м и более. Мощность коры выветривания зависит от относительных отметок поверхности кимберлитовых тел. В депрессиях (долинах рек и др.) мощность коры минимальная, на водоразделах она достигает 60—70 м. Содержание алмазов в элювиальных россыпях неравномерное — от сотых долей до 20 кар/м³.

Хорошо изучена алмазоносная кора выветривания кимберлитовой трубки «Бонанкоро-2», расположенной в пределах Бонанкоро-Ферубинской площади. По данным Г. В. Козлова, трубка залегает в гранито-гнейсах на площади около 1 га. Мощность коры выветривания 45 м, в том числе желтой земли 5 м и голубой — 40 м. Для месторождения характерны ювелирные и фильерные камни (23—59 %). Кимберлитовая брекчия, выполняющая трубку, состоит на 70—80 % из обломков гранито-гнейсов, кимберлитов различных фаз внедрения, долеритов, серпентинизированного оливина и на 20—30 % из связующей серпентин-флогопитовой массы с включениями пиропа, пикроильменита и моноклинного пироксена. Переход от хардебанка к голубой земле довольно резкий. Желтая земля представлена бесструктурным глинистым материалом ржаво-желтого и коричневого цвета. Переход от голубой земли к желтой также резкий, в интервале 1—2 м.

В Центральной Африке добыча алмазов в Заире производится на двух алмазоносных площадях, расположенных в 500 км одна от другой: площадь Лубилаш в районе г. Мбужи-Майн (Бакванга) в провинции Восточное Касаи и площадь Касаи с центром добычи в г. Чикапа в провинции Западное Касаи. Основная добыча алмазов в стране сосредоточена на площади Лубилаш, где разрабатываются как элювиальные и аллювиальные россыпи, так и кимберлитовые руды.

Главнейшие месторождения алмазов Анголы находятся на севере страны на площади Лунда — в бассейнах рек Чикапа, Луачима, Чиумбе и др. Вторая по значимости площадь отмечена в бассейне р. Кубанго. Элювиальные россыпи на кимберлитовых телах и верхнемеловых конгломератах разрабатываются на площади Лунда.

На территории Танзании известно более 200 кимберлитовых трубок, даек и жил, а также связанных с ними небольших алмазоносных элювиальных россыпей. Основная добыча алмазов в стране производится на крупнейшей в Африке кимберлитовой трубке «Мвадуи», расположенной в 30 км к северо-востоку от г. Шиньянга. Вмещающими трубку породами являются архейские граниты, форма трубки воронкообразная, площадь кимберлитового тела у дневной поверхности около 1,5 км. Первичные кимберлитовые породы вскрыты на глубине 360 м. Среднее содержание в них алмазов 0,1—0,14 кар/м³. На кимберлитах залегают выветрелые слоистые туфы, содержание алмазов в которых 0,18—0,28 кар/т. Выше расположена

кимберлит-гранитная брекчия, которая в свою очередь перекрыта продуктами сноса с бортов трубки. В центральной части трубки мощность брекчии 180—200 м, а ближе к краям она уменьшается до 100 м. Содержание алмазов в брекчии 0,14 кар/т. Добыча алмазов велась на трубке на двух участках — горных отводах. На одном из них разрабатывались выветрелые кимберлитовые туфы, на другом — элювиальные и делювиальные россыпи на бортах трубки. Отработка элювиальных образований, выполнявших верхние горизонты трубки «Мвадуи», имела важное промышленное значение. Содержание алмазов с глубиной на месторождении несколько снижается. Так, в 1966 г., по данным В. О. Ружицкого, отрабатывался горизонт со средним содержанием алмазов 0,28 карт/т, в 1967 г. — 0,26 кар/т, в 1968 г. — 0,20 кар/т, в 1969 г. — 0,215 кар/т, в 1970 г. — 0,201 кар/т.

Элювиальная и рядом расположенная делювиальная россыпи разрабатывались на трубке «Мабуки» (A. F. Williams), находящейся в 50 км южнее оз. Виктория. Трубка, размером 370×290 м, залегает в метаморфических серицитовых сланцах. Кимберлит богат ксенолитами как вмещающих, так и родственных пород. На глубине около 30 м и выше кимберлитовая брекчия переходит в желтую, еще глубже — в синюю землю мощностью 20 м. Трубка «Мабуки» по строению аналогична трубке «Мвадуи». В центральной части кратера обнажаются брекчии (фангломераты) мощностью около 10 м, сложенные щебенкой из окружающих трубку серицитовых сланцев, сцементированной карбонатами и песчано-глинистым материалом. Содержание алмазов в брекчии (нижний горизонт) не превышало 0,25 кар/м³. Под брекчией располагается желтая земля, пропитанная гипергенным карбонатом и обогащенная алмазами (0,1—0,2 кар/м³). Средняя величина камней 1—1,5 кар, но был найден кристалл, весивший 53 кар. Содержание алмазов в самих кимберлитах не более 0,02 кар/м³ (в пределах 0,008—0,01 кар/т). Обогащение алмазов в коре выветривания трубки произошло за счет резкого уменьшения объемной массы кимберлита, в процессе выветривания и выноса кремнезема, магния, щелочей. Обогащение алмазами брекчии объясняется размывом и переотложением верхних горизонтов желтой земли трубки «Мабуки». Всего в элювиальной россыпи трубки «Мабуки» было добыто около 100 тыс. каратов алмазов.

В Южной Африке месторождения алмазов размещаются в пределах Южно-Африканского щита, сложенного архейскими метаморфизованными породами системы Свазиленд и древними гранитами (3—3,4 млрд. лет). Среди раннепротерозойских образований, слагающих фундамент щита, выделяются системы — Витватерсранд, в конгломератах которой известны алмазы, золото и уран, Вентерсдорп, Трансвааль и Бушвельдский интрузивный комплекс (1950± ±50 млн. лет). Докембрийские породы по западной и восточной окраинам щита выступают в виде нагорий высотой до 1800 м. Северная и центральная части щита высотой до 950 м представляют собой внутреннее пустынное плато, образованное морскими и континентальными осадками кайнозоя (формация калахари). Осадочные и изверженные породы формации карру (верхний карбон —

нижняя юра) распространены к югу от р. Оранжевая. Широкое развитие в пределах Южно-Африканского щита имеют разновозрастные граниты, долериты, андезито-базальты, карбонатиты, кимберлиты и другие породы.

Кора выветривания присутствует практически на всех кимберлитовых трубках Южной Африки, и алмазоносный элювий этих трубок отрабатывался повсеместно на ранних этапах эксплуатационных работ. Глубина распространения желтой земли на кимберлитовых трубках Южной Африки не превышает 45—50 м и составляет, по данным О. Штутцера (в м): на трубке «Кимберлей» 22, «Премьер» 12; «Робертс Виктор» 47; «Ягерсофонтейн» 20; ЛЭС 12, «Фоорспед» 32; «Нью-Клонд» 27; «Кофифонтейн» 23; «Эбенхецер» 23.

Глубина залегания синей земли варьируется в широких пределах. Так, на трубке «Вессельтон» она прослежена до глубины 330 м, на трубке «Де-Бирс» синяя земля переходит в хардебанк лишь на глубине 600 м, на трубке «Ягерсфонтейн» на глубине 150 м синяя земля пересечена жилой твердого кимберлита. Светлая синяя земля трубки «Кофифонтейн» прослеживается на глубину более 110 м.

Впервые элювиальные россыпи алмазов были обнаружены на трубке «Кимберлей». Алмазы были найдены в рыхлых поверхностных отложениях, которые легко разрабатывались. Предполагалось, что подстилающий их известковый слой соответствует коренным породам речных галечников. Старатели исследовали залегающую ниже желтоватую землю и обнаружили, что она даже богаче алмазами, чем поверхностный слой. Эта желтая земля представляла собой в значительной мере разложенный материал и поэтому легко подвергалась разработке и обогащению. Приблизительно в 15—18 м ниже поверхности она переходила в значительно более твердую породу, которая из-за своей окраски получила название «синей земли». Оказалось, что эта порода тоже содержит алмазы. В свежем виде синяя земля — это твердая и компактная порода, но на поверхности она быстро разрушается; желтая земля — это просто разложенная синяя земля. Вначале из синей земли драгоценные алмазы специально не выбирались. Ее насыпали на расчищенные от кустарника участки земли толстым слоем и ждали, когда она разложится в естественных условиях до глинистого состояния. К концу 1883 г. глубина дна карьера на руднике Кимберлей достигла приблизительно 122 м. Пройденная здесь шахта углубилась более чем на 1200 м, но признаков истощения синей земли отмечено не было.

Богатая элювиальная россыпь была открыта в 1960 г. на трубке «Финч» в ЮАР (рис. 22). Месторождение находится к западу от г. Кимберли, в северной части Капской провинции. В 1964 г. началась опытная отработка элювия трубки, давшая хорошие результаты. Содержание алмазов в верхних горизонтах трубки составляло 52 кар/т при соотношении ювелирных алмазов к техническим 1 : 3. Форма трубки «Финч» почти круглая, до глубины 300 м стенки трубки почти вертикальные. Породы, вмещающие трубку, до глубины 135 м представлены кристаллическими сланцами, которые подстилаются доломитами. В верхней части трубки желтая земля сильно разубожена вмещающими породами и хотя содержит алмазы, но

является некондиционной для обогащения. Тем не менее вскрышные породы складировались в отвалы для переработки в будущем. На глубине 30—60 м трубка заполнена кондиционной желтой землей, с увеличением глубины постепенно переходящей в голубую породу.

Америка. В Северной Америке известны кимберлитовые месторождения алмазов в шт. Арканзас (США). Наиболее крупная алма-

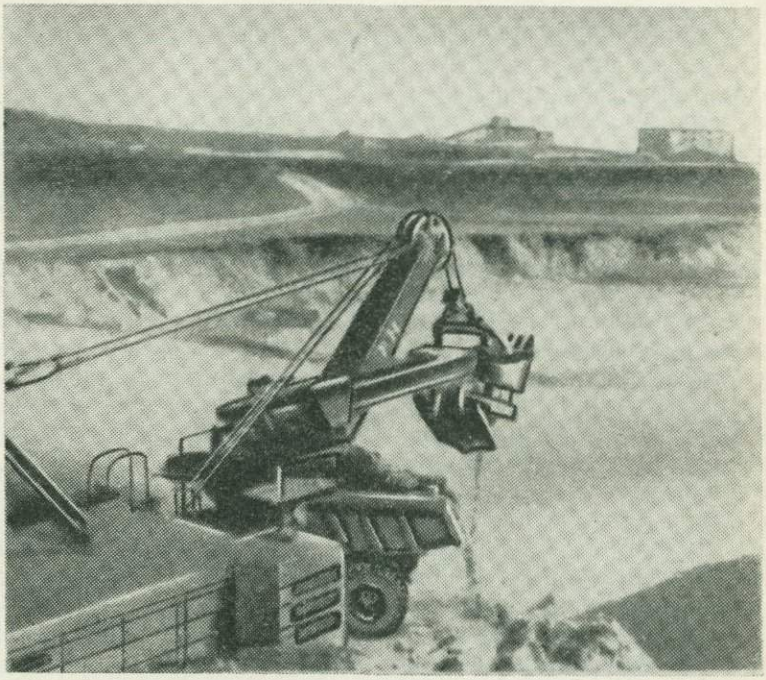


Рис. 22. Карьер в коре выветривания (зона желтой земли) трубки «Финч» (фото Е. П. Шеерова).

зоносная кимберлитовая трубка находится в устье ручья Прерий, при впадении его в р. Малая Миссури. В строении трубки выделяются собственно кимберлиты, «вулканическая брекчия» и «мелкозернистая брекчия и туф». Кимберлит в свежем виде сложен плотной черно-зеленой породой с вкрапленниками серпентинизированного оливина. Структура породы порфировая. Основная масса кимберлита состоит из флогопита, авгита, магнетита, перовскита и серпентина. Включения в кимберлите представлены обломками (до 10 см) серпентинитового и гиперстенового состава, а также ксенолитами вмещающих пород. Вулканическая брекчия имеет пирокластическую структуру и включает обломки кимберлитов, сланцев и других вмещающих пород. В коре выветривания брекчий выделяются желтая и синяя или зеленая земли. В тяжелой фракции минералов синей земли установлены гематит, лимонит, кварц, барит, магнетит, хромит, шорломит, альмандин, пироп, пирит, диопсид и эпидот.

Туфы имеют аналогичный минеральный состав и пирокластическую структуру и отличаются от вулканической брекчии лишь размерами зерен (меньше 1 мм). Содержание алмазов в коренных кимберлитах невелико, тем не менее в двадцатых годах нашего столетия они добывались из вулканической брекчии и частично из собственно кимберлита. Значительное обогащение алмазами отмечалось в элювии трубки. Возраст коры выветривания предположительно эоценовый.

В Южной Америке, на долю которой приходится примерно 2 % мировой добычи алмазов (без СССР), промышленные месторождения находятся в Бразилии, Венесуэле и Гайане.

Элювиальные россыпи в Бразилии известны на метаморфизованных докембрийских породах — филлитах (район Диамантина в шт. Минас-Жерайс), представляющих собой сланцеватую серицитизированную и каолинизированную изверженную породу с многочисленными обломками вмещающих ее пород. Филлиты встречаются в виде пластовых и секущих даек, жил незначительной мощности, образующих линейно вытянутые зоны среди докембрийских кварцитов и песчаников серии итаколуми. Первичный характер филлитов до настоящего времени не установлен, содержание алмазов в них низкое.

Азия. Элювиальные россыпи алмазов, развитые на кимберлитовых трубках Индии, большого практического значения не имеют и все сведения об алмазоносных корах ограничиваются площадью Вайра-Карур (Южная Индия).

Источники россыпей алмазов этой площади — две трубки (1 и 2) вблизи Вайра-Карур и две (3 и 4) около Латтаварама (Satyanarayana P., Phadtare P. N.). Трубка 3 расположена в 1 км к востоку от с. Латтаварам. Форма ее почковидная, размер 75×25 м с длинной осью, вытянутой в северо-западном направлении. В приповерхностной части она выполнена мягкой и рыхлой элювиальной породой бледного сине-зеленого цвета. Структура породы порфировая. Во вкрапленниках: серпентинизированный оливин, энстатит, плагиоклаз и гранат. Имеются включения, представленные диопсидом, темно-красным гранатом с небольшим количеством оливина, бесцветного граната и плагиоклаза (эклогит?). Гранат часто содержит включения пироксена и оливина. Основная масса породы зеленовато-синяя, сложена стеклом, карбонатами, флогопитом, хлоритом, серпентинитом, иддингситом и окислами железа. Встречаются редкие и мелкие обломки вмещающих пород.

Восточная Сибирь. Все кимберлитовые месторождения алмазов и приуроченные к ним элювиальные россыпи в СССР расположены в пределах восточной части Сибирской платформы. Фундамент платформы слагают кристаллические породы архея (различные гнейсы и кристаллические сланцы), обнажающиеся в сводовых частях Анабарского и Оленекского поднятий. По периферии Анабарской антеклизы на архейских породах залегают терригенные образования и доломиты синия, являющиеся вмещающими породами для кимберлитовых тел. Карбонатные и терригенные отложения кембрийского возраста занимают значительную площадь Анабарской антеклизы, а осадочные породы ордовика — обширную территорию на юго-западе

региона. Нижне- и верхнепермские карбонатно-терригенные отложения отмечены в Предверхоянском прогибе и на северной окраине платформы, где в разрезе осадочных пород появляются туфы, туфопесчаники и лавы. В восточной части Оленекско-Вилюйского водораздела установлены алмазоносные конгломераты. В Далдын-Алакитском районе пермские углистые сланцы, песчаники и алевролиты перекрывают кимберлитовые трубки. В нижних горизонтах пермских отложений в маломощных прослоях гравелитов содержатся пироп, пикроильменит и мелкие обломки разрушенного кимберлита, что свидетельствует о размыве кимберлитового тела в пермское время. Триасовые терригенные отложения незначительно проявлены в Предверхоянском прогибе и на восточной окраине Тунгусской синеклизы. К нижнему триасу относятся туфы, траппы и другие вулканические породы, расположенные в бассейне среднего течения Вилюя, на северной окраине Анабарской антеклизы и в Центральной части Тунгусской синеклизы.

Юрские континентальные и прибрежно-морские фации широко распространены в восточной части Сибирской платформы. На Оленекском поднятии кимберлиты перекрываются глинисто-алевритовыми породами нижней юры. Широко развиты в регионе и меловые отложения, представленные континентальными угленосными образованиями и морскими глинисто-алевритовыми породами. Делювиально-аллювиальные и озерные пески, галечники и глины палеогена и неогена размещены локально и в отдельных районах в небольшом количестве содержат алмазы. Магматические породы в пределах Якутской алмазоносной провинции представлены всеми генетическими типами — от ультракислых до ультращелочных и ультраосновных в широком возрастном диапазоне — от архея до палеогена. Элювиальные россыпи алмаза и коренные его месторождения в подавляющем случае приурочены к породам кимберлитовой фации щелочно-ультраосновной формации среднего палеозоя и мезозоя. Наиболее широко кимберлитовый магматизм проявлен в Анабаро-Оленекской антеклизе и в меньшей степени на Алданской антеклизе. Размещаются кимберлитовые тела преимущественно в пределах центральной части, на северо-востоке и юге Якутской алмазоносной провинции на площади распространения карбонатных осадков силура, ордовика, кембрия и синия. По данным Г. В. Францессон, среди всех известных в пределах Якутии районов кимберлитового вулканизма нет ни одного, где бы располагалось меньше 7—10 кимберлитовых тел, что характерно также для Африканской и других алмазоносных провинций мира. Алмазоносные районы приурочены к зонам сочленения положительных и отрицательных структур (поднятий и впадин) платформенного чехла и фундамента. Главным фактором размещения алмазоносных кимберлитов и их элювиальных россыпей считается наличие зон региональных глубинных разломов и разрывных диагональных оперяющих нарушений. Ф. Ф. Брахфогель и В. В. Ковальский выделяют три этапа проявления кимберлитового магматизма, которые увязываются с заложением крупных геологических структур: позднедевонский — раннекарбоновый, средне-позднетриасовый и позднемеловой. Кимберлитовые трубки взрыва в пла-

не имеют округлую изометричную форму, иногда в верхней части наблюдается воронкообразное расширение. Интрузивные тела (дайки, штоки) полностью сложены кимберлитом, эксплозивные — кимберлитовой брекчией. В интрузивных кимберлитах алмазы почти всегда отсутствуют.

Существовавшее ранее общепринятое предположение о генетической связи траппового и кимберлитового магм не подтвердилось материалами последних лет. Максимальные проявления траппового и кимберлитового магматизма пространственно разобщены. В пределах Тунгусской синеклизы — районе максимального проявления траппового магматизма — кимберлиты не установлены. Локализация отдельных групп трубок с интенсивными проявлениями траппового вулканизма объясняется стыком двух разнородных структур и наличием глубинных разломов, достигавших не только базальтической, но и перидотитовой оболочек Земли.

Определяющую роль в тектоническом контроле размещения кимберлитовых тел играют дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле, являющиеся отражением глубинных разломов фундамента или смещенных относительно них, но имеющих с ними канальную связь, а также приуроченность кимберлитовых тел к наиболее ослабленным частям крупных отрицательных элементов платформы. Так, в Далдынском районе кимберлитовые тела приурочены к субширотным разрывным нарушениям в осадочном чехле или располагаются в непосредственной близости от них.

В пределах Якутской алмазоносной провинции выделяется пять алмазоносных районов: Мало-Ботуобинский, Далдын-Алакитский, Северо-Западный, Оленекский и Молодинский, совпадающих по площади со структурами второго порядка — антеклизами, синеклизами и передовыми прогибами [24].

Допермская кора выветривания (D_3—C_1) установлена на кимберлитовых трубках «Сытыканской», «Айхал», «Восток», «Победа» и др. в Далдыно-Алакитском районе, где по данным И. С. Рожкова, как сами кимберлиты, так и развитый на них элювий перекрыты терригенными отложениями верхнего палеозоя и траппами пермо-триасового возраста. В свою очередь трубки прорывают породы кембрия и нижнего ордовика. Формирование трубок этого района происходило до раннего карбона. Поэтому корообразование на кимберлитах могло возникнуть лишь в позднем девоне — раннем карбоне. Трубки взрыва этого района в основном выполнены кимберлитовым туфом и кимберлитовой брекчией. Ксенолиты траппов в них отсутствуют. На всех трубках сохранились только нижние горизонты коры выветривания, верхние же были размыты в позднепермское время. Зона дезинтеграции кимберлитов на всю глубину профиля выветривания осталась неизученной. Древний элювий кимберлитов трубки «Сытыканская» вскрыт на глубине 86—86,5 м и представлен интенсивно выветрелой, вязкой породой грязновато-серого цвета. Перекрывают элювий сланцы, песчаники, алевролиты и долериты пермского возраста. Структура кимберлитов в верхних частях коры выветривания выражена плохо, из первичных минералов сохранились хлоритизированная слюда и мелкие зерна пикроильменита; вторичные минералы представлены

магнетитом, образующим густую мелкую вкрапленность по трещинкам. Ниже до глубины 94 м сильно выветрелый кимберлит зеленовато-серого цвета становится более плотным. Крупные зерна пиропа интенсивно выветрены и местами нацело замещены вторичными минералами. На глубине 94 м зеленовато-серый кимберлит имеет уже более плотное строение, структура его выражена более четко.

Мощность рыхлого элювия трубки «Сытыканская» достигает 10 м и более (вдоль контактов). Переход от не затронутого выветриванием кимберлита к выветрелому постепенный, четкая зональность не отмечается. Общая мощность сохранившейся коры выветривания, видимо, достигает 35—40 м. Минеральный состав выветрелых кимберлитов (класс +0,25 мм) в нижних горизонтах коры выветривания представлен магнетитом, ильменитом, пиропом, гематитом, моноклинным пироксеном, выветрелыми обломками кимберлитовой брекчии, флогопитом и хлоритом.

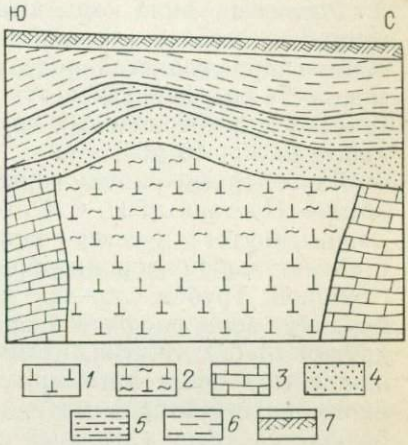


Рис. 34. Схематический геологический разрез через кимберлитовую трубку.

1 — кимберлитовая брекчия; *2* — кора выветривания кимберлитовых пород; *3* — карбонатные породы нижнего ордовика, вмещающие трубку; отложения укугутской свиты: *4* — нижняя пачка, *5* — верхняя; *6* — отложения плинсбахского яруса; *7* — современные делювиальные отложения

Позднетриасовые элювиальные россыпи в Мало-Ботуобинском районе установлены на трубках «Мир», «Амакинская», «XXIII съезда КПСС» (рис. 23) и др. Позднетриасовая кора выветривания в этом районе образовалась в условиях теплого гумидного климата, мощность ее до размыва превышала 80 м. В составе коры выветривания осадочных пород, вмещающих кимберлиты, преобладают гидрослюды и каолинит, что позволяет предполагать о развитии в позднетриасовое время коры каолинитового профиля. Возраст позднетриасового корообразования на кимберлитовых трубках определяется достаточно убедительно на примере коры выветривания трубки «Таежная», перекрытой юрскими отложениями. В 1,5 км от трубки «Мир» известна доюрская кора выветривания на карбонатных породах, перекрытая алмазоносными отложениями рэт-лейаса (ирелляхская толща). Таким образом доказывается, что формированию нижнеюрских алмазоносных отложений предшествовала эпоха выветривания кимберлитов, затем их частичный размыв и концентрация алмазов в ирелляхской толще.

В настоящее время сохранились лишь нижние горизонты коры выветривания, развитой на трубках. По данным И. С. Рожкова, в районе трубки «Мир» глубина среза 200—350 м, в Далдыно-Алакитском районе 250—500 м. Далее на север (трубка «Обнаженная») глубина среза достигает 1500—2000 м.

Образования коры выветривания кимберлитов чаще всего представлены глинисто-дресвянистыми породами грязно-зеленого, серого или желтого цвета, в состав которых входят глинистые минералы, гидрослюды, хлориты и гидроокислы железа, обломки кимберлитов и ксенолитов вмещающих пород и устойчивые к выветриванию минералы (алмаз, пироп, пикроильменит, хромдиопсид, циркон, оливин).

Разрез профиля коры выветривания состоит из монтмориллонит-гидрослюдистой и дресвяно-щебенистой подзон. Верхняя монтмориллонит-гидрослюдистая подзона распространена ограниченно. Общая мощность сохранившейся позднетриасовой коры выветривания алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии не превышает 20 м, редко достигая 30—40 м.

Характерный разрез коры выветривания был изучен на трубке «Мир». По данным И. С. Рожкова, в плане трубка имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении, а в разрезе представляет собой воронкообразное тело, постепенно сужающееся с глубиной. Трубка сложена крупнообломочной эруптивной брекчией. Верхние зоны профиля коры выветривания трубки «Мир», как и других трубок Якутии, размыты. До глубины 6 м кимберлиты превращены в зеленовато-серо-желтую дресвянистую породу с сохранившейся структурой материнских пород. В интервале 6—14 м наблюдается крупноглыбовый с дресвой горизонт, с глубины 12—14 м дезинтеграция кимберлитов уменьшается и на глубине 20—30 м и более породы сложены плотной кимберлитовой брекчией.

Первичные породообразующие минералы в коре выветривания практически отсутствуют и представлены гипергенными разностями. Наряду с обломками пород в дресвянистых классах присутствуют отдельные зерна ильменита со следами лейкоксенизации и лимонитизации: округлые трещиноватые зерна пиропа буровато-красного и сиреневого цвета часто с остатками темно-зеленой келифитовой оболочки кальцита и гидроокислами железа, развитыми по трещинкам, округлые пседоморфозы серпентина по оливину, пластинки буро-

Таблица 20

Изменение минерального состава тяжелой фракции в коре выветривания кимберлита (в %)

Минералы	Слабовыветренный кимберлит	Элювий с глубины 0,6—2 м
Ильменит	0,75	1,7
Пироп	0,51	1,0
Хромдиопсид	0,1	0,04
Лейкоксен	—	0,04
Гидроокислы железа	—	0,072
Магнетит	0,34	0,5
Оливин	Зн.	—
Пирит	0,34	—
Выход тяжелой фракции	2,04	2,85

зеленой гидрослюды, агрегаты зерен лимонита и кальцита. Сравнение минерального состава выветренного и слабо затронутого выветриванием кимберлита показывает обогащение в зоне коры выветривания устойчивыми к выветриванию минералами (табл. 20). Содержание алмазов в элювии неравномерное как по площади, так и по разрезу. Преобладают в основном мелкие кристаллы.

Интенсивное развитие коры выветривания наблюдается и на Анабарском массиве в Северо-Западном районе. Кора выветривания здесь перекрыта среднеплейстоценовыми илами. Возраст ее принимается как эоценовый. Для трубок этого района характерна кора выветривания, сходная с корой на трубке «Сытыканская», где широко проявлены процессы монтмориллонитизации серпентина. На кимберлитоподобных породах дайковых тел при незначительном развитии монтмориллонита широко распространены минералы гидрослюд.

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 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 (штаты Мату-Гросу, Гояс и Байя) и третичных или плейстоценовых конгломератах Диамантис, представляющих собой отложения временных потоков на поверхности древнего основания. Содержание алмазов в россыпях 0,5—1 кар/м^3. Около 90 % кристаллов относятся к ювелирным сортам. В штабе Байя добываются также карбонадо.

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

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

В Африке 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. Кроме алмазов в элювии содержались: ставролит, кианит, корунд (в том числе рубин и сапфир), турмалин, гранат, циркон, топаз и хризоберилл (N. C. Bariow).

Оригинальные элювиальные образования, развитые на древних алмазоносных галечниках, были открыты еще в 1926 г. на юго-западе пров. 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 третичное и плейстоценовое время древние

реки оставили аллювий в виде узких лентообразных пятен шириной до 150 м. Промышленное значение имели карстовые воронки, заполненные алмазоносными галечниками, и останцы галечников, лежащих прямо на плато. Галечники плохо сортированы, сложены они в основном гальками кремнистых пород, сцементированными красной глинистой массой. Мощность галечников достигает 10 м и более. У поверхности цементирующий гальку материал приобретает буроватую окраску, а выше нацело латеритизируется, обогащаясь окислами железа и марганца. Содержание алмазов в галечниках невелико, но в элювии повышается до 20 кар/м^3. По данным В. С. Соболева, для алмазоносных галечников характерно почти полное отсутствие типичных кимберлитовых минералов. Алмазы весьма разнообразны по своим физическим свойствам и качеству. В отличие от алмазов современных рек, в древних галечниках преобладают мелкие камни и осколки. Богатая элювиальная россыпь на древних галечниках разрабатывалась на месторождени Трезир-Тров-Еландс-Путте-Риктелааste. Верхний метровый горизонт галечников был обогащен алмазами и с высокой рентабельностью разрабатывался старателями. Имеются сведения о выветренных алмазоносных ледниковых конгломератах (тиллитах) серии Двайка месторождения Ван-Зуген у Клипдама в Южной Африке.

В Заире в провинции Восточной Касаи алмазоносная кора выветривания развита на мезозойских конгломератах (серии Кванго). В геологическом строении района участвуют верхнепротерозойские осадочные породы системы Бушимае — известняки, доломиты, песчаники, сланцы. С угловым несогласием они перекрываются толщей меловых песчаников с прослоями аргиллитов. Верхний горизонт этой толщи сложен алмазоносными верхнемеловыми континентальными конгломератами и песчаниками серии Кванго, заполняющими древние долины, врезанные в докембрийские известняки и песчаники. Алмазоносный элювий конгломератов серии Кванго прослеживается по берегам р. Бушимае и ее притока р. Кенши. Содержание алмазов в элювии достигало 1000 кар/м^3.

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

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

Алмазсодержащие конгломераты серии Тортия позднепротерозойского возраста и приуроченные к ним элювиальные россыпи разрабатываются в республике Берег Слоновой Кости на площади Тортия и в районе Сегела. На площади Тортия, расположенной в бассейнах рек Бондама и Бу, в 90 км южнее г. Корхого элювиальные россыпи залегают на линзах древних конгломератов, заключенных в грубозернистых аркозовых песчаниках. Мощность линз 0,5—5 м. Содержание алмазов в элювии 0,34 кар/м^3.

В Австралии алмазоносная кора выветривания эоценового возраста развита на докембрийских алмазоносных конгломератах в север-

ной части массива Пилбара и на юго-восточной окраине Западно-Австралийского щита.

Алмазоносный элювий на древних терригенных породах установлен на Урале, где вдоль одного его склона прослеживаются переслаивающиеся конгломераты, гравелиты, песчаники и глинистые сланцы такатинской свиты, к выходам которых пространственно приурочены алмазоносные россыпи западного алмазоносного пояса. Породы такатинской свиты относятся к низам эйфельского яруса девона и залегают с угловым несогласием на коре выветривания (мощностью до 3,5 м) карбонатных пород колчимской свиты силура и низьвенской свиты протерозоя. Мощность такатинской свиты в разных районах колеблется от первых метров до 150—200 м. Верхняя граница такатинских отложений связана постепенным переходом с ваняшкинскими отложениями, которые местами размыты и на которых трансгрессивно залегают яйвенские отложения эйфельского яруса.

Преобладание песчано-глинистого материала в породах свиты говорит о том, что ее формирование произошло за счет размыва коры выветривания более древних кластогенных пород. Алмазоносность такатинских пород подтверждается не только пространственной приуроченностью к ним современных россыпей, но и непосредственными находками алмазов в терригенных породах. Содержание алмазов в такатинских конгломератах и гравелитах на некоторых участках достигает промышленных концентраций. В отдельных районах, где такатинские отложения обогащены алмазами, элювий этих пород — источник поступления алмазов в аллювий современных рек Урала, т. е. промежуточный коллектор. Площадная каолинит-гидрослюдистая верхнетриасовая кора выветривания развита на всех породах региона, в том числе и на такатинских отложениях. В долинах рек кора выветривания сохранилась лишь участками в карманах, западинах, карстовых полостях. В одном из районов Урала зона дезинтегрированных кварц-полевошпатовых такатинских песчаников, превращенных в песок того же состава, имеет мощность 20—25 м и более. На север по простиранию такатинских пород верхние песчанистые горизонты такатинской свиты размыты и на дневной поверхности вскрыты грубозернистые фации. Наиболее высокие содержания алмазов приурочены к конгломератам нижних и средних горизонтов этой свиты. Вверх по разрезу алмазоносность убывает и, как установлено, песчаные разности коры выветривания такатинской свиты алмазов не содержат. Конгломераты и гравелиты не образуют сплошных пластов, а представляют собой линзообразные залежи. Именно с такими грубозернистыми фациями и связаны скопления алмазов, чем отчасти и объясняется неравномерная концентрация алмазов по простиранию алмазоносного пояса и на отдельных его участках. Процессы выветривания терригенных пород проявлены достаточно полно — от начальных стадий локальной дезинтеграции отдельных слоев до полной расцементации пород по всему разрезу такатинских отложений, которые выражены русловыми и пойменными фациями с косой слоистостью. Состав гальки конгломератов: песчаник (67—68 %), кварц (30 %), кремень (2—3 %). Песчаник

представлен кварц-полевошпатовыми, кварцевыми, глауконитовыми разностями. Полевой шпат серицитизирован. Тяжелая фракция минералов состоит (в %) из циркона 68,2; рутила 3,5; лейкоксена 14,4; хромита 10,4; турмалина 2,3; анатаза 0,9. В четвертичные россыпи алмазы в основном попадали не из верхнетриасового элювия такатинских терригенных пород, а прошли более сложный многоступенчатый путь через разновозрастные промежуточные коллекторы. Полная палеогеографическая картина для всех промежуточных коллекторов алмазов пока не ясна. Имеющийся фактический материал позволяет восстановить лишь отдельные эпизоды из этой истории. По простиранию такатинских отложений установлен ряд эрозионных депрессий. Депрессии заполнены домиоценовыми и миоценовыми алмазоносными продуктами перемыва коры выветривания такатинских пород (глина каолинит-гидрослюдистого состава, выветрелая галька кварца и глыбы пород такатинской свиты). Происхождение осадков пролювиально-делювиальное. Перекрываются переотложенные продукты коры выветривания плиоценовыми и четвертичными осадками. Алмазоносными являются также продукты переотложения такатинских пород, заполняющих карстовые воронки в доломитах колчимской свиты.

Таким образом, намечается следующая схема транспортировки алмазов алмазоносного пояса Урала из первоисточников в современные россыпи: кимберлиты→элювий кимберлитов (D_1)→терригенные породы такатинской свиты (D^1_2)→элювий (D_3→C_v→T_3)→домиоценовые и миоценовые пролювиально-делювиальные отложения→дочетвертичные россыпи террас верхнего комплекса→четвертичные россыпи. Естественно, что, пройдя такой долгий и сложный путь через многократное химическое выветривание и механическую транспортировку, парагенетические спутники алмаза (пироп и хромдиопсид) были полностью разрушены еще в начале пути, а пикроильменит смешался с ильменитом иного генезиса. Поэтому эти минералы и не обнаруживаются в современных россыпях и промежуточных коллекторах Уральской алмазоносной провинции.

В Якутии алмазоносность элювия карбон-пермских, нижнепермских континентальных отложений отмечена в Оленекско-Вилюйском водоразделе. Алмазы, пироп и пикроильменит содержатся в алмазоносных конгломератах, залегающих на глинах коры выветривания карбонатных пород ордовика, силура или девона. Мощность конгломератов небольшая. В западном направлении конгломераты постепенно сменяются породами более мелкозернистых фаций. Гальки конгломератов представлены кремнистыми породами и эффузивами. Наибольшие содержания минералов тяжелой фракции и алмазов приурочены к элювию крупногалечных конгломератов. Алмазоносная кора выветривания конгломератов — промежуточный коллектор алмазов, питает ими все реки, размывающие карбон-пермские отложения. Содержание алмазов в россыпях низкое.

Алмазоносный элювий, развитый на континентальных отложениях рэт-лейаса, проявлен на площади, примыкающей к трубке «Мир». Рэт-лейасовые отложения здесь выполняют доюрские депрессии и залегают на коре выветривания карбонатных пород нижнего ордо-

вика. Отложения переслаиваются алевритами, глинами бурого и серого цвета и бурого угля с прослоями гравийно-галечного и щебенистого материала, содержащего алмазы, пикроильменит и пироп. Алмазоносный элювий установлен на участке в западной части депрессии, в пределах которой выявлены два алмазоносных горизонта: нижний, приплотиковый, и верхний, залегающий среди песчано-алевритовых глин. Элювий на участке представляет собой выветренные рэт-лейасовые алевритисто-глинистые породы, превращенные в суглинки и пески ржаво-буро-желто-серой окраски. Алмазы в нем распределяются неравномерно. Элювий рэт-лейасовых пород, видимо, представляет собой реликты древней коры выветривания. Алмазоносный элювий юрских терригенных пород отмечен в Молодо-Сюнгююдинском районе. Маломощные элювиальные отложения этого района широко распространены на водоразделах.

В элювиальных образованиях верхнеюрских прибрежно-морских конгломератов наряду с алмазами отмечены и их парагенетические спутники — пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид. Линейно вытянутая в субмеридиональном направлении элювиальная россыпь, развитая на прибрежно-морских верхнеюрских алмазоносных конгломератах, изучена Н. О. Аржаковым в одном из районов Приверхоянского прогиба. Маломощный элювий конгломератов сложен галечно-гравийно-песчаным материалом. Содержание алмазов и их спутников в элювии выше по сравнению с невыветрелыми конгломератами. В составе тяжелой фракции элювия конгломератов определяется пироп (15—30 %), ильменит (до 40 %), хромдиопсид.

В заключение следует подчеркнуть:

1. Промышленные элювиальные россыпи алмазов формируются на кимберлитовых трубках и значительных по площади пластовых телах конгломератов, гравелитов и др.

2. Если сравнить вертикальный профиль сибирских трубок с африканскими, где повсеместно установлены: желтая, синяя земля и хардебанк, то следует отметить, что желтая земля на сибирских трубках практически отсутствует, она повсеместно размыта, и мы имеем дело с нижними горизонтами синей земли и дресвяно-щебенистой подзоной.

3. При поисках новых кимберлитовых трубок, покрытых корой выветривания, следует учитывать, что пироп, хромдиопсид и оливин в средних и верхних зонах коры выветривания трубок неустойчивы в процессах выветривания. Этот фактор необходимо учитывать при поисковых работах, ибо в связи с отсутствием этих минералов в элювии, можно сделать ложные выводы при пироповой съемке и шлиховом анализе, т. е. может быть «забракован» «безрудный» элювий кимберлитовой трубки, в котором не окажется пиропа, хромдиопсида и оливина.

4. Минеральный состав зернистых классов элювия кимберлитов качественно и количественно отличается от минерального состава материнских пород. Число акцессорных минералов, устойчивых к процессам выветривания, относительно увеличивается в коре выветривания. Следует учитывать, что содержание минералов тяжелой

фракции в элювии различных трубок может резко изменяться (0,2—7,9 %). Кроме того концентрация минералов может быть неравномерной как по площади, так и по разрезу в коренных кимберлитах и соответственно в коре выветривания.

5. Миграция химических элементов в коре выветривания выражается отчетливо. Выносятся кремнезем, щелочи, магний. Накапливаются глинозем, титан, окись железа, хром, никель, кобальт, ниобий.

6. Существенные изменения в содержании и распределении алмазов в элювии иногда могут быть не заметны, в связи с неравномерным их распределением в коренных кимберлитах. Тем не менее в зрелой коре выветривания происходит непременное ее обогащение алмазами по сравнению с субстратом в несколько раз.

7. В корах выветривания алмазы могут находиться весьма длительное время: десятки—сотни миллионов лет. Например, на Урале верхнетриасовая кора выветривания была перекрыта осадочными породами или просто не размывалась вплоть до миоцена, т. е. она была законсервирована приблизительно 100—130 млн. лет. Следует учитывать также, что кора выветривания представляет собой весьма активную химическую среду, характеризующуюся сменой щелочного и кислотного режимов, резким изменением температур, 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 форма травления) объясняется не механическим воздействием на алмазы в процессе их транспортировки, а является следствием длительного пребывания алмазов в химически активной среде коры выветривания. В этом случае некоторые поисковые критерии требуют критической переоценки.

В промежуточных коллекторах алмазов — палеозойских терригенных породах, сформировавшихся за счет переотложенного материала древних кор выветривания, парагенетические спутники алмаза (пироп, хромдиопсид, оливин и пикроильменит) обычно не обнаруживаются. В нижних зонах коры выветривания пироп, хромдиопсид и оливин интенсивно выветриваются и полностью разрушаются. Пикроильменит, хотя и устойчив к агентам выветривания, но, смешиваясь в терригенных породах с обыкновенным ильменитом, трудно диагностируется. Терригенные породы со временем так же подвергаются корообразованию, в процессе которого разлагаются ранее сохранившиеся единичные зерна хромдиопсида, перовскита и пиропа. Именно поэтому на Урале в аллювии современных рек не обнаруживаются минералы-спутники алмаза. Отсутствие парагенетических спутников алмаза в уральских аллювиальных россыпях говорит о том, что алмазы поступали в эти россыпи не прямо из эродированных кимберлитовых трубок, а прошли через этапы их длительного

пребывания в химически активной среде коры выветривания и были нацело выветрены и разрушены.

В нижних горизонтах коры выветривания кимберлитов пироп и реже хромдиопсид частично сохраняются от выветривания и при размыве элювия поступают в промежуточные коллекторы и аллювиальные отложения современных рек. Этим и объясняется наличие пиропа и хромдиопсида в Якутских алмазоносных реках и их отсутствие в аллювии рек Урала.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Элювиальные россыпи

Элювиальные россыпи цветных камней обычно невелики по площади (исключая коры выветривания траппов), но поскольку рудные тела часто сближены в пространстве, то отдельные 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 [12]. 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 на Изумрудных копях (Урал) 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 зонально- и пятнистоокрашенные сердолики, что наблюдается в миоценовых отложениях под Магнитогорском.

Горный хрусталь, морион и дымчатый кварц. Месторождения кристаллического кварца связаны с пегматитовыми и кварцевыми жилами и минерализованными зонами различной протяженности, приуроченными к кварц-полевошпатовым породам, богатым натрием (гранитоиды и метаморфические породы). Друзы и щетки горного хрусталя, мориона и дымчатого кварца образуются в миароловых пустотах, камерах, гнездах и минерализованных трещинах в приповерхностных частях материнских тел. При формировании коры выветривания эти минералы остаются in situ, будучи заключенными в глинисто-гидрослюдистой массе, или несколько перемещаются по склону. Такие элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи известны на Украине, в Мугоджарах, на Южном и Среднем Урале. За рубежом элювиальные россыпи кристаллического кварца разрабатываются уже много лет в Бразилии. По сравнению с месторождениями украинских пегматитов, содержащих кристаллы горного хрусталя, пегматиты и россыпи Бразилии относительно бедны прозрачными кристаллами. Известны хрусталеносные элювиальные россыпи и в КНР. Наиболее важное промышленное значение имеют россыпи, связанные с хрусталеносными пегматитами. Размеры таких пегмати-

тов различны, от небольших шлиров (2—3 м по наибольшему измерению) до крупных тел (50—80 м в поперечнике). Скопления драгоценных минералов приурочены к полостям в теле пегматита, размеры которых варьируют в широких пределах: от мелких занорышей до крупных погребов или камер, длиной 10—20 м и объемом в несколько десятков кубических метров.

Небольшие пегматитовые тела обычно имеют одну хрусталеносную полость. В крупных пегматитовых телах часто наблюдается несколько полостей. Главные минералы хрусталеносных пегматитов микроклин и кварц в различных его модификациях, в подчиненном количестве встречаются альбит, олигоклаз и биотит. Минералы, определяющие геохимическую характеристику пегматита, представлены топазом, бериллом, ортитом, литиевыми слюдами и флюоритом. Кристаллизуются они в полостях вместе с горным хрусталем и морионом. Наряду с кварцем, пегматиты могут иметь практический интерес как важный источник добычи драгоценных камней — крупных прозрачных кристаллов топаза и аквамарина, а также минералов редких элементов.

Кварц в пегматитах обычно представлен пьезооптическим морионом, кондиционные кристаллы которого могут весить до 1000 кг, реже практический интерес имеют горный хрусталь и раухтопаз. По данным Е. Я. Киевленко [11], на Украине элювиальные россыпи пьезооптического кварца образуются при выветривании мориононосных занорышевых пегматитов. Пегматиты содержат гнезда и погреба с кристаллами горного хрусталя, мориона, дымчатого и бесцветного кварца, топаза и других минералов. Такие месторождения находятся в северо-западной части Украинского кристаллического щита среди протерозойских интрузивных пород Коростеньского плутона. Его центральная часть сложена крупным габбро-лабрадоритовым массивом, окруженным более молодыми гранитоидами и сиенитами. Гранитоиды сложены биотит-амфиболовыми рапакиви и их разновидностью — овоидными гранитами.

Вдоль контакта с лабрадоритами и габбро-норитами в рапакививидных гранитах широкой полосой располагаются внутриинтрузивные миаролово-камерные микроклиновые пегматиты, содержащие полости—камеры, выполненные кристаллами мориона, дымчатого и бесцветного кварца и топаза. Пегматиты имеют изометричную форму и концентрическое зональное строение с блоками полевого шпата, кварца и занорышами. Занорыши обычно приурочены к центральным частям пегматитовых жил, при выветривании которых кварц, морион и топаз остаются в рыхлой массе, состоящей из нацело каолинизированного полевого шпата, серицита и гидрослюд. Первоначальный объем и структура пегматитов и минерализованных занорышей при этом сохраняются. В регионе выделяются два пегматитовых поля: северное и южное. Пегматитовые тела северного поля имеют линзо- и жилообразую форму, а южного поля — штоков различных размеров. Характерная особенность промышленных пегматитовых тел — их зональное строение. От периферии к центру в пегматитах выделяются зоны: графическая, пегматитовая, полевошпатовая, кварцевая и друзовая. Друзовая зона представляет собой полость — камеру

(рис. 24). Масса отдельных кристаллов кварца достигает иногда 10 т, а кристаллов топаза до 10 кг и более. Каолинит-гидрослюдистая кора выветривания раннемезозойского возраста имеет в регионе площадное распространение. На участках развития пегматитовых тел, выветривание проявляется более интенсивно и глубоко, поэтому

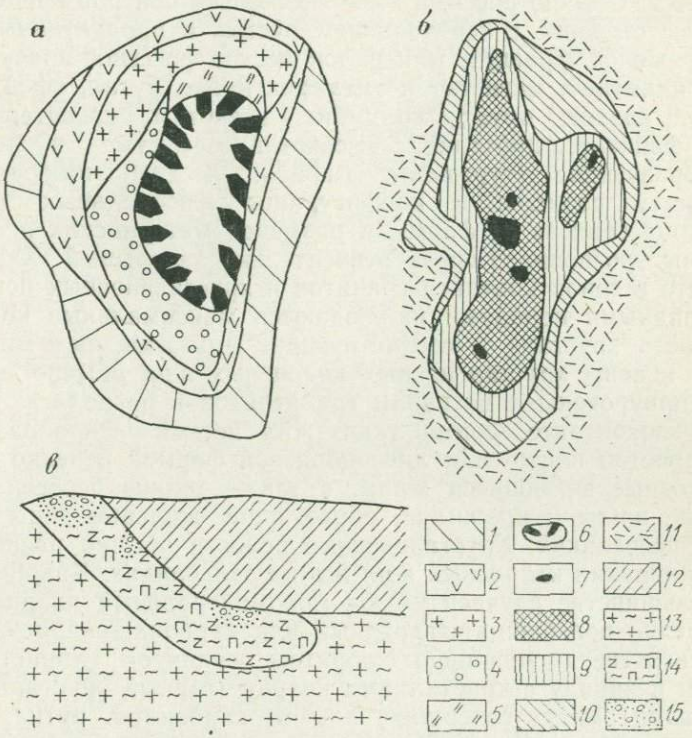


Рис. 24. Схема строения миаролово-камерного пегматита (*а*), план (*б*) и разрез (*в*), образующейся за счет него элювиальной россыпи.

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

для элювиальных россыпей характерны повышенные мощности за счет ее увеличения в местах депрессионных понижений в рельефе фундамента. Такие участки имеют неправильные изометричные и вытянутые формы, совпадающие с направлением пегматитовых тел. При выветривании пегматитов, устойчивые в условиях корообразования кварц, топаз и другие минералы образуют концентрированные скопления в каолинит-гидрослюдистой массе (бассейн р. Ирши). В процессе денудации коры выветривания и частичного смыва глинистых образований кварц концентрируется на ее поверхности, незначительно рассеиваясь в сторону от занорышей (не более первых метров). Перекрывается кора выветривания разнозернистыми квар-

цевыми песками полтавской свиты олигоцена и четвертичными суглинками мощностью 2—20 м. Верхние горизонты коры выветривания обычно обогащены.

При максимальной концентрации кристаллы и обломки кварца лежат сплошным слоем. От центра к краям россыпи содержание резко понижается. Обычно россыпь имеет несколько центров концентрации и сложное строение с чередованием пустых и продуктивных участков. В тяжелой фракции минералов песков россыпи присутствуют: циркон, ильменит, магнетит и титаномагнетит, рутил, сфен, анатаз, флюорит, апатит, ортит, колумбит, ксенотим, касситерит, лейкоксен, фенакит, циртолит, высокоглиноземистые и некоторые породообразующие (турмалин, амфибол и др.) минералы. Продуктивность, размеры и конфигурация элювиальных россыпей пьезокварца зависят от формы и размеров материнских пегматитов и глубины эрозионного среза относительно занорышей. Характерно также, что в зонах контакта гранитов и хрусталеносных пегматитов с габброидными породами наблюдаются максимальные концентрации горного хрусталя и сопутствующих ему полезных минералов.

Поля и зоны хрусталеносных кварцевых жил обычно пространственно приурочены к массивам гранитоидов и располагаются в их эндо- и экзоконтакте. Форма таких жил весьма разнообразна. Наряду с простой плито- или линзообразной формой нередко встречаются сложные ветвящиеся жилы, а также тонкие пересекающиеся кварцевые жилы и прожилки, образующие жильные зоны в кварцитах и песчаниках. Хрусталеносные полости обычно расположены на выклинивании кварцевых жил и в их зальбандах. Кварцевые жилы в большинстве случаев имеют мономинеральный кварцевый состав и редко полевошпат-кварцевый или карбонат-кварцевый. Хрусталеносные гнезда заполнены хлоритом, серицитом, глинистыми минералами и наряду с кристаллами кварца (горный хрусталь и дымчатый кварц) могут содержать альбит, карбонаты, рутил, брукит, анатаз и турмалин. Крупные кристаллы кварца достигают по массе десятки и редко сотни килограммов.

На Урале хрусталеносные элювиальные россыпи, приуроченные к коре выветривания кварцевых жил и реже пегматитов и минерализованных трещин, залегают среди кварц-слюдистых сланцев. Ныне отработанные хрусталеносные кварцевые жилы содержали кристаллы и друзы горного хрусталя, дымчатого кварца и аметиста, а также рудные минералы — рутил , брукит, анатаз, магнетит и гематит.

Хрусталеносная минерализация установлена в Антарктиде в зоне дорифейского складчатого фундамента в западной части Земли Королевы Мод, где в элювиальных развалах некоторых пегматитовых тел содержатся обломки кристаллов горного хрусталя и мориона.

Топаз и берилл относительно устойчивы к процессам выветривания и накапливаются в корах выветривания топазо- и бериллоносных пегматитов, образуя элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи, известные на Украине, в Бразилии, США, Африке и на о. Мадагаскар, в Шри Ланка и Бирме. Выделяются несколько типов пег-

матитовых месторождений ювелирных бериллов и топаза, с которыми связаны элювиальные россыпи: миароловые альбит-микроклиновые (камерные — внутригранитные и занорышевые — в кровле гранитных массивов) и зональные альбит-микроклиновые и альбит-амазонит-микроклиновые и мелкополосчатые пегматиты. К собственно бериллоносным месторождениям относятся миаролоносные зональные микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом и лепидолит-клевеландитовым замещающим комплексом и мусковит-микроклиновые пегматиты без миароловых пустот.

В СССР основной источник добычи ювелирного топаза — миароловые (камерные) альбит-микроклиновые пегматиты полнодифференцированного строения.

Элювиальные россыпи дымчатого кварца и ювелирного топаза, приуроченные к коре выветривания камерных пегматитов, известны в США (штаты Нью-Гэмпшир и Колорадо). Зональные миароловые (мелкополостные) альбит-микроклиновые пегматиты обычно залегают на экзоконтакте гранитных интрузий с древними гнейсо-сланцевыми толщами и гораздо реже в их апикальных частях. Минерализованные полости располагаются наиболее часто в кварцевом ядре на границе его с блоковой зоной, а при отсутствии кварцевого ядра в блоковой или графической зонах. К месторождениям такого типа относятся полнодифференцированные пегматиты Бразилии, США (шт. Мэн) и о. Мадагаскар.

Большинство месторождений Бразилии находится на северо-востоке страны в штатах Минас-Жерайс и Параиба. Пегматитовые поля локализуются в докембрийских филлитах, полевошпат-слюдистых сланцах и кварцитах и генетически связаны с биотит-микроклиновыми среднепалеозойскими гранитами. Пегматиты представлены дайкообразными телами протяженностью до 1000 м в длину и мощностью до 50 м. Пегматиты полнодифференцированные, но занорыши в основном встречаются лишь в зоне кварцевого ядра. Пустоты выполнены кристаллами горного хрусталя, топаза, гелиодора, турмалина и аквамарина. Непрозрачные кристаллы берилла включены также в кварц и полевой шпат блоковой зоны. На пегматитах развита мощная кора выветривания, которая и является объектом разработки самоцветов.

Элювиальные топазовые россыпи другого типа отмечены в коре выветривания кварц-топазовых грейзенов. Топазы представлены кристаллами желтовато-красного и винно-желтого цвета, иногда прозрачными и бесцветными. При выветривании коренных пород топаз почти не поддается химическому изменению и обычно встречается в элювиальных россыпях в хорошо сохранившихся кристаллах вместе с кварцем и бериллом. Распространение топаза и берилла по зонам коры выветривания равномерное и содержание их даже в каолинитовой подзоне не понижается.

В США (шт. Мэн, округ Оксфорд) элювиальные россыпи берилла известны на месторождении Стоунхем Тауншин, сложенном интенсивно выветрившимися пегматитовыми жилами и линзами, залегающими в кристаллических сланцах с прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов. Кристаллы драгоценного берилла золотистой, жел-

той и зеленой окраски приурочены к кварцевому ядру пегматитов и иногда достигают весьма крупных размеров.

На о. Мадагаскар (месторождения Ифемпина, Анказобе, Анжакабонуана и др.) элювиальные россыпи топаза и берилла есть практически во всех районах развития миароловых пегматитов. Промышленный интерес имеют и некоторые микроклин-альбититовые пегматиты с клевеландит-лепидолитовым замещением. В элювии этих пегматитов концентрируются как редкометальные минералы, так и драгоценные камни: топаз, темно-синий и небесно-голубой аквамарин, ювелирный берилл, турмалин.

Аметист. Элювиальные россыпи — важный промышленный тип месторождения этого драгоценного камня. Представлены они древними корами выветривания аметистоносных базальтовых покровов (Бразилия, Уругвай), пегматитов Мадагаскара и района Мвакамбико в Зимбабве, где в гранитах и сиенитах отмечены многочисленные аметистовые жилы выполнения.

В Бразилии (шт. Риу-Гранди-ду-Сул) и Уругвае (департаменты Артигас, Сальто и др.) элювиальные россыпи, связанные с корой выветривания раннемезозойских базальтовых покровов трапповой формации располагаются в бассейне р. Параны, протягиваясь по границе Бразилии и Уругвая. Покровы имеют мощность около 800 м и залегают на огромной площади — до 4 млн. км². Скопления аметиста локализованы в верхних частях покровов миндалекаменных базальтов (мандельштейнов), выполняя в виде друз центральные части крупных миндалин и трещин отдельности. Стенки таких жеод и трещин также покрыты агатом и халцедоном. Мощность аметистоносной коры выветривания 25—35 м. Друзы аметиста порой достигают гигантских размеров (до 10×5×3 м, масса около 70 т).

Одно из крупнейших в мире месторождений аметиста — Мвакамбико в Зимбабве образовалось в минерализованных жильно-прожилковых зонах в гранитах. Месторождение приурочено к трещинной зоне, пересекающей микроклиновые граниты, щелочные сиениты и метаморфические породы. Аметист развит только в интрузивных породах, минерализованных гематитом и подвергшихся брекчированию и окварцеванию. Полости с аметистом и горным хрусталем связаны с кварцевыми жилами. В районе месторождения сформирована каолинитовая кора выветривания мощностью до 3 м. Элювиальные развалы кварц-аметистовых жил и являются главными объектами отработки. Ежегодно на месторождении из рыхлого поверхностного слоя выветрившихся микроклиновых гранитов добывалось от 3 до 11 т кристаллов аметиста. Вместе с аметистом извлекался и горный хрусталь. Только в 1961—1963 гг. здесь было добыто около 25 т аметиста.

Попутно с другими минералами аметисты могут добываться из элювия пегматитов. Аметист совместно с кристаллами полевого шпата, шерла, лепидолита и топаза выполняет в пегматитах полости, размер которых достигает 5×2×1 м. Подобные аметисты, обычно серовато-фиолетовой и грязно-фиолетовой окраски, извлекались при добыче дымчатого кварца на Уральских месторождениях. С выветриванием подобных пегматитов связывают россыпные месторождения

Бирмы, Мадагаскара и Шри Ланка, где аметист добывается с другими драгоценными камнями.

На Среднем Урале, в Мурзинском районе аметист из элювиальных россыпей служил объектом старательской отработки; на Южном и Приполярном Урале — добывался попутно с горным хрусталем.

Жадеит. Элювиальные россыпи имеют не меньшее практическое значение, чем его эндогенные месторождения. Более того, экономическая эффективность добычи элювиального жадеита на месторождениях Лево-Кечпельском на Полярном Урале и на Итмурундинском в Казахстане значительно выше, чем из коренных залежей этого поделочного камня.

Элювиально-делювиальные развалы жадеита Лево-Кечпельского месторождения концентрируются на склоне горы Пайер в районе северо-западного эндоконтакта раннепалеозойского гипербазитового массива, протягивающегося примерно на 200 км при ширине до 30 км.

Жадеитовые породы и альбиты образуют в рассланцованных ультраосновных породах жилы, неправильные и линзовидные тела, вытянутые в узкие и линейные зоны, которые по простиранию сменяются цепочкой жил лейкократовых габброидов. Тела жадеитов и жадеит-альбитовых пород контролируются зонами серпентинитов субширотного и северо-восточного простираний. С зонами серпентинитов субширотного направления связаны наиболее значительные жилы и соответственно элювиально-делювиальные развалы жадеитовых пород. Жильные тела, незначительные по длине, концентрируются в виде кулисообразных скоплений, при разрушении которых формируются элювиально-делювиальные россыпи площадью до 200××100 м^2.

Жадеиты присутствуют в жильных телах в виде прожилков и поверхностных корок мощностью до 3 см. Преобладает светлая и блеклая разновидность зернистой или брекчиевидной структуры, цвет минерала серый, бледно-зеленый.

Жадеитовые тела Итмурундинского месторождения в Казахстане залегают в Кентерлауском гипербазитовом массиве. Интрузив гипербазитов вытянут в северо-западном направлении; его длина около 30 км, ширина до 1,5 км. Он сложен хризотил-антигоритовыми серпентинитами, в которых хорошо выражены зоны дробления и рассланцевания и распространенные вдоль них крупночешуйчатые антигоритовые серпентиниты, в которых встречаются мономинеральные жадеитовые тела. Одна из крупнейших жадеитоносных зон находится в эндоконтакте массива и имеет протяженность более 400 м, при ширине до 40 м. В ее пределах выделяется серия жадеитовых тел, к которым и приурочены элювиально-делювиальные развалы жадеита. Форма тел линзовидная жило- и штокообразная. Площадь элювиальных развалов достигает 600 м^2. Многие тела целиком сложены мономинеральным мелко- и среднезернистым белым и серым жадеитом, который только в эндоконтактовых частях тел иногда замещен зеленым жадеитом, альбитом, анальцимом и натролитом. Крупные жадеитовые тела не имеют оторочек и отделены от вмещающих

серпентинитов тектоническими трещинами, вдоль которых развиты элювиальные глины с глыбами жадеитов и других местных пород.

Рубин и сапфир. Все промышленные месторождения этих минералов представлены россыпями, в том числе элювиальными, связанными с корами выветривания рубино- или сапфироносных горных пород. Одно из крупнейших таких месторождений известно в США в верховьях р. Джудит (приток Миссури) в округе Джудит-Бэсин (в 135 км к востоку от г. Хелина), шт. Монтана. Это месторождение Його-Галг — сапфироносная дайка щелочно-основных лампрофиров мончикит-камптонитового состава.

Дайка залегает в известняках и глинистых сланцах карбона. Длина ее по простиранию около 8 км, мощность 2,5—6 м, падение крутое. Выветривание затронуло лампрофиры до глубины 90 м. Нацело выветрелые породы отмечаются до глубины 20 м. В этой зоне кора выветривания сложена рыхлым зеленовато-серым песчано-глинистым и бурым глинистым материалом с чешуйками гидрослюды и реликтами материнских пород. Сапфиры, содержащиеся в коре выветривания, выражены ромбоэдрическими кристаллами прекрасного качества. Масса неограненных кристаллов сапфира 2—10 кар. По данным Е. Я. Киевленко, месторождение эксплуатировалось с 1886 по 1926 г. За этот период было извлечено около 2,5 млн. кар ювелирного и 14 млн. кар технического сапфира.

В Шри Ланка в период муссонов разбухшие реки несут с возвышенностей, покрытых корой выветривания, массу ила, а в нем сапфиры и изумруды, вымытые потоками воды из выветрелых скальных пород в центральной части острова. На равнинах скорость водных потоков резко падает, реки успокаиваются и драгоценные камни оседают на дно. Преобладают обычно мелкие, но высококачественные камни. Элювиально-делювиальные месторождения рубина, связанные с зонами развития магнезиальных скарнов, вытянутых вдоль даек гранитов в доломитизированных мраморах, известны в северной части Бирмы, а также в Таиланде и на востоке Афганистана. В элювиально-делювиальных россыпях, так называемых «бионах», наряду с рубином встречается благородная шпинель.

Светло-голубые или зеленые сапфиры установлены также в коре выветривания даек слюдисто-авгитовых андезитов, базальтов и ультраосновных пород в южных штатах США.

Многочисленные проявления сапфира и реже рубина в эоценовой коре выветривания, образованной на щелочных базальтах, известны в Бирме, Кампучии, Таиланде, Лаосе, на Мадагаскаре и в Австралии. Благородный корунд в этих проявлениях ассоциируется с гранатом, титаномагнетитом и ювелирным цирконом. При размыве сапфироносной коры выветривания речными потоками формируются богатые делювиальные и аллювиальные россыпи высококачественных сапфиров. На о. Шри Ланка в элювии встречаются многие разновидности сапфира: очень крупные и весьма ценные синие камни, темно-желтые и разноцветные кристаллы. Рубины обычно бесцветные или желтые. Вместе с корундом в коре выветривания отмечены — хризоберилл, шпинель, циркон, топаз, гранат, турмалин, кварц, ортоклаз (лунный камень), сфен, кордиерит, фибролит, андалузит, диопсид,

апатит и сопутствующий им рутил. Драгоценные камни образовались в кристаллических сланцах, гнейсах и кристаллических доломитовых известняках, а в результате процессов выветривания сконцентрировались в элювиальных россыпях. В процессе переотложения размытых продуктов коры выветривания драгоценные камни и тяжелые минералы аккумулировались в аллювиальных отложениях древних и современных рек. Крупные месторождения такого типа известны в Бирме в Могокском рудном районе на площадях распространения рубиноносных скарнированных мраморов. Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи формируются на закарстованных мраморах. Обломочно-глинистые рыхлые породы с рубином выполняют карстовые воронкообразные полости и углубления в материнских скарнированных породах. Кроме того щебенисто-глинистая кора выветривания (пласт бион) мощностью 2—25 м покрывает пологие склоны долин между останцами мраморов. Совместно с рубином в россыпях находятся сапфиры, благородная шпинель и гранат. На месторождении Холмы Садшижин глинистый элювиальный материал заполняет карстовые трещины и пустоты в мраморах. Кроме рубина в элювии содержится аметист, шпинель и другие минералы. Сапфироносные пегматиты, залегающие среди кристаллических доломитизированных известняков и окаймленные актинолит-тремолитовыми скарнами (Кашмир, Индия), были открыты еще в 1882 г. Пегматиты с поверхности нацело выветрены и превращены в каолинитовую белую глину, сменяющуюся на глубине полевошпатовым агрегатом с крупными кристаллами сапфира.

Элювиально-делювиальная россыпь рубина Макер-Рузь, связанная с жилой плагиоклазита, залегающей в дунитах, расположена на Урале в юго-западной части гипербазитового массива раннепалеозойского возраста. Мощность плагиоклазитовой жилы около 6 м. Месторождения выветрившихся сапфиро- и рубиноносных плагиоклазитов известны на востоке Танзании. В Индии сапфиры добывают из элювиальных россыпей, развитых на измененных метаморфических породах.

Яшмы. Месторождение пейзажной яшмы — Гора Полковник находится на Южном Урале (на севере Актюбинской области). Многочисленные глыбы яшм заключены в элювиальные глины верхнетриасовой коры выветривания габбро-диабазов.

Циркон. Элювиальные россыпи циркона связаны с корами выветривания минерализованных покровов сапфиро- и циркононосных щелочных базальтов (Таиланд, Кампучия). Ювелирные разности циркона также отмечаются в элювии кимберлитов и щелочных пегматитов (Шри Ланка, Мадагаскар). Гиацинт встречен в элювии некоторых алмазоносных трубок Якутии.

Родонит. В настоящее время известно лишь одно экзогенное месторождение родонита в США. Месторождение Розамонда (Калифорния, округ Лос-Анджелес) дает лучший по качеству родонит Северной Америки. Оно расположено в хр. Портал-Ридж и представляет собой элювиально-делювиальную россыпь. Отдельные валуны этого месторождения по массе достигают 280 кг, с поверхности они покрыты корочкой черных окислов марганца. Ближе к ядру окислы сме-

няются розовым, а затем и красным очень тонкозернистым родонитом.

Гематит (кровавик). В СССР до открытия месторождения Кишкенесор в Казахстане небольшая добыча «красной стеклянной головы» производилась в элювиальных россыпях некоторых месторождений КМА. Обладая природной полировкой и высоким качеством, эти штуфы использовались для изготовления кабошонированных вставок. В Казахстане имеются и другие проявления гематита (кровавика), расположенные в Восточной Бетпакдале: Сарыкамыс, Домбралы, Будунекудук, Юалы и др. Месторождение Кишкенесор находится в северо-восточной части Чуйской глыбы. На площади месторождения (около 3 км²) развиты осадочные породы среднего и верхнего девона и турне. Оруденение представлено жилами и прожилками гематита. В настоящее время разрабатывается жила Западная. Очертания элювиальных россыпей определяются контурами выходов на поверхность рудных тел.

Элювиальные россыпи «красной стеклянной головы» на месторождениях КМА распространены незначительно, но встречаемые в них образцы этого минерала отличаются высоким качеством и совершенной природной полировкой. Сбор этих штуфов производится попутно при обработке железорудных залежей.

Агат. Элювиальные россыпи агата приурочены к коре выветривания, развитой на вулканогенных породах. Выделяются месторождения этого камня, связанные с трапповым вулканизмом платформ и месторождения, залегающие в кислых и средних вулканогенных комплексах геосинклиналей. Богатые россыпи агата (совместно с аметистом) известны в Бразилии (р. Парана), где они приурочены к мощным корам выветривания (до 30 м) траппов. В элювии сохраняется неравномерный характер концентрации агатовой минерализации, которая отмечена на участках интенсивной гидротермальной переработки базальтов (агатовый рудник на Рио-Форкентина). В Индии многочисленные разновидности агата и халцедонов (гелиотроп, карнеол), а также сопровождающие их яшма и другие минералы встречаются в элювии базальтов.

В штатах Орегон и Монтана (США) агатовые месторождения, образованные на риолитах, практически отрабатываются лишь до глубины 1 м, не выходя за пределы коры выветривания.

В СССР на Магнитогорском месторождении агатов в кислых вулканических породах кора выветривания позднетриасового возраста развита по гидротермально измененным вмещающим трахилипаритовым лавам, содержащим агатовые миндалины. Элювиальные проявления агата известны также в бассейнах рек Енисея и Амура.

Турмалин. Элювиальные россыпи ювелирного турмалина известны в Бразилии (штаты Минас-Жерайс и Эспириту-Санту), Шри Ланка, Бирме, США (шт. Мэн). Практическое значение их невелико, в то же время они являются источниками драгоценных камней при формировании аллювиальных россыпей, образующихся при размыве турмалиноносных кор выветривания и переотложения продуктов выветривания пегматитов в речных долинах.

Элювиальная россыпь турмалина — месторождение Ньюри в округе Оксфорд (шт. Мэн, США) — эксплуатировалась несколько лет до полной отработки рыхлого материала коры выветривания. Месторождение представляло собой выветрившиеся редкометальные пегматиты, залегающие в кварц-микроклиновых сланцах. Турмалин в элювии ассоциируется с колумбитом и бериллом.

Пироп. Ювелирный пироп распространен в кимберлитах более широко, чем хризолит, концентрируясь не только в базальтических, но и серпентинизированных кимберлитах Африки и Якутии. Промышленные скопления его известны также в коре выветривания эруптивных базальтовых брекчий Чехословакии. Эксплуатируются специально на пироп только чехословацкие и некоторые американские элювиальные россыпи, в других странах пироп добывается из элювия кимберлитовых трубок попутно с алмазами.

Пиропсодержащие кимберлитовые трубки миоценового возраста расположены в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта (США). Наиболее крупное промышленное месторождение Гарнет-Ридж находится в шт. Аризона. По данным Дж. Синканкаса, здесь известны четыре диатремы, самая крупная из которых в плане занимает около 350 тыс. м^2. Они выполнены кимберлитовой брекчией, состоящей из обломков вмещающих пород, сцементированных серпентин-карбонатным материалом.

Пироп встречается в основной массе брекчии и в обломках кристаллических пород в виде кристаллов размером до 30 мм. Масса ограненных аризонских пиропов 0,5—5 кар.

В трубке «Мир» в Якутии нижняя подзона коры мощностью 4—6 м представлена дресвой кимберлитовой брекчии, в которой сохранились алмаз и неизмененные пироп, циркон и пикроильменит. Невыветрившиеся кимберлиты наблюдаются с глубины 20 м.

Наиболее крупные элювиальные пироп-алмазоносные россыпи известны в Центральной и Южной Африке, где они связаны с корой выветривания кимберлитов, мощность которой достигает на отдельных трубках 100—150 м и более. В Чехословакии месторождения пиропа приурочены к базальтовым эруптивным брекчиям, выполняющим вулканические трубки, которые прорывают тела пироповых перидотитов, захватывая обломки этих пород в процессе своего формирования.

Зерна пиропа отмечены в обломках перидотитов и среди цемента брекчий, размер их не превышает 3—4 мм, изредка достигая 1—2 см. Цвет красный с кровавым оттенком.

Горные породы брекчии сильно выветрены и иногда превращены в глинистую массу с прожилками и корками гипса, лимонита и арагонита. Кроме пиропа в коре выветривания встречаются и другие устойчивые минералы: альмандин, корунд, циркон, рутил, топаз и турмалин.

Демантоид (андрадит). Элювиальная россыпь (Бобровские месторождения) этого камня расположена в Свердловской области в северо-западной части Нижне-Тагильского дунитового массива. Зерна демантоида встречаются в рыхлом серпофите и в выветрившихся серпентинизированных дуните и пироксените. Элювиально-делюви-

альные россыпи эксплуатируются с 1855 г. Наиболее богатая россыпь такого типа расположена на склоне р. Малая Бобровка. Продуктивные глины коры выветривания с включениями демантоида, хромита, магнетита и обломков невыветрившихся материнских пород залегают под слоем суглинков мощностью 1—2 м. Форма зерен демантоида овальная, размер их колеблется от долей миллиметра до 10 мм, цвет камня от бледного яблочно-зеленого до яркого травяно-зеленого.

Альмандин. Почти весь ювелирный альмандин добывается попутно с другими драгоценными камнями (о. Шри Ланка), золотом (Финляндия и Австралия), редкометальными минералами (о. Мадагаскар). Специальная добыча альмандина производится только из элювиальных россыпей. В США (шт. Айдахо) альмандин добывается из коры выветривания кристаллических сланцев. В шт. Каролина (округ Берко) разрабатывался элювий альмандиноносных графитовых сланцев и гнейсов. Кроме того элювиальные россыпи альмандина известны в Индии.

Шпинель устойчива к процессам выветривания и накапливается в элювиальных россыпях, приуроченных в большинстве случаев к коре выветривания, развитой на шпинеленосных магнезиальных скарнах. Встречается шпинель обычно совместно с рубином в скарновых месторождениях Бирмы, Шри Ланка, Индии и других стран.

Хризоберилл встречается в коре выветривания бериллоносных пегматитов и изумрудоносных биотит-флогопитовых грейзенов в ультраосновных породах Бразилии, США, Африки, Индии и др.

Хризолит. Элювиальные россыпи хризолита (зеленый с различными оттенками оливин) или, как его называют за рубежом, — перидот, служат главным источником добычи этого ценного ювелирного камня. Приурочены россыпи к глинистым продуктам коры выветривания хризолитоносных щелочных оливиновых базальтов, ультраосновных щелочных интрузивов центрального типа и алмазоносных кимберлитов.

Месторождения хризолита в щелочных оливиновых базальтах четвертичного возраста известны в США (штаты Нью-Мексико и Аризона). Эндогенные месторождения этого типа в настоящее время не разрабатываются и малоперспективны. В то же время хризолитоносная кора выветривания, развитая на оливиновых базальтах, имеет важное практическое значение. Месторождения Сан-Карлос, Бьюэлл-Парк и др. размещаются в пределах лавового поля Датил, расположенного в восточной части шт. Аризона и на западе шт. Нью-Мексико. Хризолит является породообразующим минералом щелочных базальтов, минерализованых в нижних и верхних частях лавовых потоков вблизи конусов и в вулканических жерлах.

Месторождение Сан-Карлос расположено в округе Хилс шт. Аризона на плоской возвышенности Перидот-Мазе площадью около 8 км^2. Поверхность возвышенности сложена базальтовым покровом мощностью 3—30 м, нижняя часть которого пористая и насыщена (до 65 % от всей массы породы) округлыми скоплениями кристаллов хризолита размером до 20 см. В вулканических туфах, залегающих под покровными базальтами, скопления хризолита достигают 35—45 см в поперечнике. Сами скопления представляют собой сгуст-

ки оливиновых зерен, содержащих кристаллы хризолита. Размер зерен хризолита в базальтах 5—25 мм, а в туфах до 2 мм. Масса ограненных кристаллов обычно не превышает 1,5—2 кар. В коре выветривания хризолитоносных базальтов наряду с хризолитом встречаются пироп, диопсид, ильменит, авгит, магнетит, шпинель.

Элювиальные россыпи хризолита, связанные с корой выветривания ультраосновных щелочных интрузивов центрального типа, известны только в СССР. Наиболее детально изученное Кугдинское месторождение представлено хризолитоносными клиногумит-серпофит-флогопит-оливиновыми жилами, пространственно приуроченными к рудным оливинитам, слагающим ядро Кугдинского массива и располагающимся вблизи залежей перовскит-титаномагнетитовых руд. Строение жил сложное: оливин и хризолит составляют до 70 % жильной массы; флогопит до 30 %; серпофит, клиногумит, кальцит и титаномагнетит до 10 %. Ювелирный хризолит образует самостоятельные скопления среди жильного оливина, но чаще входит в состав хризолит-серпофитовых обособлений. Хризолит прозрачен и имеет зеленую окраску с различными оттенками, размер его зерен не превышает 15 мм. Эндогенные проявления хризолита практического значения не имеют. Хризолитоносная элювиально-делювиальная россыпь Кугдинского месторождения залегает на вершине и склонах горы Хризолитовой. Элювий состоит из дресвяно-глинистого материала и обломков рудных оливинитов и жильных минералов (до 10 % от общей массы породы). Зерна хризолита имеют размер до 10 мм, реже до 30 мм. Распределение его по площади россыпи неравномерное, тем не менее наиболее обогащенные участки приурочены к продуктам выветривания самих хризолитоносных жил.

Алмазоносные кимберлиты с хризолитом и развитые на них коры выветривания известны в Якутии и Африке (Де-Бирс, Мвадук, Кимберлей и др.). Обычно кристаллы хризолита не велики по размерам, в зоне выветривания сохраняются плохо и поэтому серьезного практического значения на большинстве месторождений не имеют. Скопления хризолита типичны только для кимберлитов базальтового облика, представляющих собой плотную породу темного серовато-зеленого цвета, местами обломочной структуры, с порфировыми выделениями хризолита (30 %), флогопита (до 10 %) и ильменита (до 5 %). Характерным представителем хризолитоносных кимберлитов является трубка «Удачная», расположенная в северо-восточной части Тунгусской синеклизы. Трубка состоит из двух, рядом расположенных, разновозрастных тел — Западного, сложенного кимберлитовой брекчией, и Восточного, выполненного кимберлитом базальтоидного облика. Промышленный хризолит присутствует только в трубке «Удачная-Восточная». Наряду с хризолитом в кимберлите содержатся алмаз, хромдиопсид, пироп и ильменит. Содержание хризолита в породе не превышает 6—10 %, размер его зерен 2—15 мм (обычно 3—5 мм), форма зерен неправильная. Элювиальная россыпь в верхней части представлена глинистой породой с включениями акцессорных и рудных минералов. С глубиной элювий обогащается дресвой и щебенкой кимберлитов. Округлые или угловатые зерна светло-зеленого хризолита встречаются по всему разрезу элювия, они

обычно корродированы и имеют матовую поверхность. Качество кристаллов невысокое. Оливин в условиях гипергенеза неустойчив и встречается только в нижних зонах коры выветривания.

Изумруд. Промышленные элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи изумруда развиты в Зимбабве в районе Белингве (месторождение Сандавана). Месторождение приурочено к архейским тремолитовым и хлоритовым сланцам свиты Булавайло и тяготеет к полям редкометальных пегматитов. Кристаллы изумруда небольших размеров, некоторые из них очень высокого качества. Часто в изумрудах наблюдаются включения тремолита, гематита, магнетита, граната. Находки изумруда в коре выветривания фиксируются также в районе Фазиендо-Сео-Тиано (шт. Баия, Бразилия). В 1971 г. в округе Санта-Терезинья (шт. Гояс, Бразилия) открыты новые богатые элювиальные россыпи изумруда. Мощность продуктивной коры выветривания превышает 40 м. Изумруды в элювии распределены неравномерно, окраска их варьируется от травянисто-зеленого до цвета ржавчины. Предполагается, что годовая добыча изумрудов будет составлять около 4 т.

Нефрит. Элювиально-делювиальные россыпи нефрита известны в СССР (Восточные Саяны) и в США.

В Восточно-Саянском нефритоносном районе расположены три месторождения: Оспинское и Бортогольское в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве и Улан-Ходинское в Хара-Курском массиве.

Месторождения нефрита генетически связаны с серпентинитами и серпентинизированными гипербазитами и тяготеют к тектонически ослабленным зонам, для которых характерно наличие даек и жил габброидов и гранитоидов, а также ксенолитов вмещающих пород, претерпевших метасоматические преобразования и превращенных в родингиты и альбититы.

Бортогольское месторождение нефрита находится в восточной части Оспинского массива, сложенного крупными интрузивными телами основных пород, к которым приурочены тремолиты, образующие мощные (до 3 м) зоны вокруг основных интрузий и жилообразные тела по контактам даек. Нефритовые жилы располагаются в контактовых или во внутренних частях тремолитовых зон.

Месторождения нефрита в округе Марипоса (шт. Калифорния, США) залегают в виде мелких жил в серпентинитах юрского возраста. Нефритовые жилы в метаморфических породах основного состава известны в КНР (Куэнь-Лунь) и США (шт. Вайоминг). Месторождения располагаются в породах основного состава и не обнаруживают видимой связи с гипербазитами. В Куэнь-Луне выявлено семь нефритоносных участков: в среднем течении р. Яркенд, в бассейне рек Тизнафа, Шакидулла-Каракаш, Карангутаг, Люштаг, Покуэ-Дабан и Астын-Таг.

На месторождении Люшей в бассейне р. Люштаг обнажены девонские глинистые сланцы, прорванные авгитовыми сиенитами и диабазами. Нефритовые тела залегают в тектонически нарушенных участках диабазов, превращенных в авгитовые, уралитовые и авгит-волластонитовые сланцы. С глубиной нефритовые тела выклиниваются, ядра их сложены зеленым, а краевые части светлым нефритом.

В тонких жилах встречается полупрозрачный ярко-зеленый нефрит. Около них обычно располагаются мощные (до 3 м) жилы бледно-зеленого нефрита.

Остаточные месторождения

В месторождениях этого типа цветные камни — опал, хризопраз и др. образуются непосредственно в корах выветривания при отложении кремнезема из истинных или коллоидных растворов, в поверхностных условиях при циркуляции вод в зоне гипергенеза. Гипергенные растворы обогащаются кремнеземом за счет растворения силикатов и алюмосиликатов в процессе выветривания горных пород.

Наиболее благоприятны для формирования скоплений благородного опала горизонты рыхлых пород, содержащие многочисленные остатки флоры и фауны, гипс, глауберит, кальцит и расположенные в низах каолинитовой коры выветривания. Крупные скопления высококачественного хризопраза приурочены к никеленосным корам охристо-кремнистого профиля.

Опал. Основной объем добычи благородного опала (в СССР его месторождения не известны) 85—90 % приходится на австралийские месторождения формации коры выветривания алюмосиликатных осадочных пород.

Месторождения благородных опалов, приуроченные к древним корам выветривания, известны в восточной Австралии (штаты Новый Южный Уэльс, Квинсленд, Южная Австралия). В геологическом строении района, где встречаются месторождения опала, принимают участие юрские глины и верхнемеловые песчано-глинистые отложения. На отдельных участках меловые породы перекрыты малоизмененным горизонтом глинистых песчаников и гравелитов палеогена. Миоценовая кора выветривания широко развита как в регионе, так и на всей территории Австралии. В коре выветривания меловых и палеогеновых осадочных пород, с которой связаны месторождения опала, выделяются три зоны. Нижняя зона представлена серовато-белыми каолинитовыми глинами с гидрослюдой мощностью до 30 м. Вверх по разрезу светлые породы нижней зоны сменяются пестроокрашенными гидроокислами железа и каолинитовыми глинами мощностью также до 30 м. Верхняя зона (кираса) мощностью до 20 м развита на склонах и вершинах холмов. Нижние горизонты зоны сложены кремнистыми породами. Выше они силифицированы, ожелезнены и становятся более плотными и сфероидально-ячеистыми. Общая мощность коры выветривания на отдельных участках достигает 50—60 м и более.

Скопления опала приурочены к самым низам коры — серым и буроватым монтмориллонитовым глинам и лишь на некоторых месторождениях (Уайт-Клифе, Эроманга) они располагаются в каолинитовых светлых глинах. Все месторождения генетически однотипны — это кора выветривания меловых осадочных пород с включениями желваков, прожилков и псевдоморфоз опала по органическим остаткам и гипсу. Одно из таких месторождений Лайтинг-Ридж (Воллангулла) находится в шт. Новый Южный Уэльс. Район месторожде-

ния — это аллювиальная равнина с грядой невысоких холмов, сложенных меловыми осадочными породами формации Уинтон. В основании разреза меловых пород залегают каолинитовые аргиллиты Кукорэн с зернами кварца. У выхода на дневную поверхность аргиллиты силифицированы и местами обогащены халцедоном и опалом. На аргиллитах развиты тонкозернистые глинистые песчаники Воллангулла. Зерна песчаников, которые составляют около 50 % от объема породы, представлены кварцем, халцедоном, выветрелым полевым шпатом и вулканическим стеклом. Вблизи поверхности песчаники также иногда силифицированы. Верхний горизонт меловых пород сложен монтмориллонитовыми аргиллитами. В выветрелых аргиллитах, превращенных в мягкую глину на глубине 12—30 м, отмечается несколько прослоев, обогащенных желваками и прожилками благородного опала. Общая мощность меловых отложений 20—50 м. Перекрываются меловые осадки палеогеновыми глинистыми песчаниками. На месторождении Лайтинг-Ридж добывается ценный черный опал, промышленные скопления которого в других месторождениях не известны. Крупное эксплуатирующееся в настоящее время месторождение белого опала Уайт-Клифс также расположено в шт. Новый Южный Уэльс. Около 40 месторождений опала находится в шт. Квинсленд, в юго-западной его части. Несколько месторождений благородного опала, по данным Е. Я. Киевленко, отмечено в Южной Австралии (Андамука, Кубер-Педи и др.). В Гондурасе месторождение опала Грациос-а-Диас приурочено к пачке выветрелых риолитов, трахитов и андезитов, перекрывающих базальты.

В СССР проявление обыкновенного опала в нижнемезозойских корах выветривания известны на Украине, Южном Урале и в Казахстане. На Украине опал довольно часто встречается в коре выветривания, развитой на гранитоидах. Связан опал с пеликанитами — окремневшими каолинами, сохранившими структуру материнских гранитов. Опал заполняет в них поры и трещины. Среди опалов есть прозрачные и полупрозрачные разности светло-голубой, молочно-белой и желтовато-бурой окраски. Одно из таких проявлений расположено в Винницкой области на правом берегу р. Рось. В пеликанитизированных гранитах, выходящих здесь на поверхность, трещины выполнены глинистым материалом, в котором и размещены маломощные (до 10 см) прожилки и линзовидные обособления опалов, протяженностью до 2 м. Обычно опал бесцветен, но встречаются и голубоватые, желтоватые или оранжево-желтые просвечивающие разности. В Мугоджарах, на Южном Урале, в Центральном и Северном Казахстане опалы известны в пеликанитах (по гранитам, гранодиоритам и диоритам) и в корах выветривания ультраосновных пород. Обычно пеликаниты приурочены к тектонически ослабленным зонам (Шотинский массив в Мугоджарах). В Казахстане они образуют Целиноградскую опалоносную зону. Янтарно-желтый и оранжево-красный опал отмечен в виде прожилков (мощностью до 5—6 см) и реже в гнездообразных скоплениях. В коре выветривания ультрабазитов опал проявляется в месторождениях силикатного никеля. В коре выветривания Кимперсайского массива (Мугоджары) разноцветный опал образует прожилки и линзы длиной до 10 м и более при мощ-

ности до 0,5 м. Встречается опал и в гнездообразных скоплениях.

Месторождения кахолонга в Советском Союзе известны в Средней Азии, Центральном Казахстане и других районах. Приурочены они к корам выветривания графитизированных известняков, слюдисто-кварцевых сланцев и ультраосновных пород. Наиболее крупное месторождение — Тамдыкудукское в Средней Азии связано с линейной корой выветривания, развитой на нижнесилурийских графитизированных окварцованных слюдисто-кварцевых сланцах и песчаниках. Кахолонг представлен молочно-белыми, реже серо-голубыми и кремовыми разностями. Желваки кахолонга достигают 25—30 см в поперечнике, имеются также гнездо- и линзообразные тела массой до нескольких сотен килограммов.

Хризопраз. Месторождения этого ценного камня приурочены к никеленосным охристо-кремнистым корам выветривания серпентинизированных и силифицированных ультраосновных пород. В Советском Союзе единственным промышленным месторождением ювелирно-поделочного хризопраза является Сарыкулболды, расположенное в Карагандинской области Казахской ССР. Месторождение залегает в нижнемезозойской латеритной коре выветривания аподунитовых серпентинитов, массив которых входит в состав Тектурмасского габбро-перидотитового пояса раннепалеозойских интрузий. Мощность коры выветривания достигает 50—90 м. Выделяются следующие зоны вертикального профиля выветривания (сверху вниз):

1) охристо-глинистые породы с глыбами ожелезненных кремней с промышленными скоплениями кобальтовых руд мощностью 5—15 м;

2) окремненные серпентиниты, содержащие халцедон и кварц (до 60 %), гидроокиси железа и тальк, мощностью 10—40 м;

3) рыхлые выщелоченные и керолитизированные или тальк-лимонитовые породы с никелевым оруденением мощностью 3—30 м;

4) карбонатизированные серпентиниты с прожилковыми скоплениями магнезита мощностью 5—20 м.

Хризопраз связан преимущественно с зонами выщелоченных окремненных (силифицированных) серпентинитов, где он образует два типа скоплений.

1. Штокверковые тела средней мощностью 10 м, длиной до 100 м прослеживаются на глубину до 20 м. Хризопраз представлен прожилками не выдержанными по падению и простиранию, длиной до 5 м и мощностью до 20 см. Совместно с хризопразом в жилах отмечается опал и бесцветный халцедон.

2. Линзовидные тела, мощность и протяженность их незначительны. Хризопраз наблюдается в обломках остроугольной или овальной формы размером до 10 см, сцементированных лимонит-кремнистой массой. Этот тип скоплений хризопраза не имеет практического значения.

За рубежом месторождения хризопраза, приуроченные к коре выветривания ультраосновных пород, известны в Австралии (Марлборо-Крик в шт. Квинсленд), США (Никель-Маунтин в шт. Орегон), в Польше и других странах. Месторождение Марлборо-Крик в последние годы являлось крупнейшим поставщиком хризопраза на мировой рынок. Оруденение связано с массивом серпентинизированных

гарцбургитов среднедевонского возраста. Латеритная эоценовая кора выветривания, развитая на серпентинитах, сильно эродирована и лишь в глубоких логах обнажаются не затронутые выветриванием породы. Хризопразовая минерализация проявлена на полосе длиной более 2 км на водораздельном плато, где мощность латеритного покрова достигает нескольких десятков метров.

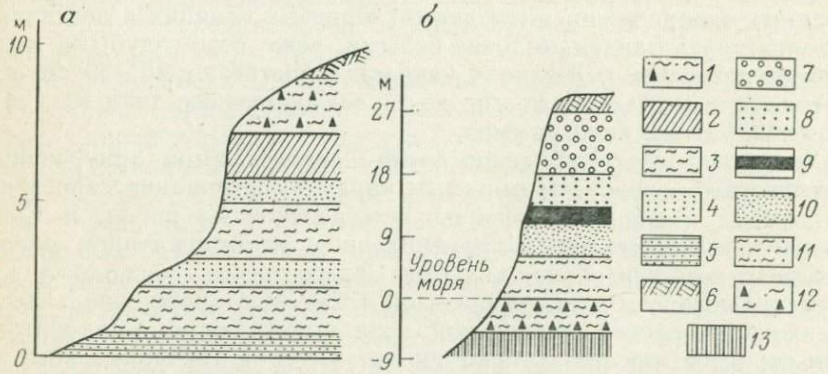


Рис. 25. Элювиальные месторождения янтаря (по Трофимову).

а — янтареносные породы мелового возраста в бассейне р. Кук, Аляска (по Langenheim), *б* — янтарное месторождение в Большом Губникене, Польша (по А. Честник). *1* — белая песчанистая глина с обломками угля и янтарем; *2* — уголь с обильным янтарем; *3* — голубая и серая глина; *4* — слабосцементированный песчаник; *5* — плитчатый песчаник; *6* — растительный покров; *7* — галечник; *8* — полосчатый песок; *9* — бурый уголь; *10* — белый песок; *11* — глауконитовый песок и зеленоватая глина; *12* — серая глина с янтарем; *13* — опока

Янтарь. Элювиальные проявления янтаря непосредственно практического значения не имеют, но являясь его концентратором, при размыве коры выветривания янтарьсодержащих пород (глины, сланцы, бурые угли, лигниты), служат источником для россыпей морского и озерного типа. Формирование янтареносных пород происходило на заболоченных лесных площадях, где смола, стекающая с деревьев и содержащаяся в отмерших деревьях, накоплялась в болотных глинистых почвах, которые с течением времени местами были превращены в сланцы, а торфяники — в пласты бурых углей и лигнитов. Подобные месторождения янтаря известны на Урале в районе Каменского Завода среди пластов лигнита и серых глин болотного происхождения и на Аляске в бассейне р. Кук в бурых углях верхнего мела (рис. 25).

По данным В. С. Трофимова, янтареносные бурые угли и лигниты позднемелового — эоценового возраста установлены во многих районах Сахалина, Дальнего Востока, Маньчжурии, Казахстана и др.

Зоны окисления

Малахит. Его рудопроявления генетически связаны с зонами окисления сульфидных медьсодержащих руд, залегающих в карбонатных породах. Это в основном скарновые медные и медно-железорудные, 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 медеиосных глинах, выполняющих приконтактовые карстовые воронки в известняках. Глубина таких воронок достигает 150—200 м. Глыбы и обломки качественного малахита залегают в нижних частях воронок и в виде натеков в кавернах известняков. Некоторые глыбы малахита имели массу до нескольких тонн, а добытая в 1835 г. на Меднорудянском месторождении у г. Нижнего Тагила глыба весила около 50 т.

Бирюза. Скопления бирюзы известны в зонах окисления медно-порфировых полиметаллических месторождений. Наиболее качественные камни приурочены к медно-сульфидному оруденению, связанному с кислыми эффузивами. Окисленные породы, в которых встречается бирюза в виде тонких прожилков, прослеживается на глубину до 100 м. Промышленное значение имеют бирюзовые штокверки размером до 80 м в поперечнике. В местах пересечения прожилков образуются желваки. Месторождения этого типа известны в Советском Союзе (Бирюзакан в Северном Таджикистане), Иране (Нишапур), США (Вилла Гроув и др.).

Бирюзоносные коры выветривания, развитые на пиритизированных рифейских углисто-кварцевых сланцах, широко распространены в Кызылкумах в горах Букантау. В профиле коры, мощность которой достигает 50 м, выделяются гидрослюдистая подзона и зона окисления. Ювелирно-поделочная бирюза встречается в нижних горизонтах гидрослюдистой подзоны. Низкокачественная бирюза отмечается в верхах зоны вторичного сульфидного обогащения медно-молибденовых и других сульфидных месторождений (Кальмакыр в Узбекистане).

При выветривании в верхних горизонтах коры бирюза теряет окраску и становится рыхлой, замещаясь вторичными минералами. На медно-сульфидных месторождениях, с активно проявленными процессами выветривания, бирюза сохраняется только на границе зоны окисления с зоной вторичного сульфидного обогащения (месторождение Кэсл-Доум в шт. Аризона, США), причем обстановка интенсивного окисления сульфидов и полной каолинизации алюмосиликатов неблагоприятна для образования и сохранения качественной бирюзы. Поэтому промышленные месторождения медно-порфировых руд редко содержат ювелирную бирюзу и, наоборот, для всех главных месторождений бирюзы характерна рассеянная сульфидная минерализация и отсутствие выраженной зоны цементации.

Диоптаз. Примерно в 100 км к северо-западу от Каракалинска (Центральный Казахстан) на горе Алтын-Тюбе, еще в конце XVII в. были обнаружены кристаллы поразительной красоты: прозрачные, густо-зеленые, ярко-зеленые. Первоначально этот минерал был принят за изумруд, более того ему присвоили собственное название «аширит». Но анализы этого минерала показали присутствие в нем меди и кремнекислоты при полном отсутствии бериллия. Минерал был назван диоптазом. Но долгое время в Германии и России, осо-

бенно на Урале, его называли уважительно «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 СЫРЬЕ

Месторождение барита

Элювиальные месторождения барита по условиям образования и характеру рудного и породообразующего материала разделяются на два типа: 1) остаточные залежи, формирующиеся на баритсодержащих карбонатных породах, 2) баритовая «сыпучка» в зонах выщелачивания сульфидных баритсодержащих месторождений [3].

Остаточные месторождения

Элювиальные залежи барита представляют собой толщи глинистых образований, содержащие обломки вмещающих пород и мономинерального барита. Крупные глыбы барита в силу большой плотности минерала могут концентрироваться в нижних горизонтах элювия. Вследствие легкой обогатимости баритовых руд добыча может быть рентабельной даже при низких содержаниях барита в рудной массе ($BaSO_4$ 10—20 %).

Элювиальные месторождения барита формируются обычно в коре выветривания баритсодержащих карбонатных пород. Месторождения представляют собой элювиальный покров мощностью 5—20 м, залегающий на карбонатных породах. Барит в виде кусков и глыб различной величины вместе с обломками доломита и других пород находится в глинистой массе покрова. Содержание его в коре выветривания 7—30 %.

Месторождения подобного типа известны на Урале (элювиальные залежи Медведевского месторождения) и в Казахстане (Джалаирское и Чубар-Айгирское месторождения). На Медведевском баритовом месторождении залежи приурочены к толще песчанистых и глинистых сланцев силура. В коренном залегании рудное тело имеет жилообразную форму, мощность его непостоянна — 4,5—10 м. В зоне выветривания жильная порода превращена в песчано-глинистый материал коричневато-бурого цвета, содержащий барит, бурый железняк, кварц, целестин, гипс. Барит встречается в виде небольших линзочек, отдельных кристаллов и желваков разной крупности, обычно «одетых» в бурую лимонитовую «рубашку». Содержание барита во всей элювиальной залежи колеблется от 26 % в северной ее части до 30 % в южной. Месторождение открыто в 1926 г. и сначала эксплуатировалось на бурый железняк, лишь позднее оно стало разрабатываться на барит. В 1935 г. на нем было добыто около 15 тыс. т барита.

В СССР известны и другие элювиальные месторождения, в частности Южно-Кузнечихинское на Северном Урале, Джалаирское в Карагандинской области, Чубар-Айгырское в Павлодарской области. Последнее месторождение представлено несколькими отдельными элювиальными развалами — залежами, приуроченными к зоне разлома альбитофировой толщи нижнего девона и сложенными крупными (90 см в диаметре) глыбами барита. Форма залежей линзообразная, мощность в центральной части достигает 4—5 м. На Джалаирском месторождении барита рудные залежи связаны с баритизированными конгломерато-песчаниковыми и известняково-сланцевыми отложениями девона, интенсивно выветрелыми в приповерхностной зоне.

Главное место в общих разведанных запасах барита по месторождению занимают так называемые брекчиевые руды, состоящие из пористых обломков барит-кремнистых пород различной крупности и залегающие среди песчано-глинистого элювиального материала.

Промышленные скопления барита в коре выветривания известны в США в штатах Виргиния, Джорджия, Миссури, Теннесси и Арканзас. Всего на элювиальные месторождения барита в США приходится более 45—50 % общих запасов страны, а месторождения округа Вашингтон, шт. Миссури, дают 30—35 % общегосударственной добычи. В этом округе барит добывается из элювиальных залежей, образовавшихся в результате выветривания доломитов и известняков кембрийского возраста (серии Потоси и Эминакс) и содержащих множество маломощных непромышленных жил барита. Баритсодержащие залежи мощностью 8—12 м залегают на пологих склонах холмов и состоят из глин с включениями барита размером от крупинок до глыб массой 90 кг и более. Обычно барит концентрируется в горизонтах, разделенных слоями безрудных глин. Содержание барита колеблется от 5 до 25 %, на отдельных участках оно составляет 20—25 %. В округах Миллер и Морган залежи барита более мелкие (60 м в длину и мощностью 4—6 м, но встречаются и до 15 м). Крупность обломков барита меньше, чем в округе Вашингтон, но содержание его в элювии более высокое (выше 20 %). В шт. Арканзас (40 % добычи США) разрабатываются залежи барита мощностью 9—21 м, залегающие на карбонатных породах. В шт. Теннесси месторождения барита приурочены к полосе карбонатных пород кембрия, ордовика, силура и расположены в восточной его части. Залежи барита являются продуктом выветривания баритсодержащих доломитов мощностью 3—6 м и состоят из глин с включениями обломков кристаллического барита (типичный состав: 97,5 % $BaSO_4$, 0,42 % Fe_2O_3, 0,41 % SiO_2). Крупные элювиальные месторождения отрабатываются в шт. Джорджия. Барит образует включения в трещинах и пустотах кембрийских кварцитов серии Уиснер. Продукты выветривания этих кварцитов представлены глинами с гнездами барита, содержание которого в породе около 30 %. В шт. Миссури баритсодержащие толщи залегают непосредственно на поверхности. В штатах же Теннесси и Джорджия мощность вскрыши достигает 15—20 м.

Месторождения баритовой сыпучки обычно связаны с баритоколчеданными полиметаллическими и золоторудными месторождениями и представлены залежами баритоносного песка, либо скрытыми под железной шляпой сульфидного месторождения, либо выходящими на дневную поверхность. Такие россыпи известны на Урале и Салаирском кряже.

В северо-западной части Салаирского кряжа, в Кемеровской области, расположена группа Салаир-Урских месторождений, где баритовая сыпучка имеет значительное распространение. Месторождения приурочены к кварц-серицитовым сланцам, залегающим среди известняков нижнего кембрия в виде крутопадающих жил. Зона выщелачивания с баритовой сыпучкой сильно развита на месторождениях Второй линзы и Белоключевском (Первая линза). Баритоносная сыпучка, прослеженная на глубину, представляет собой рыхлую, пестроокрашенную массу, состоящую на 90 % из обломков барита с небольшой примесью глины, кварца, кальцита и гидрогематита. По данным А. В. Казакова, в сыпучке довольно равномерно распределены золото и серебро. В шестидесятые годы окисленные зоны месторождений были отработаны.

Месторождения флюорита

Элювиальные плавиковошпатовые руды развиты на многих коренных месторождениях флюорита. Так на Покрово-Киреевском месторождении, расположенном в восточной части сочленения Донецкой субгеосинклинали с Приазовским кристаллическим массивом, плащеобразная залежь элювиальных руд содержит флюорит (70—90 %). Месторождение представляет собой метасоматическую залежь карбонатно-флюоритовых и полевошпатово-карбонатно-флюоритовых руд, залегающих в известняках турне и карбонатизированных ортофирах и кератофирах верхнего девона. Образовались такие руды в результате метасоматического замещения известняков и ортофиров. Генетически оруденение связано с герцинской интрузией агпаитовых щелочных пород, расположенной непосредственно в районе месторождения и сложенной малиньитами, луявритами и нефелиновыми сиенитами с их переходными гибридными разностями. Кора выветривания на первичных рудах выполнена рыхлой песчано-каолинитозой породой, содержащей агрегаты и мелкие зерна флюорита (часто покрытого рубашкой гидроокислов железа и глинистой пленкой), интенсивно каолинизированные калиевые полевые шпаты, зерна эпигенетического кальцита и кварца. Такие образования развиты не только в кровле рудного пласта, они установлены и на глубоких горизонтах, где приурочены к зонам дробления, благоприятным для деятельности подземных трещинных вод [3].

Флюоритоносная кора выветривания отмечена на месторождении Солнечном в Центральном Казахстане. На восточном фланге месторождения вдоль контакта фаменских известняков с терригенно-осадочными отложениями франского возраста линейная кора выветри-

вания пространственно связана с зоной межпластовых и межформационных нарушений и представлена серовато-зеленоватой и серой жирной глиной, состоящей из нонтронита, галлуазита, каолинита, монтмориллонита, водных окислов Fe и Mn. Известняки превращены в известковую муку. Рудоносный элювий обогащен обломками топаз-флюоритовых и слюдисто-флюоритовых руд. Иногда наблюдаются тела флюоритовых руд хорошей сохранности, флюоритоносных скарнов и кварцевых жил, имеющих довольно четко выраженные ненарушенные элементы залегания. Площадная кора выветривания развита на эффузивах (кварцевые порфиры и туфы) и карбонатных породах и представлена белым глинистым материалом гидрослюдисто-каолинитового состава, сохранившим структуру материнской породы.

В Индии крупное месторождение флюорита приурочено к карбонатитовому массиву Амба-Донгар в провинции Нарманда-Сон. С начала эксплуатации месторождения в 1965 г. и рудоразборки флюорита без применения механизации, отрабатывался красно-коричневый элювий, повсеместно распространенный на массиве как на карбонатитах, так и на флюоритовых рудах.

Фосфатное сырье

Остаточные месторождения апатита

Размещение гипергенных концентраций апатита и комплексных апатитсодержащих руд контролируется развитием исходных продуктивных формаций и интенсивностью процессов выветривания в регионе формирования фосфатных остаточных месторождений. Выделяются следующие апатитоносные формации исходных пород [7]: 1) ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, 2) гипербазитовая, 3) анортозитовая, 4) трахиандезитовая, 5) кремнисто-карбонатная.

В свою очередь среди формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов выделяются субформации: щелочно-ультраосновная, ультращелочная, камафоритовая и карбонатитовая. При формировании кор выветривания на щелочно-ультраосновных породах образуется апатитовая и апатит-вермикулитовая минерализация. Массивы этой субформации известны в различных районах Казахстана. Один из таких апатитоносных массивов располагается в зоне ультраосновных щелочных пород Кокчетавской глыбы и представляет собой трещинную интрузию, залегающую среди верхнепротерозойских кварцслюдистых и графитистых сланцев и гранито-гнейсов. Щелочно-ультраосновные породы представлены метасоматитами (диопсид-авгитовыми, меланит-биотит-кальцитовыми), пироксенитами, карбонатитами и щелочными сиенитами. На массиве развита кора выветривания мощностью до 30 м, в основном по биотит-диопсидовым породам и магнетит-апатитовым метасоматитам. Карбонатиты в коре выветривания представлены полностью выветрелыми разностями, сложенными рыхлым охристым, гидрослюдистым и глинистым материалом. Распределение минералов в зоне магнетит-апатитовых образований неравномерное. Преобладающими являются апатит

(15—60 %), магнетит (5—20 %), гидрослюды (1—30 %) и глинистые минералы (15—30 %).

Крупное комплексное (магнетит, вермикулит и др.) месторождение штаффелита (франколита) — Ковдор, известно на Кольском полуострове и схожее с ним Соуярви — в Финляндии.

Кора выветривания, развитая на карбонатитах ийолит-мельтейгитах и нефелиновых сиенитах (ультращелочная субформация) в об-

Таблица 21

Распределение апатита по подзонам коры выветривания (в %)

Породы	Подзоны			Невыветрелые породы
	охры гидрослюдисто-глинистые	обохренные сыпучки	подзона необохренной сыпучки	
Кальцитовые карбонатиты:				
крупнозернистые	14,50	7,72	4,78	4,22
мелкозернистые	15,50	8,84	6,85	4,97
Анкеритизированные кальцитовые карбонатиты	15,75	15,78	6,78	4,07
Ийолит-мельтейгитовые	11,25	—	4,09	2,91

щих чертах аналогична по строению и составу вышеохарактеризованной коре выветривания. Пример распространения такой коры выветривания — мезозойская кора Кийского и Белозиминского массивов.

На Кийском массиве средняя мощность зоны выветривания составляет 15—25 м, а на карбонатитах и щелочных сиенитах — до 80 м. Содержание P_2O_5 в коре выветривания на разных породах 1,4—2,8 %.

На Белозиминском массиве содержание апатита в охристых продуктах выветривания 15—27 %, а в выветрелых породах в целом по месторождению достигает в среднем 20—28 %. Сложен массив карбонатитами, породами ийолит-мельтейгитового ряда, нефелиновыми сиенитами и пикритовыми порфиритами. Средняя мощность коры выветривания на массиве 30 м. Максимальная мощность коры установлена на карбонатитах — до 80 м. Апатит относительно устойчив в коре выветривания (эрозией в настоящее время вскрыты ее нижние и средние подзоны) (табл. 21).

Как видно из табл. 21, содержания P_2O_5 в различных горизонтах коры колеблются от 4,07 до 15,78 %.

К гипербазитовой формации относится вермикулит-апатитовое рудопроявление, приуроченное к Инсыглинскому массиву на Алдане. Кора выветривания развита на метасоматитах хромдиопсид-полевошпатового состава. Мощность гидрослюдистой коры до 120 м. Содержание апатита не превышает 10—12 %.

С анортозитовой формацией связаны апатит-ильменитовые проявления коры выветривания на габброидах. Наиболее широко такие месторождения распространены в пределах Украинского щита в его северо-западном (Коростеньский плутон) и центральном (Корсунь-Новомиргородский плутон) районах. Габброидные породы северо-за-

падного района, где отмечены повышенные концентрации апатита, образуют несколько массивов в центральной части Коростеньского плутона (Володарск-Волынский, Чеповицкий, Федоровский, Ушомирский, Юровский и другие массивы). Месторождения связаны с корами выветривания габбро и габбро-норитов и в меньшей степени с габбро-анортозитами и анортозитами. Наиболее богатое элювиальное месторождение апатита — Стремигородское приурочено к коре выветривания габбро. Мощность коры достигает 40 м. В коре выветривания происходит обособление апатита и ильменита, которое наиболее четко фиксируется в верхней зоне. Относительное количество апатита (снизу вверх) уменьшается от 90 кг/м³ в материнских породах до 20 кг/м³ в верхней зоне коры выветривания (рис. 26). Ильменит ведет себя противоположно: его содержание увеличивается от нижних зон к верхним.

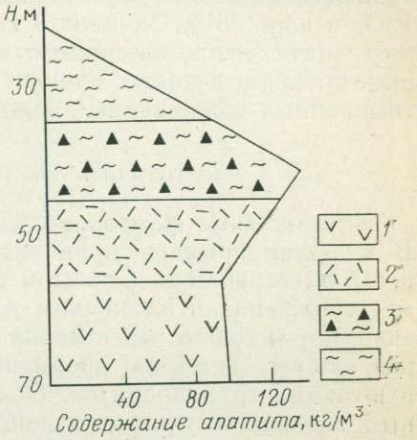


Рис. 26. Изменения содержания апатита в коре выветривания габброидов.

1 — габбро; подзоны: *2* — дресвяно-щебенистая, *3* — гидрослюдистая, *4* — каолинитовая

Учитывая площадное распространение в регионе мощной коры выветривания, комплексный характер элювиальных месторождений (апатит, ильменит, циркон и др.), возможность попутного получения различных концентратов, хорошие показатели обогащения песков и, наконец, сравнительно большое число аналогичных месторождений,— можно обоснованно говорить о промышленной перспективности подобного типа элювиальных ильменит-апатитовых россыпей. По данным И. Г. Юрьева, в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона выделяются Новомиргородский, Городищенский, Терновский и Междуреченский габбро-анортозитовые массивы, в коренных породах и корах выветривания которых установлены повышенные содержания апатита, сопровождающиеся промышленными концентрациями ильменита.

Апатитоносные коры выветривания трахиандезитовой формации, развитые на эффузивных породах эффузивно-осадочной серии верхнего протерозоя, известны в северо-западной части Украинского щита на площади Овручского кряжа. Практический интерес представляют элювиальные месторождения, связанные с корой выветривания трахиандезитовых порфиров и диабазов збраньковской свиты. Содержание апатита составляет 4 % при повышенных содержаниях лейкоксена и ильменита. На породах Словечанского массива кора выветривания залегает на глубине 22—38 м, перекрываясь мезокайнозойскими осадками. Свободный апатит распределяется в коре выветривания сравнительно равномерно. Среднее содержание P_2O_5 по месторождению 1,73 %.

Месторождения кремнисто-карбонатной формации приурочены к различным метаморфизованным апатит-доломитовым, апатит-кварц-карбонатным, апатитоносным сланцам, содержание которых в коре выветривания доходит до 40 %. Апатитоносная кора выветривания на метаморфогенных породах отмечена в СРВ в Лао-Кайском апатитоносном бассейне (месторождение Лао-Кай). Среднее содержание P_2O_5 в коре 38 %, мощность ее 13—80 м. Надрудный горизонт сложен апатит-кварц-карбонатными сланцами (P_2O_5 5—16 %), в зоне выветривания которых концентрация апатита увеличивается до промышленных содержаний. Общие запасы P_2O_5 около 40 млн. т.

Остаточные месторождения фосфоритов

Элювиальные фосфориты известны в различных районах Сибири. В качестве примера приводится характеристика фосфоритоносной коры выветривания, развитой на верхних горизонтах Тамалыкского месторождения в Кузнецком Ала-Тау. Пласты и линзы фосфоритов залегают в толще известняков и кремнисто-углисто-глинистых сланцев нижнего кембрия, прорванных дайками диабазов и порфиритов и штоками гранодиоритов. Основные залежи фосфоритов приурочены к верхней части продуктивного горизонта. Алюмосиликатные, вулканогенные и осадочные породы раннекембрийского возраста, заключенные в них фосфориты, а также прорывающие их изверженные породы на значительной площади выветрены в палеогеновое время.

В коре выветривания выделяются подзоны: начального выветривания материнских пород (на диабазах мощность подзоны не превышает 2—3 м), гидрохлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинитовая с гидроокислами железа и примесью гидрохлорита и гидрослюд. Элювиальные образования распространены на глубину до 30 м; по зонам тектонических нарушений выветривание проникает на глубину до 300 м (рис. 27). По фосфоритам и фосфатным породам формируются остаточные продукты выщелачивания и остаточно-инфильтрационного образования. К первому типу относятся некоторые разности кремнистых фосфоритов, образованных в результате выноса карбонатного и углистого материала из первичных фосфоритов в зоне гипергенеза при некотором инфильтрационном перераспределении апатита. Обогащенные при формировании коры выветривания фосфаты широко распространены на верхних горизонтах месторождения. Содержание P_2O_5 в таких фосфоритах 3—5 %. В нижних горизонтах коры выветривания кремнистые фосфориты сменяются кремнисто-карбонатно-фосфатными разностями с более низким содержанием P_2O_5. По сообщению Р. А. Цыкина, обогащение в коре выветривания происходит в результате выщелачивания карбонатов. Элювиальные фосфориты в Восточных Саянах известны также на месторождениях Обладжанском, Сейбинском, Белкинском, Большеджебартинском, Телекском и др.

Залежи гипергенных фосфоритов на этих месторождениях генетически связаны с корой выветривания, развитой по фосфатоносным карбонатным, кремнистым и сланцевым породам верхнего рифея — венда и нижнего кембрия, обычно бедным фосфором (2—6, редко

12—14 %). В процессе выветривания содержание P_2O_5 в коре выветривания повышается до 40 %. Одновременно с корообразованием в тектонических зонах и на контактах карбонатных пород с вмещающими формируются карстовые депрессии, чаще всего закрытого типа. Карстово-элювиальные отложения представлены структурным элювием пород, выполняющим карстовые депрессии. Среди гипергенных минералов преобладают каолинит, гидрослюды, маршаллит, гидроокислы железа и марганца. Фосфориты образуют линзовидные залежи с постепенными переходами в слабофосфатные породы. Фосфатные минералы представлены группой фторапатита и фторкарбонатапатита. Среди вторичных фосфоритов преобладают рыхлые песчано-глинистые породы — сложные полигенетические образования. Мощность рыхлых фосфоритов достигает 50—60 м, иногда 80—90 м. Возраст формирования фосфоритоносной коры выветривания позднетриасовый.

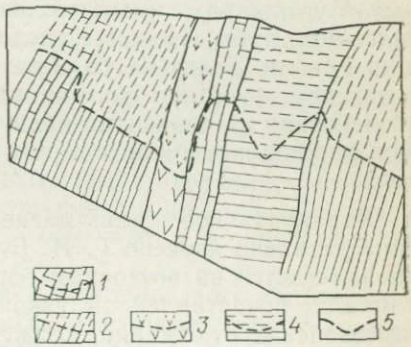


Рис. 27. Схематический разрез Тамалыкского месторождения.

1 — известняки и развитая на них кора выветривания; *2* — сланцы и их кора выветривания; *3* — диабазы и их кора выветривания; *4* — фосфориты; *5* — условная нижняя граница коры выветривания

Месторождения аналогичного генезиса и возраста известны на Урале. Одно из них — Ашинское до последнего времени разрабатывалось для местных нужд. Остаточные месторождения фосфоритов известны в Прибайкалье (Сарминское, Озерское).

За рубежом элювиальные фосфориты, образованные в результате выветривания осадочных пород, распространены достаточно широко. Это зоны латеритного выветривания фосфоритов Нигерии (месторождение Таиба в Сенегале), галечных фосфоритов формации Боди Велли (Флорида, США). Зоны латеритного выветривания фосфатов во всех этих областях имеют довольно широкое площадное размещение при сравнительно небольшой мощности. Так, в области галечных фосфоритов Флориды мощность алюмофосфатной зоны, в состав которой входят вавеллит, миллит, крандаллит, составляет большей частью лишь 1,5—3 м. Мощность алюмофосфатной зоны на месторождении Таиба, сложенной преимущественно крандаллитом, не превышает нескольких метров. Остаточные месторождения фосфоритов есть в Бельгии (районы Льежа и Бергена) и Финляндии.

Месторождения талька и магнезита

Остаточные месторождения талька и магнезита формируются в коре выветривания серпентинитов в процессе их гидролитического разложения кремнекислыми и углекислыми водами. Освобождающийся при выветривании серпентинитов в приповерхностных условиях магний мигрирует в нижние горизонты и переоткладывается в зо-

не дезинтеграции коры выветривания, представленной трещиноватыми легкими хлоритизированными породами (Чидерты-Экибастузская зона). 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: Халиловское, в Северных Мугоджарах, месторождения Южного и Среднего Урала, Казахстана, Кубы, Новой Каледонии, Южной Америки, Африки, Индии, Греции. Тальк часто образует совместные природные скопления с магнием, но может формировать и собственные месторождения при воздействии на серпентин щелочных, обогащенных кремнеземом водных растворов в нижних горизонтах коры выветривания, серпентинитов.

Каракудукское тальк-магнезитовое месторождение остаточного типа детально изучено Г. И. Бурдом в Мугоджарах. Месторождение располагается на восточном борту Старо-Карабутакской грабен-синклинали, представленной узкой, меридионально вытянутой полосой палеозойских отложений, сложенных полевошпат-слюдистыми, углисто-кварц-серицитовыми сланцами с прослоями эффузивов основного состава и известняков, интрудированных линзовидными телами гипербазитов. С одним из таких тел и связано Каракудукское месторождение. Оно приурочено также к двум крупным массивам гранитоидов, которые, вероятно, и явились источником гидротерм, нацело переработавших ультрабазиты Каракудука до тальк-магнезитовых пород.

Характерным для района является широкое развитие нижнемезозойской коры выветривания мощностью до 70 м, в результате чего вмещающие месторождение породы — кремне-глиноземистые сланцы и гнейсы, а также гранитоиды Актастинского и Шотинского массивов — на громадных площадях превращены в каолиниты, мощность которых на отдельных участках достигает 60 м. Месторождение представлено одним крупным телом, имеющим форму асимметричной линзы. Истинная мощность этого тела 50—350 м. Руды месторождения представлены собственно тальк-магнезитовыми породами и жильными талькитами, не затронутыми выветриванием, и гипергенными талькитами и в разной степени выветрелыми магнезит-тальковыми породами. Гипергенные руды образовались в процессе развития коры выветривания на сформировавшихся тальк-магнезитовых породах. Эти руды образуют плащеобразную залежь с неровными, почти горизонтальными плоскостями ограничения. Мощность элювиальной залежи 30—60 м. Наибольший интерес в этой группе руд представляют обогащенные тальком гипергенные талькиты. По составу и структуре их можно разделить на два подтипа: дезинтегрированные порошковатые талькиты, сложенные тальком на 90—98 % с примесью глинистых минералов, хлорита и акцессориев, и залегающие под первыми — мягкие ноздреватые талькиты с объемной массой 1,5—1,6, состоящие исключительно из талька с незначительной примесью хлорита и рудного минерала.

Химический состав гипергенных талькитов (%): SiO_2 56,61; Al_2O_3 2,81; Fe_2O_3 4,35; FeO 1,13; TiO_2 0,1; CaO 1,89; MgO 25,47; SO_3 0,11; п. п. п. 7,18. В процессе выветривания тальк окрашивается окислами железа в желтые и бурые тона, что снижает его качество. К этому же типу относятся и нижележащие сильно выветрелые тальк-магнезитовые породы с содержанием талька более 85 %.

К другому типу относятся в разной степени выветрелые тальк-магнезитовые породы, залегающие между гипергенными талькитами и собственно тальк-магнезитовыми породами, не затронутыми выветриванием. Мощность их 10—50 м (в среднем 30 м), глубина залегания 5—50 м. Состав: тальк 65—85 %, магнезит 10—25 %, примеси — рудный минерал и хлорит. Руды плотные, слабо и неравномерно окрашенные в бурые тона. Процессы выветривания отразились на качестве магнезита, в разной степени разрушенного и пропитанного окислами железа. Тальк практически не изменился и в подавляющем большинстве случаев не окрасился.

Собственные крупные месторождения порошковатого талька формируются при выщелачивании доломитов и других оталькованных карбонатов и выносе из коры выветривания щелочей (Киргитейское месторождение на Енисейском кряже, Алгуйское в Сибири).

Киргитейское тальк-карбонатное месторождение, по данным П. П. Смолина, сформировалось в результате инфильтрационной метасоматической переработки синийских магнезиально-карбонатных пород и кварцитов. Кора выветривания, развитая на месторождении, захватывает как талькиты, так и вмещающие карбонатные породы и кварциты. Местами мощность выветрелых пород достигает 100 м и более. За счет доломитов в коре выветривания образуется доломитовая мука; за счет кварцитов — маршаллитоподобные образования. Талькиты в коре выветривания дезинтегрируются: из них выщелачиваются карбонат, кварц и железо. Порошковатые талькиты коры выветривания примерно вдвое беднее железом, чем исходные плотные талькиты. В процессе выветривания, кроме освобождения первоначальных листочков талька, происходит и некоторое их расщепление, что ведет к дополнительному их измельчению; в результате крупность листочков порошкового талька значительно мельче, чем тальков первичных.

Порошковатые талькиты в коре выветривания известны также на месторождениях Чулак-Тау в Казахстане и на Светлоключском. В обоих случаях в процессе выветривания из руды удалялись минералы-примеси и частично железо.

Месторождения графита

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 75 % кварца, графита 2—10 %, мусковита, серицита и пирита. Мощность коры выветривания 15—20 м, пирит в зоне вы-

ветривания разрушается полностью, среднее содержание графита в элювии 2,5 %.

В Индии известно несколько небольших месторождений графита. В Траванкоре и прилегающих к нему частях Тинневелли они связаны с гнейсами чарнокитовой серии. В приповерхностных частях месторождений графит залегает в продуктах выветривания этих пород. Добыча на месторождении Велланд производилась с начала XX в. и составляла около 500 т в год. В районе г. Патны графит встречается в рассеянном виде в гнейсах и кондалитах, а также в жилах. Промышленное значение имеют только жилы кристаллического графита мощностью 2,5—12 см в Калаханди, где разрабатываются прослойки графита в глинах мощностью 3—5 см, представляющие собой продукт выветривания кондалита (парагнейсы).

Месторождения высокоглиноземистых минералов

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 (Казахстан) и реже на перидотитах и габбро-норитах (США).

Продолжительное время разрабатывалась элювиально-делювиальная россыпь корунда на месторождении Семиз-Бугу в Центральном Казахстане. Район месторождения сложен мощной толщей кислых эффузивных пород девона, прорванных гранитоидами, в приконтактовой зоне которых эффузивы преобразованы во вторичные кварциты. По минеральному составу выделяются серицитовые, алунитовые, андалузитовые вторичные кварциты и соответственно вторичные кварциты, среди которых залегает несколько корундовых, андалузитовых тел и одно андалузит-корундовое тело.

Главное андалузит-корундовое тело располагается в юго-западной части месторождения, имеет линзовидную форму, крутое падение и резко сокращается в размерах с глубиной.

Строение рудного тела зональное. В верхних горизонтах (до глубины 30—35 м) центральную часть тела слагали корундовые и мусковит-корундовые породы, окаймленные андалузит-корундовыми и андалузитовыми разностями. К периферии тела в андалузитовых породах появляется кварц, содержание которого постепенно повышается, андалузитовые породы переходят в кварц-андалузитовые и андалузит-кварцевые, сменяясь затем андалузитовыми и серицитовыми вторичными кварцитами. Высокая сопротивляемость к выветриванию главных минералов кварцитов и особенно кварца, корунда, андалузита, диаспора и алунита способствовала концентрации их в коре выветривания и формированию элювиальных россыпей. Главное андалузит-корундовое тело и элювиально-делювиальная россыпь корунда многие годы служили основной минеральной базой для обеспечения абразивной промышленности страны высококачественным корундом. Незначительные концентрации корунда известны на Украине в коре выветривания кристаллических пород в бассейнах рек

Тетерева, Роси и Южного Буга. В Соединенных Штатах Америки корундовые коры выветривания развиты на перидотитах и габброноритах. Аналогичные россыпи известны и в Южной Африке. Но качество корунда здесь низкое и для использования пригодны лишь 5—10 % кристаллов.

Россыпи высокоглиноземистых минералов (кианит, андалузит, силлиманит) известны в Индии, США и СССР. Основные потребители такого сырья — керамическая и алюминиевая промышленность. 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 30 %, на участке горы Уиллис оно понижается до 20 %. В коре выветривания содержание кианита резко возрастает. Аналогичные россыпи кианита известны в шт. Северная Каролина. Так, в россыпях района Кларкевилла содержание кианита 600—700 кг/м³. В СССР россыпные проявления высокоглиноземистых минералов установлены в Мугоджарах и Центральном Казахстане (месторождение Семиз-Бугу). В Мугоджарах в коре выветривания, проявленной на докембрийских кристаллических сланцах, концентрации кианита достигают 50—150 кг/т. Площадь распространения кианитовых сланцев значительная.

Месторождения высокоглиноземистого сырья расположены также в Северной Индии. Среди них выделяются силлиманитовое месторождение Кази-Хиллс и кианитовое Лапса Буру. Первое из них находится в Ассаме, в 450 км к северо-востоку от Калькутты. Район сложен сильно дислоцированными архейскими гранито-гнейсами с подчиненными им эпидиоритами и роговообманковыми сланцами. Среди гранито-гнейсов залегает более древний массив биотит-силлиманит-кордиеритовых и силлиманит-кварцевых сланцев, рассеченных многочисленными жилами гранита.

Форма силлиманитовых залежей линзо- и гнездообразная; мощность их 2—30 м при простирании 90—150 м. Большинство месторождений состоит из массивного силлиманита с примесью небольшого количества корунда; наряду с этим встречаются залежи, состоящие только из корунда.

Запасы доступной для выемки породы до глубины 3 м оцениваются в 83 000 т, общие же геологические запасы значительно больше. Химический состав силлиманит-корундовой породы следующий (в %): глинозема 61,6—62,3; кремнезема 35,7—36,3; окиси железа 1,3—1,7; окиси магния 0,13—0,16; окиси титана 0,15—0,18 %.

Кианитовое месторождение Лапса Буру расположено в Бенгалии, в 300 км к западу от Калькутты. В геологическом строении района месторождения принимает участие сильно дислоцированная свита докембрия, представленная слюдистыми и роговообманковыми сланцами, а также кварцитами. Среди сланцев залегают в виде многочисленных мелких линз или крупных тел кианит-кварцевые и чисто

кианитовые массивные породы. Мощность залежей до 300 м, длиной до 1,5 км. Вблизи кианитовых залежей наблюдается сильная турмалинизация вмещающих слюдистых сланцев. Кроме турмалина в сланцах широко развит топаз. Кианит-кварцевая порода сложена из тонкозернистого агрегата кварца, пронизанного призматическими кристаллами кианита, с небольшой примесью турмалина, рутила, корунда и мусковита. Кианитовая порода характеризуется почти мономинеральным составом; кианит образует радиально-лучистые агрегаты с длиной пластинок свыше 30 см; в качестве примесей встречаются редкие включения корунда, турмалина, рутила и мусковита. Химический состав породы (в %): глинозема 65,2; кремнезема 30,2; окиси железа 3,2; окиси магния 1,4; окиси титана 0,06.

Запасы элювиальных россыпей, возникших в результате выветривания коренных залежей кианита, оцениваются до глубины 1 м в 200 тыс. т, общие же запасы кианита, по-видимому, значительно больше.

Месторождения вермикулита

Гидрофлогопит и вермикулит связаны с корами выветривания карбонатитов, ультращелочных пород, ослюденелых ультраосновных пород, а также биотитовых, флогопитовых и хлоритовых гнейсов, сланцев, амфиболитов, габбро. Месторождения их известны на Кольском полуострове, Украине, в Мугоджарах, на Урале. На Украине (Приазовье, Среднее Приднепровье, Побужье и другие районы) самые крупные месторождения вермикулита приурочены к гидрослюдисто-вермикулитовому горизонту кор выветривания слюдистых сланцев и гнейсов. Крупное месторождение вермикулита разведано на Ковдорском массиве. Разрез Ковдорского месторождения вермикулита представлен двумя элювиальными горизонтами. Гидрослюдисто-вермикулитовый горизонт месторождения сложен рыхлой песчанистой глиной. В нем выделяются подгоризонты: нижний — гидрофлогопитовый и верхний — вермикулитовый. Общая мощность продуктивной рудоносной зоны 60 м. Много месторождений и рудопроявлений вермикулита находится на Урале. Приурочены они к корам выветривания ультраосновных пород, слюдоносных гнейсов и сланцев (Потанинское, Субутакское, Булдымское, Семь Ключей и другие месторождения). На Потанинском месторождении (Вишневогорский массив) первичными для образования вермикулитовых тел были породы полевошпат-биотитового, эгирин-биотитового, кальцит-биотитового состава, с содержанием биотита 10—80 %. Наибольшее промышленное значение имеют кальцит-биотитовые породы при процессах выветривания которых за счет выщелачивания кальцита формируются почти мономинеральные вермикулитовые тела (вермикулитовая сыпучка). Месторождения вермикулита, известные на Урале (Потанинское и др.), развивались за счет экзогенной гидратации флогопит-биотитовых слюд, что подтверждается переходными разностями от неизмененной слюды до типичного вермикулита. Переход свежих слюд в вермикулит сопровождается замещением щелочей водой и

окислением закисного железа. Остальные компоненты исходной слюды не претерпевают значительных изменений.

В Индии вермикулитсодержащие измененные пироксениты Коратти распространены на двух участках площадью 60 и 80 тыс. м². Средняя мощность сильно выветрелых пород, содержащих вермикулит высокого качества, составляет 10 м. С глубиной степень гидратации флогопита снижается и, следовательно, количество флогопита постепенно увеличивается. Количество вермикулита в породах изменяется от 9 до 45 %. Содержание вермикулита, поддающегося ручной выборке, составляет 15—17 %, однако на практике извлечение слюды не превышало 5—10 %. После ручной выборки крупной слюды остаются хвосты, из которых извлечение мелкого (до 1 см) вермикулита возможно промывкой со взмучиванием. Запасы вермикулита, поддающегося ручной выборке до глубины 10 м, оценивались в 190 тыс. т (около 130 тыс. т извлекаемого). Однако с учетом возможного использования промывки со взмучиванием процент извлечения вермикулита может быть повышен почти вдвое (на 12—16 %), в связи с чем общие запасы слюды оцениваются в 400 тыс. т.

Нерегулярная кустарная добыча вермикулита на месторождении производилась частными предпринимателями до 1967 г. В настоящее время месторождение разрабатывается государственным предприятием. Попутно извлекается апатит и титаномагнетит из хвостов, остающихся после выделения вермикулита.

Месторождения вермикулита установлены в Австралии в карбонатитах хребта Стрейнджуэйс в 100 км к северо-востоку от Алис-Спрингса (северная территория). Глубина выветрелой зоны достигает 50 м.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕРАМИЧЕСКОГО И СТРОИТЕЛЬНОГО СЫРЬЯ

Особенности остаточных месторождений глин элювиального происхождения определяются характером материнских пород и условиями выветривания. От различного сочетания этих факторов зависят минеральный состав и степень дисперсности глинистых пород, а равным образом и условия их залегания. Сами по себе элювиальные породы являются аутигенными в самом точном смысле этого слова, 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 материнских пород.

Теплый или жаркий влажный климат способствует интенсивному ходу химического выветривания и благоприятен для развития каолинитовых 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 (Глуховецкое, Турбовское, Просяновское и другие в УССР, Кыштымское и Еленинское на Урале, Балайское в Сибири). Такие первичные каолины отличаются 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: из габбровых, диабазовых, амфиболовых и других темноцветных силикатных пород. Формирующиеся в этих условиях каолинитовые или галлуазитовые породы содержат, как правило, довольно много окислов железа, титана, кальция и магния, что ухудшает их технологические свойства и резко ограничивает области применения.

На Южном Урале и Дальнем Востоке известны месторождения преимущественно монтмориллонитовых и бейделлитовых глин, развивавшихся вследствие выветривания основных и ультраосновных пород (преимущественно серпентинитов и дунитов).

Андезиты, трахиты, туфовые лавы и туфы причерноморской Грузии и ряда других областей дают начало элювиальным месторождениям монтмориллонитовых (бентонитовых и суббентонитовых) глин. В их числе есть месторождения бентонитовых глин, отличающиеся весьма высокой степенью дисперсности глинистого вещества и, как следствие, значительным водопоглощением и набуханием, связующей способностью и тиксотропностью гелей (Асканские месторождения).

Элювий осадочных пород также нередко бывает глинистым. Материнскими породами являются чаще всего глинистые сланцы, аркозовые пески и песчаники и разного рода вулканогенные осадочные породы (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты). Глинистые сланцы — материнские породы каолинов Невьянского и Евсинского месторождений и различных полиминеральных глин невысокой ценности как на Урале и в Западной Сибири, так и в других районах Советского Союза. Элювием аркозовых песков предположительно являются некоторые месторождения песчанистых каолинитовых глин Томской и Кемеровской областей и Дальнего Востока. Вулканогенные породы — исходный материал бентонитовых глин некоторых месторождений Закарпатья. Формы залегания остаточных месторождений разнообразны. Являясь фрагментами кор выветривания, эти месторождения могут образовывать в районах развития крупных массивов интрузивных пород плащеобразные тела мощностью от нескольких десятков метров до сотен метров и площадью в десятки тысяч км^2. Морфология и параметры большинства месторождений глин строго наследуют условия залегания материнских пород. На Урале месторождения каолинов связаны в основном с верхнетриа-

совой корой выветривания. Наиболее широко каолины распространены на восточном склоне Урала и в южных его районах, в пределах пенепленов. Наибольший промышленный интерес и значение имеют каолины, сформировавшиеся за счет выветривания гранитов, близких к ним пород (кыштымский тип) и различных метаморфических сланцев (невьянский тип).

Месторождения кыштымского типа характеризуются крупными размерами (длина до 2000 м, ширина 100—200 м, мощность 25—100 м). Форма залежей плащеобразная. Наиболее крупные месторождения этого типа: Кыштымское, Еленинское, Чикмакульское и др. Такого же типа, но мелкое месторождение каолинов — Уимшильское изучено Г. И. Шегай и Г. И. Бурд в Мугоджарах. Месторождение представлено продуктами нижнемезозойской коры выветривания Шотинского гранитного массива. Граниты массива сложены в основном биотитовыми разностями, обогащенными щелочами и пересыщенным глиноземом.

Минеральный состав их характеризуется значительным содержанием биотита и несколько повышенным — плагиоклаза. Содержание окислов железа 3—1,31 % (для лейкократовых разностей). Последние распространены незначительно и выделяются в виде отдельных пятен на небольшой площади.

Кора выветривания сохранилась на склонах водоразделов и в пониженных частях рельефа. Как правило, эти участки отличаются минимальным развитием неоген-четвертичных отложений, перекрывающих образования коры выветривания. Состав каолинов коры выветривания неоднороден. На месторождении выделяются подзоны выветривания, каждая из которых характеризуется определенным гранулометрическим, минеральным и химическим составом.

Снизу вверх выделяются три подзоны: гидратации силикатов и начала выщелачивания, конечной гидратации силикатов и развития выщелачивания и конечного выщелачивания. Наиболее распространена на месторождении подзона конечной гидратации силикатов. Каолины Уимшильского месторождения по составу отвечают образованиям этой подзоны.

В коре выветривания месторождения (снизу вверх) по разрезу наблюдается закономерное уменьшение содержания полевого шпата и увеличение гидрослюды и каолина.

Содержание кварца во всех подзонах коры выветривания постоянное и объясняется, по-видимому, его устойчивостью к процессам выветривания (табл. 22).

С изменением минерального состава в подзонах коры выветривания наблюдается постепенное уменьшение содержания щелочей и увеличение потерь при прокаливании от подзоны гидрослюд к каолинитовой. Содержание кремнезема, глинозема, окислов железа и титана во всех подзонах постоянное.

Для определения унаследованности каолинами химического состава материнских пород были сделаны пересчеты содержаний малых элементов в гранитах и в обогащенном каолине (тонкий класс — 0,06). В результате оказалось, что содержание Ba, V и La в каолине практически полностью соответствует таковому в гра-

нитах. Количество Mn и Ti в каолинах резко уменьшается, а Pb, Sn и Zn увеличивается. Большинство элементов Ca, Co, Ni, Cr, Cu и Zr связано с минералами крупных классов.

Таким образом, Уимшильское месторождение каолинов представлено каолинит-гидрослюдистым типом, характерным для развития коры выветривания по гранитоидам в Северных Мугоджарах; каолинит-гидрослюдистые образования унаследуют вредные для керами-

Таблица 22

Содержание основных породообразующих минералов в подзонах коры выветривания Уишмильского месторождения первичных каолинов (в %)

Минералы	Подзоны			
	гидратации силикатов и начала выщелачивания	конечной гидратации силикатов и развития выщелачивания		конечного выщелачивания
		I*	II*	
Полевой шпат	26	3	1—2	—
Кварц	41—42	48,5	45—47	45—46
Гидрослюда	2	35—32,5	20—22	3—5
Каолинит	25,8	7—8	25—26	45—46
Карбонат	Сл.	2	Зн.	—
Рудный	5	5—7	5	5—7

* Подзоны: I — гидрослюдистая, II — гидрослюдисто-каолинитовая.

ческих изделий примеси (Fe, Ti, щелочи). В силу этих причин месторождение мало перспективно.

На Еленинском месторождении (Южный Урал), приуроченном к коре выветривания гранитов Джабык-Карагайского массива, глинистая масса практически мономинеральна и представлена каолинитом иногда с незначительной примесью гидрослюд. Белые и светлые разности преобладают в элювии и составляют 70 % всех запасов; желтые и розовые 21 %; светло-желтые 9 %. Среднее содержание самой тонкой фракции в глинах превышает 50 %. Качество каолина-сырца хорошее, химический состав (в %): SiO_2 48—69; Al_2O_3 26—40; TiO_2 около 1; Fe_2O_3 0,6—1,5; $CaO+MgO$ 0,3—0,8; SO_3 0,2—0,4; п. п. п. до 13. Каолинизированные породы часто выходят на поверхность, но местами вскрыша достигает 14 м. Месторождения глин невьянского типа невелики. Состав каолинов неоднородный, пестрый, часто цветные разности с высоким содержанием окислов железа (до 14 %). Представители этого типа — месторождения Невьянское и Сысертское.

Урал располагает большими перспективами для расширения базы каолинового сырья, причем наиболее перспективен Южный Урал, где выделяется несколько площадей, благоприятных по развитию коры выветривания; Полетаевская, Кочкарская, Джабык-Карагайская и Мугоджарская.

Залежи глин различных типов широко распространены во всех регионах земли. Некоторые районы особенно отличаются их богат-

ством (Чехословакия, КНР, Австралия, Бразилия и др.). Так, в Индии залежи первичного каолина известны в ряде районов. В Бихаре залежи каолина — продукты разложения гнейсов и кристаллических сланцев. Основное значение имеют залежи каолина высокого качества в белых песчаниках серии дамуда. Месторождения этого типа находятся в Катанге, Каранпуре и Додани. В Мангал Хет каолин также извлекается из белых песчаников. Аналогичные месторождения известны в Памаргатте. В северной части Сингбума производится добыча каолина, который представляет собой продукт выветривания гранитов. Такой же каолин добывается в Кет-Гатариа, в 48 км к югу от Чайбаза. Он применяется главным образом как наполнитель в бумажном производстве, а бледно-розовая его разность направляется на фарфоровый завод в Калькутту.

В окрестностях Дели (в Казампуре) с древнейших времен добывается каолин, образовавшийся при выветривании пегматитов. Он используется в фарфоровом производстве в Гвалиоре. Белые глины встречаются в отложениях верхнегондванской серии в окрестностях Джабалпура и Мурил. Известны также месторождения, связанные с гранитным массивом в Майсуре. Около 27 % всей добычи индийского каолина дает Джабалпур в Центральных провинциях; 25 % Бихар и Орисса; 15 % Майсур; 15 % Бенгалия и 10 % Дели.

Промышленные месторождения бентонитов, по данным Г. И. Кислова, среди кор выветривания известны за рубежом и некоторые месторождения эксплуатируются (Петровац на Море, Югославия; Бранянское, Чехословакия и др.). За последнее десятилетие на территории Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока также обнаружены проявления бентонитов в корах выветривания.

На территориях платформ бентониты закономерно расположены в краевых частях, локализуясь в основном на приподнятых участках антеклиз (на севере Украинской ССР — Берестовецкое и др., на северо-западе Воронежской обл. — Костюковичское и др.). Иногда месторождения бентонитов находятся в краевых зонах синеклиз (Разгонское в пределах Тасеевской синеклизы на юге Сибирской платформы).

Бентонитоносны коры выветривания многих складчатых областей (Уральской, Казахстанской, Зайсанской, Алтае-Саянской, Байкальской, Верхоянской, Сихотэ-Алиньской). В Уральской складчатой области среди них практический интерес представляют Сахаринское и Усть-Маньинское месторождения щелочноземельных бентонитов. Важное практическое значение имеют бентониты щелочноземельного и смешанного состава на Верхне-Убаганском месторождении, расположенном на стыке Уральской и Казахстанской складчатых областей. Наряду со щелочноземельными среди кор выветривания встречены бентониты смешанного и реже щелочного состава в Зайсанской (Манракская группа), Сихотэ-Алиньской (Устиновское) и Верхоянской (Верхне-Аркагалинское) складчатых областях.

Наибольшая мощность бентонитоносных кор выветривания наблюдается в зонах дробления и повышенной трещиноватости на Усть-Маньинском, Сахаринском, Верхне-Убаганском, Тайжузгенском и других месторождениях. Приуроченность к тектоническим наруше-

ниям и непосредственная связь с ними определяют полосчато-вытянутую форму бентонитовых залежей. Например, в районе Усть-Маньи ширина полос 800—1000 м при длине 8 км.

Месторождения бентонитов кор выветривания связаны с определенным набором исходных пород (ультраосновные интрузивы, кислые и реже основные эффузивы, их туфы и пеплы, осадочные карбонатно-глинистые породы).

Закономерна связь железистых бентонитов (нонтронитов) Южного Урала и Украины с интрузивным фемическим комплексом. Менее железистые бентониты более характерны для эффузивных формаций складчатых областей (карбона — Северного Урала, карбона и пермо-триаса — Восточного Казахстана и др.), а также для платформенных трапповых формаций (нижнепалеозойской — запада Русской платформы, мезозойской — Сибирской платформы). Маложелезистые бентониты смешанного состава связаны с выветриванием осадочно-вулканогенных формаций (бескварцевых лейкократовых андезит-липаритовых, липаритовых туфов). Они приурочены к пермо-триасовой липаритовой формации в Северном Казахстане, каменноугольной и пермо-триасовой — в Южном Призайсанье, мезокайнозойской — на Дальнем Востоке. В коре выветривания аналогичных пород на Устиновском месторождении наблюдается постепенный переход монтмориллонита смешанного состава в щелочноземельный с незначительной примесью каолинита, характерного для более возвышенных участков.

В результате выщелачивания карбонатной составляющей исходных пород были сформированы месторождения бентонитов на Русской и Сибирской платформах: Костюковичское в Белоруссии, связанное с туронской известняково-глинистой формацией; Разгонское в Иркутской области — с позднедевонской песчано-мергелистой формацией. Большинство месторождений бентонитов образовалось, видимо, в переходных от аридных к гумидным условиях.

Месторождения кварцевых песков

Элювиальные месторождения кварцевых песков формируются при выветривании песчаников, кварцитов и других пород, содержащих свободный кварц в повышенных количествах. Кварц в элювиальных песках представлен зернами остроугольной формы. Для песков типично присутствие некоторого количества глинистых минералов и полевых шпатов, затронутых выветриванием. Масштабы таких месторождений обычно значительные. Крупные россыпи кварцевых песков известны на Урале, в Западном Казахстане, в Прибайкалье — Иркутской области 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. К каолинит-гидрослюдистой подзоне кварцевые песчаники содержат до 85 % и более кварца и незначительную примесь полевого шпата, гидрослюд и каолинита. Крупные залежи

кварцевых формовочных и стекольных песков проявлены на Тулунском месторождении.

Почти мономинеральные низкокачественные маложелезистые кварцевые пески известны в Бурятской АССР на Харчинском месторождении. Образовались они при выветривании верхнепротерозойских (голоустенская свита) однородных кварцитовидных песчаников с карбонатным цементом. Содержание SiO_2 в песках 96—99 %. С корой выветривания эоценового возраста в Прибайкалье и Присаянье на осадках черемховской и присаянской свит средней юры связаны остаточные месторождения кварцевых песков. Кора развивается на песчаниках и гравийно-галечных отложениях, содержащих более 90 % кварца и до 8 % мусковита. На Урале известно Лазарятское месторождение формовочных песков.

Месторождения маршаллита

Маршаллит (кремнистая мука, или пылевидный кварц) обычно связан с корой выветривания карбонатных пород, реже — с кварцитами.

В маршаллите содержится кремнезема до 90 %, глинозема (каолинит-гидрослюдистая примесь) обычно 0,5—23 %, окислов железа десятые доли процента. Щелочные и щелочноземельные элементы имеют подчиненную роль, но в случае примеси гидрослюд достигают 4 %. Месторождения маршаллита наиболее изучены на Урале по окремненным известнякам (Болотовское) и кремнистым сланцам (Натальинское, Куликовское). Пластообразная залежь Болотовского месторождения маршаллита прослежена на 4 км, имеет ширину до 400 м, а мощность 20 м и залегает под маломощными наносами. Маршаллит довольно плотный, состоящий из кварцевого и кремнистого пылевого материала с примесью щебня окремненного известняка. Количество последнего достигает в среднем 13 %. Встречаются прослои, содержащие большое количество гидрослюды и каолинита. Гранулометрический состав маршаллита (в %): мельче 0,15 мм 47—98; 0,3—0,15 мм 0,5—7 и крупнее 0,3 мм 3—50. Химический состав (в %): SiO_2 72—99,6; Al_2O_3 0,56—4,52; Fe_2O_3 0,01—0,73; CaO 0,16—0,54; MgO 0,14—0,7; Na_2O — следы; K_2O 0,11—0,73; SO_3 0,22—0,11; п. п. п. 0,06—1,02. Огнеупорность 1580—1770 °С.

Сильновыветрелый элювий окремненных пород встречается довольно часто на Урале и в Казахстане. Интерес представляет месторождение, расположенное к северу от г. Магнитогорска на горе Кремневой. Маршаллит в нем образовался за счет выветривания окремненных органогенных известняков.

Месторождения природных пигментов

Природные пигменты приурочены к ожелезненным элювиальным горизонтам различных пород. Основная масса залежей пигментов может быть сгруппирована следующим образом: 1) залежи окисления рудных месторождений; 2) залежи, приуроченные к элювиальным охристым горизонтам основных, ультраосновных изверженных

пород и кристаллических сланцев; 3) залежи ожелезненных глин, приуроченных к карстующимся породам.

Первая группа залежей природных пигментов широко распространена на восточном склоне Урала, например Верхненейвинское месторождение желтой кремнистой охры в краевых частях залежи бурых железняков.

Вторая группа залежей также весьма многочисленна, но изучена слабо. Примерами могут служить некоторые уральские месторождения. Калатинское месторождение представлено охрой светло-зеленовато-желтой, залегающей в виде линз в верхней части элювия основных изверженных пород. Химический состав основных компонентов пигмента (в %): Al_2O_3 21,02; SiO_2 42,4; Fe_2O_3 19,46; CaO 0,2; MgO 1,1; насыщенность 160 кг/м^3. Аджитаровское месторождение (Челябинская обл.) представлено охристым элювиальным горизонтом кристаллических сланцев; охра, прослеженная на 1,5 км, содержит Fe_2O_3 20,39 %; Al_2O_3 15,55 %, полное высыхание происходит при 15 °С. Кроме того много месторождений приурочено к охристому элювиальному горизонту ультраосновных пород.

К третьей группе относится Невьянское месторождение природных пигментов, которое приурочено 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. Залежи характеризуются многоцветностью: от белых до черных, от слабых тонов к ярким оранжевым, красным, темно-красным, лиловым. Наиболее ценные из всех мумия и охра. Мумия — яркая красно-бурая элювиальная глина, занимает площадь 3432 м^2. Пигмент тонкодисперсный и содержит 6—9 % Fe_2O_3, плотность 2,66. Охра распространена на площади 8350 м^2 и представлена желтой землистой массой, которая с глубиной становится плотной. Химический состав ее следующий (в %): Al_2O_3 2,53—5,04; Fe_2O_3 9,6—13,76; SiO_2 до 70; п. п. п. 10,19—11,2.

Кроме того высокая дисперсность пород каолинитового элювиального горизонта и чистота их состава позволяют использовать ожелезненные каолины (гётит-каолинитовый горизонт) как сырье для изготовления красок.

В. В. Белов выделяет на Урале следующие генетические типы месторождений пигментов, связанных с нижнемезозойской корой выветривания:

1. Охры, бурые железняки кор выветривания ультрабазитов представлены порошковато-землистыми разностями, смешанными рудами и кремнистыми бурыми железняками. Форма залежей пластообразная. Размеры значительные: длина до 3 км, ширина до 700 м, мощность 0,5—30 м. Качество охр очень высокое. Содержание окиси железа достигает 70 % (Елизаветинское, Сахаринское и другие месторождения).

2. Охры кор выветривания вулканогенных пород. Руды залегают пластообразно (размеры до 1600 м при ширине 200—500 м) или в виде отдельных линз, прослоев мощностью до 12 м. Цвет охр одно-

родный; качество пигментов высокое, содержание окислов железа до 30 % (генотип — Атюсское месторождение).

3. Охры глинистые и охры кор выветривания метаморфических сланцев. Сырье представлено цветными глинами. Залежи обычно неправильной формы, реже пластообразные, размеры их колеблются в широких пределах. По гранулометрическому составу сырье неоднородное, качество, в общем, низкое, требует обогащения (Чебаркульское, Аджетаровское и другие месторождения).

4. Охры, приуроченные к корам выветривания контактово-метасоматических месторождений железных руд.

5. Минеральные пигменты — охры железных руд осадочного типа (сидеритов, железистых доломитов и др.).

6. Железистые охры, связанные с корой выветривания бокситовых залежей.

7. Железистые охры, приуроченные к осадочным образованиям нижнемезозойской коры выветривания.

Месторождения щелочных каолинов

Месторождения щелочных каолинов остаточного типа обычно представлены пластообразными залежами, а также линзами и карманами в подошве нормальных каолинов, что нередко позволяет рассматривать обе разновидности каолинов как комплексное полезное ископаемое (Просяновское месторождение). Иногда промышленный интерес имеют лишь щелочные каолины (Дубровское месторождение).

Щелочные каолины приурочены к нижним подзонам каолинитовой коры выветривания (подзона выщелачивания) гранитных и других полевошпатовых пород более основного состава. Продукты выветривания полевошпатовых пород могут обогащаться окисью 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 каолины представляют собой структурную глинисто-гидрослюдистую рыхлую породу коры выветривания, содержащую в повышенных количествах неразложенный калиевый полевой шпат и акцессорные минералы. Основные породообразующие минералы щелочных каолинов — кварц, каолинит, микроклин. Содержание кварца колеблется в пределах 35—50 %; каолинита 20—40 %, микроклина 10—30 %. Почти постоянно в породе встречаются гидробиотит и серицит (3—10 % и 30—40 %).

Устойчивость микроклина в коре выветривания по сравнению с другими минералами (плагиоклазы, слюды, амфиболы) и способность его к относительному накоплению в нижних и средних подзонах стали причиной формирования в гидрослюдистой и каолинит-гидрослюдистой подзонах профиля коры выветривания особой подзоны, материал которой состоит из преобладающих гидрослюд, каолинита, кварца и микроклина с небольшой примесью остаточных акцессорных минералов. Эта подзона и получила наименование — щелочных каолинов, отличающихся повышенным (более 2 %) содер-

жанием щелочей с преобладанием K_2O над Na_2O. В верхних горизонтах полного профиля коры выветривания щелочей почти нет, поскольку в каолинитовой подзоне они активно мигрируют. Содержание K_2O в материнских породах 3—4 %, в зоне дизинтеграции 5—6 %, в щелочных каолинах 3—4 %, в нормальных каолинах (каолинитовая подзона) 0,2—0,5 %. Содержание Na_2O, наоборот, понижается в 5—10 раз при переходе от коренных пород к зоне дизинтеграции и щелочным каолинам. Поэтому отношение $K_2O : Na_2O$ в неизмененных гранитоидах близко к 1, в зоне дезинтеграций достигает 2—3, в щелочных каолинах возрастает до 10 и более. При переходе от материнских пород к щелочным каолинам количество щелочноземельных окислов уменьшается в 3—5 раз (0,5—0,8 %). Но иногда щелочные каолины вторично обогащаются CaO, видимо, за счет гидрокарбоната кальция из грунтовых вод. Содержание железа в щелочных каолинах также резко падает.

Из щелочных каолинов извлекается полевой шпат, кварц и каолин. Полевошпатовый концентрат характеризуется высоким качеством. Отношение $K_2O : Na_2O$ достигает 13 : 1, что позволяет рассматривать концентрат как высококачественное сырье для электрокерамической промышленности. Кварцевый концентрат обычно тоже хорошего качества. Каолин, получаемый из щелочного каолина-сырца, обычно характеризуется невысоким качеством и может быть использован в основном только в керамическом производстве, лишь небольшая его часть (около 30 %) пригодна для электрокерамики. Небольшие содержания полевых шпатов и невысокое качество каолиновых концентратов снижают экономическую ценность месторождений этого типа, однако большая потребность в высококалиевом полевом шпате обусловливает повышенный интерес к ним.

Выветрелые высококалиевые глинисто-полевошпатовые породы (щелочные каолины), которые могут служить сырьем для производства высоковольтной керамики, известны в коре выветривания гранитов Украины, Казахстана, Среднего и Южного Урала. На Украине щелочные каолины развиты в Случском, Бердичево-Винницком, Прикриворожском, Синельчиково-Просяновском, Северо-Приазовском и других районах (Молодецкое, Мануйловское, Екатериновское, Глуховецкое и другие месторождения). На Глуховецком месторождении в коре выветривания чудново-бердичевских гранитов и мигматитов мощность подзоны щелочных каолинов колеблется от 2 до 20 м, обычно составляя 5—10 м, а в коре порфировидных гранитов 1—17,2 м, обычно 4,7 м. Выход песчанистой фракции из каолина-сырца составляет для разных исходных пород 33—58 %, выход полевошпатового концентрата из нее 8—27 % и более, содержание K_2O+Na_2O в нем достигает 10—12 % при отношении $K_2O : Na_2O$ обычно 9—20.

В последние годы в Приазовье открыто новое месторождение щелочных каолинов — Екатериновское, расположенное в Донецкой области УССР. Кора выветривания развита на докембрийских гранитах Екатериновского массива, расположенного на восточном крыле Центрально-Приазовской синклинали. Щелочные каолины — промежуточные продукты каолинитовой коры выветривания, они обра-

зованы по розовым и серым биотитовым порфировидным гранитам, а также по жильным аплитовидным и пегматоидным разностям. В щелочных каолинах всегда присутствует недоразложенный полевой шпат. Высокое качество сырья Екатериновского месторождения объясняется образованием щелочных каолинов в результате выветривания грейзенизированных гранитов, содержащих набор акцессорных минералов; литиевых слюд (циннвальдита и протолитионита), топаза, берилла, флюорита, циркона и др. Благодаря содержанию в глинах редких минералов из щелочных каолинов Екатериновского месторождения получена высококачественная глазурь и фарфоровая масса.

На Южном Урале полевошпатовые коры выветривания развиты на отдельных участках Челябинского, Варламовского, Рефтинского, Адамовского, Кайрактинского и других массивов. Промышленного значения все эти месторождения пока не имеют из-за низкого качества сырья и малой эффективности обогащения. В последние годы установлена промышленная перспективность Бисембаевского месторождения в Кустанайской области. Месторождение приурочено к Бисембаевскому массиву микроклиновых порфировидных верхнекарбоновых гранитов, на котором сохранилась верхнетриасовая кора выветривания. Массив расположен в осевой части Троицкого антиклинория Зауральского поднятия, сложен розовато-серыми, крупнозернистыми порфировидными микроклиновыми гранитами. Отношение $K_2O : Na_2O$ (калиевый модуль) в нижних зонах по отношению к исходным гранитам увеличивается в несколько раз, достигая 10—20 и более.

ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОРМАЦИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Обзор месторождений полезных ископаемых формации коры выветривания свидетельствует о том, как важно практическое значение таких месторождений в экономике любой страны и как велика их роль в мировых запасах минерального сырья.

В то же время распределение полезных ископаемых по генетическим группам месторождений формации коры выветривания показывает неравнозначность промышленного потенциала минерально-сырьевых баз этих групп.

Ведущая роль, конечно, принадлежит остаточным месторождениям, на долю которых приходится до 90 % всех мировых запасов многих полезных ископаемых (бокситы, никель, марганец, апатит, первичный и щелочной каолины и др.).

В зарубежных странах из общих запасов никеля (70—80 млн. т) на долю остаточных месторождений приходится 56—60 млн. т, т. е. 74—75 % (Куба, Франция, Филиппины, Индонезия, Доминиканская Республика, Пуэрто-Рико (США), провинция Юньань на юге КНР и др.). Добыча никеля из месторождений коры выветривания состав-

ляет 30—40 % от общего количества добываемого металла. В Советском Союзе месторождения никеля разрабатываются в Кимперсайском районе на Южном Урале. Ресурсы кобальта, связанного с остаточными месторождениями никеля, составляют 30 % от общих его запасов в недрах.

Запасы хромитов в промышленных элювиальных месторождениях Зимбабве превышают 50 млн. т, т. е. более 7 % от общих запасов хромитов капиталистических и развивающихся стран. Всего на долю остаточных месторождений мира приходится около 25 % от общих запасов хромитов.

По данным М. В. Чеботарева и А. С. Крючкова 85 % запасов бокситов зарубежных стран относится к латеритному типу. Такие бокситы характеризуются высоким качеством, что обусловливает легкую их переработку на глинозем способом Байера. Из 47,5 млн. т бокситов, добытых в 1970 г. в капиталистических и развивающихся странах, на долю латеритных приходится 32 млн. т. Намечается дальнейшее увеличение их добычи, в частности, за счет расширения разработок на новых месторождениях Австралии.

Огромными запасами обладают остаточные месторождения железа и марганца. Общеизвестно важное народнохозяйственное значение богатых железных руд КМА.

Примером другого типа являются латеритные месторождения бурых железняков, образующихся преимущественно по серпентинитам, при выветривании которых происходит вынос легкоподвижных компонентов и концентрируется железо (до 65 %), никель и кобальт, марганец, ванадий и хром. Такие руды остаточных месторождений железа относятся к природно-легированным сортам.

Существенная доля запасов некоторых редких элементов (скандия, ванадия, галлия) также относится к этому типу месторождений. Преобладающая часть ресурсов горнохимического сырья и стройматериалов принадлежит остаточным месторождениям первичного каолина, бентонитовых и других глин, щелочного каолина, апатита, магнезита, талька, вермикулита, барита и др. Роль элювиальных россыпей в мировой экономике менее велика, чем остаточных месторождений, но практическое значение их в развитии минерально-сырьевой базы многих полезных ископаемых будет несомненно расти из года в год. Огромными запасами и высокими концентрациями полезных компонентов обладают ильменитоносные коры выветривания, которые являются перспективными комплексными (апатит, циркон и др.) промышленными объектами недалекого будущего. Около 5 % запасов и 10 % добычи алмазов приходится на элювиальные россыпи. В месторождениях кор выветривания содержатся существенные запасы почти всех редких элементов (табл. 23).

Важно практическое значение элювиальных россыпей в развитии минерально-сырьевой базы малых металлов (олово, вольфрам, ртуть, сурьма) и цветных минералов (драгоценные, полудрагоценные и поделочные камни), драгоценных и радиоактивных металлов.

Наконец, зоны окисления сульфидных руд играют важную роль в добыче полиметаллов, малых металлов, золота, железа и других

Таблица 23

Распределение запасов и добыча редких элементов по типам месторождений Мира (в %)

Типы месторождений	Элементы											
	Cs	Rb	Li	Sr	Be	Sc	TRy	TR_{ce}	Zr+Hf	V	Ta	Nb
Экзогенные (по Н. А. Солодову)	38	62	56	64	10	98	20	14	77	50	9	44
В том числе:												
остаточные			1		6	37		5		14		
элювиальные			1		4			10	4		5	20
россыпи												
Удельный вес добычи			1		10	72		5	5	20	55	80

полезных ископаемых, но значение их зависит от мощности и сохранности продуктивных горизонтов (подзона вторичного сульфидного обогащения и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учение о полезных ископаемых формации коры выветривания до настоящего времени не получило еще права гражданства как самостоятельного учения о важнейшем генетическом типе месторождений полезных ископаемых. Лишь стараниями школ В. П. Петрова и Д. Г. Сапожникова, их учеников и последователей развиваются исследования в этом направлении.

Геологическое значение мощных кор выветривания в первую очередь заключается в том, что с ними связаны многие полезные ископаемые, роль которых в мировом балансе минерального сырья не менее существенна, чем полезных ископаемых других генетических типов (гидротермальные, магматические и даже осадочные месторождения). Корообразование является начальной стадией процесса осадочного рудогенеза. Поэтому выяснение миграционных свойств рудообразующих элементов, входящих в состав минералов коры выветривания, имеет важное значение для понимания условий седиментации осадочных руд. От особенностей поведения рудообразующих элементов и их соединений в коре выветривания зависит возможность формирования месторождений полезных ископаемых в местах осадконакопления, за счет поступления рудного материала из областей размыва рыхлого материала выветрившихся горных пород и локализации его на участках, благоприятных для седиментации.

Коры выветривания имеют не только рудообразующее значение. Велика их роль как одного из важнейших поисковых критериев для ряда эндогенных полезных ископаемых. Зоны окисления руд, приуроченные к корам выветривания, являются важнейшим признаком 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 месторождениям остаточного типа и зонам окисления в геологической науке уделяется относительно большое внимание, то элювиальные россыпи редких металлов и олова, алмазов, 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 важных промышленных типов месторождений полезных ископаемых формации рудоносных кор выветривания. Практическое значение элювиальных россыпей особенно велико в связи с возможностью их 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 минимально промышленное содержание минералов по сравнению с их содержанием в материнских породах. Практически же в большинстве случаев содержание полезных компонентов в элювиальных россыпях выше, чем в коренных породах. Побочными продуктами при обогащении металлоносных элювиальных образований, развитых на карбонатитах, ультрабазитах и базитах, гранитах, гнейсах, пегматитах, грейзенах, мигматитах, метосоматически измененных магматических и терригенных породах, могут быть апатит, слюды, полевой шпат, кварц, каолинит, вермикулит и другие гипогенные и гипергенные минералы. Комплексное извлечение из «песков» всех полезных минералов — одно из главных практических достоинств элювиальных россыпей, что, к сожалению, далеко не всегда учитывается при их геолого-экономической оценке.

Анализ перспектив кор выветривания только редкометальных щелочных пород, пегматитов и карбонатитов на территории СССР свидетельствует о возможностях резкого увеличения добычи редких металлов и другого минерального сырья за счет месторождений этого генетического типа, причем в наиболее короткие сроки и с наименьшими капитальным вложениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Месторождения редких элементов в корах выветривания. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 211—216.

2. *Бурмин Ю. А.* Элювиальные редкометальные россыпи СССР. — В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Апатиты, 1974, с. 52—55.

3. *Бурмин Ю. А.* Элювиальные россыпи неметаллических полезных ископаемых. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М., Наука, 1977, с. 39—51.

4. *Бурмин Ю. А.* Основные условия формирования элювиальных россыпей. — В кн.: Минерагения зоны гипергенеза. М., Наука, 1980, с. 39—45.

5. *Геология*, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района Курской магнитной аномалии/И. Н. Леоненко, Б. Н. Одокий, В. Н. Клекль и др. Воронеж, изд. ВГУ, 1972.

6. *Григорьев Н. А.* Бериллий в экзогенном цикле. М., Наука, 1978.

7. *Занин Ю. Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, Наука, 1975.

8. *Зверева Е. А., Писемский Г. В.* Геология месторождений редких элементов, вып. 34. М., Недра, 1969, 199 с.

9. *Зильберминц А. В., Скропышев В. А.* О распространенности элементов — примесей в бокситах: Обзор. М., 1977 (ОНТИ, ВИЭМС).

10. *Капустин Ю. Л.* Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., Недра, 1973.

11. *Киевленко Е. Я.* Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М., Недра, 1980.

12. *Куликова Г. В., Михайлов Б. М.* Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977.

13. *Латеритные* коры выветривания КМА и их редкометальность./Л. С. Богунова, В. В. Бурков, Е. Г. Чеховских и др. М., Недра, 1976.

14. *Латериты* Западного Казахстана/Л. И. Киселев, Р. К. Габитов, В. В. Киселева, Ю. П. Попович. Алма-Ата, 1974.

15. *Месторождения* литофильных редких металлов/Н. А. Солодов, В. В. Бурков, Ю. Л. Капустин, Л. Ф. Борисенко. М., Недра, 1980.

16. *Ниязов А. Р., Щербин С. С.* Древние золотоносные коры выветривания сланцев на Южном Урале.— Тр. Свердл. горн. ин-та, 1971, вып. 81.

17. *О поведении* некоторых редких элементов в коре выветривания гранитов и пегматитов/Ю. А. Садовский, В. И. Федоров, Г. И. Михайлов и др. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., 1971, вып. 2, с. 66—71.

18. *Основы* регионального изучения кор выветривания: Методические рекомендации. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1974.

19. *Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., Недра, 1967.

20. *Прокопчук Б. И.* Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М., Недра, 1979.

21. *Рудные* месторождения СССР. Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1974.

22. *Рудоносные* коры выветривания. М., Наука, 1974.

23. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.

24. *Шамшина Э. А.* Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск, Наука, 1979.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3
Эпохи и этапы корообразования 6
Основные особенности формирования месторождений 18
Поведение рудообразующих минералов в коре выветривания 41
Особенности формирования рудоносных кор выветривания на горных породах различного состава 62
Промышленные и генетические типы месторождений 76
Редкие металлы 76
Титан 127
Радиоактивные элементы 133
Благородные металлы 135
Малые металлы 143
Цветные металлы 152
Бокситы 153
Черные металлы и никель 157
Месторождения алмазов 171
Месторождения драгоценных и поделочных камней 189
Горнохимическое сырье 208
Месторождения керамического и строительного сырья 221
Оценка минерально-сырьевой базы месторождений формации коры выветривания 231
Заключение 234
Список литературы 235

ЮРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ БУРМИН

ГЕОЛОГИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Редактор издательства *Н. М. Дмуховская*
Переплет художника *А. Е. Григорьева*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *А. В. Трофимов*
Корректор *Т. М. Столярова*

ИБ № 5003

Сдано в набор 19.07.83. Подписано в печать 22.02.84. Т-03458. Формат 60×90 1/16.
Бумага кн.-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 15,0.
Усл. кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. л. 18,00. Тираж 1200 экз. Заказ 459/8911—4. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В издательстве «Недра» готовятся к печати новые книги

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ полезные ископаемые СССР
Справочное пособие./Под ред. В. П. Петрова. 40 л., 2 р. 50 к.

Обобщены сведения об основных закономерностях распространения и локализации неметаллических полезных ископаемых в осадочных, магматогенных и метаморфических образованиях СССР и его регионов, их классификации и специализации. Охарактеризованы основные промышленные виды неметаллических полезных ископаемых, особенности их минерального состава и физико-химических свойств, генетические и промышленные типы по провинциям и районам. Приведен геолого-экономический анализ состояния сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых СССР, проанализирована их роль в научно-техническом прогрессе страны.

Для специалистов, занимающихся геологией и промышленным использованием нерудных полезных ископаемых.

ОСКОЛКОВ В. А.
Облицовочные камни месторождений СССР: Справочное пособие. 20 л., 3 р.

Приведены физико-механические свойства и декоративные особенности облицовочных камней, указаны области возможного их применения в строительстве. Дан обзор состояния сырьевой базы облицовочных камней СССР. Освещены способы разработки месторождений и приведены рекомендации по комплексному использованию сырья. Рассмотрены геологические и минералого-структурные особенности горных пород, используемых для облицовочных целей, вопросы технологии переработки облицовочных камней. Книга содержит цветные иллюстрации облицовочных камней более 100 месторождений.

Для геологов производственных организаций, архитекторов, строителей. Может быть рекомендована широкому кругу читателей, интересующихся цветными камнями.

ПРИНЦИПЫ прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых
Под ред. В. Т. Покалова. 40 л., 2 р. 70 к.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионального и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудноформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), где проанализированы месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов и комплексных месторождений формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о медных, свинцово-цинковых, никелевых и некоторых других видах минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

САРКИСЯН С. Ш., СВЯТЛОВСКИЙ А. Е., БРЫЗГАЛИНА С. П.
Геологические основы вулканогенного рудообразования.— 20 л., 3 р. 40 к.

Рассмотрены роль вулканизма в формировании и развитии земной коры, основные черты развития вулканизма во времени и в пространстве. Охарактеризованы породы, измененные под воздействием вулканических процессов, наиболее характерные вулканогенные месторождения рудных (сурьма, ртуть, олово, медь, цинк, свинец, золото и др.) и нерудных (бор, фосфориты, сера, давсонит и др.) полезных ископаемых и дана их классификация, выделены региональные и околорудные типы изменений. Разработаны модели процессов формирования полезных ископаемых, приемы минерагенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерагенических зон, основные поисковые и оценочные критерии.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

ЧЕРЕПОВСКИЙ В. Ф.
Угольные бассейны региона Байкало-Амурской магистрали. 12 л., 65 к.

Обобщен большой фактический материал геологоразведочных и научно-исследовательских работ по геологическому строению и угленосности сопредельных территорий Байкало-Амурской магистрали. Выделены угленосные районы, даны характеристики всех известных в них бассейнов и месторождений угля, установлены основные закономерности их размещения. Охарактеризованы стратиграфия и тектоника угленосных отложений, приведены петрографический и химический составы углей, их технологические свойства. Даны прогнозная оценка угленосных площадей и рекомендации для постановки дальнейших геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в рассматриваемом регионе.

Для геологов, занимающихся поисками и разведкой полезных ископаемых в регионе Байкало-Амурской магистрали и сопредельных территорий.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

4483