Н. А. РОСЛЯКОВ

Au



ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 496

Н. А. РОСЛЯКОВ

ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Ю. Г. Щербаков*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1981

УДК 550.42

Рослякова Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза, — Новосибирск: Наука, 1981.

В монографии рассмотрены распределение, формы нахождения и миграции золота в корах выветривания, включая зоны окисления, в покровных рыхлых отложениях и почвах, развивающихся на различных по составу породах с околокларковыми его содержаниями, в полях золоторудных месторождений и в околорудном пространстве основных золоторудных провинций и ландшафтно-геохимических зон азиатской части СССР. Дана теоретическая модель формирования гипергенных рудных концентраций золота и его экзогенных ореолов. Излагаются принципы прогноза эндогенного золотого оруденения по окисленным выходам и геохимическим аномалиям золота в аллохтонных рыхлых отложениях и почвах. В работе использованы результаты более 10 тысяч высокочувствительных спектрохимических, атомно-абсорбционных и нейтронно-активационных определений золота в породах, минералах, поровых растворах и водных вытяжках.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геохимиков, занимающихся изучением и поисками рудных месторождений.

Р $\frac{20805 - 889}{055(02)-81.}$ 264.81.1904020000. © Издательство «Наука», 1981.

ОТ РЕДАКТОРА

Книга известного исследователя экзогенной геохимии золота Н. А. Рослякова — плод его двадцатилетнего труда. По объему и точности наблюдений, полноте охвата разнородных объектов, по количеству и качеству анализов пород и минералов на золото и сопутствующие ему элементы настоящая работа совершенно уникальна и не имеет по данному вопросу себе равных в мировой геохимической литературе.

Выявлением областей, степеней, причин и форм накопления золота в рыхлых отложениях и почвах рудных и безрудных районов разного геологического строения и принадлежащих к разным географическим поясам азиатской части СССР Н. А. Росляков обеспечивает надежную научную основу для повышения эффективности геохимических методов поисков золоторудных месторождений. При этом, разумеется, чем выше будет чувствительность используемых поисковиками методов определения золота в пробах, тем большую пользу принесет знание закономерностей распределения благородного металла в экзогенных условиях, обоснованию и описанию которых посвящена книга.

Практически все выводы работы не вызывают возражения или удивления, представляются вполне естественными и даже весьма простыми. Именно их, казалось, и следовало ожидать. Однако они не могли быть сделаны без огромного труда, и впечатление об их простоте обеспечивается богатейшим материалом и корректностью его обработки. По своему характеру книга представляет большое и серьезное научное обобщение, главная особенность которого состоит в том, что обобщаются в подавляющей своей массе материалы, собранные, обработанные и глубоко продуманные самим автором.

У меня нет сомнения, что предлагаемая работа Н. А. Рослякова не только войдет в «золотой фонд» геохимической литературы по золоту, но и надолго определит уровень знаний экзогенной геохимии других металлов, необходимый для повышения эффективности их поисков.

Обстоятельность настоящей книги Н. А. Рослякова и серьезное практическое значение приведенных в ней данных и выводов, думается, вызовут к ней заслуженный интерес у поисковиков, разведчиков и геохимиков широкого профиля.

Ю. Г. Щербаков

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования, результаты которых публикуются в данной книге, были поставлены по инициативе Ф. Н. Шахова в связи с несовершенством геохимических методов поисков и принципов прогноза эндогенного золотого оруденения в районах с развитыми гипергенными образованиями. Выполнены они в Отделе геохимии Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Основой монографии служит материал, собранный автором за период двадцатилетнего изучения геохимии золота в корах выветривания, включая зоны окисления, в покровных рыхлых отложениях и почвах, развивающихся на различных по составу породах с околокларковыми его содержаниями, в полях золоторудных месторождений и в околорудном пространстве основных золоторудных провинций и ландшафтно-геохимических зон юга Западной Сибири, Западного Алтая, Казахстана, Узбекистана, Прибайкалья, Восточного Забайкалья, Центральной Камчатки, а также Украины и островов Тихого океана.

Выводы в работе базируются на детальном геологическом изучении опорных разрезов выветрелых пород, картировании золоторудных выходов и многих тысячах высокочувствительных ($2{,}5 \cdot 10^{-8}$%) и точных (± 25%) спектрохимических и атомно-абсорбционных анализов золота в породах и почвах. Использовано около 400 нейтронно-активационных определений золота в минералах и отдельных фракциях исходных и выветрелых пород, а также большое количество химических, квантометрических, спектральных количественных и приближенных количественных анализов на широкий спектр элементов в породах и рудах. Гипергенные минералы диагностировались под электронным микроскопом и рентгеноструктурным методом. Из архивных материалов заимствовано более 50 000 результатов пробирных анализов на золото и серебро. Обработка геохимических данных производилась с помощью ЭВМ. Рассчитывались средние арифметические содержания золота и сопутствующих ему элементов, второй центральный момент, сумма модулей, дисперсия распределения, стандартное отклонение, асимметрия, вспомогательный коэффициент эксцесса, эксцесс, коэффициенты парной и множественной корреляции. По значениям асимметрии и эксцесса проверялся закон распределения элементов.

Для выяснения форм миграции и условий гипергенной концентрации золота проведен комплекс экспериментальных исследований с применением меченых атомов ^{198}Au и тионовых бактерий *Thiobacillus ferrooxidans*. Совместно с С. М. Ждановым и др. (1973) была сконструирована установка высокого давления, позволившая извлекать из рыхлых пород и окисленных руд поровые растворы без доступа воздуха и впервые исследовать в них подвижное золото. С помощью ионно-обменных смол и физико-химических расчетов предсказаны наиболее вероятные формы комплексных соединений растворенного золота. Выполнено около 1000 определений

pH и Eh и 200 анализов на золото в водных вытяжках и поровых растворах.

Заключительная часть в работе посвящена принципам и методам прогноза эндогенного золотого оруденения по геохимическим данным в зависимости от геологических и ландшафтно-геохимических условий.

При полевых исследованиях и обработке материалов автору оказали помощь С. Б. Бортникова, Н. Г. Васильева, Н. Е. Радостева, И. И. Харитонов и В. К. Чижиков. Атомно-абсорбционные и спектрохимические анализы на золото выполнены В. Г. Цимбалист, а нейтронно-активационные — Р. Д. Мельниковой. Для характеристики недостающих у нас разрезов по полным профилям кор выветривания любезно предоставили нам каменный материал Ю. Н. Занин, Н. А. Лисицына, Ф. В. Сухоруков и Б. Л. Щербов. В процессе работы над книгой ценные советы и консультации были получены от Н. Н. Амшинского, В. В. Аристова, Н. Н. Барановой, Э. Н. Баранова, Н. И. Бородаевского, Н. В. Вилора, М. И. Воина, А. Г. Волосова, Б. А. Воротникова, В. М. Гавшина, Е. М. Квятковского, Г. Р. Колонина, Ф. П. Кренделева, И. Н. Крицук, Б. Н. Лапина, Г. В. Нестеренко, В. В. Поликарпочкина, Н. В. Росляковой, М. С. Сахаровой, В. И. Сотникова, В. М. Цибульчика, С. В. Яблоковой. Постоянное внимание к работе проявляли академик В. А. Кузнецов и профессор Ю. Г. Щербаков. Пользуясь случаем, автор всем им выражает глубокую признательность и искреннюю благодарность.

I. ПОСТАНОВКА И МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Под термином «гипергенез» в настоящее время понимается многообразие «поверхностных процессов, включая выветривание, почвообразование, осадконакопление, биогенез и другие явления, связанные с миграцией и аккумуляцией химических элементов в верхних частях земной коры, на ее поверхности, в гидросфере» [Сидоренко, Лукашев, 1971, с. 7]. В книге мы ограничились характеристикой геохимии золота только в корах выветривания, в их особом, частном случае, по Ф. Н. Шахову (1960), — зонах окисления, в покровных рыхлых отложениях и почвах.

I. 1. К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Общие теоретические вопросы геохимии элементов в процессах коро- и почвообразования изложены в классических трудах В. И. Вернадского, А. П. Виноградова, И. И. Гинзбурга, В. М. Гольдшмидта, В. В. Докучаева, В. К. Лукашева, А. И. Перельмана, Б. Б. Полынова, Н. М. Страхова и А. Е. Ферсмана. Особенности геохимии зон окисления сульфидных месторождений освещены С. С. Смирновым, Г. Шнейдергеном, В. В. Щербиной, В. Эммонсом, а золоторудных — М. Н. Альбовым, Ф. В. Чухровым, Т. Н. Шадлун и др. В этих работах обобщен богатый материал, позволивший создать стройную теорию формирования кор выветривания, зон окисления и почв различных генетических типов, раскрыть физико-химическую сущность процессов выветривания, установить ряды подвижности элементов в зависимости от геохимической среды, изучить закономерности, контролирующие промышленную концентрацию элементов в гипергенных условиях, и многие другие вопросы прикладного и теоретического значения.

На фоне крупных достижений в познании геохимии гипергенных процессов особенно отчетливо видна слабая изученность поведения в них золота. Это в значительной мере объясняется отсутствием до недавнего времени высокочувствительных и точных аналитических методов определения золота в геологических образованиях. Исследователи располагали только пробирным анализом, низкая чувствительность которого не позволяла изучать поведение золота в породах и почвах. Основным объектом исследования служили окисленные и первичные руды золоторудных и золотосодержащих месторождений. В этом плане особенно активно изучалось поведение золота в начале XX столетия. Довольно полная библиография за этот период приведена Е. Данном (Dunn, 1929), В. Эммонсом (1935), О. Е. Звягинцевым (1941) и С. С. Смирновым (1955). Тогда большое внимание уделялось изучению распределения золота в вертикальном разрезе окисленных руд и экспериментам по его растворимости различными органическими и неорганическими реагентами в присутствии катализаторов и без них. Было установлено, что при окислении золотосульфидных руд

золото может переходить в раствор, мигрировать и осаждаться вновь, образуя горизонты вторичного обогащения. Е. Данн (1929) продемонстрировал примеры развития в зонах окисления золоторудных месторождений Австралии, Африки и Новой Зеландии двух горизонтов, обогащенных золотом,— в приповерхностной части рудного выхода и более глубокой подзоне окисленных руд. Наличие двух обогащенных золотом горизонтов отмечено В. Эммонсом (1935) — вблизи поверхности и в зоне цементации. Однако после того, как американские геологи сделали вывод о небольших масштабах гипергенного перераспределения благородного металла и о том, что «супергенным обогащением золота можно пренебречь» [Bateman, 1946, с. 421], интерес к изучению его поведения в процессах сернокислого выветривания значительно ослаб. Однако в 40-х годах В. М. и Д. С. Крейтеры (1941, 1946, 1947), Т. Н. Шадлун (1948), а позже Ф. В. Чухров (1950) и затем М. Н. Альбов (1960а, б и др.) убедительно показали практическое значение гипергенного золота на месторождениях Урала и Казахстана, были изучены его минеральные парагенезисы в окисленных рудах и высказано мнение о многообразии форм миграции благородного металла в зонах окисления — суспензионной, коллоидной, в виде комплексных соединений с галоидами, сульфатами, тиосульфатами и органическими кислотами, под действием электрохимических реакций и гравитационных сил. Все это позволило сформулировать ряд критериев оценки первичных руд по их окисленным выходам [В. М. Крейтер, Д. С. Крейтер, 1946; Аристов, 1947; Поведение золота..., 1958].

Особенно активизировалось изучение зон окисления золоторудных месторождений в последнее десятилетие. За это время опубликовано порядка 50 статей и две монографии, где на примерах золоторудных месторождений Северо-Востока СССР, Якутии, Забайкалья, Кузнецкого Алатау, Казахстана, Средней Азии, Малого Кавказа и Украины рассматривается геология зон окисления и поведение в них золота. В зонах окисления золоторудных месторождений Тихоокеанского рудного пояса, Якутии, Кузнецкого Алатау, Казахстана, в Аризоне и других регионах установлены горизонты вторичного золотого обогащения и рассмотрены факторы, обусловливающие их появление [Шлыгин и др., 1963; Olson, 1966; Нестеров, 1970, 1974; Черепнин и др., 1973].

Особенность современных исследований состоит в сочетании глубокого анализа минерального состава окисленных руд и применения экспериментов при изучении форм миграции золота и физико-химического моделирования условий его растворения, переноса и гипергенного концентрирования. Рассчитаны поля устойчивости при нормальных условиях различных подвижных комплексных соединений золота в зависимости от изменения pH—Eh среды [Krauskopf, 1951; Kelly, Cloke, 1960; Gale, 1971; Тюрин, Каковский, 1960; Тюрин, Холманский, 1962; Павлов, Павлова, 1971; Росляков и др., 1972; Росляков, 1976б]. Вместе с тем недостаточно уделяется внимания разработке принципов оценки эндогенных руд по их окисленным выходам. К настоящему времени вопросы прикладного характера, несомненно, требуют своего решения. Более того, следует подчеркнуть, что как в прошлом, так и в настоящем изучаются только окисленные руды, притом главным образом жильных месторождений. Практически не изученной осталась вторая составляющая зон окисления в современном их понимании — околорудные породы, испытавшие сернокислое выветривание [Шахов, 1960]. Как показали наши исследования, с увеличением степени гипергенного химического преобразования окисленного коренного выхода при прогнозе его первичных руд существенное значение приобретают выветрелые околорудные породы [Росляков, 1976а]. Это особенно актуально для оценки большеобъемных золоторудных месторождений сложной морфологии (вкрапленной, вкрапленно-прожилковой, штокверковой и т. п.), у которых даже в эндогенной зоне руды от околорудной породы отличаются только по данным опробования. Изучению зон окис-

ления этих промышленных типов золоторудных месторождений ранее внимание практически не уделялось.

Слабо разработан вопрос о поведении золота в рыхлых отложениях, перекрывающих окисленные руды, а также развитых на более широких площадях полей золоторудных месторождений. Нам известна лишь монография Л. В. Разина и И. С. Рожкова (1966), в которой приводимый материал по коре выветривания и зоне биогенеза месторождений куранахского типа аргументирован данными высокочувствительного и точного метода определения золота. В немногочисленных статьях обсуждаются отдельные аспекты по распределению золота в почвах и склоновых отложениях золоторудных месторождений аридных и гумидных областей [Квятковский, 1966; Качек и др., 1967; Фишер, 1968; Curtin e. a., 1968; Wrucke e. a., 1968; Осинцев, 1970; Талипов и др., 1974]. В ряде случаев при исследовании применялись недостаточно чувствительные методы определения золота в рыхлых породах, поэтому делались выводы об отсутствии на поверхности экзогенных аномалий этого элемента и о низкой эффективности геохимических методов при поисках золоторудных месторождений, перекрытых маломощным чехлом аллохтонных отложений [Григорьев, 1962, 1968; Арипова, Талипов, 1966; Малюга, Айвазян, 1969]. Отсюда следует, что необходимо дальнейшее изучение на современном аналитическом уровне распределения и форм нахождения золота в рыхлых отложениях золоторудных полей. Это позволит создать основу для разработки теории образования ореолов золота в экзогенной зоне, которые представляют собой важнейшие поисковые признаки погребенных золотых руд.

Еще меньше имеется сведений о золоте гипергенных образований за пределами рудных полей. Лишь в последние годы стали появляться работы по геохимии золота в бокситах [Теняков и др., 1970], фосфоритах [Коваленко, Латыш, 1973], в карстовых образованиях кор выветривания [Захаров, 1972; Филонюк и др., 1978] и перекрывающих их четвертичных рыхлых отложениях [Киселева, Пономаренко, 1971; Заруцкий и др., 1975]. Исследования в этой области имеют важное значение, ибо до тех пор, пока мы не накопим материала о поведении золота в почвах различных ландшафтов, в многообразных по составу и возрасту корах выветривания и аллохтонных отложениях, нельзя надеяться на повышение эффективности геохимических поисков золоторудных месторождений в районах с развитым покровом рыхлых образований. Более того, знание поведения золота в гипергенных процессах и закономерностей его распределения в продуктах гипергенеза позволит расширить наши представления о его круговороте в осадочном цикле и раскрыть причины, контролирующие распределение и вторичное концентрирование благородного металла в осадочных породах. Как справедливо отмечают А. В. Сидоренко и К. И. Лукашев (1971), настало время вплотную заняться изучением геохимии зоны гипергенеза. А пока даже не установлены кларки золота в гипергенных образованиях, на что обращал внимание Ф. Н. Шахов еще в 1961 г.

Наряду с выяснением кларков золота в гипергенных образованиях стоит задача установления связи между его эндогенными и экзогенными ореолами во всем многообразии геолого-геохимических сред вообще, и в конкретных ландшафтах в частности. Очень слабо изучены геохимические барьеры, контролирующие гипергенную концентрацию золота, дальность и эволюцию форм его миграции в зависимости от физико-химических условий среды и удаленности от коренного источника. Неисследованными остаются поведение золота в поровых растворах, являющихся связующим звеном в системах порода — вода, порода — растения, и ряд других моментов по гипергенной геохимии золота.

Проблемой особой важности является повышение эффективности геохимического метода поиска на всех стадиях освоения золоторудных месторождений, включая его детальную разведку и эксплуатацию. Несмотря на успехи, достигнутые за последние годы в этой области [Геохимические

методы..., 1973; Состояние и задачи..., 1974; Symposium Methods..., 1979], нерешенными остаются многие основные методические и теоретические вопросы. Поиски золоторудной минерализации все еще ведутся главным образом по элементам-индикаторам (меди, свинцу, мышьяку и др.), хотя взаимосвязь золота с этими элементами в гипергенных процессах не изучена. Более того, ряд специалистов рекомендует опробование на золото производить в заключительную стадию поисковых работ при детализации аномалий других металлов [Григорян, Зубов, 1972; Оразбеков, 1972; и др.]. Делаются даже попытки разработать математическую модель, с помощью которой можно было бы оценить золотоносность месторождений и ореолов по элементам-спутникам [Красников, 1968]. Все эти предложения вызваны, с одной стороны, необходимостью усовершенствования существующих методик поисков и предварительной оценки выходов золоторудных месторождений, а с другой — все еще отсутствием экспрессных высокочувствительных методов определения ультрамалых количеств золота в различных геологических образованиях, а отсюда — и обобщающих работ по экзогенной геохимии золота. Даже в недавно опубликованной монографии Р. В. Бойля [Boyle, 1979], представляющей капитальный труд по геологии и геохимии золоторудных месторождений мира, данному вопросу внимания почти не уделяется.

Актуальной задачей рудничных геологов является оценка золоторудных столбов по бедным, непромышленным подсечениям рудных тел. Практика показывает, что даже на хорошо изученных и длительное время эксплуатирующихся месторождениях более 50% горных выработок и более 80% буровых скважин первоначально вскрывают бедные непромышленные участки жил, их пережимы и проводники. На дальнейшую разведку этих подсечений расходуются огромные средства. Критериями прогноза при этом до последнего времени служили литологические, минералогические и структурные характеристики рудных столбов [Хьюлин, 1938; Линдгрен, 1935; Крейтер, 1956; Бородаевский, 1960; Петровская, 1963]. Современными геохимическими методами для этих целей практически не пользуются. В печати отсутствуют сведения о геохимических критериях прогноза рудных столбов по бедным подсечениям не только в экзогенной, но и в эндогенной зонах, т. е. почти неизвестны геохимические особенности и различия золоторудных столбов и бедных бесперспективных участков.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы по истории и состоянию изученности поведения золота в корах выветривания, аллохтонных отложениях и почвах.

1. Длительнее и наиболее детально изучается поведение золота в зоне окисления, преимущественно месторождений жильного типа. Исследование его геохимических черт в корах выветривания, рыхлых аллохтонных отложениях и почвах началось лишь с 1958 г., т. е. с момента появления относительно чувствительного химико-абсорбционного метода определения благородного металла [Сафронов и др., 1960] и успешного внедрения геохимических методов при поисках месторождений цветных металлов.

2. Основное внимание исследователей, занимающихся изучением поведения золота в зоне окисления, было сосредоточено на изучении парагенезиса его с гипергенными рудными минералами, форм миграции и закономерностей распределения в различных подзонах окисленных тел. Успешно решались практические вопросы, в том числе по установлению зон вторичного золотого обогащения и оценке золоторудных жильных тел по их окисленным выходам. При этом выходы вкрапленных, штокверковых, сливных и других сложных форм рудных тел, а также околорудные породы, испытавшие сернокислое выветривание и являющиеся важной составной частью зоны окисления (в современном ее понимании), практически не изучались. Поэтому не установлены критерии прогноза эндогенных золотых руд сложной морфологии по их окисленным выходам.

Эмпирически и экспериментально установлено, что в процессе окисления золотоносных руд золото может переходить в раствор, мигрировать и осаждаться вновь, образуя зоны и горизонты вторичного обогащения. Во многих месторождениях выявлено наличие двух и более обогащенных золотом горизонтов: в нижней части зоны окисления и в верхах ее. Однако имеются многочисленные примеры отсутствия или слабого развития обогащенных золотом вторичных зон (Урал, Казахстан, Западный Узбекистан и другие золоторудные провинции [Чухров, 1947; Bateman, 1946; Гуреев, Зверева, 1969]. Остаются неустановленными причины, контролирующие наличие или отсутствие этих зон на конкретном месторождении. Несомненным является то, что контрастность и количество наложенных горизонтов находятся в зависимости от неотектоники, размера золотин в первичных рудах и содержания в последних сульфидов.

3. Большое внимание уделялось изучению растворимости золота. Установлено, что в раствор переходит главным образом микроскопическое золото, особенно частицы размером 0,1 мк и меньше. Такое золото является обычным для золоторудных месторождений Сибири. Растворение золота происходит в средах, содержащих галоиды, сернокислые соли щелочных металлов, органические кислоты и специфические бактерии. Наиболее быстро оно идет в сернокислых средах в присутствии сильных окислителей, таких как двуокись марганца, кислород, окисное железо и медь, этому способствуют электрохимические процессы, если золото контактирует с минералами, имеющими разный электродный потенциал.

При экспериментальных исследованиях по растворимости золота объектом исследования служило главным образом самородное золото высокой пробности. Растворимость в природных минеральных смесях не изучалась, что приводило к недостаточно аргументированным, а порой противоречивым выводам о подвижности золота. Не изучено влияние бактерий на растворимость золота и геохимических барьеров на его вторичное обогащение.

4. Не решено еще много других, не менее важных вопросов по гипергенной геохимии золота в системе порода — поровые растворы — воды при различных окислительных и восстановительных процессах (кислом, содовом, сернокислом и др.).

5. С внедрением геохимических методов в практику поисковых работ возникли новые актуальные задачи. К их числу относятся: разработка теоретических основ интерпретации геохимических аномалий; совершенствование существующих методов поисков и прогноза эндогенного золотого оруденения на основе закономерностей распределения, форм нахождения и миграции золота в выветрелых породах, аллохтонных рыхлых отложениях и почвах; выявление геохимических критериев распознавания эндогенных золоторудных столбов по бедным подсечениям окисленных рудных выходов.

Все перечисленные задачи в теоретическом плане представляют одну из важнейших нерешенных проблем — изучение условий, контролирующих миграцию и гипергенную концентрацию золота и сопутствующих ему элементов на поверхности Земли с целью прогнозирования вторичного золотооруденения, оценки по нему первичных руд и разработки рационального комплекса методов поисков месторождений благородного металла применительно к конкретным геологическим и ландшафтным условиям.

В настоящей работе с различной степенью детальности освещаются поставленные вопросы.

I.2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Тематические исследования по сбору оригинального материала были поставлены на объектах, характеризующихся разным уровнем концентраций золота — от кларковых до золоторудных столбов. В каждом слу-

чае опробовались бороздовым или задирковым методами гипогенные породы (руды) и развитые на них гипергенные образования, включая и почвенно-растительный слой. В методическом отношении исследования можно подразделить на геологические, геохимические и экспериментальные.

I.2.1. Геолого-геохимические исследования

С целью изучения поведения золота при выветривании пород с кларковыми содержаниями золота и выяснения влияния при этом геологических и климатических факторов были исследованы опорные разрезы в 50 км и более от известных золоторудных полей по семи региональным профилям: три меридиональных (Новосибирск — Алма-Ата, Кокчетав — Фрунзе и в Кузнецком Алатау Тисуль — гора Зеленая) и четыре широтных (Кульджа — Алма-Ата — Георгиевка, Фрунзе — Пржевальск, Кокчетав — Новосибирск, Тисуль — Горячегорск). Выбраны профили с учетом пересечения основных геологических структур палеозойского фундамента, зональных поясов четвертичных отложений, современных климатических и ландшафтных зон. Каждый широтный профиль приурочен к одной климатической зоне. Расстояние между точками наблюдения на профилях составляло 50—100 км. Объектами наблюдения служили естественные обнажения и карьеры, обилие и доступность которых стали возможными благодаря широкому строительству шоссейных дорог. Исследованы также разрезы в окрестностях ряда золоторудных полей Сибири, Средней Азии, Казахстана и Камчатки. В разрезах каждая зона профиля выветривания, литологическая разновидность аллохтонных отложений и почв опробовались отдельно бороздовым способом. Длина борозд контролировалась мощностью зон, но не превышала 2 м.

Кроме того, исследован каменный материал, любезно предоставленный нам Ф. В. Сухоруковым и Б. Л. Щербовым по профилям выветривания каолинового месторождения Ангрен (Узбекистан), Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) и Украинского щита, Ю. Н. Заниным — по корам выветривания оз. Ольхон и урочища Улан-Нур (Прибайкалье) и Н. А. Лисицыной — по материалам островов Таити, Оаху и Самоа (о-ва Тихого океана).

В итоге на золото и широкий комплекс элементов исследовано 283 разреза, в том числе на Центральной Камчатке — 25, в Восточном Забайкалье — 95, Прибайкалье — 4, Кузнецком Алатау — 17, на Салаире — 15, в Западном Алтае и Восточном Казахстане — 28; Северном Казахстане — 32, Южном и Центральном Казахстане — 48, Киргизии — 6, Узбекистане — 3, Центральных Кызылкумах — 1, на Украинском щите — 6, Тихоокеанских островах — 3. Заметим, что исследованием охвачены практически все главные типы магматических, метаморфических и осадочных пород, их продуктов выветривания, покровных рыхлых отложений и почв, по возрасту и составу соответствующих всем разновидностям, известным в полях золоторудных месторождений.

В пределах золоторудных полей проводилась объемная геохимическая съемка, при которой опробовались почвы и подстилающие ее породы, вплоть до коренных. Съемкой охвачено десять золоторудных полей Сибири, Казахстана и Камчатки. Ее основой служили геологические карты 1 : 50 000 или 1 : 25 000 масштаба, составленные предыдущими исследователями и уточняемые нами в процессе работ. Сеть опробования выбиралась с учетом охвата всех разновидностей гипогенных и гипергенных пород рудного поля. Расстояние между точками отбора проб в однородных породах и ландшафтах составляло 0,5—2 км. При сложном геологическом строении интервал между ними определялся сменой первичных пород или элементарных геохимических ландшафтов.

Наиболее детальные геохимические и геологические исследования были поставлены на самих месторождениях и особенно в околорудном

пространстве. Охвачено 30 золоторудных и золотосодержащих месторождений азиатской части СССР. На каждом из них изучались вертикальные и горизонтальные разрезы, пересекающие различные уровни первичных руд и зон окисления. Производилась детальная геологическая документация, сопровождающаяся отбором бороздовых проб по следующей методике: из рудного тела, его непосредственных контактов, в 0,25; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 3,0; 5,0; 10,0 м в стороны висячего и лежачего боков от рудных тел и далее, где было возможно, через каждые 10 м на расстояние 100—200 м, а по ряду месторождений — по всей его площади.

С целью выяснения причин, контролирующих поведение элементов в гипергенных процессах, в большом объеме проводилось геологическое картирование зон окисления, покровных рыхлых отложений и почв, сопровождавшееся изучением минерального состава как этих образований, так и их исходных субстратов. При картировании почв выделялся не только их генетический тип, но и принадлежность к элементарным геохимическим ландшафтам, как это рекомендовано М. А. Глазовской и др. [Геохимия ландшафтов..., 1961] применительно к почвам сульфидных месторождений Урала. Представляет интерес более подробно остановиться на методике крупномасштабного картирования зон окисления.

Известно, что во всех существующих руководствах и инструкциях по крупномасштабному геологическому картированию на карты рекомендуется наносить породы по их первичному составу. С пород условно снимаются все изменения, связанные с процессами выветривания, в том числе и с процессами окисления первичных руд. При наличии хорошо развитых зон окисления, особенно в крупнообъемных месторождениях минерализованных зон и других сложных морфологических типов, такой традиционный метод картирования приводит к большим затруднениям, а порой и ошибкам, потому что процессами окисления затушевывается первичный характер не только оруденения, но и вмещающих пород. Гипогенные рудные минералы таких выходов нацело выщелочены, а вмещающие их породы так интенсивно преобразованы сернокислым выветриванием, что даже под микроскопом нельзя отличить, например, сланцы от эффузивов, гравелиты от выветрелых лавобрекчий и конгломератов. Более того, золоторудный выход в таких случаях представлен не продуктами окисления руд, а выветрелыми породами, как это было показано нами на примере Погромного месторождения Восточного Забайкалья [Росляков, 1976а].

Особенность примененного нами метода геологического картирования окисленных выходов, основа которого разработана ранее при изучении зон окисления полиметаллических месторождений Западного Алтая [Росляков, 1970], состоит в следующем.

На карту наносятся породы и руды выхода, расчлененные по степени и характеру гидротермального метаморфизма и наложенных процессов сернокислого выветривания. Практика картирования зон окисления золоторудных месторождений показала, что для целей реконструкции состава и местоположения первичных руд по окисленным выходам наиболее приемлем масштаб 1 : 1000. Карты такого масштаба не громоздки и достаточно информативны, так как на них отражаются все составляющие зону окисления разновидности с мощностью 1 м и более. Наиболее часто встречающиеся разности пород и руд окисленного золоторудного выхода открытого типа и их специфические черты, использованные для легенды крупномасштабных карт зон окисления, приведены в табл. I.1. Детальная минералогическая и геохимическая характеристика основных морфологических разновидностей пород и руд зон окисления опубликована ранее [Росляков, 1970]. Высокая эффективность поисковых и оценочных работ с применением описанной методики картирования окисленных золоторудных выходов нами показана на примере ряда месторождений [Росляков, 1968, 1978; Росляков, Сигилев, 1965].

При геохимическом опробовании вес проб составлял 0,5 кг. Их подготовка к анализу производилась по общепринятой методике. Кроме определения валового содержания элементов в породе, они анализировались в отдельных минералах и фракциях. Высокая чувствительность современных аналитических методов позволяет в любой породе обнаруживать широкий спектр элементов. Мы ограничились анализом только породообразующих и наиболее типичных для золотых месторождений элементов первичных руд и околорудноизмененных пород — Au, Ag, Zn, Pb, As, Sb, Hg, Cu, Mo, Bi, Cd, Sn, W, Ni, Co, Y, Ba, Sr, V, P, Zr, Cr, S.

Золото и серебро определялись количественным спектрохимическим, атомно-абсорбционным, нейтронно-активационным и пробирным методами анализа; остальные элементы — спектральным (количественным и приближенным количественным), химическим и квантометрическим методами.

Спектрохимический и атомно-абсорбционный анализы выполнялись в Отделе геохимии ИГиГ СО АН СССР В. Г. Цимбалист. Как следует из табл. I.2, эти виды определений являлись главными при наших исследованиях и применялись главным образом при изучении распределения золота в породах, почвах, поровых растворах и водных вытяжках. Чувствительность спектрохимического анализа на золото $2 \cdot 10^{-8}$% (0,2 мг/т), воспроизводимость ±25%, навеска пробы 5—10 г [Цимбалист, 1971]. Атомно-абсорбционное определение золота и серебра проводилось из таких же навесок на спектрофотометре фирмы Perkin — Elmer, модель 503. Пределы обнаружения для золота $1 \cdot 10^{-8}$%, для серебра $1 \cdot 10^{-7}$%. Относительная квадратичная ошибка определений 10—25% [Цимбалист, 1976]. Сравнение результатов определения золота атомно-абсорбционным и спектрохимическим методами дает вполне удовлетворительную сходимость (табл. I.3).

Определение содержаний золота методом нейтронной активации с радиохимическим разделением было проведено Р. Д. Мельниковой (ИГиГ СО АН СССР) главным образом в породах кор выветривания, породообразующих и рудных минералах, в гранулометрических фракциях выветрелых пород, в продуктах бактериального выщелачивания, а также при экспериментах по поглощающей способности благородного металла гипергенными минералами. Чувствительность метода $1 \cdot 10^{-9}$%, или 0,01 мг/т, воспроизводимость ±20% [Аношин и др., 1971]. Навеска проб составляла 0,5—1 г.

Правильность вышеназванных методов определения золота проверялась на международных, союзных и внутрилаб
Кроме того, результаты определений в каждой десятой пробе контролировались анализом параллельной навески. Как показал Ю. Г. Щербаков (1974), чьи пробы анализировали также В. Г. Цимбалист и Р. Д. Мельникова, результаты определения золота этими аналитиками имеют полную сходимость с данными англичан.

Пробирный анализ применялся в ограниченном объеме обычно для определения золота и серебра в пробах, которые по данным предыдущих анализов содержали повышенные количества этих элементов.

Медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, молибден, кадмий, висмут, барий, кобальт, никель, марганец анализировались в большинстве проб спектральным количественным или химическим методами. Ртуть определялась методом атомной абсорбции. Олово, вольфрам, иттрий, стронций, ванадий, цирконий и хром изучались при помощи приближенного количественного спектрального анализа. Надежность определения элементов спектральным методом проверялась внутренним контролем и химическим методом. Максимальное расхождение между содержаниями 100 спектральных и химических анализов не превышает 15%. В пользу хорошей сходимости результатов сравниваемых анализов свидетельствуют также весьма близкие коэффициенты корреляции между содержаниями элементов [Росляков, 1970].

Таблица I.1

Основные черты главных типов пород и руд зон окисления золоторудных месторождений, использованные при составлении крупномасштабных карт

Характер измененных пород	Степень изменения пород	Главные гипергенные минералы		Типоморфные текстуры
		наименование	содержание, %	
Осветленные (каолинизированные)	Слабо осветленные	Гидросерицит, гидробиотит или зеленый нонтронит	До 30	Пятнистые, реликтовые
	Интенсивно осветленные	Иллит, галлуазит, вермикулит или нонтронит	30—60	Массивные
	Дезинтегрированные резко осветленные	Каолинит или галлуазит	60—80	Обломочные, землистые
Гипергенно окремненные	Опализированные	Опал, иногда с ярозитом	До 60	Пятнистые, массивные
	Сливные опалы	Опал	80—90	Метаколлоидные, массивные
	Кварциты	Кварц	80—90	Массивные
	Яшмовидные породы	Кварц, опал, гетит, гематит	80—90	Пятнистые, полосчатые, массивные
Лимонитизированные обогащенные местными гидроокислами железа	Слабо обогащенные	Гетит или гематит	До 30	Пористые, пятнистые
	Интенсивно обогащенные	Гетит или гематит	30—60	Топкопористые
	Бурые железняки	» »	Более 60	Массивные, тонко-, грубопористые
обогащенные привнесенными гидроокис-	Слабо пропитанные	» »	До 30	Пятнистые, полосчатые
	Интенсивно пропитанные	» »	30—60	Массивные

лами железа	Бурые железняки	» »	Более 60	Метаколлоидные
	Корки и пленки лимонита	» »	До 30	Штокверковые, пленочные
С пустотами от выщелоченных сульфидов	Окисленные (бедные вкрапленные (кэппинги, по А. Локку)	Гетит, гематит, и другие всевозможные вторичные рудные минералы, развивающиеся в пустотах от выщелоченных сульфидов	От единичных зерен до промышленных скоплений	Пористые, пятнистые, текстуры включений
	Губки кремнистые, баритовые, лимонитовые			Грубоячеистые, тонкопористые
Содержащие вторичные типоморфные рудные минералы		Малахит Хризоколла Скородит Ярозит Псиломелан Церуссит Англезит Алунит Смитсонит Золото	Макроскопические видимые скопления, которые можно выделить в масштабе карты	Выполнения трещин, текстуры налетов, землистые и замещения
Рыхлые продукты зон окисления	Элювиальные глины	Группа каолинита Группа гетит-липидокрокита Группа гидраргилита	То же	Текстуры остаточных пород
	Пески и сыпучки	Кварц Барит Опал Лимонит (гетит+гематит) Ярозит Самородная сера Халькозин Смитсонит	»	Обломочные, песчаные, землистые

Окончание табл. I. 1.

Характер измененных пород	Степень изменения пород	Главные гипергенные минералы		Типоморфные текстуры
		наименование	содержание, %	
	Элювиально-делювиальный материал рудных выходов, выполняющий воронки поверхностного обрушения и карсты	Бурые железняки (гетит+ +гематит) Кварц Барит Золото	Макроскопические видимые скопления, которые можно выделить в масштабе карты	Обломочные, обрушения
Реликты гипогенной минерализации	Пиритовые сыпучки		То же	Землистые
	Различные рудные минералы		»	Реликтовых включений
	Жилы, линзы, штокверки барита, кварца и других нерудных минералов		»	Жильные, штокверковые, реликтовых включений, массивные, обломочные
	Скарны и скарноиды		»	Пятнистые, массивные, реликтовые, обломочные
	Околорудноизмененные породы		»	То же

Таблица I.2

Количество анализов на золото

Объект опробования	Вид анализа			
	СХ	АА	НА	ПР
Первичные породы и руды	1659	1 558	17	116
Породы и руды зон окисления	893	1 200	17	284
Породы кор выветривания	225	1 409	123	
Покровные рыхлые отложения	172	334	6	11
Почвы	881	1 000	65	10
Минералы и фракции пород	100	170	201	
Поровые растворы, водные вытяжки	257	80		
Продукты бактериального выщелачивания		50	50	
Пробы по сорбции золота			63	
Итого	4187	5 801	542	421
Всего	10 951			

Примечание. Виды анализов: СХ — спектрохимический, АА — атомно-абсорбционный, НА — нейтронно-активационный, ПР — пробирный.

Для решения поставленной проблемы выполнены 10 951 анализ на золото и порядка 6 000 анализов на широкий спектр других элементов. Из архивных материалов заимствованы результаты пробирных анализов на золото и серебро по 50 000 проб.

На ЭВМ рассчитаны средние содержания элементов, второй центральный момент, сумма модулей, дисперсия распределения, стандартное отклонение, коэффициенты асимметрии и вспомогательного эксцесса, эксцесс, коэффициенты парной и множественной корреляции в выборках по типам пород как отдельных месторождений и рудных полей, так и в целом по региону. Для выявления ореолов элементов в эндо- и экзогенной зонах определены нижние аномальные содержания на уровне трех стандартов. Расчет баланса вещества в системе коренная — выветрелая порода произведен методом объемных масс. Объемный вес сравниваемых пород оценен на денситометре по общеизвестной методике гидростатического взвешивания.

Таблица I.3

Сравнение спектрохимического и атомно-абсорбционного методов определения золота (по данным В. Г. Цимбалист)

Материал опробования	Колич. анализов	Содержание Au, мг/т			V, %
		x_1	x_2	x	
Гранит	8	0,63	0,85	0,74	30
»	87	1,25	1,25	1,25	16
Диорит	4	7,2	8,9	8,05	11
»	8	42,0	42	42,0	14,5
Порфирит	20	2,06	2,04	2,05	18
Глинистый сланец	8	0,65	0,8	0,73	20
» »	26	1,87	1,90	1,88	25,3
Гнейс	4	0,7	1,2	0,95	50
Кварц	2	3,2	3,3	3,25	
Кварцевая порода	4	34,0	28,0	31	19
Пирит	4	9,4	10,1	9,7	5
»	17	98,5	96	97,25	6,5
Среднее арифметическое . . .	192	16,8	16,4	16,6	19,6

Примечание. x_1 — по данным спектрохимического анализа; x_2 — атомно-абсорбционного; x — среднее между x_1 и x_2; V — коэффициент вариации.

I.2.2. Экспериментальные разработки

При моделировании гипергенных процессов и поведения золота в них наряду с известными методиками эксперимента, такими как определение форм растворенного золота при помощи ионно-обменных смол, получение водных вытяжек, определение pH и Eh растворов и др., использовались также усовершенствованные или созданные при участии автора установки и методические приемы. К их числу относятся методики извлечения поровых растворов, изучения сорбции золота гипергенными минералами и извлечения его из сульфидов тионовыми бактериями, определения pH и Eh водных суспензий.

Поровые растворы извлекались из гипергенных образований на созданной нами установке высокого давления. Ее достоинствами перед известными ранее установками подобного назначения служат: а) механизация всего процесса извлечения поровых растворов; б) возможность замера Eh и pH растворов без доступа воздуха; в) высокая степень извлечения поровых растворов при автоматической регулировке давления до 800 атм; г) возможность работы как в лабораторных, так и в полевых условиях. Схема установки и принцип ее действия нами уже опубликованы [Жданов и др., 1973].

Водные вытяжки приготавливались не только из гипергенных образований, но и из их исходных разностей. Испытуемый образец весом 200—250 г дробился до фракции 0,2—0,1 мм (рыхлые образования использовались в естественном состоянии), помещался в делительную воронку емкостью 500 мл, на дне которой был бумажный фильтр (белая лента), задерживающий механические частицы пробы от вымывания. Через пробу при комнатной температуре, свободном доступе воздуха и периодическом перемешивании пропускалась бидистиллированная вода. Скорость фильтрации воды в хорошо фильтруемых пробах (суглинки и т. п.) ограничивалась до 60 капель в минуту. Эксперимент длился 12 ч.

Поровые растворы и водные вытяжки анализировались на золото с последующим определением его форм нахождения при помощи ионно-обменных смол. В качестве катионита использованы смолы КУ-2 в натровой форме, в качестве анионита — смолы АВ-17 в хлорной форме. Испытуемый раствор пропускался через 50 мл колонки при высоте столба ионита в них 15 мм со скоростью 1 капля в секунду. Затем иониты промывались 30 мл бидистиллята. Фильтрат анализировался на золото.

Физико-химические параметры исходных и выветрелых пород определялись путем замера на приборе ЛПТ-1 pH и Eh водных вытяжек и водных суспензий, извлекаемых из этих пород при подготовке к анализу на золото. В отдельных случаях с помощью пресса из элювия вытеснялись поровые растворы [Жданов и др., 1973]. Специфичность заключалась в определении pH и Eh суспензий, которые готовились истиранием пробы в бидистиллированной воде. Если pH гомогенных растворов (водных вытяжек и поровых растворов) отражает истинную концентрацию водородных ионов, то pH суспензии представляет собой сумму водородных ионов, освобождаемых частицами породы, плюс влияние на электроды заряженных глинистых коллоидов и взвешенных частиц. В этой связи опытным путем было определено соотношение воды и испытуемого образца и произведено сравнение pH суспензий и водных вытяжек. Установлено, что для любых пород, в том числе и для почв, обладающих повышенными коллоидальными свойствами, pH суспензии и водной вытяжки имеют близкие значения, не превышающие ошибку измерения, при диапазоне соотношения в суспензии жидкой и твердой фаз в пределах Ж : Т = 1 : 0,5—5 : 1. Но наименьшее расхождение между основными и контрольными замерами наблюдается при отношении Ж : Т = 3 : 1, что и принято было нами при массовом определении pH водной суспензии проб.

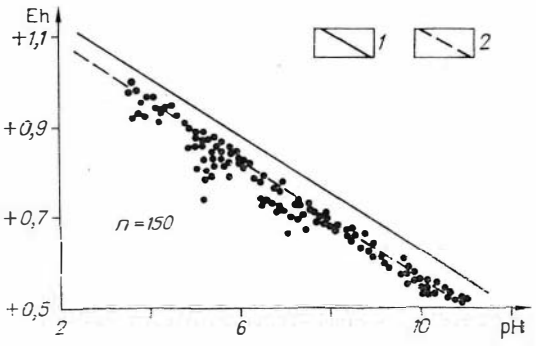


Рис. I.1. Зависимость Eh — pH в истинных растворах и водной суспензии исследованных проб (здесь и далее *n* — количество анализов).

1 — истинные растворы — Eh — pH рассчитано теоретически; *2* — водные суспензии и поровые растворы — Eh — pH получено экспериментально.

Eh определялось одновременно с pH. Его экспериментальные значения контролировались расчетным методом по формуле, описанной Р. Гаррелсом (1962): Eh = 1,229—0,05 pH.

Из рис. I.1 видно, что теоретическая прямая Eh—pH истинных растворов находится несколько выше экспериментальных замеров этих параметров в суспензии и поровых растворах. Более того, отмечается повышенный разброс Eh и pH в кислых суспензиях. Это, по-видимому, связано с действием агрегированных частиц, которые по сравнению с истинными растворами снижают значения Eh и pH за счет «суспензионного эффекта», описанного Г. Маттоком (Mattock, 1961), показавшим, что влияние данного эффекта становится весьма существенным в кислых растворах, особенно если взвешенные частицы несут сильный заряд. Принимая во внимание вышеуказанное, измеренные pH и Eh нами использованы только для качественной характеристики кислотно-щелочных свойств испытуемых пород. Однако заметим, что значения pH и Eh водных вытяжек и суспензий дают хорошую сходимость с результатами, полученными Б. А. Воротниковым (устное сообщение) по определению этих параметров в грунтовых водах исследуемых нами кор выветривания Салаира. Все это дает основание использовать измеренные в испытуемых пробах pH и Eh при объяснении причин, контролирующих поведение золота в зоне гипергенеза.

Для экспериментов по с о р б ц и и золота гипергенными минералами, проведенных нами совместно с Р. Д. Мельниковой, был взят радиоизотоп золота ^{198}Au с периодом полураспада 67 ч. Ядерные характеристики этого изотопа позволяют производить опыты с жидкой и твердой фазами при ультрамалых количествах золота. Были выбраны минералы зоны гипергенеза с околокларковыми содержаниями золота. Они представлены следующими кристаллохимическими классами: а) окислами и гидроокислами — опал, кварц, псиломелан, гематит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит; б) сульфатами — ярозит; в) карбонатами — кальцит, смитсонит, малахит; г) слоистыми силикатами с непрерывными слоями кремнекислородных тетраэдров в кристаллических структурах — каолинит, нонтронит, бейделлит, монтмориллонит, гидрослюда (иллит). Чистота минералов контролировалась рентгеноструктурным анализом (аналитик Т. Н. Григорьева).

Минералы измельчались в агатовой ступке до крупности 200 меш и очищались от примесей электролитов продолжительным промыванием деионизированной водой. Навеска адсорбента составляла 1,24 г. Адсорбент помещался в коническую колбу, заливался 20 мл кислого или щелочного рабочего раствора золота. Колба закрывалась притертой пробкой. Опыт проводился в статических условиях при комнатной температуре и периодическом перемешивании суспензии.

Рабочие растворы готовились следующим образом. Предварительно облученное на ядерном реакторе металлическое золото чистотой 99,99% растворяли в царской водке. Кислый рабочий раствор (pH = 3,5) активного ^{198}Au был получен путем разбавления аликвоты исходного раствора деионизированной водой, подкисленной особо чистой соляной кислотой;

щелочной — путем нейтрализации исходного раствора аммиаком до pH = = 9. Кислым раствором моделировались условия главной стадии формирования кор выветривания, а щелочным — начальные и завершающие стадии. Оба рабочих раствора содержали $2 \cdot 10^{-8}$ г/мл изотопа ^{198}Au.

Продолжительность эксперимента одной навески составляла 24 ч. За этот период наступало равновесие между адсорбентом и раствором. Через 24 ч растворы отфильтровывались, в осадках была измерена активность ^{198}Au с помощью сцинтилляционного кристалла NaJ(Tl) и пересчетного устройства ПП-15. Время набора импульсов равно 10 с. Активность исследуемого осадка эталонировали по активности 20 мл рабочего раствора, не содержавшего адсорбента. Тем самым была исключена необходимость введения поправки на возможную сорбцию золота стеклом колбы, что особенно существенно при опытах с кислым раствором [Миронов и др., 1979]. Количество золота, поглощенного минералом, рассчитывали по формуле: $\bar{x} = 4a : A$ (a — активность испытуемого осадка, имп/с, A — активность 4 мкг изотопа ^{198}Au). Полученные результаты дали величину общей сорбции (по терминологии Е. В. Рожковой и М. Б. Серебряковой, 1958).

После измерения активности осадок был трижды промыт деионизированной водой объемом по 10 мл каждый раз. С помощью тех же приборов была замерена активность ^{198}Au в фильтратах и рассчитана концентрация выщелоченного, т. е. подвижного золота. По разности общей сорбции минерала и концентрации золота в промывных водах нашли величину прочной сорбции, т. е. ту часть золота, которая прочно сорбируется вторичными минералами и не вытесняется даже подкисленной водой.

Значение микроорганизмов в гипергенных процессах в настоящее время не вызывает сомнений. В зоне окисления сульфидных месторождений активно окислять сульфиды способны главным образом *Thiobacillus ferrooxidans*. Они и применены в наших исследованиях. Следует заметить, что именно с *Th. ferrooxidans* проводится подавляющая часть экспериментов по выщелачиванию металлов из руд [Каравайко и др., 1972]. Однако опытов по выяснению роли этих бактерий на поведение золота в зоне окисления его месторождений практически не проводилось. Нам известны эксперименты, выполненные в Томском политехническом институте под руководством профессора В. К. Черепнина, в которых предпринята попытка выщелачивания золота с помощью *Th. ferrooxidans* из образцов сульфидных и сульфидно-кварцевых руд Константиновского месторождения.

Объектами в нашем эксперименте служили концентраты сульфидных минералов, наиболее типичных для золоторудных месторождений: пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, марказита, халькозина и ковеллина. Кроме того, была испытана искусственная смесь, состоящая из равных навесок галенитового, сфалеритового, пиритового и халькопиритового концентратов, а также руда одного из месторождений Сибири. Золото в концентратах и руде — от тонкодисперсного до видимого. Навеска испытуемой пробы составляла 5 г.

Для приготовления бактериальных растворов был использован штамм *Th. ferrooxidans*, любезно предоставленный нам сотрудниками Института микробиологии и вирусологии АН КазССР. Исходная концентрация бактерий составляла 10^6 клеток в 1 мм, возраст их — двое суток. *Th. ferrooxidans* поддерживались в активном состоянии питательной средой разных составов. Методика эксперимента описана ранее [Кулебакин и др., 1977].

В заключение отметим, что во всех экспериментальных исследованиях по моделированию поведения золота в гипергенных процессах опыты проводились в условиях, близких к природным: pH испытуемых растворов и концентрация в них золота, температура, типичные гипергенные и первичные минералы и т. п. Золото определялось во всех продуктах эксперимента, включая даже его сорбированную часть на стенках посуды.

II. ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выявить характер поведения элементов в процессе образования кор выветривания можно лишь на основе четкого представления об их распределении в исходных породах и по всему профилю выветривания.

По уровню концентрации и степени неравномерности распределения золота эндогенные породы подразделяются на: а) породы с околокларковыми содержаниями и относительно равномерным распределением (в пределах одного порядка); б) породы с аномальным распределением (в пределах 2—3 порядков) и повышенными содержаниями — эндогенные ореолы рудных полей; в) породы, характеризующиеся наиболее высокими концентрацией и степенью неравномерности распределения — в пределах золоторудных месторождений и самих рудных тел.

Как установлено нами в описываемых регионах и показано многими другими исследователями, отмеченные различия в содержаниях и характере распределения золота обусловлены отсутствием или наличием и степенью развития наложенного гидротермального метаморфизма [Щербаков, 1967; Воротников и др., 1968; Воскресенская и др., 1968; Рослякова, Росляков, 1975; Аношин, 1977; Boyle, 1979; и др.].

Изучение геохимии золота в корах выветривания проводилось с учетом отмеченного выше характера его распределения в породах вне экзогенных изменений. Установлено, что продукты выветривания каждой из выделенных групп эндогенных пород имеют свои специфические черты поведения золота. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть геохимический материал в следующем порядке:

1. Золото в корах выветривания, образованных за счет пород с его кларковым содержанием и удаленных от известных золоторудных полей на 50 км и более. Это обычные региональные коры выветривания.

2. Золото в корах выветривания, развитых на породах эндогенных ореолов рудных полей (в дальнейшем мы их будем называть корами выветривания золоторудных полей).

3. Золото в зонах окисления золоторудных месторождений, являющихся, по Ф. Н. Шахову (1960), особым частным случаем региональной коры выветривания.

II.1. ЗОЛОТО В РЕГИОНАЛЬНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Прежде чем обратиться к рассмотрению специфических особенностей поведения золота и сопутствующих ему элементов в региональных корах выветривания, представляется целесообразным осветить некоторые общие теоретические вопросы, касающиеся процессов корообразования, и кратко изложить методику проведенных исследований.

Выветривание пород происходит в результате действия многочисленных внутренних, внешних, региональных и местных факторов. К внешним относятся физические, химические и биохимические процессы, про-

исходящие в зоне аэрации геологической среды. Внутренние факторы обусловлены строением атомов и ионов породообразующих минералов: валентностью, величиной атомного и ионного радиусов, поляризацией, способностью к комплексообразованию и другими свойствами элементов. Региональные факторы определяют формирование коры выветривания в пределах больших площадей. К ним принадлежат климат, рельеф местности, деятельность биомассы, особенности петрохимического и минерального состава пород, региональной тектоники, режима и химизма подземных вод. Местные факторы влияют на характер гипергенного преобразования пород в масштабе отдельного небольшого участка. Основными среди них являются структурно-текстурные особенности первичных пород, положение уровня эрозионного среза и грунтовых вод. В зависимости от соотношения и интенсивности проявления внешних, региональных и местных факторов может, как известно, преобладать физическое, химическое или биохимическое выветривание.

Химическое выветривание представляет собой сложный комплекс явлений—механической дезинтеграции и химического преобразования глубинных пород в условиях земной поверхности. Химическими агентами выветривания служат: вода как растворитель и гидролизатор, углекислота, кислород и небольшое количество O_3 и H_2O_2 [Щербина, 1972]. Согласно У. Д. Келлеру (1963), А. И. Перельману (1965), К. И. и В. К. Лукашевым (1975), эти агенты, действуя на исходные, первичные породы, находящиеся в неравновесном состоянии в зоне аэрации, обусловливают гидролиз, окисление, гидратацию, комплексообразование, простое химическое растворение, катионный обмен, химическую перестройку. В итоге происходит перераспределение элементов, образуются новые минеральные формы, устойчивые в экзогенных средах,— каолинит, галлуазит, гиббсит, лимонит, карбонаты, гипс и др. Накапливаясь, эти минералы формируют остаточные коры выветривания. По преобладающим гипергенным минералам выделяется несколько типов кор выветривания, среди которых в гумидных районах превалируют каолиновые и латеритные, а в аридных — карбонатные и гипсовые. Объектом наших исследований являлись региональные коры выветривания каолинового и латеритного типов. Карбонатные и гипсовые коры выветривания изучены только в пределах рудных полей и месторождений, и поэтому в данном разделе они не рассматриваются.

Формирование каолинового и латеритного профилей выветривания протекает в условиях влажного умеренного или жаркого климата в пенепленизированных регионах. Влажный климат обеспечивает хорошую фильтрацию грунтовых вод и вынос из выветривающихся продуктов подвижных соединений. В сочетании с теплым климатом повышенная влажность способствует активному развитию флоры и быстрому разложению ее опада, обогащающего грунтовые воды углекислым газом и органическими кислотами. Органические кислоты поддерживают pH вод в пределах от 6,5 до 4, а растворенный в воде кислород придает ей окислительную реакцию. Их Eh, по А. И. Перельману (1965), колеблется от +0,7 до +0,4 В. Наиболее характерными геохимическими чертами каолинового и латеритного профилей выветривания являются вынос кальция, натрия, магния, порой калия и замещение их в преобразованных минералах водородом или калием. По классификации А. И. Перельмана [там же], коры выветривания каолинового и латеритного типов являются производными кислого процесса окислительного ряда.

Окислительная среда особенно неблагоприятна для равновесного состояния элементов, обладающих переменной валентностью. В такой обстановке элементы стремятся перейти из низшей валентности в высшую, разрушая тем самым кристаллическую решетку первичного минерала и повышая скорость его выветривания. Как известно из работ И. С. Яговкина (1923, 1924), Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1924), В. Эммонса

(1935), В. В. Щербины (1939, 1940, 1955), С. С. Смирнова (1955), окислительные процессы более активно протекают выше уровня грунтовых вод, в так называемый зоне просачивания. Воды этой зоны находятся в открытой системе с атмосферой, поэтому обогащены очень сильным окислителем — кислородом. Двигаясь вниз, они расходуют кислород на выветривание пород и ниже уровня грунтовых вод, в зоне застойных вод приобретают восстановительный характер. Одновременно с этим на новообразования расходуется водород и повышается щелочность вод. Кислое окислительное выветривание затухает. Воды приобретают восстановительные свойства, и в застойной зоне элементы вновь могут переходить в низшую валентность и образовывать общеизвестную зону цементации.

Такова общая схема эволюции кислого окислительного класса выветривания. Для его геохимической характеристики, как и в целом для гипергенных процессов, используется ряд количественных и качественных параметров. К числу основных характеристик относятся pH и Eh, определяющие кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия, коэффициенты концентрации элементов, свидетельствующие об их перераспределении и интенсивности миграции, отношения геохимически родственных элементов, показывающие степень дифференцированности вещества в элювии, ассоциации гипергенных минералов и формы нахождения элементов, геохимические барьеры, способствующие гипергенной концентрации элементов,— нейтральный, окислительный, восстановительный, сорбционный и другие, детально охарактеризованные А. И. Перельманом (1968, 1975). В работе мы по возможности приводим все эти характеристики применительно к конкретным объектам исследования.

Среди продуктов кислого окислительного класса выветривания на золото опробованы каолиновые и латеритные коры выветривания. На исследованной территории СССР развиты главным образом коры выветривания каолинового типа, поэтому они нами изучены наиболее полно. Коры выветривания латеритного типа опробованы единичными разрезами в Центральном Казахстане и по коллекции Н. А. Лисицыной из островов Тихого океана.

II.1.1. Коры выветривания каолинового типа

II.1.1.А. Геологическое строение кор выветривания каолинового типа

Изученные коры выветривания каолинового типа расположены в разных частях СССР, но имеют профили с близкой вертикальной зональностью, в неодинаковой степени развитой и эродированной. В наиболее полных профилях в полевых условиях макроскопически выделяются четыре зоны, хотя четкие границы между ними установить не всегда просто. Расположение зон в разрезе следующее (снизу вверх):

1. Исходные породы, за счет которых развивается кора выветривания.
2. Плотные и слабо дезинтегрированные породы начальных стадий выветривания (сапролиты, по В. П. Казаринову, 1958).
3. Каменный структурный элювий.
4. Глинистый структурный элювий.

Степень распространения кор выветривания и сохранность их профиля коррелируются в первом приближении с развитием древних поверхностей выравнивания и имеют обратную связь с интенсивностью расчлененности современного рельефа. Коры выветривания довольно широко распространены на площадях предгорных равнин. На более ограниченных участках они прослеживаются в областях горно-холмистых предгорий и разрозненными небольшими участками сохраняются в горах. [Коры выветривания Сибири, 1979].

Относительно возраста кор выветривания исследуемых регионов нет единого мнения, потому что корообразование даже на сравнительно небольшой территории происходило в несколько эпох, среди которых выделяются главные и второстепенные, охватывающие период от триаса до четвертичного послеледниковья включительно [Росляков и др., 1977]. Большинство исследователей считают, что в Казахстане, Кузнецком Алатау, Западном Алтае, Забайкалье, Средней Азии и на Салаире коры выветривания древние, дочетвертичные [Геологическая съемка..., 1973; Коры выветривания Сибири, 1979]. Молодые коры выветривания, опробованные нами на золото, находятся на Камчатке и островах Тихого океана.

В древних корах выветривания с полным профилем гипергенное минералообразование в большинстве случаев заканчивается исключительным развитием каолинита в верхней зоне, т. е. зоне глинистого структурного элювия. С глубиной в зависимости от состава исходных пород оно может значительно меняться, так как каждый породообразующий минерал до каолинитовой стадии выветривается по-своему, что для кор выветривания Сибири детально изучено Ю. П. Казанским [Выветривание и ..., 1969]. Схемы изменений главных породообразующих минералов и типов пород при каолиновом выветривании, а также минералогические описания конкретных, опробованных на золото разрезов нами опубликованы ранее [Росляков, 1970; Сухоруков и др., 1978]. Во избежание повторений приведем лишь краткие выводы по ним.

При выветривании гранитов, кварцевых порфиров и других пород кислого состава в начальные стадии калиевый полевой шпат замещается каолинитом (пелитизируется), а по плагиоклазу развивается гидросерицит и гидрослюда. Далее вверх по разрезу с возрастанием степени выветривания пород увеличивается количество новообразований при доминирующей роли каолинита. В отдельных участках встречаются монтмориллонит, галлуазит, метагаллузит, кальцит и другие гипергенные минералы (см. рис. II. 6). Минеральный состав, приведенный на этом и следующих подобных рисунках, изучен Ф. В. Сухоруковым и Б. Л. Щербовым. Из приведенной иллюстрации видно, что в верхней, глинистой зоне увеличилось не только количество каолинита, но и более совершенной стала его кристаллическая решетка. У других гипергенных минералов степень совершенства решетки, наоборот, уменьшилась, что свидетельствует об их неустойчивости при прогрессирующем каолиновом выветривании.

В профиле выветривания кислых пород почти по всему разрезу в алевритовой и более крупных фракциях сохраняются реликты минералов исходных пород: кварца, магнетита, циркона, сфена, эпидота, роговой обманки, турмалина, анатаза, полевых шпатов.

При каолиновом типе выветривания пород среднего состава, где наряду с полевыми шпатами главными породообразующими минералами являются и темноцветные, в начальную стадию гипергенного преобразования кроме каолинита, гидрослюд и хлорита часто в значительном количестве развиваются монтмориллонит и галлуазит, которые в глинистом структурном элювии играют либо подчиненную роль, либо вовсе отсутствуют. Комплекс реликтовых минералов практически тот же, что и в выветрелых породах кислого состава, но при других количественных соотношениях, отражающих специфику исходных пород.

Когда профиль выветривания формируется на породах основного и ультраосновного состава, новообразованиями служат минералы группы монтмориллонита (с преобладанием нонтронита), хлорит, гидрохлорит, а в верхней части разреза — окислы и гидроокислы железа в ассоциации с каолинитом. Из реликтовых минералов широко распространены ильменит, сфен, магнетит, лейкоксен, пироксен, порой роговая обманка.

По различным слюдистым сланцам и гнейсам в начальные стадии в качестве гипергенных образований развиваются за счет биотита гидробиотит,

хлорит, вермикулит, монтмориллонит и галлуазит. Затем возрастает роль каолинита до абсолютного его преобладания среди новообразований глинистого структурного элювия. Мусковит устойчивее биотита и сохраняется иногда даже в верхних горизонтах глин.

Таким образом, вертикальное зональное распределение новообразованных минералов в идеализированном виде может быть представлено так: в низах кор выветривания среди гипергенных образований преобладают гидрослюды и гидрохлориты в ассоциации с каолинитом, галлуазитом, гетитом, монтмориллонитом и др.; вверх по разрезу повышается роль каолинита; завершается профиль каолинитом нередко с примесью других глинистых минералов, гидроокислов железа и марганца.

Важно, что коры выветривания как с полным, так и неполным профилем часто преобразованы более поздними гипергенными процессами и несут на себе наложенную минерализацию. Об этом свидетельствуют минеральный состав и pH водных вытяжек выветрелых пород. В гумидных районах новообразованные, наложенные минералы в общем такие же, как и в древних корах выветривания,— гидрослюда, каолинит, гидроокислы железа и марганца. Но здесь в повышенных количествах из новообразований преобладает землистый кальцит, придающий поровым растворам выветрелых пород слабощелочную реакцию. В аридных районах выветрелые породы характеризуются еще более высоким pH водных вытяжек, что связано с современными процессами засолонения. Из наложенных минералов в корах выветривания, расположенных в аридных зонах, развиты гипс, карбонаты, легкорастворимые соли магния и натрия, ярозит, охристые гидроокислы железа. В нижней части полного профиля выветривания Ангренского месторождения каолиновых глин присутствуют пирит и сидерит. Наложенная минерализация существенно осложняет интерпретацию геохимических данных по древним корам выветривания.

II.1.1.Б. Распределение золота в корах выветривания каолинового типа

Прежде чем рассмотреть распределение золота в корах выветривания, дадим краткую характеристику его распределения в первичных породах исследованных регионов.

Из первичных пород, удаленных на 50 км и более от известных месторождений, было отобрано 900 проб, из них на участках с развитой корой выветривания 184 пробы. Обработка на ЭВМ результатов атомно-абсорбционного и спектрохимического анализов по типам пород конкретного региона и в целом по всем регионам показала, что распределение золота в главных типах магматических, метаморфических и осадочных образований не противоречит нормальному закону, при котором, как известно, среднее содержание элемента близко к модальному. Исходя из этого, за средние содержания мы приняли не моду распределения, а его среднее арифметическое значение.

В табл. II.1 обобщены данные по распределению золота в главных типах магматических, метаморфических и осадочных пород исследованных регионов. Не останавливаясь подробно на анализе приведенного в таблицах фактического материала, для целей гипергенной тематики прокомментируем лишь выводы, из него вытекающие.

В интрузивных породах кислого и среднего состава разброс частных содержаний золота укладывается в один порядок, оцениваемый в 0,5—8 мг/т (рис. II.1, *а*) при среднем значении 2,9 мг/т. Среднее содержание золота по отдельным регионам незначительно отклоняется от 2,9 мг/т, варьируя от 2,6 до 3,4 мг/т. Несколько бо́льшие отклонения наблюдаются при рассмотрении средних по типам пород отдельных регионов. В этом случае вариации средних величин находятся в пределах 0,7—4,4 мг/т.

Таблица II.1

Распределение золота в главных типах пород исследованных регионов

Породы	Колич. проб	Содержание Au, мг/т			Регионы
		от	до	среднее	
Магматические породы кислого и среднего состава					
Граносиениты	18	0,9	6,6	3,4	Кузнецкий Алатау, Салаир, Западный Алтай, Казахстан, Центральный Узбекистан, Прибайкалье, Восточное Забайкалье, Центральная Камчатка, Украинский щит
Граниты	31	0,8	8,0	2,7	
»	101	0,5	6,8	2,6	
Гранодиориты	46	1,1	6,3	3,5	
Кварцевые диориты, диориты	28	1,8	6,2	3,2	
Кварцевые порфиры	31	0,5	7,2	2,8	
Фельзиты и т. п.	45	0,5	4,8	2,3	
В целом	300	0,5	8,0	2,8	
Магматические породы основного и ультраосновного состава					
Габбро-диориты	15	0,9	6,2	3,6	Те же, о-ва Тихого океана
Габбро-амфиболиты	15	0,5	13,0	3,3	
Пироксениты	2	7,0	8,0	7,5	
Андезито-базальты, базальты	33	0,6	8,4	3,2	
Андезито- базальтовые порфириты и их туфы	52	0,6	9,0	3,1	
Плагиоклазовые порфириты и их туфы	85	0,5	9,0	2,2	
В целом	202	0,5	13,0	3,8	
Метаморфические и осадочные породы					
Гнейсы	21	0,8	18,3	3,3	Кузнецкий Алатау, Салаир, Казахстан, Прибайкалье, Восточное Забайкалье, Центральная Камчатка
Кварциты	20	0,2	8,0	1,9	
Сланцы					
кремнистые	25	0,6	16,0	3,3	
слюдистые	77	0,3	8,4	2,4	
хлоритовые	7	2,3	3,0	2,8	
Алевролиты	34	0,3	7,0	2,4	
Песчаники	100	0,3	25,0	3,3	
Известняки	41	0,7	5,6	2,6	
Углеродистые алевролиты	6	2,7	6,0	4,4	
Углистые сланцы	67	0,4	84,0	9,0	
В целом	398	0,2	84,0	3,9	

Вулканогенные породы кислого состава характеризуются несколько более пониженным содержанием золота, чем интрузивные. В них среднее содержание элемента 2,3 мг/т при разбросе частных значений от 0,5 до 4,8 мг/т (рис. II.2, *а*).

Интрузивные породы основного и ультраосновного состава почти на 1 мг/т содержат золота больше по сравнению с породами кислого ряда. Более высок и разброс его частных содержаний. Здесь он составляет 0,5—13 мг/т (см. рис. II.1, *б*).

По характеру распределения золота вулканогенные породы основного состава занимают промежуточное положение между гранитоидами и габброидами.

В метаморфических и осадочных породах разброс частных содержаний золота составляет два порядка (0,2—84 мг/т) при среднем 3,9 мг/т (см. табл. II.1). Несмотря на очевидный разброс содержаний золота в данных породах, наиболее часто встречающиеся их значения находятся в об-

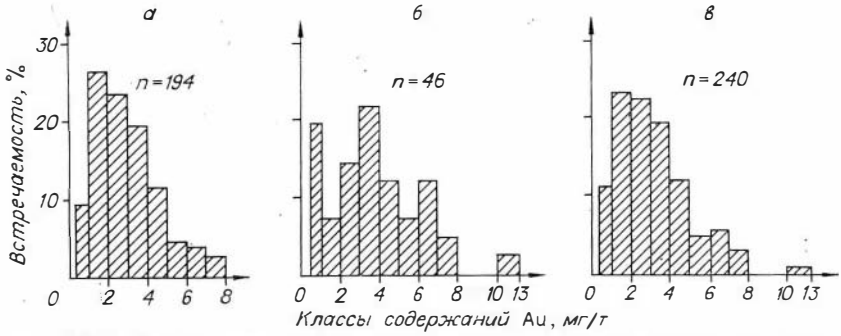


Рис. II.1. Гистограммы распределения золота в интрузивных породах безрудных районов.

Породы: *а* — щелочного, кислого и среднего состава, *б* — основного и ультраосновного состава, *в* — в целом по интрузивным породам.

ласти 0,3—6 мг/т у силикатных разностей и 1—4 мг/т — у карбонатных при средних 2,8 и 2,6 мг/т соответственно. Небольшие пики на иллюстрируемых рисунками II.3 и II.4 гистограммах обусловлены укрупнением здесь на порядок класса выборок: содержания выше 10 мг/т объединены в классы весом по 10 мг/т, тогда как пробы, содержащие золота менее 10 мг/т, группировались в классы с весом в 1 мг/т. Концентрации, превышающие 10 мг/т, встречаются редко и свойственны сульфидизированным или углеродистым разностям осадочных образований. В общем средние содержания золота в осадочных и метаморфических отложениях колеблются в пределах 1,3—13,9 мг/т (см. табл. II.1).

Статистические параметры распределения золота в породах на участках, где развиты коры выветривания, не отличаются от охарактеризованных выше и в общем близки к приводимым Ю. Г. Щербаковым (1967, 1974), Г. Н. Аношиным (1977) и Р. В. Бойлем (Boyle, 1979). Таким образом, приведенный материал показывает, что описываемые в данном разделе коры выветривания сформированы на породах с кларковым содержанием золота.

В корах выветривания каолинового типа распределение золота, в отличие от исходных пород, противоречит нормальному закону, но так же не коррелируется с элементами первичных руд. Дисперсия его содержаний тоже не превышает среднеарифметических значений. В целом по изученным корам выветривания коэффициент концентрации золота близок к единице ($K = 1{,}14$). Это позволяет считать, что в глобальном аспекте содержание золота в продуктах каолинового выветривания унаследуется от исходных пород, и коры выветривания не могут рассматриваться как основной источник растворенного золота, поступающего в моря, океаны и хемогенные осадки. Однако это не означает, что в процессах корообразования каолинового типа золото было инертным. Оно перераспределялось в пределах профиля выветривания, что подтверждается следующим фактическим материалом.

В корах выветривания, имеющих как полные, развитые до глинистого структурного элювия, так и неполные профили, увеличивается

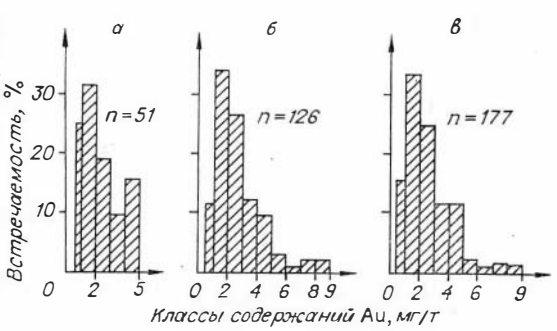


Рис. II.2. Гистограммы распределения золота в вулканогенных породах безрудных районов.

Породы: *а* — кислого и *б* — основного состава, *в* — в целом по вулканитам.

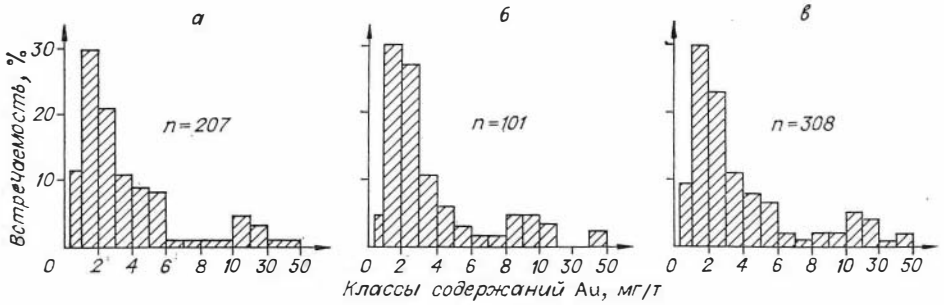


Рис. II.3. Гистограммы распределения золота в осадочных породах.
Породы: *а* — силикатные, *б* — карбонатные, *в* — в целом по осадочным породам.

в сравнении с исходными породами не только среднее содержание, но и дисперсия распределения золота. Если в первичных магматических и метаморфических породах опробованных разрезов частные значения золота варьируют в пределах 0,5—18,3 мг/т при среднем 3,2 мг/т по 184 анализам (среднее по 640 анализам 3,8 мг/т), то в развивающихся на них корах выветривания они колеблются от 0,3 до 47,9 мг/т. Средние содержания золота в полных и неполных профилях одинаковы и равны 4,88 и 4,86 мг/т по данным 293 и 262 определений соответственно (табл. II.2). Эти средние можно принять за кларки золота в корах выветривания каолинового типа.

Приведенные средние весовые содержания золота в выветрелых породах почти на 50% выше, чем в исходных. Это увеличение обусловлено главным образом за счет уменьшения объемного веса пород при выветривании. Объемные содержания золота в выветрелых разностях всего лишь на 14% превышают таковые в первичных породах.

О перераспределении золота в профиле выветривания свидетельствуют не только возросший разброс его частных содержаний, но и заметное смещение асимметрии вариационной кривой вправо от моды распределения и повышенная встречаемость проб класса содержаний более 10 мг/т (рис. II.5).

В зависимости от состава исходной породы и интенсивности проявления каолинового типа выветривания золото по вертикальному профи-

Таблица II.2

Распределение средних содержаний золота по зонам выветривания каолинового типа

Зоны профиля выветривания	Полный профиль				Неполный профиль			
	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Исходные породы (зона I)	50	3,6	9,7		132	3,3	8,4	
Слабо выветрелые породы (зона II)	80	6,0	14,3	1,4	134	3,0	6,8	0,8
Каменный структурный элювий (зона III)	92	5,3	10,6	1,1	128	6,9	14,0	1,8
Глинистый структурный элювий (зона IV)	121	4,0	7,2	0,8				
Среднее (без зоны I) . . .	293	4,88	10,2	1,1	262	4,86	10,45	1,2
В целом по полным и неполным профилям каолинового типа					555	4,87	10,3	1,14

Примечание. Здесь и далее в подобных таблицах n — количество проанализированных проб; $\bar{x}$ — среднее содержание (весовое); A — то же, но в единице объема; K — коэффициент концентрации, т. е. отношение содержания элемента в единице объема выветрелой породы к таковому исходной породы.

лю перераспределялось следующим образом.



Рис. II.4. Гистограммы распределения золота в метаморфических породах.

В корах выветривания с полным профилем, развитым на гранитах и гранодиоритах, разброс частных содержаний его колеблется в пределах 0,6—37,6 мг/т, тогда как в исходных породах он составляет 0,7—5,4 мг/т (по данным опробования 19 разрезов кор выветривания). По сравнению с материнскими породами в остаточных продуктах всех выделяемых нами зон полного профиля во многих случаях средние весовые содержания данного элемента также более высокие (табл. II.3). Но при пересчете весового содержания в объемное накопление золота достоверно устанавливается главным образом в низах коры выветривания (зона II). Здесь почти во всех изученных разрезах коэффициент концентрации золота более 1 при среднем 1,8 по 30 анализам. Минимальный коэффициент концентрации 0,9, максимальный — 3.

Наиболее низкие коэффициенты концентрации золота (до 0,2) наблюдаются в каменном структурном элювии гранитоидов. Но и здесь они могут иметь значение больше единицы, как это видно на примере разрезов кор выветривания Салаира и Украинского щита (K = 1,7 и 2,6 соответственно).

Повышенные концентрации золота в зонах профиля выветривания локализуются в виде отдельных маломощных (не более 5 м) горизонтов. Сопоставление распределения по профилю золота и pH водной вытяжки выветрелых пород показывает, что местоположение обогащенных горизонтов часто совпадает с участками существенного изменения pH водной вытяжки, которые обычно тяготеют к переходным частям зон профиля (рис. II.6 и II.7). Как видно из рис. II.6, *а* и II.6, *б*, незначительным колебаниям величин pH водной вытяжки порой соответствуют небольшие вариации содержаний золота. Рентгеноструктурный анализ пелитовой фракции исследуемых на золото проб показывает, что горизонты гипергенного золотого обогащения контролируются не только макроскопически выделяющимися геологическими зонами и pH среды, но и зональностью главных минеральных новообразований, что подробно рассмотрим в разделе о факторах, контролирующих поведение золота в коре выветривания.

Наличие обогащенных золотом горизонтов в разных участках профиля существенно влияет на оценку среднего содержания в той или иной зоне. В целом по 19 разрезам среднее содержание золота в корах выветривания с полным профилем, развитым на гранитоидах, составляет 4,7 мг/т (9,2 мг/м^3), а коэффициент концентрации — 1,4 (по данным 114 анализов).

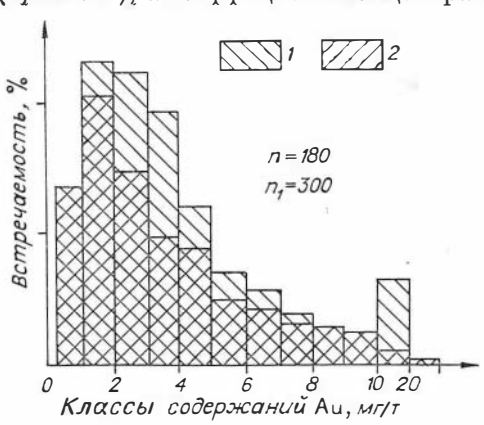


Рис. II.5. Гистограммы распределения золота в корах выветривания каолинового типа (*1*) и на интрузивных породах (*2*).

n — количество проб кор выветривания (полные профили) и n_1 — интрузивных пород.

Аналогичное распределение золота по зонам полного профиля выветривания каолинового типа установлено и в корах выветривания кислых эффузивов Казахстана. Но здесь его коэффициенты концентрации изменяются в

Таблица II.3

Распределение золота в корах выветривания пород кислого состава (полные профили каолинового типа)

Исходные породы	Регион	Зона I			Зона II				Зона III				Зона IV				В целом по профилю			
		n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Граниты	Северный Казахстан	14	2,5	6,3	14	3,5	8,1	1,3	14	2,5	5,3	0,8	18	4,6	8,3	1,3	46	3,6	7,3	1,2
	Западный Алтай	1	2,7	6,8	1	4,2	9,7	1,6	1	0,6	1,2	0,2	3	2,6	4,7	0,7	5	2,5	5,2	0,8
	Салаир	1	2,9	7,7	4	9,3	23,9	3,0	15	7,1	13,1	1,7	6	7,4	12,6	1,6	25	7,5	14,7	1,9
	Украинский щит	4	0,7	1,8	5	0,9	2,0	1,1	5	2,0	4,7	2,6	7	1,1	2,0	1,1	17	1,3	2,8	1,5
Гранодиориты	Северный Казахстан	1	5,4	13,2	4	17,9	39,1	3,0	1	1,2	2,4	0,2	7	5,4	9,4	0,7	12	9,2	18,8	1,4
	Восточный Казахстан	2	2,8	7,3	2	2,8	6,7	0,9	4	2,2	4,8	0,7	3	3,0	6,6	0,8	9	2,6	5,5	0,8
Кварцевые порфиры	Северный Казахстан	3	2,5	6,4	3	2,8	6,8	1,1	3	2,3	4,8	0,8	3	4,0	6,8	1,1	9	3,0	6,1	1,0
	Средняя Азия	7	3,0	7,8	5	3,1	7,3	0,9	2	3,7	7,2	0,9	16	2,7	5,2	0,7	23	2,9	5,8	0,8
Пегматиты	Прибайкалье	1	12,0	30,0	1	3,6	8,6	0,3	2	7,5	16,4	0,6	1	3,4	7,0	0,2	4	5,5	12,2	0,4
Среднее (без пегматитов)		33	2,5	6,3	38	5,2	12,3	1,6	45	3,9	7,7	1,2	63	3,9	7,0	1,0	146	4,2	8,6	1,2

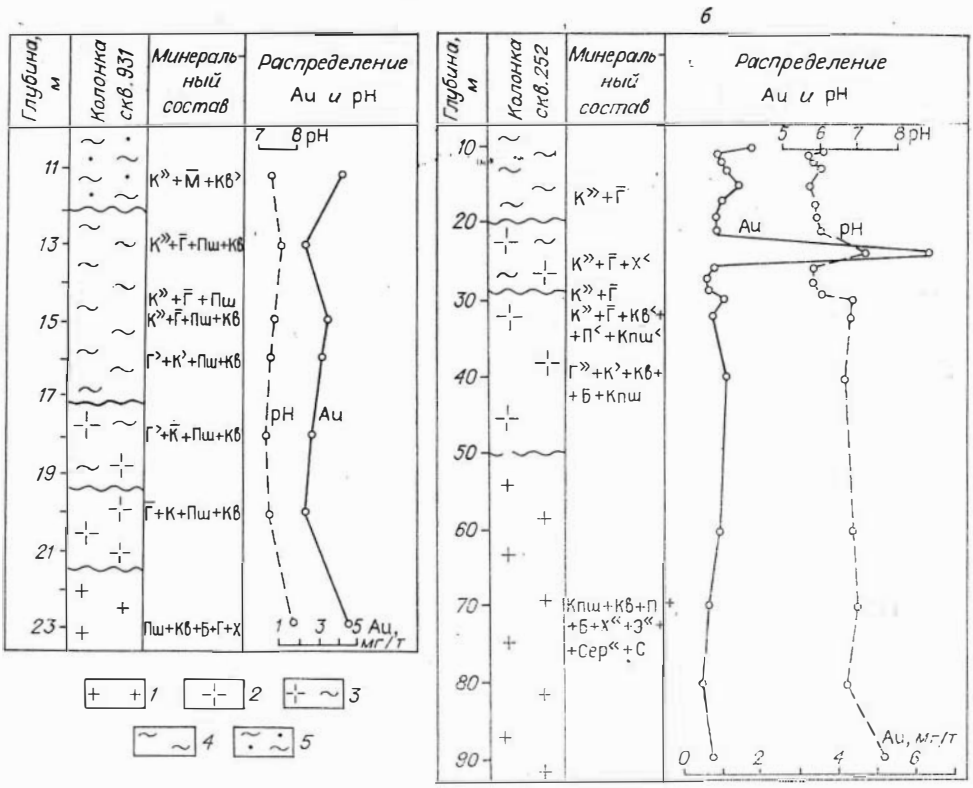


Рис. II.6. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания гранитов Северного Казахстана.

Зоны профиля: *1* — граниты, *2* — граниты начальных стадий выветривания (сапролиты); *3* — каменный структурный элювий, *4* — глинистый структурный элювий, *5* — переотложенные глины коры выветривания.

В колонке «Минеральный состав» минералы расположены в убывающем порядке: К — каолинит, Г — гидрослюда, М — монтмориллонит, Кв — кварц, Пш — полевой шпат, Б — биотит, Х — хлорит, Э — эпидот, Сер — серицит, С — карбонат, П — плагиоклаз, Кпш — калиевый полевой шпат.

Совершенство структуры минералов: ≫ — весьма совершенная, > — хорошо совершенная, черта над символом — совершенная, < — несовершенная, ≪ — весьма несовершенная.

более узких пределах. В целом по трем профилям они близки к единице при среднем содержании золота 3 мг/т, или 6,1 мг/м³ (см. табл. II.3).

Достоверно устанавливаемый вынос золота наблюдается из продуктов выветривания кварцевых порфиров Ангрена (Узбекистан). Здесь его среднее содержание в единице объема закономерно уменьшается от нижних зон профиля к верхним, хотя среднее весовое содержание относительно исходных пород ниже только в глинистом структурном элювии. В целом по коре выветривания кварцевых порфиров Ангренского месторождения огнеупорных глин коэффициент концентрации золота равен 0,8, а содержание — 2,9 мг/т (5,8 мг/м³).

Еще больший вынос золота за пределы профиля свойствен полным профилям выветривания, развитым на пегматитах, характеризующихся наиболее высокими концентрациями данного элемента среди исходных пород кислого состава. Его вынос из профиля составляет 60% (коэффициент концентрации 0,4), а среднее содержание в единице объема понижается до 12,2 мг/м³. Как и на Ангрене, наиболее обеднен золотом глинистый структурный элювий (см. табл. II.3).

Несмотря на существенное различие в распределении золота по зонам полного профиля выветривания кислых пород (гранитоидов, эффузивов и пегматитов), поведение его по вертикали профиля в общем идентично. Во всех регионах оно образует обогащенные горизонты, пространственно тяготеющие преимущественно к нижним границам зон профиля и совме-

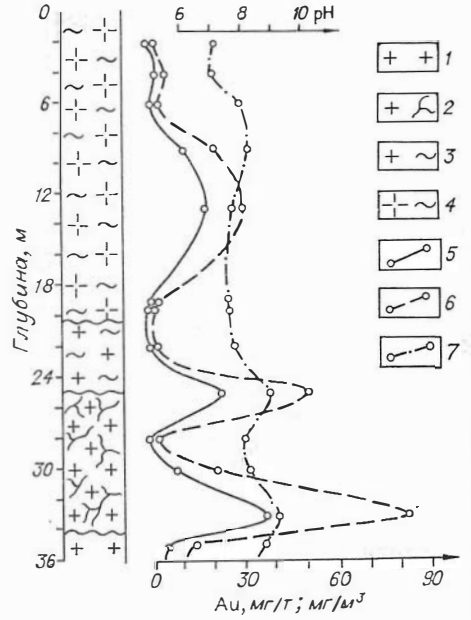


Рис. II.7. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания гранодиоритов Северного Казахстана.

Зоны профиля: *1* — гранодиориты, *2* — сапролиты, *3* — каменный структурный элювий, *4* — глинистый структурный элювий, *5-6* содержание Au в мг/т (*5*), в мг/м³ (*6*); *7* — pH водной вытяжки.

щающиеся с участками изменения pH водной вытяжки выветрелых пород (см. рис. II.6—II.8). Создается впечатление, что золото активно реагирует на изменение щелочности среды в сторону как ее понижения, так и повышения. При этом оно осаждается на границе участков, характеризующихся разными pH.

Таким образом, в полных профилях выветривания пород кислого состава коэффициент концентрации золота колеблется в пределах 0,2—3, что свидетельствует о значительном его перераспределении в древних корах выветривания.

Золото в разрезе полных профилей выветривания габбро-диоритов и габбро распределяется в общем аналогично соответствующим профилям на породах кислого состава (табл. II.4; рис. II.9). В этом случае оно тоже более интенсивно накапливается в породах начальных стадий выветривания (зоны II и III). При выветривании габбро, имеющего в исходном составе ультрамалые количества золота (0,51 мг/т), накопления его ни в одной из зон не наблюдается. Так, в зоне каменного структурного элювия K = 0,9, в зоне глинистого — 0,7. На габброидах с обычным содержанием золота (1—5 мг/т) остаточные продукты, наоборот, обогащены им (K до 3,3). В общем балансе кор выветривания габброидов коэффициент концентрации его составляет 1,3, а среднее содержание 6,2 мг/т (12 мг/м³ по данным 64 анализов).

Несмотря на различие средних содержаний золота в

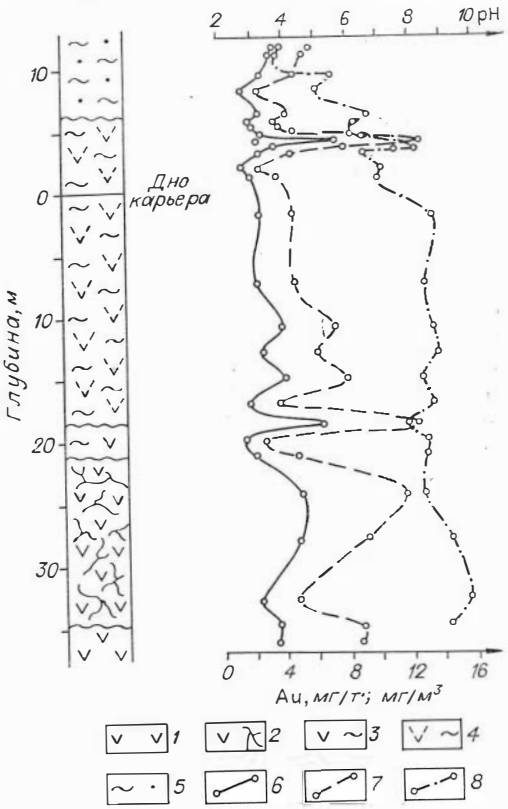


Рис. II.8. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания кварцевых порфиров Ангренского месторождения каолиновых глин.

Зоны профиля: *1* — кварцевые порфиры; *2* — сапролиты; *3* — каменный структурный элювий; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — переотложенные глины; *6—7* содержание Au в мг/т (*6*), в мг/м³ (*7*); *8* — pH водной вытяжки.

Таблица II.4

Распределение золота в корах выветривания пород основного и ультраосновного состава (полные и неполные профили каолинового типа)

Исходные породы	Регион	Зона I			Зона II				Зона III				Зона IV				В целом по профилю			
		n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Полные профили																				
Габбро-диориты	Северный Казахстан	2	4,9	13,6	5	18,3	45,2	3,3	7	14,0	23,8	1,7	14	3,6	5,8	0,4	26	9,7	18,0	1,3
Габбро	Салаир	3	5,1	15,7	2	12,0	35,3	2,2	7	7,5	24,1	1,5	10	6,2	10,4	0,7	19	7,3	21,2	1,2
	Украинский щит	2	0,9	2,4	8	1,4	2,8	1,2	6	1,2	2,6	1,1	5	1,7	2,5	1,0	19	1,4	2,7	1,1
Пироксениты	Украинский щит	2	7,5	20,8	9	7,5	18,2	0,9	10	8,1	12,9	0,6	7	6,8	10,3	0,5	26	7,5	14,2	0,7
Среднее		9	4,7	13,4	24	8,1	20,1	1,6	30	8,0	15,8	1,2	36	4,7	9,2	0,7	90	6,8	14,3	1,1
Неполные профили																				
Порфириты и их туфы	Кузнецкий Алатау	7	3,0	7,9	7	2,2	4,7	0,6	7	3,5	7,5	0,9					14	2,8	6,1	0,8
	Центральная Камчатка	21	3,0	8,1	21	2,0	4,4	0,6	21	6,0	12,0	1,5					42	4,0	8,2	1,0
Среднее		28	3,0	8,0	28	2,0	4,5	0,6	28	5,4	10,9	1,3					56	3,6	7,7	0,9
В целом по всем профилям . .		37	3,4	9,4	52	4,8	11,7	1,3	58	6,7	13,4	1,3	36	4,7	9,2	0,7	146	5,5	11,8	1,1

корах выветривания габброидов и гранитоидов, его коэффициенты концентраций в них удивительно близки, хотя у первых они чуть пониже (1,3 и 1,4 соответственно).

Совпадение в характере поведения золота при формировании полного профиля каолинового типа на габброидных и гранитоидных породах наблюдается не только в его общем балансе привноса — выноса относительно исходных пород, но и в распределении по вертикали. В профилях на

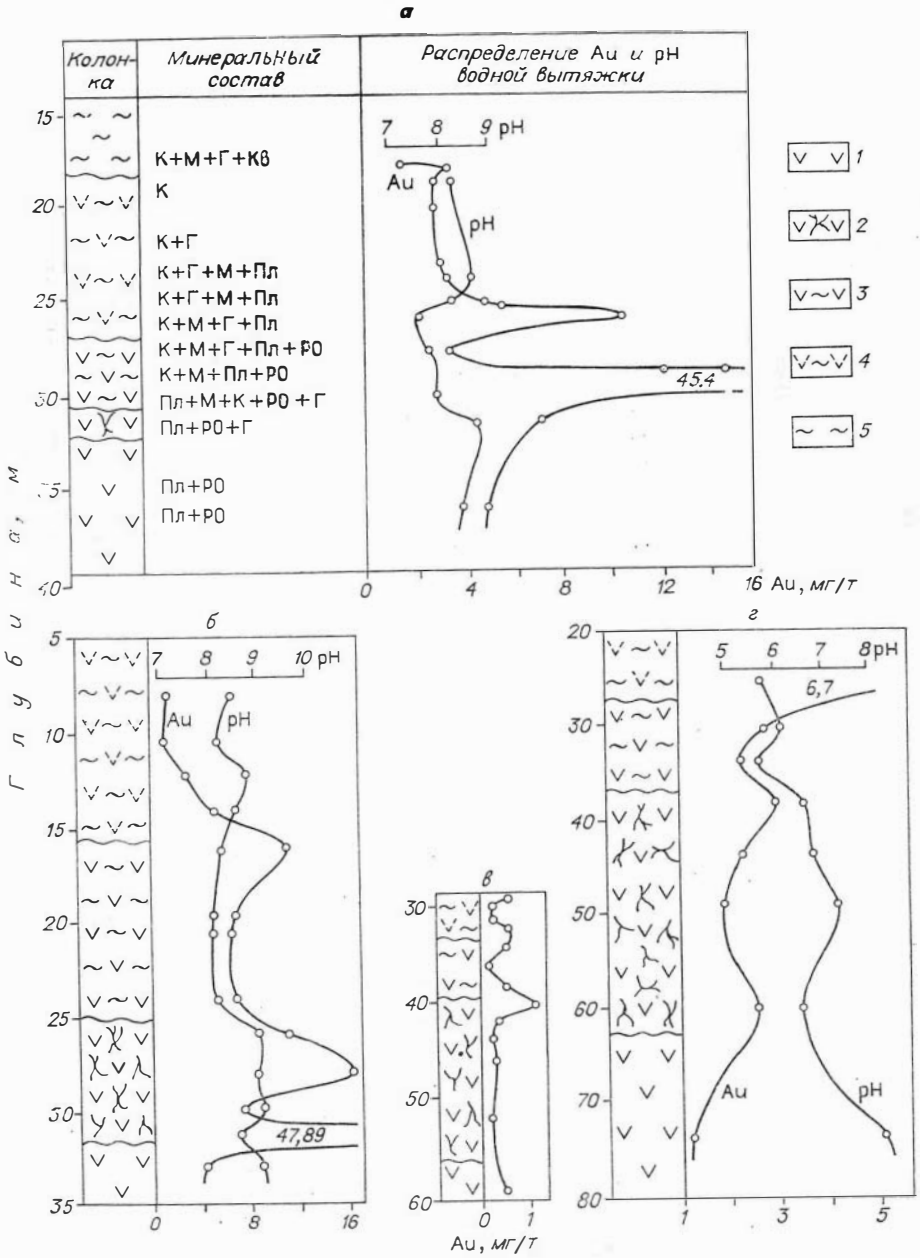


Рис. II.9. Распределение золота и pH водной вытяжки в профилях выветривания габбро-диоритов Северного Казахстана (*а*, *б*) и габбро Украинского щита (*в*, *г*).

Зоны профиля: *1* — габбро-диориты и габбро; *2* — сапролиты; *3* — каменный структурный элювий; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — переотложенные глины. В колонке «Минеральный состав» минералы расположены в убывающем порядке: Пл — плагиоклаз, Ро — роговая обманка, Г — гидрослюда, М — монтмориллонит, К — каолинит, Кв — кварц.

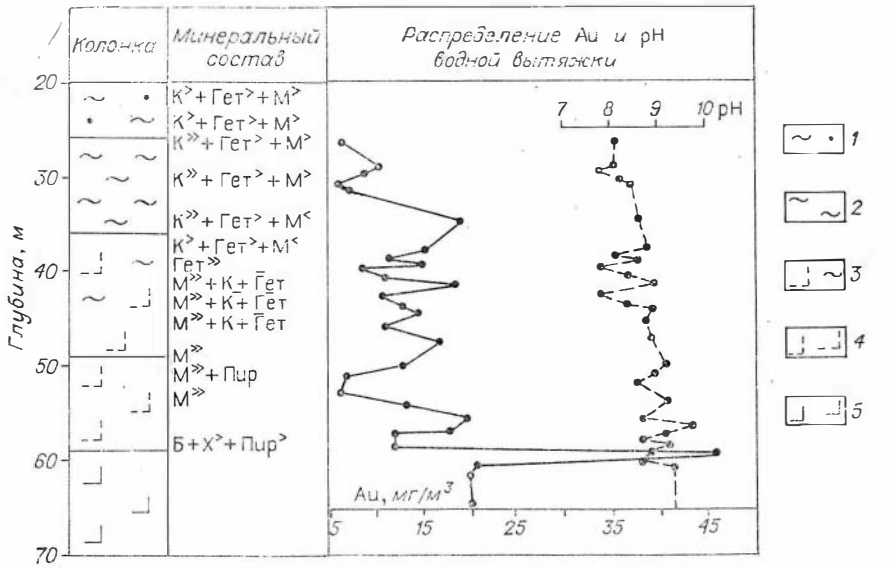


Рис. II.10. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания пироксенитов Украинского щита.

Зоны профиля: *1* — переотложенные глины; *2* — глинистый структурный элювий; *3* — каменный структурный элювий; *4* — сапролиты; *5* — пироксениты. В колонке «Минеральный состав» минералы расположены в убывающем порядке: К — каолинит, Гет — гетит, М — монтмориллонит, Пир — пироксены, Х — хлориты, Б — биотит. Для профиля характерны очень невыдержанные значения pH водной вытяжки и содержаний Au.

габбро-диоритах и габбро золото тоже образует горизонты вторичного золотого обогащения, пространственно совпадающие с участками изменения pH водной вытяжки и приуроченные к пограничным интервалам зон профиля (рис. II.9). Даже в вышеописанном случае, когда выветривание габбро с ультрамалым количеством золота сопровождается незначительным его выносом, по весовому содержанию отчетливо выделяется небольшой пик на границе каменного структурного элювия с глинистым (рис. II.9, *в*), тем самым подтверждается общность поведения рассматриваемого элемента по профилю.

Среди магматических пород основного и ультраосновного состава пироксениты опробованных разрезов Украинского щита характеризуются наиболее высоким содержанием золота (7—8 мг/т). При их выветривании оно мигрировало из всех зон каолинового профиля. Его коэффициент концентрации понижается от нижних зон (0,9) к верхним (0,5) при среднем 0,7. В вертикальном разрезе коры выветривания пироксенитов тоже наблюдаются обогащенные золотом горизонты, тяготеющие к границам зон профиля и местам изменения pH водной вытяжки (рис. II.10).

При рассмотрении распределения золота в профилях выветривания кислых пород отмечалось, что в них максимальный вынос характерен для пегматитов, имеющих повышенные его концентрации. Аналогичную картину наблюдаем в профилях выветривания пород основного и ультраосновного состава. Можно думать, что гипергенное преобразование пород с повышенным кларком золота сопровождается его рассеиванием за пределами профиля.

В корах выветривания с полным профилем, развитым по метаморфическим образованиям, золота в одних случаях больше, чем в исходных породах, в других меньше (табл. II.5). Наиболее бедны золотом во всех зонах продукты выветривания биотитсодержащих пород (гнейсы, сланцы) и углистых сланцев. Установлено, что чем богаче биотитом исходная порода, тем беднее золотом ее продукты выветривания. Так,

Таблица II.5

Распределение золота в корах выветривания метаморфических пород (полные профили каолинового типа)

Исходные породы	Регион	Зона I			Зона II				Зона III				Зона IV				В целом по профилю			
		n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Биотитовые гнейсы	Прибайкалье	3	9,1	23,7	6	10,1	22,2	1,0	6	5,4	11,3	0,5	4	7,5	13,5	0,6	16	7,7	16,0	0,7
Биотитовые сланцы	Северный Казахстан	1	2,2	5,4	2	1,8	3,3	0,6	2	1,0	2,1	0,4	3	1,2	2,2	0,4	7	1,3	2,5	0,5
Биотит-мусковитовые сланцы	Северный Казахстан	1	1,7	4,2	2	1,3	3,1	0,7	2	1,9	4,0	0,9	5	1,1	2,0	0,5	9	1,3	2,7	0,6
Углистые сланцы	Южный Казахстан	2	1,7	4,2	4	1,1	2,6	0,6	1	1,2	2,4	0,6	1	0,9	1,7	0,4	6	1,1	2,4	0,6
Серицитовые сланцы	Южный Казахстан	1	8,4	21,0	1	9,6	21,1	1,0	1	11,0	22,0	1,1	4	1,4	2,6	0,1	6	4,3	8,9	0,4
Кремнистые сланцы	Южный Казахстан	1	0,6	1,7	1	1,0	2,2	1,3	1	1,0	2,0	1,2	1	1,4	2,5	1,5	3	1,1	2,2	1,4
	Северный Казахстан	1	1,2	3,1	1	1,4	3,1	1,0	2	2,3	4,6	1,5	3	3,7	6,6	2,2	6	2,8	5,4	1,7
Среднее по 10 разрезам		10	4,5	11,5	17	4,9	10,8	0,9	15	3,7	7,7	0,7	21	2,8	4,6	0,4	53	3,7	7,6	0,7

при выветривании сланцев, состоящих на 44—47% из биотита, золота вынесено 54% ($K = 0,5$). Гипергенное преобразование гнейсов, содержащих 15—30% биотита, сопровождается выносом только 30% золота ($K = 0,7$).

Коре выветривания углистых сланцев тоже свойственно более низкое содержание золота во всех зонах профиля. По интенсивности его выноса остаточные продукты этих пород занимают промежуточное положение между биотитовыми гнейсами и сланцами ($K = 0,6$). Видимо, миграции золота благоприятствуют органические соединения, высвобождающиеся в процессе гипергенного преобразования пород, содержащих углистое вещество.

Из остаточных продуктов выветривания серицитовых сланцев золотом обеднен только глинистый структурный элювий, где самый высокий процент выноса рассматриваемого элемента ($K = 0,1$). В зонах каменного структурного элювия и начальных стадий выветривания этих сланцев содержание золота такое же, как и в исходных породах ($K = 1$ и $1,1$ соответственно).

Еще отчетливее накопление золота установлено в корах выветривания кремнистых сланцев. Коэффициент его концентрации во всех зонах более единицы и возрастает от нижних зон к верхним, колеблясь в пределах 1—2,2.

Таким образом, на примере кор выветривания метаморфических образований видно влияние минерального состава исходных пород на перераспределение золота гипергенными процессами. Оно активно мигрировало при выветривании биотитсодержащих и углеродистых пород, обладало слабой подвижностью в корах выветривания серицитовых сланцев и накапливалось в остаточных продуктах кремнистых сланцев. Как и в ранее рассмотренных случаях, золото при перераспределении в профиле выветривания метаморфических пород образует обогащенные горизонты, приуроченные к участкам изменения физических и геохимических условий среды (рис. II.11).

В неполных профилях кор выветривания гранитоидов наиболее существенно понижение содержания золота в продуктах начальных стадий гипергенного преобразования (зона II) и заметное увеличение его концентраций в каменном структурном элювии (табл. II.6). Распределение золота зон III и II неполных профилей на кислых породах как бы параллелизуется с распределением в зонах IV и III полных профилей. В профилях обоих типов содержание элемента выше в верхней зоне и ниже — в подстилающей ее.

В неполных профилях строгой закономерности в распределении отдельных, обогащенных золотом горизонтов, не установлено. С достоверностью можно лишь считать, что наиболее высокие концентрации золота тяготеют к зоне каменного структурного элювия.

Коэффициент концентрации золота в неполных профилях выветривания гранитоидов колеблется в пределах 0,5—4,7 при среднем 1,3. Как следует из сравнения таблиц II.3 и

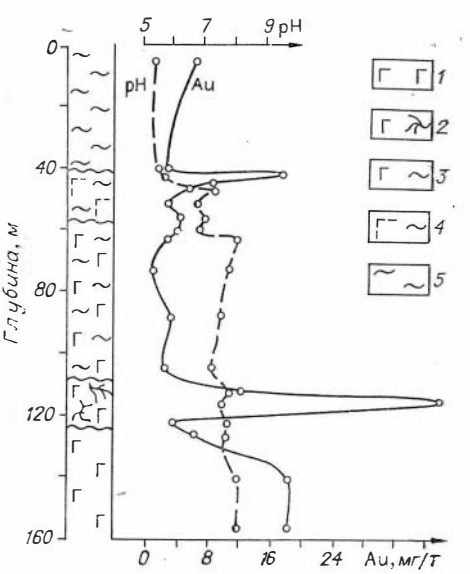


Рис. II.11. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания биотитовых гнейсов Прибайкалья.

Зоны профиля: *1* — биотитовые гнейсы; *2* — сапролиты; *3* — каменный структурный элювий; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — переотложенные глины.

Таблица II.6

Распределение золота в корах выветривания пород кислого состава (неполного профиля каолинового типа)

Исходные породы	Регион	Зона I			Зона II				Зона III				В целом по профилю			
		n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Палеозойские граниты	Восточное Забайкалье	33	3,6	8,9	33	2,9	7,0	0,8	33	6,2	13,9	1,5	66	4,6	10,4	1,2
	Восточный Казахстан	3	3,8	9,8	3	3,7	9,0	0,9	4	13,7	28,8	2,9	7	8,6	20,3	2,1
	Западный Алтай	2	2,8	7,1	2	1,4	3,5	0,5	2	3,1	6,4	0,9	4	2,2	4,9	0,7
Мезозойские граниты	Восточное Забайкалье	19	2,4	6,4	21	3,9	8,4	1,3	18	11,6	23,2	3,8	39	7,2	15,2	2,9
	Центральная Камчатка	4	4,4	11,4	4	4,3	10,5	0,9					4	4,3	10,5	0,9
Гранодиориты	Восточное Забайкалье	22	3,7	9,6	22	3,4	7,0	0,7	22	5,9	12,4	1,3	44	4,7	9,7	1,0
Граносиениты	Восточное Забайкалье	16	3,6	8,7	16	3,2	7,5	0,9	16	5,2	11,4	1,3	32	4,2	9,5	1,1
Гранит-порфиры	Восточное Забайкалье	5	2,5	6,4	5	2,3	5,6	0,9	5	6,3	14,1	2,2	10	4,3	9,8	1,5
Среднее		104	3,3	8,5	106	3,3	7,4	0,9	100	7,3	14,9	1,9	206	5,2	11,2	1,3

116, средние коэффициенты концентрации в полных и неполных профилях практически одинаковы, хотя распределение золота по профилям различно.

Между содержаниями золота и pH (в интервале 7,92—6,05) водных вытяжек пород неполных профилей наблюдается обратная корреляционная зависимость с низкой степенью достоверности ($r = -0{,}34$ по данным 25 анализов коры выветривания гранитоидов Дарасунского района). По-видимому, накоплению золота в каменном структурном элювии в некоторой мере способствовало понижение щелочности среды в рамках наблюденного интервала. Это согласуется и с поведением золота в полном профиле, где горизонту вторичного золотого обогащения соответствует изменение pH водных вытяжек.

В неполных профилях выветривания основных эффузивов (порфиритов и их туфов), как и в профилях соответствующих типов на кислых породах, по сравнению с исходными разностями более высокое содержание золота свойственно каменному структурному элювию (зона III) и пониженное — продуктам начальных стадий выветривания (зона II). Количественные соотношения золота по зонам коры выветривания вулканогенных пород основного состава приведены в табл. II.4. По данным 28 разрезов Центральной Камчатки и Кузнецкого Алатау следует, что при выветривании порфиритов 10% золота вынесено, причем в условиях развития древних кор выветривания Кузнецкого Алатау оно мигрировало лучше ($K = 0{,}8$). Среднее содержание золота в продуктах выветривания порфиритов и их туфов составляет 3,6 мг/т, или 7,7 мг/м³ (по данным 56 анализов).

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующее обобщение по распределению золота в каолиновых корах выветривания, развитых по магматическим и метаморфическим породам.

Статистическое изучение распределения золота в различных зонах коры выветривания каолинового типа и исходных породах с кларковым его содержанием показало, что оно не противоречит нормальному закону и золото не коррелируется с элементами, свойственными первичным золотым рудам. Среднее содержание золота в коре выветривания каолинового типа составляет 4,87 мг/т по данным 555 анализов. Коэффициент его концентрации в отдельных зонах профиля выветривания при этом изменяется от 8,5 до 0,1 при среднем 1,14. По степени концентрируемости золота выделяется три разновидности профилей каолинового типа: 1) золото накапливается в коре выветривания — коры выветривания изверженных пород и кремнистых сланцев; 2) содержание золота в продуктах выветривания такое же, как в исходных породах — коры выветривания вулканогенных пород и серицитовых сланцев; 3) продукты выветривания обеднены золотом — коры выветривания биотитсодержащих метаморфических образований, углистых сланцев и пород с повышенным кларком благородного металла, а также районов, где на древнее выветривание наложены современные процессы засолонения.

Во всех трех разновидностях золото перераспределяется по вертикальному профилю с образованием отдельных маломощных горизонтов вторичного обогащения, наиболее отчетливо проявленных в полных профилях выветривания независимо от состава исходных пород и их местоположения. Эти горизонты приурочены к границам зон профиля и тяготеют к участкам изменения pH водных вытяжек выветрелых пород.

При выветривании пород с кларковым содержанием золота промышленных его концентраций в коре выветривания каолинового типа не образуется. Максимальная его концентрация в обогащенных горизонтах не превышает 50 мг/т. Обогащенные участки здесь представляют собой «ложные» геохимические аномалии, до настоящего времени трудно диагностируемые в поисковой практике.

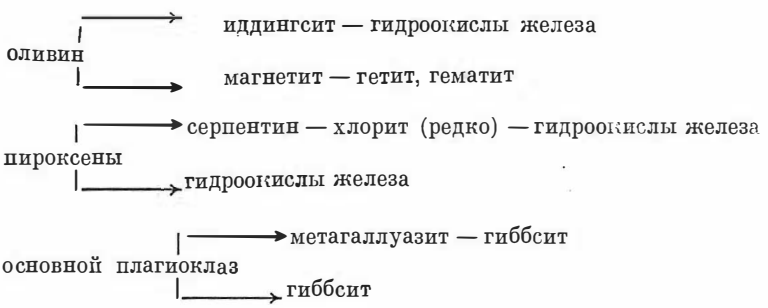
II.1.2. Особенности строения кор выветривания латеритного типа и распределение в них золота

На территории СССР опробованные на золото латеритные коры выветривания представляют собой верхнюю наиболее интенсивно проработанную часть профиля каолинового типа. Содержание золота в ней на 1—2 мг/т ниже, чем в подстилающих зонах.

Представляет интерес рассмотреть более детально распределение золота в типичных корах выветривания латеритного типа, развитых на островах Оаху, Таити и Самоа Тихого океана. Геологическая позиция и общая геохимическая характеристика этих кор детально освещены Н. А. Лисицыной (1973), что позволяет акцентировать внимание лишь на вопросах, необходимых для интерпретации поведения золота в процессах современного корообразования в условиях влажных тропиков и сопоставления с его поведением в древние эпохи каолинового выветривания.

В отличие от древних кор выветривания каолинового типа, имеющих отчетливо выраженную вертикальную зональность с возрастающей ролью каолинита к конечным продуктам выветривания и часто наложенную минерализацию, современные коры выветривания островов Тихого океана не имеют четкой вертикальной зональности.

Кора выветривания на о. О а х у развивается за счет оливинового базальта и имеет мощность более 30 м. Гипергенное преобразование базальтов достигло стадии глин, но в глинистой зоне часто встречаются округлые останцы слабо выветрелых, а порой даже свежих материнских пород. Согласно Н. А. Лисицыной, гипергенное изменение главных породообразующих минералов оливиновых базальтов происходило по схеме:



В вертикальном профиле Н. А. Лисицына выделяет три зоны: исходных, умеренно выветрелых и сильно выветрелых базальтов. В зоне умеренно выветрелых базальтов из гипергенных минералов преобладает метагаллуазит в ассоциации с гидроокислами железа, а в зоне сильно выветрелых — гиббсит с метагаллуазитом и гидроокислами железа. В качестве примеси по всему профилю встречаются гетит, гематит, окислы титана и реликтовый магнетит. Исходя из минерального состава и степени выветривания базальтов, мы сопоставляем зону умеренно выветрелых базальтов с зоной II и III каолинового профиля выветривания, а зону сильно выветрелых базальтов — с зоной IV. Золото по этим зонам и в целом по латеритному профилю распределяется следующим образом (табл. II.7).

По данным 13 анализов среднее содержание золота в коре выветривания о. Оаху составляет 5,2 мг/т при разбросе частных его значений в пределах 1,2—15 мг/т. Коэффициент концентрации золота в элювии всего лишь 0,38 (в зонах II, III — 0,56 и в зоне IV — 0,25), что свидетельствует об интенсивном выносе его грунтовыми водами за пределы профиля выветривания. Однако, несмотря на значительную миграцию при латеритном выветривании, оно, как и в каолиновом профиле, образует обогащенные горизонты. Один из них, с коэффициентом концентрации около 1,5,

Таблица II.7

Распределение золота в коре выветривания оливиновых базальтов о-вов Тихого океана (полные профили латеритного типа)

Зоны профиля выветривания (по Н. А. Лисицыной)	Параметр	Острова			В целом по КВ
		Оаху	Таити	Самоа	
Первичные базальты	n	2	1		3
	$\bar{x}$	6,80	2,10	5,23	5,23
	A	16,86	5,42	13,05	13,05
Умеренно выветрелые базальты	n	6	2	2	10
	$\bar{x}$	6,43	1,90	4,50	5,14
	A	9,52	3,25	8,64	8,09
	K	0,56	0,60	0,66	0,62
Сильно выветрелые базальты	n	7	3	3	13
	$\bar{x}$	3,63	1,63	1,83	2,24
	A	4,21	1,89	2,12	2,59
	K	0,25	0,35	0,16	0,20
Среднее по КВ	n	13	5	5	23
	$\bar{x}$	5,20	1,74	2,90	3,35
	A	6,86	2,51	4,00	4,79
	K	0,39	0,44	0,31	0,38

приурочен к нижней части коры выветривания. Он, как и в каолиновом типе, контролируется изменением pH водной вытяжки и сменой зон профиля (рис. II.12). Второй находится в верхней части разреза и, видимо, образован за счет накопления золота в биосфере. Здесь имеет место обогащение только относительно нижележащих горизонтов, а по сравнению с исходными базальтами коэффициент концентрации золота около единицы (0,97).

По строению и составу кора выветривания оливиновых базальтов о. Таити существенно отличается от таковой о. Оаху. Главное различие заключается в слабой дифференцированности профиля выветривания, малой мощности составляющих его зон и обилии реликтовых породообразующих минералов, находящихся в тонкой смеси с вновь образованными. Среди остаточных минералов преобладают авгит, титано-авгит и магнетит. В сумме они составляют до 25%, тогда как полевые шпаты почти не встречаются. Но даже в этом случае наблюдается интенсивный вынос золота. Из зоны умеренно выветрелых базальтов мигрировало 40% золота, а из зоны сильно выветрелых — 65% (K = 0,6 и 0,35 соответственно; табл. II.7). Низкая дифференцированность рассматриваемого профиля не благоприятствовала формированию обогащенных золотом горизонтов, хотя небольшое повышение его содержаний в нижней и верхней частях профиля тоже наблюдается (рис. II.12, *б*).

Кора выветривания базальтов о. Самоа занимает промежуточное положение между корами о-вов Оаху и Таити. По количеству реликтовых минералов она ближе к таитянской.

Промежуточное положение она занимает и по распределению золота в вертикальном профиле. При общем выносе его за пределы профиля в нижней части, как и на о. Оаху, развивается горизонт вторичного золотого обогащения, контролируемый теми же факторами. В то же время, как и на о. Таити, практически отсутствует верхний обогащенный золотом горизонт, который отчетливо фиксируется на о. Оаху. Поскольку пробами первичных базальтов о. Самоа мы не располагали, достоверно говорить о количественном балансе золота при формировании здесь ла-

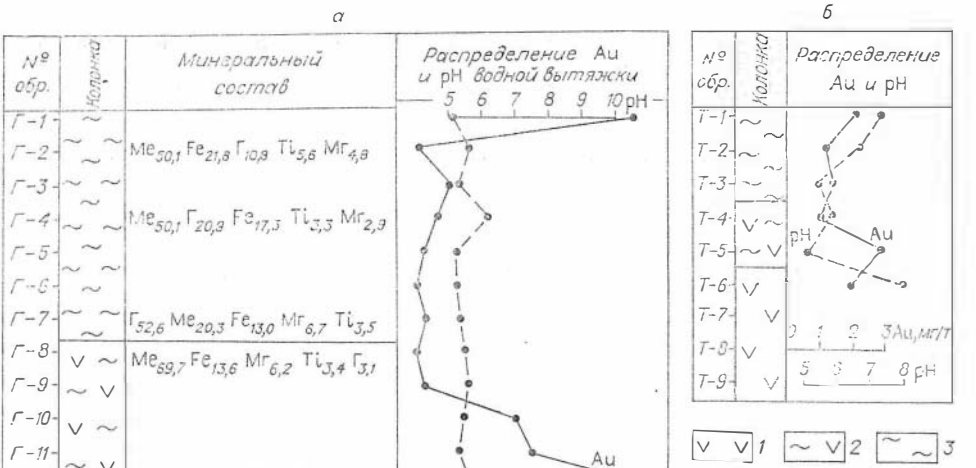


Рис. II.12. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания оливиновых базальтов островов Оаху (*а*) и Тапти (*б*).

Зоны профиля: *1* — оливиновые базальты; *2* — слабо выветрелые базальты и их каменный структурный элювий; *3* — глинистый структурный элювий.
В колонке «Минеральный состав» цифра около индекса минерала означает его содержание (по Н. А. Лисицыной, 1973): Ме — метагаллуазит (каолинит); Г — гиббсит; Гет — гетит и гематит; Мг — магнетит; Ti — окислы титана; Ил — ильменит; Пл — плагиоклаз; Пир — пироксены; Кв — кварц; Орт — ортоклаз; Ол — оливин; Ап — апатит.

теритного профиля трудно. Если условно принять, что базальты о. Самоа имеют среднее содержание золота, равное суммарному среднему аналогичных пород островов Оаху и Таити, то из зоны умеренно выветрелых пород выносится почти 34% благородного металла, а из сильно выветрелых — 84%. В целом из профиля выветривания базальтов о. Самоа вынесено золота 69%.

Заканчивая рассмотрение распределения золота в корах выветривания латеритного типа, отметим, что в них разброс частных содержаний золота находится в области 1—15 мг/т, а его среднее значение по данным 23 анализов составляет 3,35 мг/т, что на 1,52 меньше по сравнению с корами выветривания каолинового типа (табл. II.8). Максимальный коэффициент концентрации золота в данном типе кор выветривания 1,5, минимальный 0,1 при среднем 0,38.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что при латеритном выветривании вынос золота сопровождался перераспределением, где наряду с миграцией проявлялось и его осаждение. Максимальные концентрации благородного металла тяготеют к нижней части коры выветривания.

Таким образом, распределение золота по вертикали профиля древних кор выветривания каолинового типа и постплейстоценовых кор выветривания латеритного типа имеет сходные черты: золото, перераспределяясь, образует обогащенные и обедненные им участки. Оно имеет тенденцию увеличения содержаний сверху вниз по разрезу. Но в целом латеритное

Таблица II.8

Распределение золота по классам содержаний в корах выветривания оливиновых базальтов о-вов Тихого океана

Классы содержаний Au, мг/т	Частота встречи, %	Классы содержаний Au, мг/т	Частота встречи, %
1,0—2,0	50,0	7,1—8,0	8,3
2,1—3,0	20,8	8,1—9,0	—
3,1—4,0	4,2	9,1—10,0	—
4,1—5,0	—	10,1—15.0	8,3
5,1—6,0	4,2	n	23
6,1—7,0	4,2	$\bar{x}$	3,35

выветривание сопровождалось интенсивным выносом золота, при каолиновом выветривании оно было склонно к накоплению, что нами отмечалось ранее [Росляков и др., 1972].

II.1.3. Место золота в миграционных рядах элементов при корообразовании

В предыдущих разделах была дана количественная оценка интенсивности миграции и степени гипергенной концентрации золота в кислом окислительном процессе формирования кор выветривания с каолиновым или латеритным профилем. Ниже рассмотрим взаимосвязь этого перераспределения с другими элементами выветривающихся пород.

Для кислого окислительного процесса А. И. Перельман (1975) приводит следующий теоретический ряд водных мигрантов:

а) очень сильные — S, Cl, B, Br, I;

б) сильные — Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se;

в) средние — Si, K, Mn, P, Ba, Pb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra;

г) слабые и очень слабые — Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt.

Положение золота в этом ряду не приведено, поэтому рассмотрение данного вопроса на базе полученного нами фактического материала представляет определенный теоретический интерес. Заметим, что среди перечисленных в ряду элементов нет серебра, ванадия, хрома, висмута, галлия и скандия, по которым мы получили новую информацию, позволяющую в некоторой мере восполнить и этот пробел.

В предыдущих разделах было показано, что подвижность золота в различных зонах и участках профиля выветривания была неодинаковой. Естественно, любопытно знать, чем это было обусловлено и какова взаимосвязь золота с другими элементами по отдельным зонам и в общем по профилю. Для выяснения взаимосвязи был произведен пересчет анализов и установлен баланс вещества в системе исходная порода — выветрелая порода. В случае, когда элементы анализировались весовыми методами (атомно-абсорбционным — Au, Ag; химическим и квантометрическим — Si, Al, Ca, Mg, Ti, P, Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+}, K, Na, S), пересчет производился с учетом изменения в меньшую сторону объемного веса пород при выветривании. Для остальных элементов, определенных приближенным количественным и количественным спектральным анализами, поправка на объемный вес не принималась, так как она скорректирована в ходе анализа (при спектральном анализе пробы берутся равного объема, а не веса). В приложениях, иллюстрирующих привнос — вынос вещества, с целью сокращения их объема промежуточные данные пересчета не приводятся. В них показаны только фактические результаты анализов и количество привнесенного или вынесенного вещества в процентах.

Из таблиц следует, что полученные нами экспериментальные ряды подвижности элементов для латеритного и каолинового профилей выветривания в общих чертах близки к теоретическому, но порой имеют существенное отклонение.

К примеру, в элювии гранитов и гранодиоритов установлено накопление кобальта, хрома, никеля, скандия и особенно цинка.

Они из разряда сильных и средних мигрантов перешли в категорию слабых и очень слабых. Обращает на себя внимание высокое для каолинового профиля значение pH водной вытяжки. Все это позволяет считать, что рассматриваемые профили осложнены наложенными процессами щелочного ряда, в силу чего обогащены сильными для кислого класса выветривания мигрантами. Особенно интенсивное наложение испытал глинистый структурный элювий гранитоидов. Здесь даже некоторые породообразующие элементы занимают в ряду подвижности несвойственное им

положение: очень интенсивно вынесен калий, понижена миграция щелочноземельных металлов. Накопление золота в глинистом структурном элювии, видимо, тоже связано с некоторым его привносом в щелочном процессе. Привнесенного при этом золота было недостаточно, чтобы полностью затушевать характер его распределения в древнем профиле выветривания, и ниже глинистого структурного элювия сохранились обедненная и обогащенная им зона III и зона II соответственно. Привнос сильных мигрантов, таких как цинк и др., был более существенным, и они, проникая на большую глубину, накапливались по всему древнему профилю выветривания.

В результате суммарного воздействия на гранитоиды древнего кислого и наложенного щелочного эпигенетических процессов их каолиновый профиль выветривания характеризуется интенсивным выносом натрия и висмута, почти полным окислением закисного железа, накоплением сидерофильных элементов, бария и окисного железа, которое в ряду подвижности элементов является ближайшим соседом золота.

Более существенное влияние наложенных на каолиновый профиль процессов наблюдается в коре выветривания кварцевых порфиров Ангрена. Здесь такие сильные мигранты в кислом процессе, как кальций и магний, наоборот, накапливаются по всему профилю. Вместе с ними накапливается марганец, а в зонах III и II — даже закисное железо. Это обусловлено развитием гипергенного пирита, сидерита и других наложенных на каолиновый профиль минералов [Петров, Рубанов, 1960]. Однако изменение баланса золота в целом по профилю несущественно. Из зон II и III его вынесено около 6 %, и только зона глинистого структурного элювия на 1/3 обеднена им. В общем для профиля ряду подвижности элементов золото ассоциирует с калием, кремнием, титаном и алюминием, а в зоне глинистого структурного элювия к ним присоединяется железо.

Коры выветривания каолинового типа на габброидах и метаморфических породах так же, как неполные профили гранитоидов, наложенными процессами осложнены слабо. В их элювии ряды подвижности элементов близки к теоретическому. Постоянным спутником золота в этих рядах является калий независимо от того, накапливается оно или выносится за пределы профиля. Видимо, поведение золота в профилях выветривания габброидов контролируется гидрослюдами.

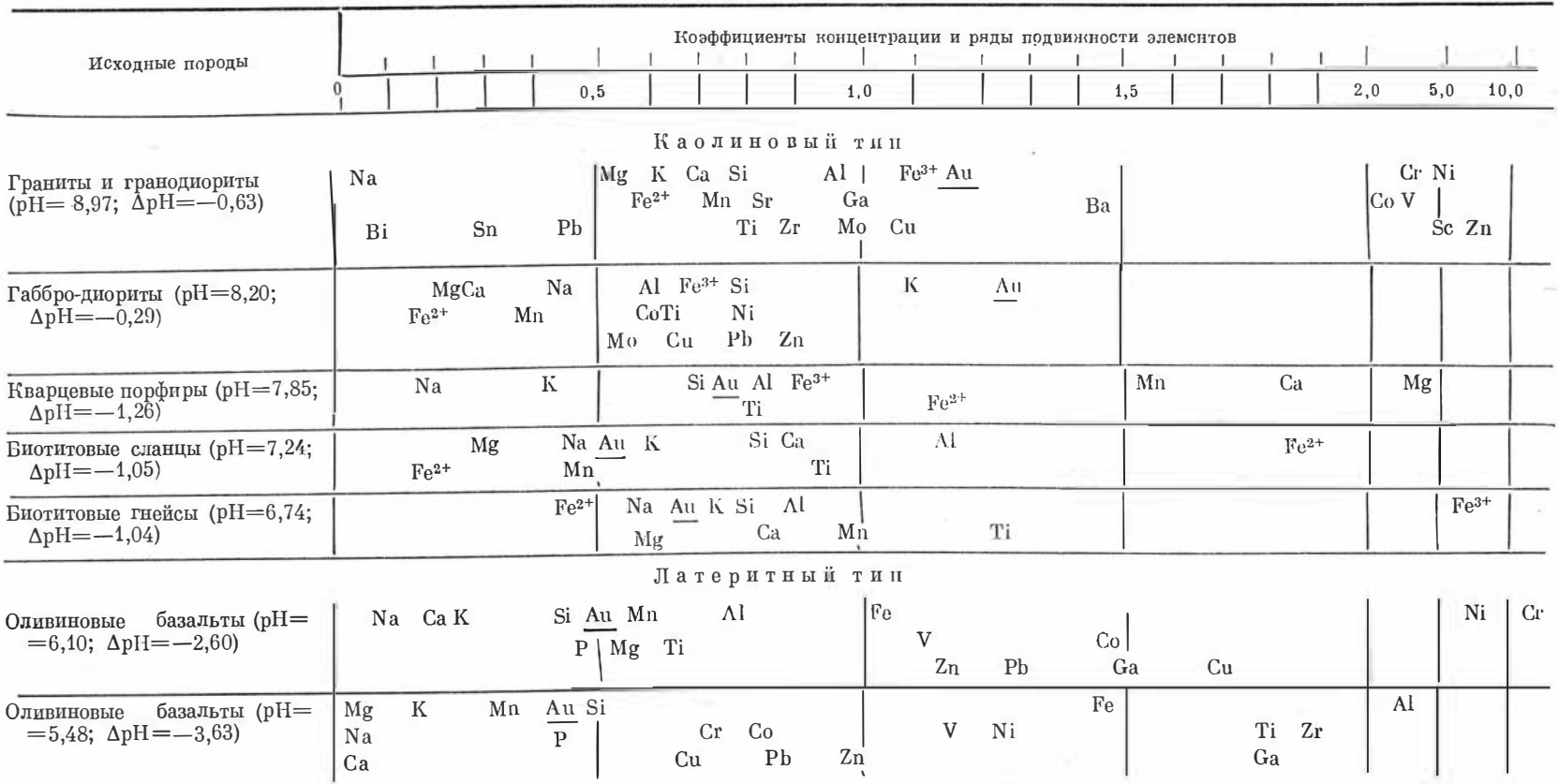
В корах выветривания латеритного типа эмпирические ряды подвижности элементов практически не отличаются от теоретического ряда. Золото при формировании латеритов интенсивно выносится совместно с кремнием, со щелочными и щелочноземельными породообразующими элементами.

В табл. II.9 суммированы данные по дифференцируемости элементов в корах выветривания каолинового и латеритного типов различных по составу исходных пород. В ней профили выветривания расположены в порядке уменьшения pH водной вытяжки элювия. Оказалось, что с повышением кислотности вытяжек возрастает не только доля вынесенного золота, но и изменяется его место в миграционном ряду элементов. В корах выветривания со щелочной реакцией золото находится рядом с окисным железом, в близнейтральной среде — рядом со щелочными металлами и в кислой среде—с калием и кремнием. Эти тенденции более отчетливо проявляются при рассмотрении рядов подвижности элементов в глинистом структурном элювии, представляющем собой более гомогенное минеральное образование по сравнению со сложным по составу профилем выветривания в целом (табл. II.10).

Из табл. II.10 видно, что из породообразующих элементов глинистого структурного элювия золото ассоциирует с окисным железом в диапазоне pH водных вытяжек 7,46—8,88. В близнейтральных и кислых условиях (pH = 5,44—6,80) связь между трехвалентным железом и золотом резко нарушается, и ближайшим соседом золота становится сначала ка-

Таблица II.9

Положение золота в рядах подвижности элементов при формировании кор выветривания каолинового и латеритного типов (полные профили)



Примечание. pH — водных вытяжек выветрелых пород, ΔpH — разность между этими pH и pH водных вытяжек исходных пород.

Таблица II.10

Положение золота в рядах подвижности элементов при формировании глинистого структурного элювия кор выветривания каолинового и латеритного типов

Исходные породы	Коэффициенты концентрации и ряды подвижности элементов 0,5 — 1,0 — 1,5 — 2,0 — 5,0 — 10,0
Каолиновый тип	
Граниты и гранодиориты (pH=8,88; ΔpH=—0,72)	Na K Bi | Ca Mn Pb | Si Mg Al | Fe^{3+} Au | Fe^{2+} Ti Zr Sr Sn Y Mo Cu Ga Ag | Ba Cr | Co Ni | V | Sc Zn
Габбро-диориты (pH=8,11; ΔpH=—0,38)	Mg Ca Mn Au Fe^{2+} Na Co Mo | Fe^{3+} Al Si Ti Ni Cu Pb Zn | K
Кварцевые порфиры (pH=7,46; ΔpH=—1,65)	Na K | Fe^{3+} Au Si Al Fe^{2+} Ti | Mn | Ca | Mg
Габбро (pH=6,69; ΔpH=—1,70)	Mg Na Mn Si Fe^{2+} Ca S Ni Mo CoCu | Au K Al | P Zn Pb | Ti | Fe^{3}
Биотитовые сланцы (pH=6,80; ΔpH=—1,49)	Mg Mn K Au Fe^{2+} Na | Ca Si Ti | Al Fe^{3+}
Биотитовые гнейсы (pH=5,44; ΔpH=—2,34)	Na Ca Mg Mn Fe^{2+} | Au K Si Al Ti | Fe^{3+}
Латеритный тип	
Оливиновые базальты (pH=6,54; ΔpH=—2,16)	CaK Si Au NaMg Mn | P Ti Al Cu | Fe V Zn Pb | Ga Cu | Ni Cr
Оливиновые базальты (pH=5,50; ΔpH=—3,61)	Mg K Au Si Na Mn Ca P | Co Cu Cr | Ni V Pb Zn | Fe | Ti Ga | Al Zr

лий, а затем к ним присоединяется кремний и сильный окислитель марганец.

Таким образом, золото в миграционном ряду элементов может занимать различное положение. В щелочных средах оно ассоциирует с элементами, имеющими в кислом процессе окислительного ряда слабую и очень слабую подвижность,— железом, алюминием, титаном и др.; в кислых средах его спутниками являются средние водные мигранты вышеприведенного теоретического ряда А. И. Перельмана — калий, кремний, марганец. В процессе выветривания подвижность золота в общем возрастает с увеличением кислотности среды (в пределах наблюденного интервала pH = 5,44—8,88).

Интенсивность дифференциации элементов, кроме рядов подвижности, оценивается еще одним очень важным показателем — отношением геохимически родственных элементов или так называемыми «модулями»: кремний-алюминиевым, титано-алюминиевым и т. п. Исследователи, занимающиеся изучением поведения элементов в корах выветривания, определяют модули только для элювия, не обращая при этом внимания на отношения этих элементов в исходных породах. Поэтому модули коры выветривания не отражают их связи с модулями материнских пород, что затрудняет суждение об их унаследованности. Нам представляется, что для полноты информации отношения геохимически родственных элементов коры выветривания необходимо нормировать по их отношениям в исходных породах, аналогично тому, как это применяется В. А. Кузнецовым и др. (1979) при изучении фракционирования элементов в процессе формирования земной коры относительно протопланетного метеоритного вещества. Разделяя представления Ю. Г. Щербакова (1974) о целесообразности сопоставления подвижности элементов в пределах общих групп по уровню их центробежности — центростремительности, при оценке степени дифференцированности вещества в экзогенных процессах в рассматриваемых нами отношениях геохимически родственных элементов в числителе ставим более центробежный из них. Из расчета видно, что для большинства элементов направленность перераспределения закладывается еще в начальную стадию формирования профиля выветривания. В глинистом структурном элювии разных исходных пород фракционирование геохимически родственных элементов в общем идентично и, как ни парадоксально, не очень существенно. Отношения серебра к золоту сохраняются, а меди к золоту изменяются в пределах одного порядка преимущественно в пользу золота. Аналогичное изменение отношений наблюдается у свинца с цинком, кобальта с никелем, ванадия с хромом и железом, марганца с хромом, кремния с железом, титана с алюминием. Однако следует отметить, что почти во всех этих случаях при этом более центробежный элемент выносится в несколько больших количествах, нежели менее центробежный из них.

В отношениях типоморфных элементов, определяющих профиль выветривания, наблюдается обратная зависимость и фракционирование выражено сильней. В процессе формирования глинистого структурного элювия каолинового типа максимальная дифференциация была у калия с натрием и особенно у окисного железа с закисным. Для первой пары разброс отношений составляет один порядок (1,68—20,05), для второй — три порядка (0,82—450.9). При формировании латеритного профиля повышена дифференциация еще у алюминия с кремнием. Связи между интенсивностью разделения геохимически родственных породообразующих элементов и балансом золота в каолиновых корах выветривания достоверно не устанавливается. Намечается, что максимальному выносу золота соответствуют более высокие значения коэффициентов фракционирования кальция с магнием и кремния с железом, но пониженные для титана с алюминием. В глинистом структурном элювии латеритного типа довольно отчетливо проявляется прямая связь между количеством вынесен-

ного золота и степенью фракционирования кремния с алюминием, кальция с магнием, калия с натрием, ванадия с хромом.

Таким образом, чем большее количество пар геохимически родственных породообразующих элементов дифференцируется в процессе выветривания и чем выше степень их дифференциации, тем более благоприятны условия для миграции золота в нижнюю часть и за пределы профиля выветривания.

II.1.4. Факторы, контролирующие поведение золота при выветривании пород с его кларковыми содержаниями

В предыдущих разделах было показано, что золото при гипергенном преобразовании пород с его кларковыми содержаниями испытывало перераспределение с образованием истощенных и обогащенных им участков. Следовательно, оно переходило в подвижное состояние и осаждалось вновь. Рассмотрим причины, способствующие гипергенной миграции и концентрации золота.

Поведение золота в процессах выветривания, как и любого другого элемента, контролируется тремя основными факторами: а) условиями растворимости; б) условиями миграции; в) геохимическими барьерами, способствующими гипергенной концентрации. В зависимости от соотношения и интенсивности проявления этих факторов создаются специфические черты распределения элемента в профиле выветривания.

Минеральных форм золота в исходных породах с его кларковыми содержаниями не обнаружено, но нейтронно-активационным и атомно-абсорбционным методами анализа оно устанавливается практически во всех минералах, входящих в состав пород.

В большинстве породообразующих минералов золото содержится на уровне кларковых для пород величин. Обычными его концентраторами являются пироксены, хлориты, роговые обманки, слюды, иногда кварц, а в сланцах еще органический материал и сингенетичные сульфиды. Из акцессорных минералов главный концентратор золота — магнетит. В повышенных количествах оно обнаруживается в турмалине, гранатах, сфене и халцедоне, выполняющем миндалины в основных эффузивах (табл. II.11). Ю. Г. Щербаковым (1974) показано, что размер частиц золота в породообразующих и акцессорных минералах соизмерим с орбитальным радиусом этого элемента и что часть золота изоморфна с окисным железом в минералах с ионно-ковалентным типом связей. М. Н. Альбов (1960а)частицы золота такого размера и даже крупнее (до 0,1 мк) считает благоприятными для перехода их в раствор. Но чтобы золото могло мигрировать, оно должно быть доступно агентам выветривания. Поэтому условия растворимости его в первую очередь определяются возможностью высвобождения из минералов исходных пород после разрушения их кристаллических решеток.

Известно, что реакции гипергенного преобразования первичных минералов самопроизвольные (гидролиз, окисление, растворение и др.) и идут в направлении уменьшения их свободной энергии. В этом же направлении располагается и ряд устойчивости минералов к процессам выветривания: чем меньшей энергией связи обладают кристаллические решетки минералов — концентраторов золота, тем быстрее они разрушаются. И. И. Гинзбург (1963) и У. Д. Келлер (1963) установили, что в силикатах энергия связи Si—O максимальная, а Al—O несколько меньшая, но обычно выше по сравнению с энергией связи других минералообразующих катионов с кислородом (M—O). Энергия связи M—O уменьшается по мере увеличения основности металла. По убывающей величине энергии связи решетки эти авторы приводят следующий ряд устойчивости силикатов к химическому выветриванию: каркасные — листовые — цепочные — групповые — островные. По мнению этих исследователей, в условиях ги-

Таблица II.11

Содержание золота в минералах и фракциях первичных пород, мг/т

Минерал	По нашим данным	[Щербаков, 1974]	[Щербаков, Пережогин, 1964]	[Давлетов, 1970]	[Mantei, Brownlow, 1967]
Кварц	0,4—6,71		1,7	1,7	65
Халцедон	25—27				
Полевой шпат	3,1—7,82	0,2—19,4	3,0	1.7	
Микроклин		1,3—6,2			
Плагиоклаз		1,8—6,3			
Оливин			14,0		
Пироксены	14	0,45—860	16,0		
Нефелин			3,9		
Хлорит		2—412			
Амфибол	8,5—19,5	1,9—203	8,3	0,4	100
Биотит	3,00	1,7—207	4,0	7,1	16
Кальцит	3,00				
Мусковит		1,4—204	3,8		
Магнетит	2,5—891,9	5,3—8360	65	3,3	37
Турмалин			12,5		
Сфен			3,9	9,3	
Гранат	30,7				
Серицит	1,63				
Тальк	1,22				
Неэлектромагнитная фракция порфиритов (0,065 мм)	11—167,0				
Электромагнитная фракция порфиритов (0,065 мм)	10,3—10,6				
Электромагнитная фракция порфиритов (0,25—0,5 мм)	4,67				

пергенеза наиболее равновесными являются силикаты со слоистыми структурами. Для неслоистых силикатов отмечается увеличение энергии связи решетки, т. е. устойчивости к выветриванию, с увеличением содержания SiO_2. Стройность в вышеприведенных рядах в окислительной обстановке осложняется за счет элементов с переменной валентностью, стремящихся перейти из низшей валентности в высшую, тем самым разрушая кристаллическую решетку их первичного минерала. Учитывая влияние элементов с переменной велентностью на устойчивость минералов к выветриванию, мы рассчитали энергию связи решеток наиболее распространенных минералов-носителей золота в первичных породах. С целью повышения достоверности оценки энергии связи решеток мы применили несколько методов расчета: на моль решетки с учетом эков анионов и катионов по А. Е. Ферсману (1933, 1934, 1937, 1939); то же, но с учетом только катионов, по М. Л. Гюйгенсу, К. Х. Сану [Huggens, Sun, 1946]; на изоатомы и на 24 атома кислорода, по И. И. Гинзбургу (1963). Применение нескольких вариантов расчета было вызвано тем, что каждым из них, по мнению самих авторов, получаются ориентировочные величины энергии. Результаты расчета энергии связи кристаллических решеток основных породообразующих минералов опубликованы ранее [Росляков, 1970].

На основании вычисленной энергии связи решеток главных минералов-носителей золота с учетом данных по их встречаемости в элювии и растворимости силикатов в природных кислых водах [Shima Makoto, 1959] в первом приближении можно наметить следующий убывающий ряд устойчивости минералов к кислому классу выветривания окислительного ряда: 1) устойчивые — кварц, магнетит, спессартин, барит, сфен, турмалин, циркон, рутил; 2) малоустойчивые — серицит, антофиллит, тремолит, актинолит, эпидот, пеннин, магнезиальный прохлорит, авгит, клинохлор, альбит; 3) неустойчивые — ортоклаз, клиноэнстатит, геден-

бергит, биотит, диопсид, анортит, железистый прохлорит, оливин; 4) легкорастворимые—сидерит, доломит, кальцит, гипс. В щелочной среде приведенный ряд может быть нарушен, так как, по заключению И. И. Гинзбурга (1963), в этих условиях энергии на разрушение минералов расходуется меньше, и они быстрее выветриваются. Оригинальные сведения приведены Ю. П. Казанским [Выветривание и литогенез, 1976] по устойчивости к воздействию гипергенных процессов породообразующих минералов в зависимости от типа выветривания и состава исходных пород.

Таким образом, можно заключить, что избирательное выветривание породообразующих и акцессорных минералов обусловливает возможность миграции золота в течение всех стадий корообразования. В начальные стадии выветривания источником растворенного золота являются карбонаты, оливин, железистые хлориты, моноклинные пироксены, полевые шпаты и биотит. В срединную, наиболее интенсивную стадию выветривания основным поставщиком подвижного золота служат хлориты, роговые обманки, ромбические пироксены, серицит. В заключительную стадию формирования профиля выветривания способное к миграции золото высвобождается из магнетита, кварца и других минералов, устойчивых к влиянию кислого окислительного процесса выветривания.

Анализ баланса золота в профилях выветривания с позиции устойчивости к действию гипергенных процессов породообразующих минералов, в том числе его главных концентраторов, позволяет во многом понять причины столь неравномерного поведения благородного элемента. Совершенно ясно, что в элювии кремнистых сланцев золото сохраняется в силу устойчивости кварца к выветриванию. Более того, в них осаждается часть металла, поступающего в профиль выветривания вместе с грунтовыми водами. В итоге наблюдается некоторое накопление золота в профиле выветривания этих пород. Возможность поглощения кварцем золота из истинных растворов с его ультрамалыми количествами проверена экспериментально [Росляков и др., 1977].

В коре выветривания гранитоидов золото накапливается по тем же причинам, но здесь переходу его в подвижное состояние препятствует высокая устойчивость магнетита, являющегося в исходных породах главным концентратором интересующего нас элемента. Темноцветные и кварц тоже содержат повышенное количество золота, но и они выветриваются в завершающую стадию после главных породообразующих минералов — полевых шпатов. Все это не создает благоприятных условий для интенсивной миграции золота. Оно лишь перераспределяется в пределах профиля в заключительную стадию выветривания, о чем свидетельствует миграция его из глинистого структурного элювия.

В кислых эффузивах особых концентраторов золота нет. Оно на уровне кларковых величин равномерно распределяется по всем породообразующим минералам. Кларковый уровень сохраняется и в их коре выветривания.

Основным концентратором золота в биотитовых гнейсах и сланцах является биотит, который выветривается одним из первых. Этим самым золото высвобождается в начальные стадии корообразования и длительное время может подвергаться влиянию гипергенных процессов, что благоприятствует его миграции. Как следствие, элювий этих пород истощен золотом.

Из приведенных примеров вытекает следующий вывод: переходу золота в подвижное состояние способствует его концентрирование в минералах, разрушающихся в начальные стадии формирования профиля выветривания; при выветривании минералов в заключительные стадии подвижность золота значительно снижается, и оно перераспределяется лишь в пределах профиля. Этому способствует и эволюция кислотно-щелочности процессов корообразования. Начальные стадии характеризуются щелочными условиями. Щелочность среды создается в результате

выветривания кислыми водами менее устойчивых минералов — карбонатов и полевых шпатов, pH суспензии которых 10—11. Если в эту стадию выветривания минерал — концентратор золота, то, согласно исследованиям Б. И. Белеванцева и др. (1980) и нашим данным [Росляков, 1976б], такие условия весьма благоприятны для его миграции.

По мере выветривания пород последовательно вступают в реакцию хлориты, пироксены, роговые обманки (pH суспензии 8,5—11), сильные щелочные металлы уже вынесены, за счет полевых шпатов образуются гидрослюды и каолинит, pH поровых растворов смещается сначала до нейтрального, затем до кислого. По мнению только что упомянутых исследователей, золото в слабокислой среде (pH $\approx$ 6) имеет минимальную растворимость. Пироксены и роговые обманки совместно с магнетитом являются главными концентраторами золота в основных и ультраосновных породах. Поскольку выветривание этих минералов протекает в стадию, неблагоприятную для миграции золота, становится понятным его накопление в элювии данных пород. Лишь при влажном тропическом климате воды в эту стадию могут приобретать сильно кислые свойства. А с повышением кислотности возрастает и подвижность золота. Оно, высвобождаясь из темноцветных минералов, становится миграционно-способным и выносится за пределы профиля, что мы наблюдаем на примере кор выветривания оливиновых базальтов Тихоокеанских островов.

В заключительную стадию выветривания в верхней части профиля долго сохраняются кислые условия, способствующие миграции золота из глинистого структурного элювия. С изменением климата и уровня грунтовых вод могут создаваться вновь благоприятные условия для гипергенного концентрирования золота. Подтверждением этому служат повышенные концентрации золота в минералах, наложенных на древние коры выветривания, и взаимосвязь между горизонтами золотого обогащения и pH водной вытяжки выветрелых пород.

На основании вышеизложенного объяснимо место золота в миграционных рядах элементов и на первый взгляд непонятное уменьшение его коэффициента концентрации в элювии с повышением кислотности водной вытяжки (см. табл. II.9, II.10). Исходя из чисто теоретических представлений, наиболее обогащенным золотом должен быть элювий с pH водной вытяжки около 6 и истощенным им — с pH более 8 и менее 5. Только учет геологических и геохимических данных позволяет понять поведение золота в процессах выветривания и исключить противоречие с физико-химическими данными по его растворимости.

Форм миграции золота в корах выветривания нами не установлено, так как оно ни в водных вытяжках, ни в поровых растворах элювия на породах с кларковым уровнем его содержаний не обнаружено. К опубликованным данным по этому вопросу следует добавить результаты исследований последних лет В. И. Белеванцева и др. (1981). Ими показано, что в природных водах преобладает Au(I), которое в силу своей чрезвычайной склонности к гидролизу даже в чистой воде находится в виде гидроксокомплексов $Au(OH)$ и $Au(OH)_2^-$. Для золота III теоретически возможны $Au(OH)^{2+}$, $Au(OH)_3$ и $Au(OH)_4^-$. Эти гидроксокомплексы, не исключая комплексы с серой, хлором, бромом и др., являются потенциально важными формами переноса золота в кислых грунтовых водах, формирующих коры выветривания каолинового и латеритного типов.

В продуктах кор выветривания не обнаружено золото и под микроскопом. Однако нейтронно-активационный анализ реликтовых и гипергенных минералов позволяет считать, что в элювии содержится остаточное и переотложенное золото.

Остаточное (гипогенное) золото устанавливается во всех уцелевших от выветривания минералах в количествах, соизмеримых с исходными (см. табл. II.11 и II.12). **Во фракциях глинистого структурного элювия,**

Таблица II.12

Содержание золота в реликтовых минералах глинистого структурного элювия кор выветривания каолинового типа, мг/т

Реликтовый минерал	Колич. проб	Минимум	Максимум	Среднее	Исходная порода
Кварц	3	0,46	11,30	4,08	Кварцевый порфир
Полевой шпат	2	2,38	10,60	6,49	» »
Биотит	1			7,06	Граниты, гранодиориты, габбро
Магнетит	13	0,66	346,6	54,26	
Гематит	1			6,00	Углистый сланец
Тяжелая фракция	1			14,00	Габбро-диориты

представленных в основном реликтовыми минералами (полевым шпатом, кварцем и биотитом в пробе 243/73; плагиоклазом и пироксеном в пробе 21/73; табл. II.13), тоже сохраняются повышенные концентрации золота. Все это еще раз подтверждает нашу концепцию: поведение золота в процессах корообразования определяется в первую очередь степенью устойчивости к выветриванию его минералов-носителей. Золото из них высвобождается в течение всего периода корообразования и даже в глинистом структурном элювии не переходит полностью в свободное состояние. Около 30% его находится во фракциях, содержащих 5% и более реликтовых минералов, и может служить источником для миграции в современный период гипергенного изменения древних кор выветривания (табл. II.14). Устойчивость минералов-концентраторов золота в коре выветривания нами расценивается как важный фактор, способствующий накоплению металла в элювии. Гипергенное концентрирование золота в коре выветривания контролируется и рядом других физико-химических факторов, которые, вслед за А. И. Перельманом (1965), мы будем рассматривать как геохимические барьеры: кислородный, восстановительный, щелочной, сульфатный, карбонатный, кислый, испарительный и абсорбционный.

Золото — обычный элемент — примесь гипергенных минералов кор выветривания. Нами оно установлено не только в минералах основной эпохи корообразования, но и в более поздних, наложенных (табл. II.15).

Золото в гипергенных минералах распределяется крайне неоднородно при разбросе частных значений от 32,71 до 0,86 мг/т. В группе минералов основной эпохи корообразования оно предпочтительнее концентрируется в гетите и галлуазите, а также в гидрогетите. В каолините золота на 1 мг/т больше, чем его среднее содержание в корах выветривания каолинового типа. Обращают на себя внимание повышенные концентрации его в наложенных минералах. Особенно высоки они в карбонатах. Это видно и по распределению золота во фракциях глинистого структурного элювия. Например, в пробе 429/73, отобранной из обогащенного золотом горизонта глинистого структурного элювия габбро-диоритов, максимальные концентрации связаны с фракциями, состоящими от 10 до 45% из карбонатов. Повышено содержание золота и в карбонатных фракциях элювия кварцевого порфира, представленного пробой 3/67. Как известно, отложение карбонатов характеризует щелочные условия минералообразования. Щелочные pH водных вытяжек установлены также во фракциях проб, содержащих 35—80% реликтовых полевых шпатов и до 43,33 мг/т золота (проба 243/73, табл. II.13). Приведенные данные позволяют считать, что в образовании повышенных концентраций золота в корах выветривания на породах с его кларковыми содержаниями существенную роль играет щелочной геохимический барьер, представляющий собой смену кислых условий щелочными. Отмечавшаяся ранее приуроченность горизонтов вторичного золотого обогащения к участкам изменения pH

Таблица II.13

Распределение золота по гранулометрическим фракциям глинистого структурного элювия кор выветривания каолинового типа

Гранулометрическая фракция, мм	Элювий кварцевого порфира, Ангрен (Узбекистан)						Элювий гранита, Северный Казахстан		
	пр. 12/67; pH=6,30; ΔpH=—2,81			пр. 3/67; pH=7,05; ΔpH=—2,6			пр. 243/73; pH=7,25; ΔpH=—1,25		
	выход фракции, %	минеральный состав	содержание Au, мг/т	выход фракции, %	минеральный состав	содержание Au, мг/т	выход фракции, %	минеральный состав	содержание Au, мг/т
Менее 0,001	16,6	$К_{100}$	3,72	7,7	$К_{100}$	6,97	5,8	$К_{100}$	3,81
0,001—0,01	17,6	$К_{100}$	3,14	13,9	$К_{100}$	1,05	18,8	$К_{95}Б_5$	3,40
0,01—0,05	24,2	$К_{100}Р_{зн}$	1,60	26,8	$К_{100}Р_{зн}$	6,83	14,6	$К_{80}Б_{10}(Пш+Кв)_{10}$	5,0
0,05—0,1	6,5	$К_{97}Г_3Сф_{зн}$	1,60	8,9	$К_{98}Г_2Р_{зн}$	0,97	6,1	$Пш_{80}Кв_{10}Б_{10}$	7,19
0,1—0,25	5,8	$К_{90}Г_9(Кв+Сф)_{зн}$	4,23	9,2	$К_{93}Г_5С_2Кв_{зн}$	3,95	20,5	$Пш_{60}Кв_{35}Б_{15}Л_{зн}$	8,25
0,25—0,5	4,1	$К_{80}Г_{15}Кв_5$	2,47	7,2	$К_{80}Г_{10}С_5Кв_5$	3,37	19,1	$Кв_{63}Пш_{35}Б_2$	43,33
0,5—1,0	4,9	$К_{70}Г_{22}Кв_8$	5,94	7,3	$К_{10}Кв_{30}Г_{25}С_5$	4,33	4,6	$Кв_{55}Пш_{43}Б_2$	0,76
1—2	11,8	$К_{45}Г_{25}Кв_{30}$	2,41	15,1	$К_{50}Кв_{25}Г_{15}С_{10}$	4,17	3,4	$Кв_{60}Пш_{40}Б_1Л_{зн}$	0,53
Более 2	7,3	$К_{45}Г_{25}Кв_{30}$	2,62	11,3	$К_{48}Кв_{36}Г_{15}С_1$	6,71	7,1	$Кв_{99}Ге_1$	0,68
	Элювий габбро, Салаир						Элювий габбро-диорита, Северный Казахстан		
	пр, 27/73; pH=7,67; ΔpH=—2,82			пр. 21/73; pH=7,77; ΔpH=—2,72			пр. 429/73; pH=7,77; ΔpH=—0,72		
Менее 0,001	17,1	$К_{100}$	4,05	7,0	$К_{100}Г_{зн}$	5,26	12,5	$К_{100}$	9,44
0,001—0,01	46,2	$К_{100}$	28,14	45,1	$К_{100}Г_{зн}$	3,03	49,9	$К_{100}$	3,57
0,01—0,05	19,6	$К_{100}Г_{зн}$	6,74	19,2	$К_{93}Г_4(П+Пр)_{зн}$	7,97	18,6	$К_{75}Г_{25}(Мп+Л)_{зн}$	8,60
0,05—0,1	6,3	$К_{90}Г_{10}Мп_1$	1,42	5,2	$К_{80}(П+Пр)_{20}Г_{зн}$	3,48	4,8	$К_{45}Л_{40}С_{10}Г_5М_{зн}$	12,03
0,1—0,25	7,8	$К_{55}Г_{30}Мп_{15}$	16,72	14,2	$К_{60}(П+Пр)_{30}Г_{10}$	2,23	4,5	$К_{40}Л_{40}С_{20}Мп_1(М+Г)_{зн}$	84,11
0,25—0,5	1,5	$К_{40}Г_{35}Мп_{23}Л_2$	1,51	4,5	$(П+Пр)_{40}К_{35}Г_{25}С_{зн}$	2,12	2,3	$Л_{40}К_{35}С_{35}Мп_1(М+Г)_{зн}$	59,91
0,5—1,0	0,5	Не опр.	1,10	1,6	$(П+Пр)_{80}К_{20}(Г+С+Амф)_{зн}$	2,79	1,3	$С_{40}Л_{30}К_{25}Мп_5(М+Г)_{зн}$	29,15
1—2	0,4	»	2,04	2,5	$(П+Пр)_{90}К_{10}(Г+С+Ро)_{зн}$	2,35	1,9	$С_{45}К_{40}Л_{14}Мп_1М_{зн}$	8,74
Более 2	0,12	»	13,86	0,7	$(П+Пр)_{90}К_{10}(С+Р+Г)_{зн}$	4,97	4,2	$К_{60}С_{35}Л_3Мп_1М_{зн}$	15,10

Примечания. 1. К — каолинит; Г — гидрослюды, Кв — кварц, М — монтмориллонит, Б — биотит, Пш—полевые шпаты, П — плагиоклазы, Пр — пироксены, Ро — роговая обманка, С — карбонаты, Р — рудные минералы (магнетит, гематит), Сф —сфен, Л — лимониты (гетит, гидрогетит), Мп — окислы и гидроокислы марганца. 2. Числа около индексов минералов означают приблизительные их содержания (в %). 3. pH — для водной вытяжки элювия, ΔpH — разность между pH водных вытяжек исходной породы и элювия.

Таблица II.14

Баланс золота по фракциям глинистого структурного элювия кор выветривания каолинового типа (составлена на основе табл. II.13)

Наименование	Фракции без реликтовых минералов (<5%)			Фракции с реликтовыми минералами (>5%)		
	минимум	максимум	среднее	минимум	максимум	среднее
Выход фракции, %	5,8	100,0	68,9	—	94,2	31,1
Содержание золота, мг/т	1,42	84,11	11,84	0,53	43,33	5,54
Доля золота в пробах за счет фракции, %	1,8	100,0	68,7	—	98,2	31,3
Пробы						
3/67, 12/67	0,1—0,25 и мельче			0,25—0,5 и крупнее		
243/73	Мельче 0,001			0,001—0,01 и крупнее		
27/73	0,25—0,5 и мельче			0,5—1 и крупнее		
21/73	0,01—0,05 и мельче			0,05—0,1 и крупнее		
429/73	Все фракции пробы			В пробе не установлены		

водных вытяжек, по-видимому, является следствием влияния щелочного барьера на осаждение золота. На щелочном барьере вместе с золотом концентрируются железо и марганец в окисной форме, что подтверждается рентгеноструктурным анализом (см. пробу 429/73 в табл. II.13).

Одним из главных факторов, контролирующих вторичное концентрирование золота, является в о с с т а н о в и т е л ь н ы й барьер, когда окислительные условия сменяются восстановительными. В. И. Белеванцевым и др., (1981) показано, что любое, даже незначительное, понижение в системе содержания кислорода снижает допустимый порог растворимости золота. Более того, оно легко восстанавливается до самородного состояния различными восстановителями. Для растворов зоны гипергенеза специфична потеря кислорода по мере приближения их к уровню грунтовых вод. Это сопровождается понижением растворимости золота и его концентрированием в низах профиля выветривания, что наглядно видно из приведенных выше рисунков. Влияние восстановительного барьера на гипергенное осаждение золота в древних корах выветривания подтверждается присутствием данного элемента в наложенном пирите Ангрена (см. табл. II.15).

К и с л о р о д н ы й барьер, характеризующийся сменой восстановительных условий окислительными, непосредственно не способствует концентрации золота. Изучая растворимость золота с применением физико-химических методов расчета полей устойчивости при изменении

Таблица II.15

Содержание золота в гипергенных минералах кор выветривания каолинового типа, мг/т

Минерал	Колич. проб	Минимум	Максимум	Среднее	Стадия корообразования
Каолинит	16	1,05	28,14	5,87	
Гидрослюда	4	0,86	9,38	3,62	
Галлуазит	3	3,72	12,91	8,50	Основная
Гетит	11	1,91	30,71	9,45	
Гидрогетит	1			6,45	
Кальцит	2	3,2	32,71	17,95	
Сидерит	1			29,62	
Пирит	1			6,38	Наложенная
Гипс	1			2,70	

pH—Eh системы, К. Б. Краускопф [Krauskopf, 1951] установил, что в присутствии сильных окислителей, в том числе кислорода и особенно марганца, золото обладает повышенной миграционной способностью. В нашем случае примером этого служит поведение золота в каолиновом профиле выветривания углистых сланцев, где установлен самый высокий процент выноса металла. Характерно, что гипергенное преобразование углистых пород на кислородном барьере сопровождается выделением большого количества воды, углекислого газа и тепла. По подсчетам И. Н. Семашевой (1959), 1 т бурого угля при разложении дает 480 кг H_2O, 95 кг CO_2, 10 кг H_2 и 450 млн ккал тепла. Первые три компонента существенно повышают кислотность грунтовых вод и совместно с выделенной тепловой энергией способствуют активному разложению исходных пород. Углистые сланцы по сравнению с бурым углем выделяют меньшее количество этих компонентов, но их достаточно для поддержания на кислородном барьере кислых условий, способствующих миграции золота.

Однако на кислородном барьере часто концентрируются гидроокислы железа и марганца, которые могут поглощать из растворов золото (см. табл. II.15). Это явление очень характерно при выветривании пород, содержащих повышенные количества железа и марганца, что видно на примерах глинистого структурного элювия габбро и габбро-диоритов (см. пробы 27/73 и 429/73, табл. II.13). Здесь максимальным концентрациям золота соответствуют фракции с максимальным содержанием окислов и гидроокислов этих элементов. Выпадение в осадок железа или марганца препятствует миграции золота. Об этом же свидетельствует близость золота и железа в рядах подвижности элементов в щелочных средах (см. табл. II.9 и II.10). Не исключено, что золото в гетите и гидрогетите изоморфно с железом в силу близости их орбитальных радиусов и потенциалов ионизации [Щербаков, 1974]. Возможны и другие формы нахождения золота в этих минералах.

Приуроченность золота к лимонитам, каолиниту, галлуазиту и другим тонкодисперсным гипергенным минералам отмечена М. Н. Альбовым (1960), С. Т. Бадаловым и А. К. Касымовым (1961), Р. П. Бадаловой (1966), В. Ф. Гуреевым и Е. А. Зверевой (1969), А. Д. Миковым (1969, 1970), Н. А. Росляковым и др. (1972). С этими минералами, обладающими высокой сорбционной способностью, золото может ассоциировать в результате действия не только вышерассмотренных геохимических барьеров, но и в силу большого влияния с о р б ц и о н н о г о барьера.

Количественная сторона и механизм сорбции золота практически не изучены. Нам известно всего лишь пять работ, где имеются сведения об экспериментальных исследованиях явлений сорбции золота гипергенными минералами из его истинных растворов. Высокая способность каолинита, лимонита и кварца поглощать из растворов золото показана К. Ф. Белоглазовым и Е. С. Усатой (1938). Нами опубликованы данные экспериментов по сорбции золота широко распространенными гипергенными минералами [Рудные формации..., 1976; Росляков и др., 1977]. Результаты эксперимента, проведенного по методике, описанной в разделе I.2.2, сведены в табл. II.16. В ней минералы расположены по убывающей величине прочной сорбции в опытах с кислой средой, которая задавалась HCl. Наиболее вероятными формами золота в кислых рабочих растворах были его комплексные соединения типа $AuCl_3OH^-$—$Au(OH)_3Cl^-$. В щелочных рабочих растворах, pH которых контролировалась аммиаком, устойчивы комплексы типа $Au(NH_3)_4^{3+}$ и $Au(NH_3)_2^+$ [Пещевицкий и др., 1976]. Из таблицы видно, что из истинных растворов ^{198}Au интенсивно сорбируется всеми исследованными минералами. Величина прочной и общей сорбции находится в зависимости от химических и структурных особенностей минералов и кислотно-щелочных условий среды.

В опытах с кислыми растворами максимальная величина общей сорбции отрицательно заряженного комплекса золота установлена в ярозите

Таблица II.16

Количество ^{198}Au, сорбированного гипергенными минералами в кислых и щелочных средах. Аналитик Р. Д. Мельникова

Минерал	pH суспензии минерала*	Общая сорбция, мг		Прочная сорбция			
				мкг		% от общей сорбции	
		pH=3,5	pH=9	pH=3,5	pH=9	pH=3,5	pH=9
Минералы кислого ряда							
Каолинит (Fe=1%)	5—6,9	3,68	3,15	3,07	2,46	83,4	76,1
» (Fe=1,5)	5—6,9	3,22	3,06	2,62	2,36	81,4	77,1
Псиломелан		3,71	2,87	3,04	2,18	81,9	76,0
Ярозит	4,4—4,8	3,93	3,23	3,16	2,65	80,5	82,1
Гидрогетит	3—5	3,54	3,01	2,84	2,39	80,3	79,4
Опал	3—5	3,91	3,18	3,13	2,45	80,1	77,1
Гематит	6,8—7,0	3,85	2,88	3,07	2,26	79,8	78,5
Лепидокрокит	3—5	3,70	3,03	2,91	2,39	78,7	78,9
Гетит	3—5	3,55	3,27	2,74	2,64	77,2	80,7
Кварц	6—7	2,65	1,54	2,04	0,98	77,0	63,6
Минералы щелочного ряда							
Бейделлит	7—7,8	3,14	3,00	2,49	2,12	79,3	70,7
Гидрослюда	8,5—9,0	3,21	3,05	2,42	2,33	75,5	76,4
Нонтронит	9—9,3	3,21	2,27	2,00	1,27	62,2	56,0
Монтмориллонит	7—9,9		2,16	1,09	1,96		90,0
Смитсонит			3,10	0,82	2,49		80,3
Кальцит	8—9,5		3,27	0,50	2,09		63,9
Малахит			1,02		0,42		41,2

* pH суспензии минералов, косвенно отображающие условия их образования, приведены по И. И. Гинзбургу (1946), У. Д. Келлеру (1963), Н. А. Рослякову (1970).

и опале — 3,93 и 3,91 мкг соответственно. Несколько меньше сорбированного золота обнаружено в окислах и гидроокислах железа и марганца — от 3,54 до 3,85 мкг. В пределах 3,14—3,68 мкг золото сорбируется слоистыми силикатами. На кварце осаждается минимальное количество золота — 2,65 мкг. Смитсонит, кальцит и малахит в солянокислой среде хорошо растворяются, поэтому дать количественную оценку общей сорбции золота на этих минералах не представилось возможным.

В концентрации элементов существенная роль принадлежит не общей, а прочной сорбции. По этому параметру испытуемые минералы имеют другие характеристики. Наиболее прочно в кислой среде золото сорбируется каолинитом. Минимальная доля прочной сорбции — в монтмориллоните и карбонатах. В общем виде способность минералов прочно сорбировать золото из его истинных растворов в условиях кислых сред можно представить следующим убывающим рядом: каолинит (Fe = 1%) — псиломелан — каолинит (Fe = 1,5%) — ярозит — гидрогетит — опал — гематит — бейделлит — лепидокрокит — гетит — кварц — гидрослюда — нонтронит — монтмориллонит — смитсонит — кальцит. В подавляющем большинстве минералов на долю прочно сорбированного золота приходится более 75% от общей сорбции. При этом наиболее прочно сорбируют золото те минералы, которые в гипергенных условиях формируются в кислых средах. Судя по каолиниту, можно думать, что присутствие в минерале катионов-примесей снижает его способность к общей и прочной сорбции в кислых средах отрицательно заряженного комплекса золота.

В щелочных растворах общая сорбция положительно заряженного комплекса золота на всех минералах понижена. Ее максимум установлен

в кальците и гетите — 3,27 мкг. Минимальные значения общей сорбции обнаружены в кварце и малахите — 1,54 и 1,02 мкг соответственно. Остальные минералы поглощают золото в пределах 2,16—3,23 мкг. Прочная сорбция золота понизилась только в минералах кислого ряда. В минералах щелочного ряда она резко возросла. По содержанию прочно сорбированного из щелочных растворов золота исследованные минералы можно расположить в следующий убывающий ряд: монтмориллонит — ярозит — гетит — смитсонит — гидрогетит — лепидокрокит — гидрогетит — опал, каолинит (Fe = 1,5%) — гидрослюда — каолинит (Fe = 1%) — псиломелан — бейделлит — кальцит — кварц — нонтронит — малахит. В минералах, стоящих до бейделлита, процент прочной сорбции относительно общей такой же высокий, как и в кислых средах.

Таким образом, и в кислых, и в щелочных условиях значительная часть золота прочно сорбируется гипергенными минералами и не вытесняется из них даже подкисленными до pH = 5,5 водами. В кислых средах типоморфный минерал кор выветривания каолинового типа — каолинит обладает самой высокой способностью прочно сорбировать золото, в щелочных условиях он менее прочно удерживает его и находится во второй половине сорбционного ряда. Монтмориллонит, гидрослюда и карбонаты имеют обратные тенденции. Гидроокислы железа и ярозит одинаково прочно сорбируют золото как в кислых, так и в щелочных условиях.

Возникает вопрос, почему в опытах с кислыми растворами ^{198}Au сорбционная способность гипергенных минералов выше по сравнению со щелочными растворами и чем обусловлена диаметрально противоположная способность минералов к общей и прочной сорбции в разных средах? Попытаемся осветить вопрос на примерах ярозита, гидроокислов железа, каолинита, монтмориллонита и опала, т. е. на представителях всех исследуемых структурных классов.

Из всех опытных минералов опал — типичный твердый гель. В работах Ф. В. Чухрова (1955) и других исследователей показано, что аморфные вещества проявляют большую склонность к процессам сорбции по сравнению с кристаллическими. Поэтому приуроченность к опалу повышенных количеств сорбированного золота из кислых и щелочных растворов в общем понятна. Экспериментальное исследование С. Фрондела [Frondel, 1938] показало, что коллоидное золото, защищенное коллоидным кремнеземом, устойчиво даже при температуре 350°С. Видимо, «защитная» роль кремнезема позволяет опалу прочно сорбировать золото как в щелочных растворах, так и в кислых.

Высокое содержание сорбированного золота в ярозите и способность ярозита прочно сорбировать ^{198}Au в кислых и щелочных средах обусловлены его химическим составом и строением кристаллической решетки. Структурная формула ярозита, по А. С. Поваренных (1966), такова: $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$ — атомы K и Fe^{3+} занимают вершины ромбоэдров. При нарушении структуры минерала в результате истирания пробы и растворения во время опыта в кислой среде под действием HCl эти катионы создают на поверхности ярозита сильный положительный заряд, который активно и прочно взаимодействует с отрицательно заряженными гидроксо-хлоридными комплексами золота. В щелочных растворах происходит обменная реакция между K ($r_i = 1{,}33$ Å) и $Au(NH_3)_2^+$ ($r_i = 1{,}43$ Å), в силу чего золото прочно поглощается ярозитом.

В гетите, лепидокроките, гидрогетите, имеющих структурные формулы FeOOH, FeO(OH) и FeOOH + FeO(OH) соответственно, октаэдры соединяются ребрами, а слои удерживаются гидроксильно-водородными связями. Электроотрицательность этих связей выше, чем у калия и железа в ромбоэдрах ярозита, поэтому данные минералы более устойчивы к разрушению и значительно слабее ярозита растворяются в HCl, а следовательно, и менее активны к растворенному в кислых условиях адсорб-

тиву. Более того, Ф. В. Чухров (1955) показал, что процессы сорбции активнее осуществляются на вершинах и углах, чем на ребрах и особенно на гранях. Все это не создает столь благоприятных условий для сорбции золота на гидроокислах железа, какими обладают ярозит и опал, хотя сорбционная способность гидроокислов очень высока. Прочность связи золота с гетитом, гидрогетитом и лепидокрокитом в кислых и щелочных средах обусловлена разнозаряженностью адсорбента и адсорбтива. В кислых растворах с присутствием хлора дисперсные частицы водной окиси железа имеют положительный заряд и прочно сорбируют отрицательно заряженные в этих средах гидроксо-хлоридные комплексы золота. Согласно Ф. В. Чухрову (1955), в щелочных растворах дисперсные частицы гидроокислов железа заряжены отрицательно, а комплексы золота $Au(NH_3)_2^+$ и $Au(NH_3)_4^{3+}$, наоборот, положительно, что тоже обеспечивает прочность связи между ними в средах с pH = 9. Аналогичное явление свойственно сорбционной связи золота с дисперсными частицами кварца, которые, как известно, в кислых условиях имеют положительный заряд, в щелочных — отрицательный.

Сорбция элементов слоистыми гипергенными минералами происходит главным образом в результате ионного обмена между катионами адсорбента и адсорбтива (Мейсон, 1971). В наших экспериментах катионный обмен реален только в щелочных средах, где присутствуют $Au(NH_3)_4^{3+}$ и $Au(NH_3)_2^+$. Эти катионы имеют радиус иона, близкий радиусу калия, который в гипергенных слоистых силикатах входит не только в состав кристаллической решетки, но и присутствует в форме сорбционного катиона. Возможность вытеснения калия из элювиальных глин катионом NH_4^+ ($r = 1{,}43$ Å) нами проверена экспериментально. Децинормальным уксуснокислым аммонием из этих глин вытеснено калия в количестве 8,4 мг/л [Росляков, 1970]. С. П. Митра и Д. Пракаш [Mitra e. a., 1957] установили, что максимальная сорбция калия глинистыми минералами происходит в щелочных средах (pH = 11,8). По способности поглощать калий из щелочных растворов Л. Е. Мамбрум (Mumbrum, 1958) и К. Дороти (Dorothy, 1959) интересующие нас слоистые силикаты располагают в ряд: монтмориллонит — иллит (гидрослюда) — каолинит. Принимая во внимание близость ионных радиусов калия и NH_4^+ и способность последнего вытеснять калий, можно думать, что гипергенные минералы могут сорбировать $Au(NH_3)_2^+$ и $Au(NH_3)_4^{3+}$ также, как и калий. Видимо, этим и объясняется повышение прочной сорбции золота на монтмориллоните и гидрослюде и понижение ее на каолините в опытах со щелочными растворами.

Карбонаты, а также монтмориллонит и гидрослюды в кислых средах неустойчивы, поэтому их способность сорбировать золото в этих условиях занижена.

Таким образом, экспериментально показана большая роль процессов сорбции в гипергенной концентрации золота. В течение всего этапа формирования в коре выветривания имеются благоприятные факторы для прочной связи золота с гипергенными минералами. При этом в каждую стадию развития профиля выветривания основным сорбентом служат те минералы, которые формируются в данных физико-химических условиях. С изменением кислотно-щелочных свойств среды незначительная часть золота может десорбироваться и вновь вступить в миграцию. Остальная доля сорбированного золота приобретает прочную связь, приближающуюся по типу к хемосорбции. Как установили Ф. П. Кренделев и др. (1978), А. Г. Миронов и др. (1979), уже во время эксперимента золото переходит в самородное состояние, рассеиваясь в минералах и образуя кристаллизационные центры. Такое золото может вновь освобождаться от минералов-носителей лишь при разрушении их решетки.

В заключение рассмотрения факторов, контролирующих гипергенное концентрирование золота, следует отметить, что сульфатный и испарительный барьеры классификации А. И. Перельмана (1965) тоже оказывают определенное влияние на осаждение металла. Для каолинового типа выветривания они являются эпигенетическими и концентрируют золото в результате его перераспределения в современный период [Росляков, 1976б]. Имеются данные о повышенных содержаниях золота в солях, особенно калия [Щербаков, 1974].

Среди сингенетичных факторов следует упомянуть о влиянии концентраций золота в исходных породах на его перераспределение. Чем ниже содержание золота в исходной породе, тем в меньших масштабах оно перераспределяется в профиле выветривания. Выветривание пород с повышенным кларком золота сопровождается его выносом за пределы профиля, что наблюдается в остаточных продуктах пегматитов и пироксенитов. Происходит «сбрасывание» до кларковых величин повышенных содержаний золота, подобно тому, как это имеет место при формировании гранитоидных массивов [там же].

Следует особо подчеркнуть, что рассмотренные геохимические барьеры действуют в течение всего процесса корообразования и контролируют формирование обогащенных золотом участков. Однако фактический материал показывает, что при выветривании пород с кларковыми содержаниями концентрации выше 50 мг/т не образуются.

II.2. ЗОЛОТО В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ

Коры выветривания данной группы нами изучались в Акбакайском, Васильковском, Дарасунском, Ключевском, Козловском, Натальевском, Центральном, Каменушинском и Урском рудных полях. Прежде чем обратиться к рассмотрению специфических особенностей поведения золота в их корах выветривания, представляется целесообразным осветить некоторые общие вопросы геологической позиции исследованных полей и закономерности распределения интересующего нас элемента в их эндогенных породах (ореолах).

II.2.1. Геологическая позиция золоторудных полей и распределение золота в их эндогенных породах (ореолах)

Геологическое строение рассматриваемых золоторудных полей широко освещено в литературе. Обобщенные данные нами опубликованы ранее [Росляковы, 1975]. Поэтому приведем лишь краткие черты геологии и распределения золота в эндогенных ореолах рудных полей, необходимые при изложении материала по поведению благородного элемента в гипергенных процессах, развивающихся по породам с аномальными его концентрациями.

Оганчинское рудное поле расположено в Центральной Камчатке. Его преобладающие породы представлены базальтами, андезитами, андезито-базальтами, их туфами и туфобрекчиями средне-верхнеэоценовой алнейской серии, порфиритами и их туфами нижне-среднеэоценовой анавгайской серии, а также туфогенно-песчаными отложениями мел-палеогеновой кирганикской свиты и миоценовыми гранитоидами Озерновского массива.

Дарасунское, Ключевское и Козловское рудные поля Восточного Забайкалья общеизвестны. Здесь резко преобладают породы гранитоидного ряда. Меньше развиты порфириты, известняки, алевролиты и другие протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, преимущественно магматические.

В Кузнецком Алатау изучены гипергенные продукты Натальевского и Центрального рудных полей. В первом из них доминируют мраморизованные известняки усинской свиты (нижний кембрий) и диориты Мартайгинского комплекса (ордовик — силур). В Центральном рудном поле господствуют палеозойские гранодиориты того же комплекса.

Первичными породами Урского и Каменушинского рудных полей Салаира являются дацитовые порфиры, кварц-серицитовые и углистые сланцы печеркинской свиты нижнекембрийского возраста.

Преобладающие породы Васильковского рудного поля (Северный Казахстан) представлены палеозойскими роговообманковыми габбро-диоритами, фациально переходящими в кварцевые диориты, роговообманковые и роговообманково-биотитовые гранодиориты.

Акбакайское рудное поле Прибалхашья расположено на контакте Кызылжартасского гранодиоритового массива с песчаниками и алевролитами верхнего ордовика.

Все породы рудных полей в той или иной мере метаморфизованы: серицитизированы, окварцованы, турмалинизированы, пропилитизированы, пиритизированы [Росляков и др., 1971а; Тимофеевский, 1972; Рослякова, Росляков, 1975]. Поэтому их минеральный и химический состав, как правило, не полностью соответствует составу одноименных, но не метаморфизованных пород, опробованных нами при изучении региональных кор выветривания.

По данным 1200 атомно-абсорбционных и спектрохимических анализов главных типов пород вышеназванных золоторудных полей среднее арифметическое содержание золота составляет 21,8 мг/т. Отношение этого содержания к среднему содержанию золота в породах безрудных районов равно 7,3. В дальнейшем подобные отношения, характеризующие степень концентрирования золота в породах рудного поля, будем называть кларком концентрации (в таблицах — K_1).

Частные значения содержаний золота в эндогенных породах рудных полей варьируют от 0,3 мг/т до десятых долей грамма на тонну, т. е. в пре-

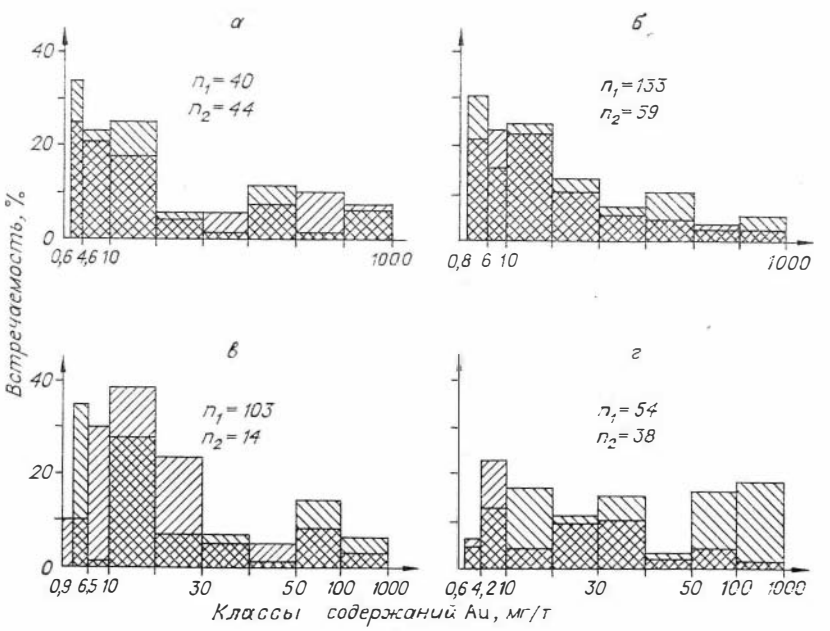


Рис. II.13. Гистограммы распределения золота в первичных породах и их выветрелых разностях Акбакайского (*а*), Дарасунского (*б*), Козловского (*в*) и Ключевского (*г*) рудных полей.

n_1 — количество анализов первичных пород (левая штриховка) и n_2 — количество анализов выветрелых пород (правая штриховка).

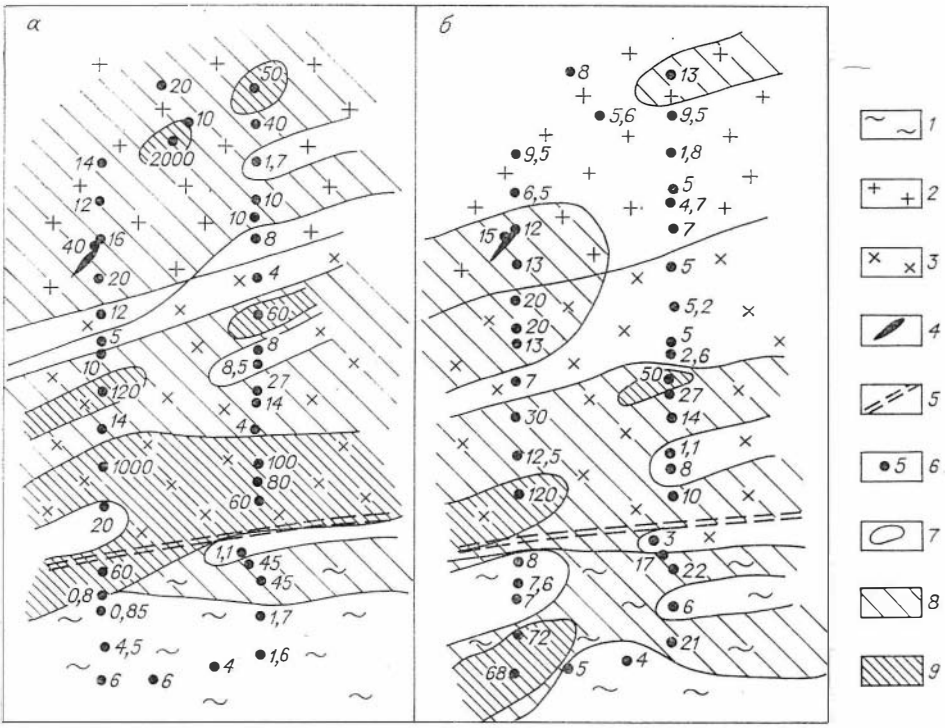


Рис. II.14. Распределение золота в первичных породах золоторудного поля и их продуктах выветривания.

а — первичные породы, *б* — выветрелые.
1 — песчано-сланцевая толща; *2* — граниты; *3* — гранодиориты; *4* — кварц-турмалиновая зона; *5* — золотоносная зона; *6* — опробованные разрезы и содержание в них Au, мг/т; ореолы с содержанием Au: *7* — до 10 мг/т, *8* — 10—50 мг/т, *9* — >10 мг/т.

делах 3—4 порядков (рис. II.13). Если в безрудных районах наиболее вероятностные содержания золота находятся в области 1—6 мг/т, то в рудных полях максимум встречаемости приходится на классы содержаний от нижних положительных аномальных концентраций до 20 мг/т (аномальные содержания, оцениваемые на уровне трех стандартов — $C_{ан} = C_к \pm 3t$, где $C_к$ — кларк золота в конкретной породе региона, могут быть выше и ниже регионального кларка, поэтому мы называем их положительными и отрицательными соответственно). Высока частота встречи отрицательно аномальных содержаний золота по периферии месторождений [Росляковы, 1975]. Площади с аномальным распределением золота, названные ранее нами ореолами рудных полей, составляют 50—600 км² и находятся в прямой связи с масштабами эндогенного оруденe-

Таблица II.17

Содержание золота в минералах вмещающих пород из ореола Оганчинского рудного поля, мг/т

Минерал	Колич. анализов	Минимум	Максимум	Среднее
Магнетит	27	5,0	891,9	117,3
Биотит	4	14,1	67,0	31,6
Серицит	1			27,1
Эпидот	4	6,8	58,0	26,4
Роговая обманка	10	3,3	33,8	15,5
Пироксен	1			14,9
Полевой шпат	18	1,6	59,0	18,0
Кварц	11	1,5	12,4	5,8

ния. Золото в ореолах рудных полей не проявляет надежной парной корреляционной связи с главными элементами первичных руд, и только в выборках по отдельным типам пород оно иногда коррелирует с медью, серебром, кобальтом или мышьяком. С помощью множественного корреляционного анализа, когда из подсчета последовательно исключается один из коррелируемых компонентов, устанавливается связь золота еще с некоторыми элементами. Поэтому при выяснении корреляционных связей выборки следует производить по отдельным типам пород, а также использовать метод множественного корреляционного анализа, позволяющего полнее выявлять взаимосвязи золота с другими элементами.

Концентраторами золота в породах эндогенных ореолов рудных полей являются тонкие вкрапленники сульфидов и магнетит. Относительно безрудных районов в ореолах рудных полей повышены его содержания и в породообразующих минералах, что видно из сравнения табл. II.17 со второй графой табл. II.11, где результаты приведены по нашим данным.

Неравномерное распределение в породах эндогенных ореолов рудных полей главных минералов-концентраторов золота — сульфидов и магне-

Таблица II.18

Распределение золота в неполных профилях выветривания протерозойских и палеозойских пород золоторудных полей Восточного Забайкалья, Кузнецкого Алатау и Центрального Казахстана

Первичные породы	Колич. профилей	Распределение Au в породах					
		первичных		выветрелых			
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K_1	K
Ключевское рудное поле							
Гнейсовидные граниты и гранодиориты (Pt)	13	17,6	45,4	50,7	106,5	5,66	2,34
Порфировидные граниты (Pz)	13	17,8	44,9	113,0	237,3	22,82	5,28
Диориты (Pz)	12	9,6	25,4	38,0	79,8	8,23	3,14
Козловское рудное поле (Pz)							
Граниты	13	15,9	41,0	40,5	85,1	8,18	2,08
Известняки	1	5,4	14,2	2,0	4,2		0,30
Дарасунское рудное поле (Pz)							
Метаморфизованные габбро	1	20,0	54,5	50,0	105,0	7,34	1,93
Гранодиориты	17	35,5	92,3	58,2	122,2	12,60	1,32
Граниты	8	10,0	25,8	25,4	53,3	5,12	2,07
Граносиениты, сиениты	33	31,6	81,8	29,5	62,0	6,52	0,76
Натальевское рудное поле (Pz)							
Диориты	27	12,5	37,5	13,0	27,3	2,81	0,73
Известняки	16	6,9	17,5	2,7	5,7		0,32
Центральное рудное поле (Pz)							
Гранодиориты	46	13,0	33,8	12,0	25,0	2,58	0,74
Акбакайское рудное поле (Pz)							
Граниты, гранодиориты	35	52,0	137,8	33,0	69,3	3,41	0,50
Сланцы, песчаники	9	64,2	154,8	28,3	59,4	7,82	0,38
В целом по 6 золоторудным полям	244	24,5	64,0	31,5	66,1	5,89	1,27

Примечание. Каждый профиль представлен 1—2 пробами первичных пород и 2—3 пробами выветрелых.

тита в основном и контролирует распределение здесь золота. Тип пород существенной роли не играет (табл. II.18). Относительно кларковых содержаний в ореолах рудных полей золото имеет более высокие статистические параметры распределения даже по выборкам отдельных типов пород. Изменяется также и знак эксцесса с отрицательного на положительный, что свидетельствует о сдвиге асимметрии вправо, в стороны повышенных содержаний.

Таким образом, породы ореолов рудных полей по минеральному составу, распределению в них золота и другим статистическим и химическим параметрам достоверно отличаются от пород с кларковым содержанием благородного элемента. Рассмотрим, как ведет себя этот элемент при выветривании пород с его аномальным распределением.

II.2.2. Поведение золота при выветривании пород ореолов рудных полей

В рассматриваемых золоторудных полях развиты коры выветривания с полным и неполным профилями каолинового типа. Их геологическое строение и возраст идентичны соответствующим образованиям смежных безрудных районов. Отметим, что в золоторудных полях коры выветривания с полным профилем каолинового типа более характерны для Салаира, Западного Алтая и Северного Казахстана. В Кузнецком Алатау, Южном и Центральном Казахстане, Средней Азии, Восточном Забайкалье и Центральной Камчатке преобладают коры выветривания с неполным профилем. Знакомство во время научных экскурсий со строением элювиальных образований в золоторудных полях Приморья, Северо-Востока, СССР, Приамурья, Киргизии, МНР и ЧССР позволяет думать, что и здесь сохранились коры выветривания главным образом стадии развития сапролитов или каменного структурного элювия. В итоге сложилось представление, что во многих золоторудных провинциях коры выветривания представлены неполным гидрослюдистым профилем. Это побудило нас изучить поведение золота в данном типе профилей золоторудных полей более детально и осветить данный вопрос в самостоятельном разделе.

II.2.2.А. Неполные профили выветривания (гидрослюдистые)

Поведение золота в коре выветривания с неполным профилем рассмотрим на примере семи золоторудных полей: Акбакайского, Дарасунского, Ключевского, Козловского, Натальевского, Оганчинского и Центрального.

В пределах этих золоторудных полей частные содержания золота в элювии имеют сложную картину распределения. Их разброс варьирует в пределах от 1 мг/т до первых граммов на тонну при разности содержаний в системе выветрелая — первичная порода $\pm$250 мг/т. По характеру распределения золота в элювии рудные поля выделяются более контрастно, чем по его распределению в эндогенных ореолах.

Золото в коре выветривания неполных профилей имеет полимодальное распределение. На гистограммах выделяются три области. Первая охватывает региональные кларковые и ниже их содержания. Вторая приходится на классы содержаний 10—50 мг/т, третья—более 100мг/т. По сравнению с первичными породами все три области гистограмм распределения золота в элювии выражены более четко. Коэффициент корреляции между содержаниями его в системе элювий — первичная порода может иметь даже отрицательное значение, как это, например, наблюдается в Дарасунском рудном поле. Здесь он равен —0,14, потому что максимумы и минимумы содержаний золота в рассматриваемой системе не совпадают. Это проявляется даже в случае относительно простого состава первичных пород и пенепленизированного рельефа, как, например, на Акбакайском рудном поле.

На рис. II.14 отчетливо видно, что изолинии равных содержаний золота в первичных и выветрелых породах данного рудного поля порой имеют разную ориентировку, а максимумы и минимумы смещены относительно друг друга. Это необходимо учитывать при интерпретации геохимических экзогенных аномалий. Заметим, что в безрудных районах достоверная положительная связь между золотом в элювии и исходной породе сохраняется и при объединении выборок по всему району. Так, в том же самом Дарасунском районе вне рудного поля коэффициент корреляции между золотом элювия и коренной породы равен 0,7.

Специфической особенностью кор выветривания золоторудных полей является наличие корреляционной зависимости между содержаниями золота и других элементов. Расчет парных и частных коэффициентов корреляции позволил выявить следующие взаимосвязи.

В Ключевском золоторудном поле каменным структурным элювием унаследуется корреляционная зависимость между золотом и pH водных суспензий. Коэффициент корреляции этой пары в первичных породах 0,35, а в элювии при той же численности выборок он повышается до 0,50. В порфировидных гранитах золото коррелирует с медью и серебром. В элювии оно приобретает высокий положительный коэффициент корреляции с кобальтом. Расчет частных коэффициентов корреляции позволяет вскрыть дополнительные связи золота с цинком, висмутом и медью. Аналогичная корреляционная зависимость устанавливается и для системы элювий — андезито-базальтовые порфириты Козловского рудного поля. В Дарасунском рудном поле наблюдаются другие связи. В габбро, граносиенитах и сиенитах сопутствующих золоту элементов не установлено. Золото гранитов, гранодиоритов и первичных пород в целом по рудному полю имеет высокий коэффициент корреляции с мышьяком. При исключении из подсчета серебра или меди в выборке пород по всему рудному полю выявляется вторичная отрицательная связь золота с цинком. В элювии золото имеет высокий положительный коэффициент корреляции с серебром, несколько меньший — со свинцом. При частной корреляции вскрывается отрицательная связь золота с висмутом.

Приведенные данные показывают, что в элювии золоторудных полей даже одной золоторудной провинции и климатической зоны золото достоверно коррелирует с иными элементами, чем в первичных породах, и лишь с некоторыми компонентами первичных пород его связь здесь сохраняется и становится более высокой. Подобную картину наблюдаем для системы элювий — коренная порода в золоторудных полях Алтае-Саянской и Казахстанской золоторудных провинций. Во всех случаях спектр коррелируемых с золотом элементов невелик. Из 36 породообразующих элементов и элементов-примесей первичных пород оно в неполных профилях выветривания достоверно коррелирует с серебром, свинцом, цинком, медью, висмутом, кобальтом или мышьяком. С некоторыми из этих элементов золото имеет связь, обнаруживаемую методом частной корреляции. Корреляционный анализ свидетельствует о перераспределении золота, как и других элементов пород, в процессе формирования неполных профилей выветривания в пределах золоторудных полей. Перераспределение контролировалось не только составом пород, но и их возрастом и современными ландшафтными условиями, что следует из нижеизложенного материала.

1. Профили выветривания на силикатных породах. В элювии, образованном за счет выветривания протерозойских и палеозойских пород золоторудных полей Восточного Забайкалья, содержание золота обычно в несколько раз, порой на порядок, выше, чем в материнских породах. К примеру, протерозойские гнейсовидные граниты и гранодиориты Ключевского рудного поля содержат золота 17,6 мг/т, а их элювий — 50,7 мг/т. Палеозойские диориты и порфировидные граниты содержат его 9,6 и 17,8 мг/т, их продукты выветривания 38 и 113 мг/т соответствен-

но. Аналогичная тенденция обогащения золотом элювия силикатных пород палеозоя наблюдается в Козловском и Дарасунском рудных полях: концентрация золота в гранитах 10—15,9 мг/т, в продуктах выветривания гранитов 25,4—40,5; в гранодиоритах — 35,5, в их элювии — 58,2, в метаморфизованных габбро — 20, в его элювии — 50 мг/т. Накопление золота в продуктах выветривания рассматриваемых пород подтверждается и при пересчете весовых содержаний металла в объемные. Во всех случаях, кроме граносиенитов и сиенитов, коэффициент концентрации золота в элювии больше единицы. Он колеблется в пределах 1,32—5,28. Высок и кларк концентрации, изменяющийся от 5,12 до 22,82 (элювий гранитов Дарасунского и Ключевского рудных полей соответственно; см. K_1, табл. II.18).

Следовательно, при формировании неполных профилей выветривания на силикатных домезозойских породах в условиях золоторудных полей Восточного Забайкалья золото накапливалось в остаточных продуктах. Расчет баланса вещества в системе первичная — выветрелая порода показывает, что оно в ряду элементов, построенном по возрастающей величине коэффициента концентрации, занимает почти последнее место. Из всех породообразующих элементов и анализируемых элементов-примесей по концентрируемости его превосходят лишь иттрий и свинец.

Совсем иная картина наблюдается по распределению золота в корах выветривания на мезозойских и кайнозойских породах золоторудных полей этого региона, а также Центральной Камчатки. При формировании элювия на этих породах золото обладало повышенной подвижностью. Как следует из табл. II.19, его коэффициент концентрации в элювии составляет всего лишь 0,28—0,77. Меньшие значения свойственны элювию золоторудных полей Восточного Забайкалья, бо́льшие — Центральной Кам-

Таблица II.19

Распределение золота в неполных профилях выветривания мезо- и кайнозойских пород золоторудных полей Центральной Камчатки и Восточного Забайкалья

Первичные породы	Колич. профилей	Распределение Au в породах					
		первичных			выветрелых		
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K_1	K
Оганчинское рудное поле							
Граниты, гранодиориты	16	57,4	153,8	41,0	86,1	5,66	0,56
Андезито-базальты, базальты	6	22,2	59,9	13,9	33,4	4,07	0,56
Андезито-базальтовые и базальтовые порфириты	62	13,7	37,7	12,7	29,2	3,56	0,77
Туфы и туфобрекчии андезито-базальтового состава	28	8,9	23,6	6,3	15,9	1,94	0,67
Ключевское рудное поле							
Граниты, гранодиориты	6	37,8	98,7	32,2	67,7	4,45	0,69
Козловское рудное поле							
Андезито-базальтовые порфириты	12	24,0	63,8	16,7	35,1	4,56	0,55
Алевролиты, песчаники	5	7,0	18,0	5,1	10,9		0,61
Дарасунское рудное поле							
Граниты	4	13,8	37,0	4,9	10,3	0,68	0,28
Порфириты и их туфы	5	7,4	20,4	3,0	6,3	0,82	0,31
Среднее по 4 золоторудным полям	144	19,4	52,5	15,0	33,3	3,32	0,64

чатки. При этом продукты выветривания гранитов и гранодиоритов более обеднены золотом по сравнению с элювием андезито-базальтов, базальтов, их туфов, и особенно порфиритов. Кларк концентрации золота в элювии золоторудных полей обычно больше единицы (до 5,66). В наиболее выветрелых породах иногда наблюдается повышенный вынос золота. Его в элювии золоторудных полей порой становится меньше кларковых значений. Например, в Дарасунском рудном поле кларк концентрации золота в элювии гранитов равен 0,68, в элювии порфиритов и их туфов — 0,82. При миграции золота из неполных профилей гранитоидов оно в ряду подвижности элементов занимало положение около окисного железа и марганца, а из профилей основных эффузивов — вблизи кремния, алюминия, магния и кальция.

Сопоставить распределение золота в элювии мезо-кайнозойских и палеозойских пород золоторудных полей других провинций не представилось возможным. В Оганчинском рудном поле отсутствуют палеозойские образования, а в золоторудных полях Кузнецкого Алатау и Казахстана — мезо-кайнозойские. Различие в распределении золота в профилях выветривания на древних и мезо-кайнозойских породах золоторудных полей Восточного Забайкалья, по нашему мнению, обусловлено разным возрастом сравниваемых кор выветривания. Судя по литературным данным, в Забайкалье среди выветрелых образований сохранились продукты главным образом доюрской и послеюрской эпох формирования [Любалин, 1966]. Реликты зон окисления двух этапов формирования нами описаны на примере Дарасунского месторождения [Росляков, 1976а]. Геохимические исследования подтверждают наличие разных кор выветривания и в пределах золоторудных полей. Элювий домезозойских, точнее, доюрских пород характеризуется накоплением золота и некоторым обогащением железом. Он имеет слабощелочную реакцию водной вытяжки (pH = = 6,64—7,65; Eh = +0,803 мВ). Элювию постюрских пород свойственны вынос золота и железа, слабокислая реакция водной вытяжки с повышенной степенью окисляемости (pH = 6,5—6,7; Eh = +840 мВ). Миграционный ряд элементов для элювия на постюрских породах больше отвечает теоретическому ряду их подвижности в кислом окислительном процессе выветривания. В элювии на доюрских породах накапливаются такие активные мигранты, как цинк, молибден, кобальт и другие сидерофильные элементы. Он скорее всего представляет собой нижнюю часть доюрской, ныне в значительной степени эродированной коры выветривания.

В условиях Кузнецкого Алатау и Центрального Казахстана неполные профили, развитые на палеозойских породах золоторудных полей, тоже характеризуются выносом золота. Хотя весовые содержания интересующего нас элемента в первичных и выветрелых породах отличаются порой несущественно, его содержания, пересчитанные на объем, всегда ниже в гипергенных образованиях. Коэффициент концентрации в этом случае варьирует от 0,38 до 0,74. Однако понижение содержания золота в элювии не достигло кларковых величин. В неполном профиле золоторудных полей благородного металла осталось в 2,6—8 раз больше по сравнению с таковым безрудных районов Кузнецкого Алатау и Казахстана (см. табл. II.18). В миграционном ряду золото занимает промежуточное положение в группе элементов с коэффициентом концентрации менее единицы, но более 0,5. При формировании этих профилей повышенную миграционную способность имело не только золото, но и большой спектр других элементов, в том числе породообразующих. Как отмечалось ранее, в этих регионах широко проявлено наложение современных гипергенных процессов на древние коры выветривания. В рассматриваемых профилях об этом свидетельствуют весьма непостоянная величина pH водной вытяжки из элювиальных образований, изменяющаяся от 5,9 до 9,4, необычное положение в миграционном ряду таких

легкоподвижных компонентов, как натрий и магний, постоянное присутствие наложенного лимонита, кальцита и гипса, в силу чего элювий обогащен окисным железом, серой и кальцием. Эти отклонения возрастают от гумидных районов Кузнецкого Алатау к аридным в Центральном Казахстане. В этом же направлении уменьшается коэффициент концентрации золота в элювии силикатных пород. Есть основание полагать, что наблюдаемое различие в распределении золота в неполных профилях выветривания домезозойских силикатных пород золоторудных полей данных регионов и Восточного Забайкалья во многом обусловлено влиянием современных, наложенных на древние коры выветривания процессов. Чем интенсивнее проявлены эти процессы, тем больше золота вынесено из остаточных продуктов за пределы профиля выветривания.

Следует заметить, что выветривание палеозойских интрузивных образований повышенной щелочности, таких как сиениты и граносиениты, тоже сопровождалось выносом золота. Коэффициент его концентрации для элювия данных пород равен 0,76 (см. табл. II.18). Но кларк концентрации в элювии щелочных пород имеет положительное значение. Для Дарасунского рудного поля в рассматриваемых породах он равен 6,52.

2. **Профили выветривания на карбонатных породах.** Элювий карбонатных палеозойских пород наиболее обеднен золотом. В нем коэффициент концентрации его всего лишь 0,3—0,32, а содержание 2—2,7 мг/т, т. е. ниже кларка в коре выветривания карбонатных пород безрудных районов. Интенсивный вынос золота из продуктов гипергенного преобразования палеозойских карбонатных пород золоторудных полей привел к тому, что унаследованность элювием его первичного распределения снивелирована. При выветривании известняков золото мигрировало так же активно, как кальций — главный породообразующий компонент. Но у подавляющего числа элементов коэффициент концентрации его в элювии больше единицы. По сравнению с выветрелыми силикатными породами остаточные продукты карбонатных отложений значительно обогащены цветными металлами, сидерофильными элементами, фосфором и барием.

По показателям коэффициента и кларка концентрации видно, что поведение золота в коре выветривания щелочных интрузивных пород занимает промежуточное положение между таковым в элювии карбонатных и силикатных палеозойских образований. С одной стороны, золото мигрировало при выветривании щелочных разностей, что свойственно и системе элювий — карбонатная порода, с другой — вынос его не был столь интенсивным, и в остаточных гипергенных образованиях его сохранилось больше кларковых величин, что присуще элювию палеозойских силикатных пород.

Таким образом, есть основание считать, что с увеличением щелочности и окислительной способности среды подвижность золота при формировании неполных профилей выветривания на породах с его повышенными содержаниями возрастала. В подавляющем большинстве случаев сохранившийся до наших дней элювий беднее золотом относительно исходных пород. Лишь в районах, где имеются законсервированные от наложенных процессов нижние части эродированных кор выветривания, элювий обогащен золотом. Присутствие в пределах одного рудного поля разных по составу и возрасту первичных пород создает мозаичную картину распределения золота в элювии, заключающуюся в сочетании положительных и отрицательных аномалий в совокупности с содержанием его на уровне региональных кларков. Аномалии как унаследуются от эндогенных ореолов, так и возникают за счет перераспределения золота гипергенными процессами.

Дифференциация геохимически родственных элементов, особенно породообразующих, в профиле выветривания несущественна. При корообразовании золото занимает различные места в ряду подвижности элементов. При накоплении в элювии оно ассоциирует с окисным железом.

Для этого элювия свойственны pH водных вытяжек в пределах 6,6—7,7. Элювий, имеющий более щелочные или кислые реакции, истощен золотом. При миграции его спутниками служат кремний, калий, марганец, кальций и натрий.

В отличие от элювия региональных кор выветривания баланс золота в элювии золоторудных полей согласуется с теоретическими данными по его растворимости: повышенной в щелочных и кислых средах и пониженной — в близнейтральных. Это обусловлено тем, что в исходных породах золоторудных полей оно концентрируется главным образом в сульфидах, обладающих по сравнению с породообразующими и акцессорными минералами повышенной окисляемостью. Окисление сульфидов в начальные стадии выветривания способствует миграции золота за пределы профиля, как это имело место в процессе формирования коры выветривания за счет биотитсодержащих пород.

II.2.2.Б. Полные профили выветривания (каолиновые)

Типичные представители кор выветривания с полными профилями, развитыми до стадии глинистого структурного элювия, сохранились в пределах Васильковского (Северный Казахстан, рис. II.15), Урского и Каменушинского (Салаир) золоторудных полей. Для сравнения опробованы отдельные разрезы с полным профилем выветривания на породах окрестностей Тушканихинского золотосодержащего полиметаллического месторождения (Западный Алтай).

В полных профилях выветривания по сравнению с неполными более значительно перераспределение породообразующих элементов и на порядок повышен диапазон вариации частных содержаний золота при среднем арифметическом по рудному полю 10—15 мг/т. Эти средние порой в 2—3,5 раза выше, чем в аналогичных профилях безрудных районов.

Расчет баланса золота в системе первичная — выветрелая порода показал, что материнские силикатные породы любого состава богаче золотом, чем продукты их полных профилей выветривания. Средний коэффициент концентрации золота в коре выветривания данного типа около 0,5 при разбросе по отдельным типам пород от 0,24 до 0,94 (табл. II.20). Отсюда следует, что при формировании полного профиля выветривания на породах ореолов рудных полей золото было склонно к миграции. В порядке возрастающей устойчивости к его выносу при корообразовании главные типы пород золоторудных полей можно представить следующим рядом: метаморфические — магматические кислые — магматические средние — осадочные — магматические основные — магматические ультраосновные. В крайних членах этого ряда положение золота среди элементов первичных руд по интенсивности миграции в гипергенном процессе таково:

а) при выветривании метаморфических пород: серебро — **золото** — цинк — медь — свинец — молибден;

б) при выветривании ультраосновных пород: молибден — свинец — цинк — медь — серебро — **золото.**

Из приведенных рядов видно, что в случае, когда золото при формировании полного профиля выветривания активно мигрирует, оно по подвижности уступает только серебру. И наоборот, при относительном накоплении элемента в остаточных корах выветривания он среди главных компонентов первичных руд в гипергенном процессе наиболее инертен. Анализируя положение пород в ряду устойчивости к выносу золота, можно подметить уменьшение его подвижности в процессе корообразования с увеличением основности выветривающихся магматических пород.

Высокая миграционная способность золота при формировании полного профиля выветривания в породах золоторудных полей обусловила интенсивную его дифференциацию и сложную картину распределения

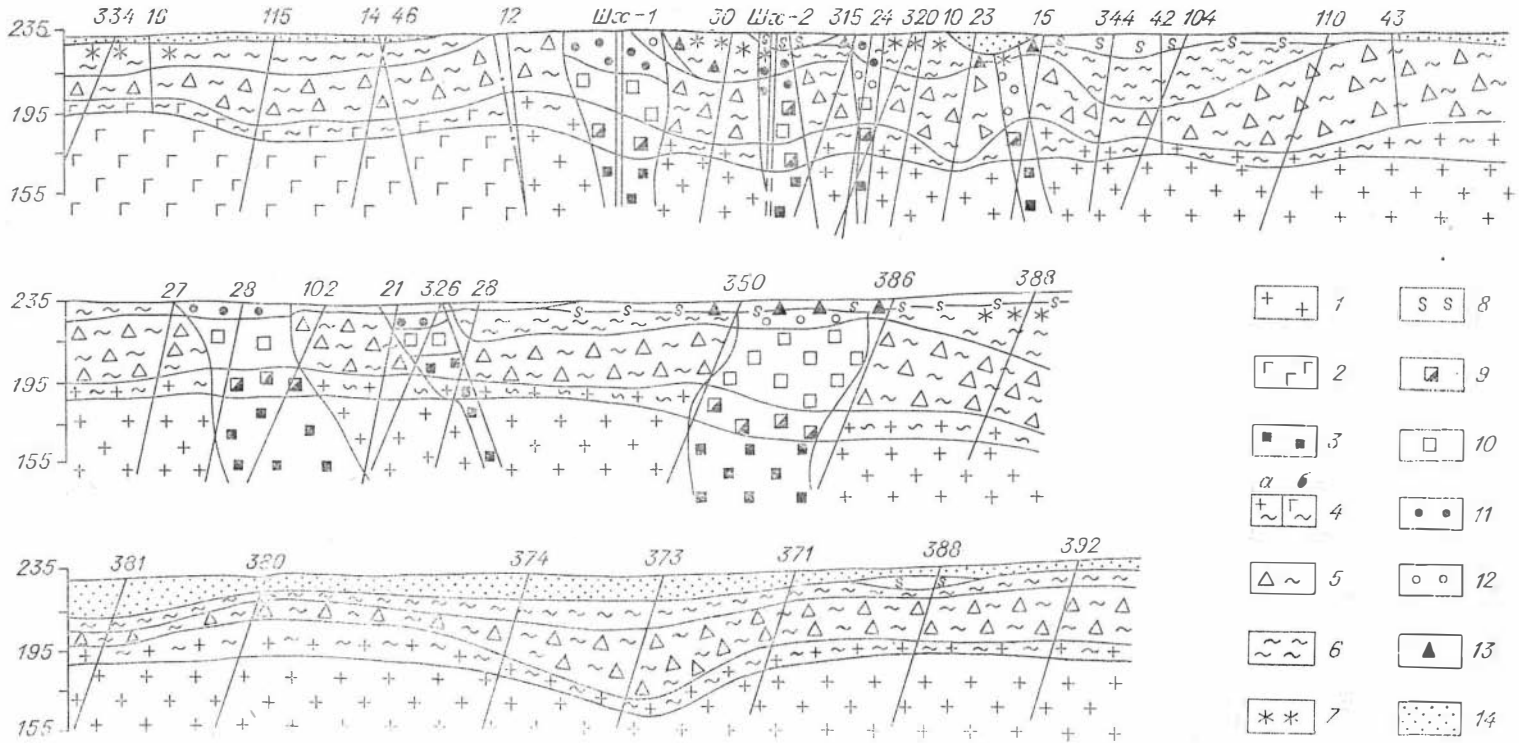


Рис. II.15. Геологические разрезы полного профиля коры выветривания рудного поля и находящейся в ней зоны окисления золоторудного месторождения (составлены по керну скважин).

1 — гранодиориты; *2* — габбро-диориты; *3* — зоны вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации; *4* — гранодиориты (*а*) и габбро-диориты (*б*) начальной стадии выветривания; *5* — каменный структурный элювий; *6* — глинистый структурный элювий; *7* — лимонитовые охры наложенной коры выветривания; *8* — красноцветные глины переотложенной коры выветривания; *9* — сложные по морфологии породы и руды зоны цементации; *10* — пестроокрашенный каменный структурный элювий с полуокисленными рудами, *11* — глинисто-лимонитовая зона с малахитом и другими вторичными рудными минералами; *12* — глинистый структурный элювий с окисленными рудами и подзоной выщелачивания; *13* — переотложенная кора выветривания, содержащая обломки рудного материала; *14* — покровные глины и суглинки.

Таблица II.20

Распределение золота в первичных (I) и выветрелых (II) породах Васильковского рудного поля

Первичные породы	I			II				
	n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K_1	K
Гранодиориты	137	6,23	15,14	269	4,15	8,30	0,90	0,55
Кварцевые диориты	64	41,30	111,51	116	15,32	30,64	2,55	0,27
Диориты	25	15,60	41,34	38	6,45	12,90	1,08	0,31
Габбро-диориты	37	23,70	78,92	42	31,55	63,10	3,51	0,80
Амфиболиты	15	3,13	8,83	6	4,17	8,34	0,59	0,94
Среднее	278	17,97	47,88	471	9,53	19,06	1,55	0,49
Углистые и глинистые сланцы	13	2,5	6,22	40	0,75	1,50	0,62	0,24
Алевролиты	25	19,23	49,42	8	11,25	22,28	2,32	0,45
Среднее	38	13,51	34,64	48	2,50	4,96	1,08	0,28
В целом по рудному полю	316	17,43	46,24	519	8,88	17,80	1,50	0,48

как по площади, так и по разрезу. По площади золоторудного поля распределение золота в коре выветривания подчиняется следующим закономерностям.

На фоне региональной коры выветривания аналогичные образования золоторудного поля выделяются крайне неравномерным распределением золота, контролируемым геологическим строением. Например, в Васильковском рудном поле коры выветривания гранодиоритов и сланцев содержат золота на 10—40% меньше по сравнению с элювием одноименных пород безрудных районов Северного Казахстана (см. табл. II.20, K и K_1). В то же время продукты выветривания, развитые за счет диоритов и габбро-диоритов этого рудного поля, в 2—3 раза богаче золотом, чем идентичный элювий безрудных районов.

Довольно специфично распределение золота и по вертикали полного профиля выветривания. Здесь, как и в профилях безрудных районов, развиваются горизонты вторичного золотого обогащения (ср. рис. II.16 с рисунками в главе II.1). Но их особенности — более высокая и неравномерная концентрация металла, лучшая выдержанность по мощности и простиранию. Максимальные концентрации золота в горизонтах вторичного обогащения достигают граммов на тонну, тогда как в корах выветривания безрудных районов они не превышают 50 мг/т. Вместе с золотом накапливаются медь, свинец и мышьяк. Количество и контрастность обогащенных золотом гори-

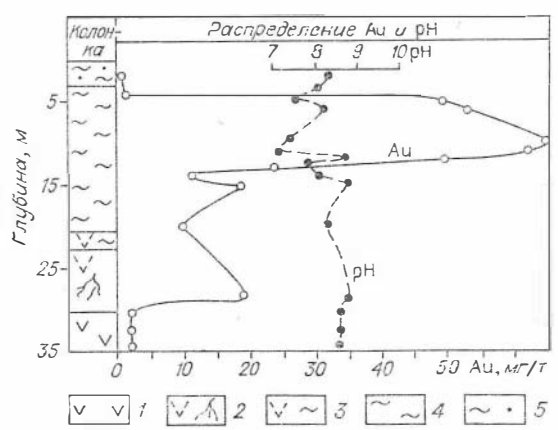


Рис. II.16. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле габбро-диоритов ореолов рудного поля.

Зоны профиля: *1* — габбро-диориты; *2* — слабо выветрелые габбро-диориты; *3* — каменный структурный элювий; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — переотложенные глины.

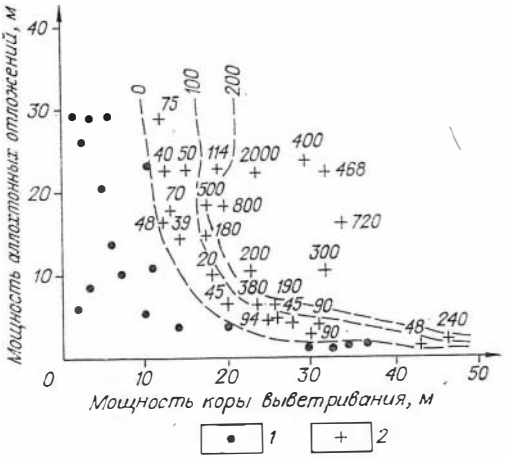


Рис. II.17. Зависимость продуктивности горизонтов вторичного золотого обогащения от мощности коры выветривания и перекрывающих ее рыхлых отложений в ореолах рудных полей.

1 — скважины без продуктивных и *2* — скважины с продуктивными горизонтами. Цифрами показана интенсивность вторичного золотого обогащения в усл. ед.

зонтов находятся в связи с мощностью коры выветривания и перекрывающих аллохтонных отложений, а также с составом первичных пород. Они практически не развиваются в продуктах кор выветривания амфиболитов, т. е. на породах, устойчивых к выносу золота, но довольно контрастны в остаточной коре выветривания других пород, особенно гранитоидов. Обогащенных золотом горизонтов может наблюдаться несколько, однако наиболее часто развиваются один или два, тяготеющие к нижним границам зон профиля и приуроченные к изменениям pH водной вытяжки выветрелых пород. Существует зависимость между мощностями коры выветривания и покровных отложений и продуктивностью горизонтов вторичного золотого обогащения. На рис. II.17 изолиниями равных продуктивностей выделено четыре области, отражающие эти зависимости. Слева от нулевой изолинии находится область с неблагоприятными условиями образования гипергенных горизонтов. В этих условиях ни одной из 18 скважин не подсечено заслуживающих внимания обогащенных горизонтов. Справа от этой изолинии во всех 27 скважинах наблюдаются эти горизонты, причем продуктивность их в общем возрастает с увеличением мощности рыхлого покрова и коры выветривания. Наиболее благоприятные условия гипергенной концентрации золота наблюдаются в участках, где мощности и аллохтона, и продуктов выветривания превышают 10—15 м.

На основании приведенного материала можно заключить, что аллохтонные отложения способствуют формированию в полном профиле коры выветривания обогащенных золотом горизонтов и их сохранности. Они, по-видимому, являются дополнительным источником питания золотом для обогащенных горизонтов.

Расположенная выше горизонтов вторичного золотого обогащения значительная часть профиля выветривания, особенно зона глинистого структурного элювия, содержит золото в очень малых количествах — на уровне кларковых величин и ниже. Наличие в профиле обедненных и обогащенных золотом участков обязано его перераспределению в процессе корообразования. При перераспределении около 50% золота мигрировало за пределы профиля. Все это снивелировало унаследованность металла от первичных пород, содержащих повышенные его количества. Коэффициент корреляции в системе первичная — выветрелая порода не превышает 0,1—0,2. В выветрелых породах проявляются корреляционные связи золота с элементами первичных руд. Показательным примером этой связи являются данные по Урскому рудному полю. Здесь в зоне сапролитовой стадии выветривания пород печеркинской свиты (зона II) золото имеет высокий коэффициент корреляции с медью. В каменном структурном элювии (зоне III) оно коррелирует с кобальтом и марганцем, а в глинистом (зона IV) ни один из названных элементов не является его спутником.

Изменение корреляционных связей золота с другими элементами свойственно не только отдельным зонам профиля, но и в целом золоторудным полям. В каждом золоторудном поле золоту могут сопутствовать раз-

ные элементы, притом чаще не являющиеся главными в первичных рудах. Так, в коре выветривания Каменушинского рудного поля золото коррелирует с серебром, мышьяком и свинцом, тогда как первичные руды расположенного здесь месторождения представлены медью, молибденом и золотом. Все вышеприведенное свидетельствует о сложном поведении золота при выветривании пород рудных полей. В гипергенном перераспределении ему в одних случаях сопутствуют халькофильные элементы, в других оно мигрирует вне связи с ними.

Охарактеризованное распределение золота в корах выветривания с полным профилем порой осложняется реликтами гипогенной минерализации, с которыми связаны повышенные концентрации благородного металла. Даже в зоне глинистого структурного элювия встречаются кварцевые жилы и прожилки, реликты бурых железняков или псевдоморфоз лимонита по сульфидам. Поэтому в профиле выветривания, наряду с горизонтами гипергенного золотого обогащения, могут встречаться и остаточные, которые можно распознать при геологическом картировании.

В корах выветривания рудных полей полиметаллических месторождений, где золото в первичных рудах присутствует в виде примеси, его распределение по всем статистическим параметрам практически не отличается от такового в корах выветривания безрудных районов. Исключение составляют корреляционные связи. Здесь оно проявляет достоверную корреляционную связь с цинком, свинцом, порой с медью и имеет отрицательный коэффициент корреляции с кобальтом, молибденом и цирконием.

Таким образом, полные профили выветривания золоторудных полей по поведению золота отличаются от своих аналогов в безрудных районах. Для них характерны: 1) повышенные статистические параметры распределения золота; 2) горизонты вторичного золотого обогащения, представляющие промышленный интерес; 3) корреляционные связи золота с халькофильными элементами. Благоприятными для обнаружения контрастных и выдержанных горизонтов вторичного золотого обогащения являются золоторудные поля с мощной корой выветривания на кислых, основных и силикатных осадочных породах и мощными аллохтонными отложениями (более 10—15 м). При отсутствии одного из этих факторов перспективы обнаружения промышленно важных горизонтов вторичного золотого обогащения снижаются. Наиболее значимый горизонт локализуется в основании профиля выветривания.

II.3. ТИПЫ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Теоретические аспекты по геохимии золота в зонах окисления и практические рекомендации, из них вытекающие, разрабатывались и экспериментально проверялись на материале, собранном нами за двадцатилетний период на 30 золоторудных и золотосодержащих месторождениях СССР, охватывающих наиболее распространенные разновидности пород и руд золоторудных месторождений мира. [Воларович, 1961; Шер, 1972, 1974].

Описываемые месторождения давно и детально изучаются многими исследователями. На большинстве из этих объектов в течение длительного времени велись или ведутся поныне эксплуатационные работы. В итоге накоплен обширный материал по геологическому строению регионов, структурно-тектоническим и минералогическим особенностям месторождений, закономерностям размещения оруденения и его связи с магматизмом. Учитывая все это, а также специфику основного объекта наших исследований — зону окисления, при характеристике месторождений глав-

ное внимание уделим лишь тем вопросам, которые необходимы для интерпретации геологических и геохимических данных в системах: эндогенные образования — продукты кор выветривания (зон окисления) — покровные рыхлые отложения — почвы.

II.3.1. Условия формирования зон окисления

Одной из главных черт зон окисления является формирование их в участках зоны гипергенеза с наиболее высокими концентрациями золота и сопутствующих ему рудообразующих элементов, т. е. в пределах месторождений и их эндогенных ореолов.

На фоне эндогенного ореола рудного поля ореол месторождения выделяется по возросшему до 4—5 порядков разбросу частных содержаний золота: от десятых долей миллиграммов до граммов на тонну. Эта неравномерность, как и в породах рудных полей, контролируется неравномерным распределением золотоносных сульфидов, главным образом пирита и арсенопирита и гидротермально измененных пород. Среднее содержание золота в ореолах месторождений кварцево-жильного типа 60—125 мг/т, кварц-сульфидного вкрапленно-прожилкового — 50—550, а колчеданно-полиметаллических — около 20—40 мг/т. Если в эндогенных ореолах рудных полей гистограмма распределения золота имеет четко выраженный максимум в области 20—30 мг/т, то в породах месторождений всех морфологических и формационных типов усредняющая вариационная кривая имеет обычно две вершины: с содержаниями на уровне ореола рудного поля и на уровне ореола месторождения. Последняя включает классы содержаний золота более 50 мг/т. Притом в месторождениях жильного типа на долю таких концентраций приходится от 18,8 до 32,5%, вкрапленно-прожилкового — от 20,0 до 54,7%.

Эндогенные ореолы месторождений отличаются от таковых рудных полей и другими параметрами распределения золота; повышены коэффициенты асимметрии и эксцесса, дисперсия почти в 2 раза превышает среднее содержание, золото приобретает корреляционные связи со многими элементами первичных руд. Интересно, что в рудных телах оно сопровождается иным комплексом элементов, чем в эндогенных ореолах, и это необходимо иметь в виду при использовании корреляционного анализа в поисковых целях. Например, в турмалинизированных гранитах, вмещающих золотоносные залежи сульфидных руд, золоту сопутствуют серебро и цинк, а в хлоритизированных разностях оно с этими элементами не коррелирует. В рудных залежах золото имеет корреляционные связи с серебром, свинцом и цинком.

По отношению к отдельным рудным телам в пределах ореола каждого изученного месторождения наблюдается довольно строгая закономерность в распределении золота. Во всех случаях выделяются три зоны: 1) с содержаниями золота, близкими к региональному фону,— внешний отрицательный ореол; 2) обогащенная золотом — положительный ореол и 3) значительно обедненная золотом в непосредственном экзоконтакте рудных тел — экзоконтактовый отрицательный ореол (рис. II.18). Характер распределения золота в этих ореолах показан ранее [Росляков, Рослякова, 1975]. Напомним, что в околорудном пространстве разброс содержаний золота колеблется от обнаруживаемых пробирным анализом значений (по данным спектрохимического анализа, это десятые доли миллиграммов на тонну) до граммов на тонну. Здесь на содержания 100 мг/т и выше обычно приходится больше половины проб, притом как у жильных месторождений, так и у месторождений более сложной морфологии.

В ореолах рудных тел наиболее близкими к золоту тенденциями в распределении характеризуются серебро, цинк, висмут, молибден, иттрий, скандий и ртуть. Несколько иначе ведут себя мышьяк, сурьма, никель, кобальт, олово, хром, цирконий и ванадий. Но все они образуют в различ-

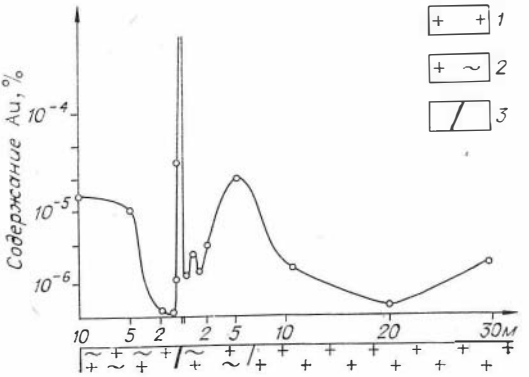


Рис. II.18. Распределение золота в эндогенном ореоле золото-кварц-сульфидной жилы, залегающей в гранодиоритах.

1 — гранодиориты; *2* — березиты; *3* — жила.

ной степени выраженные как положительные, так и отрицательные ореолы. Максимумы этих ореолов обычно не совпадают, что ослабляет корреляционные связи золота с другими элементами руд в ореолах рудных тел. Ширина и контрастность ореолов находятся в соответствии с интенсивностью обогащения руд золотом, морфологией рудных тел и составом вмещающих пород. По мере удаления от рудного столба по восстанию и падению ширина и контрастность ореолов золота при прочих равных условиях уменьшаются. Вертикальная зональность элементов, сопутствующих золоту, описана С. В. Григоряном (1971), В. А. Напартэ (1973) и др.

Итак, с переходом от ореола рудного поля к площади самого месторождения и особенно к конкретным рудным телам сначала понижаются содержания золота до региональных фоновых и ниже, затем они повышаются с образованием положительных ореолов порой с граммовыми содержаниями и шириной от 1—2 до 300 м и более. Последние, в свою очередь, сменяются сравнительно узкими (0,25—50 м) экзоконтактовыми отрицательными ореолами золота и сопутствующих ему элементов. Микроскопические исследования и изучение химического состава вмещающих пород показывают, что золото было чувствительно ко всем, даже слабым их изменениям. Зональное распределение эндогенных ореолов золота контролируется зональностью измененных пород и количеством сульфидов в них.

Сульфиды являются постоянной составляющей и самих руд. Наиболее обычные из них — пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит и халькопирит, которые, по данным Н. В. Петровской (1967), представляют собой главные минеральные ассоциации в месторождениях Советского Союза. На примере Старо-Берикульского месторождения Н. В. Росляковой (1972) продемонстрирована взаимосвязь золоторудных столбов с сульфидными. Более того, известно, что с увеличением в рудах содержания сульфидов уменьшается размер золотин и важную роль начинает играть тонкодисперсное золото, определяющее его судьбу в гипергенном процессе.

Гипергенное преобразование золоторудных тел и вмещающих их пород в первую очередь связано с окислением сульфидов. В этих условиях формируется зона окисления — особый частный случай коры выветривания, характеризующейся специфическими, только ей свойственными чертами: сложным сочетанием осветленных, окремненных, лимонитизированных пород; появлением песков и сыпучек жильных и рудных минералов; присутствием окисленных руд и реликтов гипогенной минерализации; большей мощностью гипергенного преобразования пород и наличием своеобразных рыхлых отложений, перекрывающих рудный выход [Шахов, 1960].

Формирование зон окисления происходит под влиянием тех же факторов, которые контролируют развитие и сохранность региональных кор выветривания. Однако образование зон окисления идет в более сложных физико-химических условиях, так как к агентам регионального выветривания добавляются очень активные процессы, связанные с окислением сульфидов.

При окислении сульфидов грунтовые воды, циркулирующие в окисляемом рудном теле, обогащаются различными агрессивными по отношению не только к сульфидам, но и к вмещающим их породам серосодержащими соединениями, а также металлами первичных руд. Концентрация этих компонентов может быть настолько велика, что грунтовые воды по составу приближаются к разбавленным растворам [Смирнов, 1955]. Они от грунтовых региональных вод отличаются более высокой кислотностью и окислительной способностью, что обусловлено реакциями окисления сульфидов.

Рассмотрим схему поступления в воды зон окисления продуктов выветривания сульфидов на примере гипергенного преобразования сфалерита.

1. Переход ZnS в $ZnSO_4$, обладающий хорошей растворимостью (366 мг/л).

а. При наличии свободного кислорода, что типично для вод зоны аэрации [Смирнов, 1955].

$$ZnS + 2O_2 + H_2O \rightarrow ZnSO_4 + H_2O$$
$$S^{2-} \rightarrow S^{6+} + 8\bar{e}$$
$$2O_2 \rightarrow 4O^{2-} - 8\bar{e}.$$

Идет реакция окисления — восстановления, воды обогащаются растворимым $ZnSO_4$, протоны и электроны не освобождаются.

б. При наличии пирита, постоянно присутствующего в рудах [Гинзбург и др., 1961].

$$ZnS + 2FeS_2 + 7H_2O + 9{,}5O_2 \rightarrow ZnSO_4 + 2Fe(OH)_3 + 4H_2SO_4$$
$$5S^{2-} \rightarrow 5S^{6+} + 40\bar{e}$$
$$2Fe^{2+} \rightarrow 2Fe^{3+} + 2\bar{e}$$
$$9{,}5O_2 \rightarrow 19O_2^{2-} - 38\bar{e}.$$

В результате реакции окисления — восстановления выделяются водорастворимые $ZnSO_4$ и 4 H_2SO_4.

в. При наличии H_2SO_4 [Смирнов, 1955].

$$ZnS + H_2SO_4 \rightarrow ZnSO_4 + H_2S.$$

Происходит реакция замещения и в воды поступают $ZnSO_4$ и H_2S.

г. При наличии $CuSO_4$ и $Fe_2(SO_4)_3$, являющихся очень сильными окислителями сфалерита [Щефт и др., 1959; Щербина, 1972].

$$ZnS + CuSO_4 \rightarrow CuS + ZnSO_4$$
$$2ZnS + 2Fe_2(SO_4)_3 + 3O_2 + 2H_2O \rightarrow 2ZnSO_4 + 4FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

При этих реакциях грунтовые воды обогащаются цинком, железом и серной кислотой.

2. Реакции окисления — восстановления и диссоциации высвобождающихся при окислении сфалерита H_2S и H_2SO_4, по Р. М. Гаррелсу и др. [Garrels, Neaser, 1958]:

а. Реакции окисления — восстановления

$$H_2S = S^0 + 2H^+ + 2\bar{e}$$
$$S^{2-} + S^{2-} = S_2^{2-} + 2\bar{e}$$
$$S_2^{2-} + S^{2-} = S_3^{2-} + 2\bar{e}$$
$$2S^0 + 3H_2O = S_2O_3^{2-} + 6H^+ + 4\bar{e}$$
$$2S_2O_3^{2-} = S_4O_6^{2-} + 2\bar{e}$$
$$S_4O_6^{2-} + 2H_2O = 2S_2O_4^{2-} + 4H^+ + 2\bar{e}$$
$$S_2O_4^{2-} + 2H_2O = 2SO_3^{2-} + 4H^+ + 2\bar{e}$$
$$2SO_3^{2-} = S_2O_6^{2-} + 2\bar{e}$$
$$S_2O_6^{2-} + 2H_2O = 2SO_4^{2-} + 4H^+ + 2\bar{e}$$
$$S^{2-} + 4H_2O = SO_4^{2-} + 8H^+ + 8\bar{e}$$

б. Реакции диссоциации

$$H_2S \rightarrow H^+ + HS^-$$
$$HS^- \rightarrow H^+ + S^{2-}$$
$$5S_2O_3^{2-} + 6H^+ \rightarrow 2S_5O_6^{2-} + 3H_2O$$
$$S_2O_4^{2-} + H^+ \rightarrow HS_2O_4^-$$
$$SO_3^{2-} + H^+ \rightarrow HSO_3^-$$
$$S_2O_6^{2-} + 2H^+ \rightarrow H_2S_2O_6$$

$$S_2O_3^{2-} + 5H_2O = 2SO_4^{2-} + 10H^+ + 8\bar{e}$$

$$SO_4^{2-} + H^+ \rightarrow HSO_4^-$$

$$HSO_4^- + H^+ \rightarrow H_2SO_4$$

$$HS_2O_4^- + H^+ \rightarrow H_2S_2O_4$$

$$HSO_3^- + H^+ \rightarrow H_2SO_3$$

Из приведенных уравнений видно, что окисление моля ZnS в присутствии пирита и других сильных его растворителей в раствор зоны окисления переходит моль цинка, и ряд серосодержащих соединений.

Подобным образом воды зон окисления обогащаются специфическими компонентами при окислении пирита, галенита и остальных сульфидов первичных руд и вмещающих их околорудных пород.

Совокупность возможных реакций окисления, детально рассмотренная И. С. Яговкиным (1923, 1924), В. Эммонсом (1935), С. С. Смирновым (1955), В. В. Щербиной (1972) и другими исследователями, придает растворам зон окисления характерные свойства: низкие pH (порой менее 2), высокие Eh (более +0,88), сульфидный состав и присутствие растворенных металлов. При этом устойчивость в растворенном состоянии главного компонента растворов — сульфат-ионов определяется, как и их соединений с металлами, величинами Eh и pH. Р. М. Гаррелс и К. Р. Найзер [Garrels, Neaser, 1958], изучая поведение серы в сильно разбавленных растворах при нормальных условиях, пришли к выводу, что из всех возможных ее соединений, приведенных в уравнениях, в среде pH=2 и менее и Eh > 0,2 В наиболее устойчив ион HSO_4^-. В кислой окислительной среде, а в щелочной — и в окислительной, и в восстановительной — устойчив только SO_4^{2-}. В кислых восстановительных условиях водорастворим H_2S, в щелочной восстановительной (Eh < —0,4 В) устойчивы ионы HS^- и S^{2-}. В кислой среде с Eh около ±0,2 В может выделяться элементарная сера. Остальные возможные в растворах ионы и молекулы серы в природных условиях неустойчивы.

Исследования геохимии грунтовых вод на описываемых месторождениях, выполненные Б. А. Воротниковым (устное сообщение), и ши замеры pH водных вытяжек и поровых растворов окисленных руд и обобщенные Л. Г. Баас-Беккингом и др. (1962) литературные данные показывают, что для растворов зон окисления наиболее характерны pH = 2—9 и Eh= = 200—860 мВ. Можно считать, что растворенная в грунтовых водах окисляющих руд сера находится преимущественно в форме иона SO_4^{2-}.

Для зоны вторичного сульфидного обогащения, формирующейся вблизи уровня грунтовых вод, характерны восстановительные слабокислые или нейтральные условия. Здесь основное значение из серосодержащих соединений имеет водорастворимый сероводород и продукт его диссоциации HS^-. Ниже уровня грунтовых вод в сильно восстановительных щелочных растворах может присутствовать ион S^{2-}. Всеми устойчивыми формами серы контролируется поведение золота в зоне окисления.

Количество серосодержащих соединений, состав цветных металлов и другие свойства растворов зон окисления в значительной степени зависят от состава сульфидов и устойчивости их к выветриванию. Выполненные автором экспериментальные исследования, публикации Н. И. Хитарова и др. (1937), И. И. Гинзбурга и др. (1961), Г. Б. Свешникова (1967) показывают, что более кислые окислительные растворы возникают при окислении в воздушно-водяной среде пирита, менее кислые окислительные — при окислении галенита и арсенопирита. Пирротин, сфалерит и халькопирит при окислении дают промежуточные значения pH и Eh (табл. II. 21).

Таблица II.21

pH и Eh растворов окисляющихся сульфидов

Минерал	Содержание серы, вес. % (по А. Г. Бетехтину, 1951)	Наши данные		И. И. Гинзбург и др. (1961)		Н. И. Хитаров и др. (1957)	Г. Б. Свешников (1967)
		pH	Eh	pH	Eh	pH	Eh
Пирит	53,45	2,45	0,55	3,30		2,01	4,4
Молибденит	40,00					3,8	
Пирротин	36,47	4,35	0,49	4,05	0,57—0,63		
Халькопирит	34,92	4,15	0,49			5,67	5,9
Ковеллин	33,50	5,53	0,39	5,65			
Сфалерит	32,94	5,55	0,39	5,80	0,63—0,68		
Халькозин	20,20						
Арсенопирит	19,09	5,10	0,42			7,32	
Галенит	13,40	6,10	0,37			5,10	4,1
Равновесные смеси							
$CuFeS_2+FeS_2$	44,19	3,31	0,57				2,9
$CuS+FeS_2$	43,47	4,15	0,49	3,87	0,63		
$ZnS+FeS_2$	43,20	4,73	0,49	4,92	0,47		
Cu_2S+FeS_2	36,82	5,29	0,58	5,38	0,59		
$CuS+FeS_{x-1}$	34,99	3,82	0,55	3,76	0,61		
$PbS+ZnS+FeS_2+CuFeS_2$	33,68	5,82	0,35				6,15
$PbS+FeS_2$	33,42	5,28	0,52				5,3
Cu_2S+FeS_{x-1}	28,34	5,36	0,60	5,41	0,62		
$PbS+ZnS+CuFeS_2$	27,09	6,43	0,63				6,2
$PbS+ZnS$	23,17	5,98	0,61				6,0

Примечание. Замеры pH и Eh растворов автор производил pH-метром ЛП-58 после 3-месячного окисления сульфидов в дистиллированной воде при свободном доступе воздуха. Навеска пробы 1 г. Объем растворителя 50 см³.

Как следует из табл. II.21, pH и Eh не полностью зависят от количества серы, содержащейся в сульфиде. На их величину, видимо, влияют добавочные факторы, такие как форма нахождения серы в растворе, катионный состав первичных сульфидов и химические свойства их продуктов окисления.

При наличии в рудах смеси сульфидов, что свойственно изученным месторождениям, окисление минералов связано с возникновением гальванических пар. По В. В. Щербине (1972), на границе сульфидного минерала, являющегося электродным проводником, и ионного раствора зоны окисления создается разность потенциалов, величина которой зависит в первую очередь от окислительно-восстановительных потенциалов сульфид $\rightleftarrows$ сульфат, $Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+}$, $Cu^{+} \rightleftarrows Cu^{2+}$ и т. д., от pH растворов, концентрации ионов HS^- и от химического состава сульфидов. Согласно исследованиям Г. Б. Свешникова (1967), ток переносят электроны, движущиеся в пределах сульфидных руд от анодной части к катодной. Анодом служит минерал с высшим потенциалом, катодом—с низшим, этим самым ускоряется окисление минерала с меньшим потенциалом, тогда как сульфид с более высоким потенциалом защищен от окисления. При этом происходят следующие электрохимические реакции. На анодном сульфиде: $MeS - 2\bar{e} \rightarrow Me^{2+} + S^{\circ}$, на катодном: $MeS + 2\bar{e} \rightarrow Me^{\circ} + S^{2-}$.

По возрастающей величине электродного потенциала Г. Б. Свешников приводит следующий ряд сульфидов: пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит. Избирательное окисление сульфидов под действием электрохимических реакций приводит к тому, что pH и Eh растворов в конкретную стадию развития сернокислого окислительного процесса, по классификации А. И. Перельмана (1965), определяются тем сульфидом, который в данный момент имеет более низкий электродный потенциал.

Избирательному окислению сульфидов способствует, кроме того, их различная растворимость, особенно при наличии в растворителе сильных анионов, таких как SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, Cl^-, OH^- и др.

Имеется еще ряд внешних и внутренних факторов, влияющих на скорость и последовательность окисления сульфидов. Все это придает своеобразие геологии и геохимии зоны окисления сульфидных руд.

II.3.2. Типы зон окисления

В зоне окисления каждого месторождения можно обнаружить почти все разновидности гипергенных пород и руд, приведенные в табл. I. 2, но обычно преобладают осветленные (каолинизированные) и лимонитизированные разности. Лишь при наличии в первичных рудах высоких концентраций пирита в окисленных зонах развиваются гипергенно окремненные, вплоть до сливных опалов, породы. Различные количественные и качественные сочетания осветленных, лимонитизированных и окремненных пород в совокупности с окисленными рудами придают зонам окисления сложную морфологию и необычно пеструю окраску.

Морфологический тип зоны окисления определяется составом первичных руд и вмещающих пород, количеством сульфидов и морфологией рудных тел. Наиболее простые зоны окисления свойственны золото-кварцевым месторождениям жильного типа, а самые сложные — вкрапленно-прожилковым. Рассмотрим особенности морфологии зон окисления кварцево-жильных, штокверковых, вкрапленно-прожилковых, и в том числе связанных со скарнами эндогенных золоторудных месторождений.

II. 3. 2. А. Месторождения кварцево-жильного типа

Зоны окисления кварцево-жильных золоторудных тел изучены нами на Акбакайском, Акжальском, Берикульском, Бичанзорском, Дарасунском, Знаменитинском, Комсомольском, Оганчинском и Центральном месторождениях (см. табл. I. 1 в разделе I. 2). Общие черты их строения, состава и морфологии окисленных зон таковы.

1. **Месторождения золото-кварцевой формации** — Акжал, Бичанзор, Знаменитое. А к ж а л ь с к о е месторождение (Калба) залегает среди песчано-сланцевой толщи нижнего карбона, прорванной интрузией кварцевых диоритов и ее дайковым комплексом. Его рудные тела представлены кварцевыми жилами и в отдельных участках минерализованными зонами смятия. Наиболее обогащенные золотом участки жил и минерализованных зон приурочены к пачке туфогенных пород с прослоями и линзами яшм [Левин, 1968]. Среди небольшого количества (1—5%) рудных минералов присутствуют арсенопирит, пирит и сульфиды цветных металлов. Околожильное изменение песчано-сланцевых пород выражено в хлоритизации, окварцевании, меньше в серицитизации. По подсчетам В. А. Нарсеева (1968), соотношение мощностей околожильноизмененных пород и жил не превышает 15 : 1. Таково же и отношение мощности жил к ширине эндогенных ореолов золота околорудных тел [Рослякова, Росляков, 1975].

Месторождение Б и ч а н з о р (Чаткальский хребет) сложено андезитовыми порфиритами и их туфами (C_2^2) с останцами скарнированных известняков, тяготеющих к сиенито-диоритовому массиву (C_3). В резуль-

тате пропилитизации по эффузивам развиваются хлорит, эпидот, альбит, карбонаты и кварц. Околорудный метаморфизм, по данным Г. С. и Е. З. Мещаниновых (1970), характеризуется усилением окварцевания, альбитизации, карбонатизации, появлением ортоклаза, реже новообразованием хлорита и эпидота. Золоторудная минерализация связана главным образом с жилами кварцевого, кварц-кальцитового и волластонит-кварц-кальцитового состава. Сульфиды в жилах представлены редкой вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Присутствуют гематит, а среди жильных минералов — кварц, редко кальцит, волластонит, хлорит, эпидот. Золото находится в сростках с пиритом и в виде тонкораспыленной вкрапленности (0,003—0,025 мм) во всех жильных минералах.

Месторождение Знаменитое (Кузнецкий Алатау) состоит из серии сопряженных жил широтного и северо-восточного простирания, локализующихся в зеленокаменных диабазовых порфиритах, содержащих маломощные горизонты песчаников, конгломератов и линз известняков. Максимальные концентрации золота связаны с халькопиритом и висмутом [Ильенок, 1972]. Золото, ассоциирующее с пиритом, не дает богатых концентраций, а приуроченное к галениту, сфалериту или теннантиту — имеет низкую пробу и встречается редко. В жилах золото распределяется крайне неравномерно, часто образуя бонанцы.

Среди представителей золото-кварцевой формации изучены зоны окисления с более сложной прожилково-жильной морфологией рудных тел на Мурунтауском, Южно-Бесапанском и Катрангинском месторождениях (Узбекистан).

Вмещающие породы Мурунтау и Южного Бесапана представлены переслаивающимися метаморфизованными песчаниками, алевролитами и сланцами сравнительно однородного состава. Выделяются два главных морфологических типа рудных тел: жильные и вкрапленно-прожилковые. Последние располагаются, как правило, в зальбандах мощных секущих кварцевых жил. Жилы группируются в зоны близширотного направления. По вещественному составу руды относятся к кварц-пирит-золоторудному типу с содержанием сульфидов 0,5—1%. Минеральный состав руд общеизвестен [Рудные формации..., 1969].

Околорудные изменения проявлены весьма интенсивно и характеризуются развитием за счет хлорит-серицитового агрегата цемента мелкочешуйчатого биотита, а за счет карбонатов — актинолита, реже пироксенов. Распространены сульфидизация и окварцевание вмещающих пород. Как и на всех остальных описываемых месторождениях, золото распределяется неравномерно, образуя золоторудные столбы.

В геологическом строении Катрангинского месторождения участвуют андезит-дацитовые и андезитовые порфириты, туфы и лавовые брекчии среднего карбона. Вулканогенные образования прорываются дайками гранит-порфиров, сиенит-диоритов и диабазовых порфиритов. В участках сопряженных разломов развиты монокварциты, кварцево-серицитовые образования и алуниты. К ним приурочено золотое оруденение в виде кварцевых прожилков, кварцевых и кварц-карбонатных линзовидных жил. В рудах и околорудных породах присутствуют вкрапленники пирита, халькопирита и гематита. Золото ассоциирует с пиритом.

Несмотря на различный состав сульфидов, околожильных и вмещающих пород месторождений золото-кварцевой формации, морфология их зон окисления проста и однообразна.

Выходы на поверхность самих жил представлены в различной степени трещиноватым, порой до дресвы, жильным кварцем, содержащим пустоты от выщелоченных сульфидов и отдельные псевдоморфозы лимонита по сульфидам. Количество пустот и псевдоморфоз в общих чертах отражает интенсивность бывшей сульфидной минерализации в рудных телах.

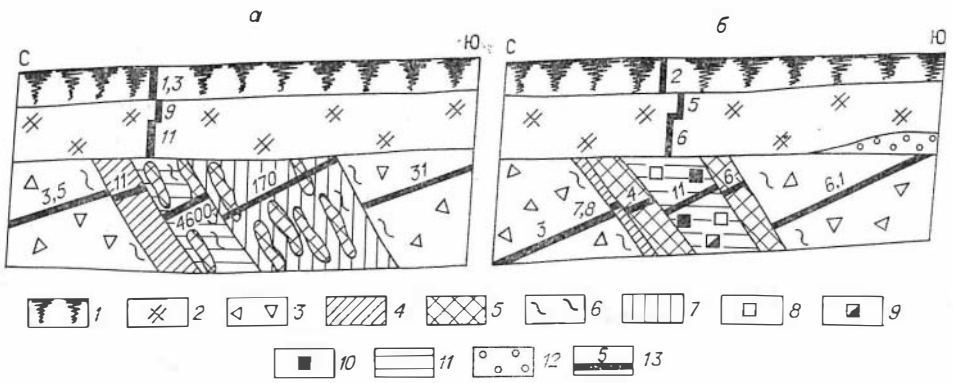


Рис. II.19. Морфология окисленного рудного выхода золото-кварцевых жил, залегающих в гранодиоритах.

1 — почвенно-растительный слой; *2* — лессовидные суглинки; *3* — каменный структурный элювий гранодиоритов (кора выветривания); *4* — резко осветленный каменный структурный элювий; *5* — слабо и интенсивно осветленные березиты, неравномерно пропитанные привнесенными гидратами окисного железа; *6* — корки и пленки лимонита; *7* — осветленные березиты, обогащенные марганцем; *8* — пустоты от выщелоченных сульфидов; *9* — сульфиды, частично замещенные вторичными рудными минералами; *10* — реликтовые сульфиды; *11* — золото-кварцевая жила; *12* — мелкообломочный делювий; *13* — место взятия бороздовой пробы и содержания в ней Au в усл. ед.

Интенсивность гипергенного преобразования околожильноизмененных пород находится в прямой связи с интенсивностью развития в рудном поле остаточной коры выветривания.

В месторождениях районов с развитой корой выветривания сапролиты и каменный структурный элювий по мере приближения к жильным золоторудным выходам обогащаются сначала пленками и корками гидроокислов железа, затем сменяются интенсивно осветленными, порой дезинтегрированными породами, неравномерно пропитанными гидроокислами железа и марганца. Выветрелые породы у зальбандов жил обычно более прочные за счет реликтов эндогенного окварцевания. Здесь, как правило, наблюдаются пустоты от выщелоченных сульфидных вкрапленников. Мощность пород, генетически связанных с окислением жильных золоторудных тел, в общем в 2—5 раз превышает мощность рудоносных жил (рис. II. 19). По падению породы, испытавшие сернокислое выветривание, прослеживаются глубже окисленных руд. При этом сначала ослабевает осветление пород, затем уменьшается количество лимонита, пропитывающего их и развивающегося в самих жилах (рис. II. 20). Но пленки лимонита наблюдаются до глубины 50 м и более, где они локализуются на плоскостях отдельности первичных пород и руд.

Если на месторождении отсутствует кора выветривания и выходы золотоносных жил находятся на фоне практически невыветрелых первичных пород, то вдоль экзоконтактов жил развиваются бурые полосы, представляющие собой породы, неравномерно дезинтегрированные и пропитанные гидроокислами железа, или обогащенные пленками и корками лимонита. Лишь в локальных участках, где жилы содержали повышенные скопления сульфидов, породы в их экзоконтактах интенсивно осветлены и пропитаны лимонитом. Мощность этих образований соизмерима с мощностью метасоматитов. Их наиболее обычные взаимоотношения показаны на рис. II. 21. Зоны окисления прожилково-жильных месторождений золото-кварцевой формации, залегающих в песчано-сланцевых толщах, отличаются обилием пленок и корок гидроокислов железа, ассоциирующих с реликтовым кварцем. В 30—50 м от рудного выхода количество корок лимонита резко сокращается и становится обычным для приповерхностных слабо выветрелых пород. В участках с повышенной концентрацией сульфидов бурые зоны осложняются полосами в различной степени осветленных пород. Если рудные тела этих месторождений локализуются в серицитизированных породах, то в их окисленном выходе доминируют в

разной степени осветленные разности.

Таким образом, в месторождениях золото-кварцевой формации зону окисления по геологическому строению можно подразделить на две подзоны (сверху вниз по падению и по мере удаления от золоторудных тел вкрест простирания):

1. Выщелачивания — развитие в жилах пустот от бывших сульфидов, а в экзоконтактах рудных тел—осветления околожильноизмененных пород.

2. Лимонитизации — в рудах сульфиды замещены псевдоморфозами лимонита, а околожильноизмененные породы пропитаны им. Лимонит порой ассоциирует с малахитом и другими менее распространенными вторичными рудными минералами. С глубиной лимонитизация заканчивается сначала в жилах, а потом во вмещающих породах.

2. **Жильные месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации.** К их числу относятся Акбакайское месторождение Прибалхашья, Берикульское, Комсомольское и Центральное месторождения Кузнецкого Алатау, Дарасунское Восточного Забайкалья и Оганчинское Центральной Камчатки. Главная особенность их размещения состоит в приуроченности к районам и породам повышенной фемичности [Щербаков и др., 1979].

Золотое оруденение А к б а к а й с к о г о месторождения локализуется в эндоконтактовой зоне гранодиоритов с алевролитами и песчаниками. Рудные тела представляют собой отдельные маломощные кварцевые жилы, серии сближенных зон и прожилков, залегающих в березитизированных и окварцованных гранодиоритах. В жилах и околожильноизмененных породах содержание сульфидов составляет 10—30%. Золото распределяется неравномерно и образует зо-

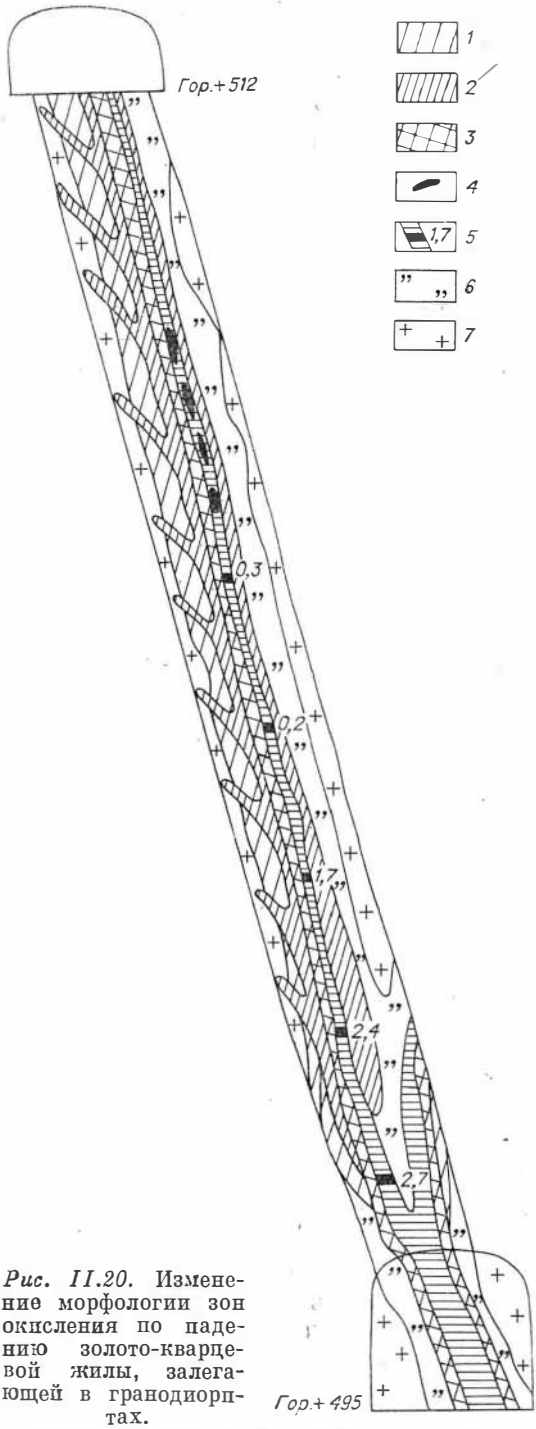


Рис. II.20. Изменение морфологии зон окисления по падению золото-кварцевой жилы, залегающей в гранодиоритах.

1 — слабо осветленные березиты; *2* — интенсивно осветленные березиты; *3* — березиты, неравномерно пропитанные привнесенными гидратами окисного железа; *4* — гнезда ячеистого бурого железняка; *5* — золото-кварцевая жила, место взятия бороздовых проб и содержание в них Au в усл. ед.; *6* — березиты; *7* — слабо выветрелые гранодиориты (сапролиты коры выветривания).

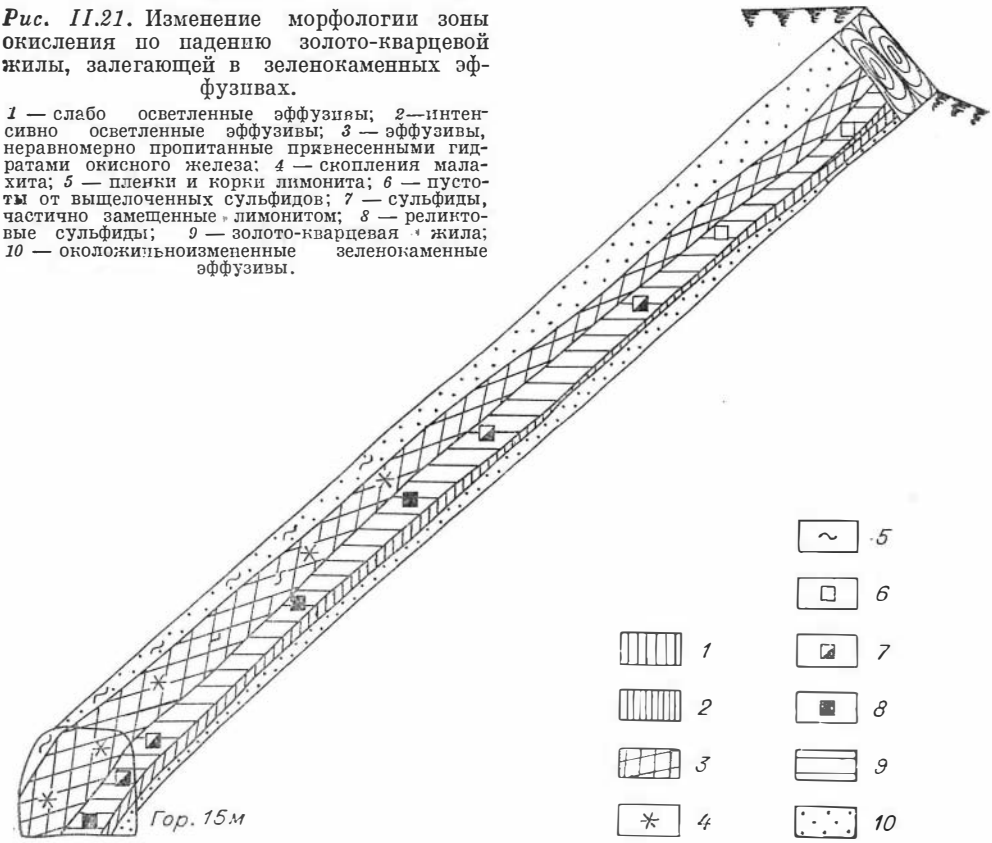


Рис. II.21. Изменение морфологии зоны окисления по падению золото-кварцевой жилы, залегающей в зеленокаменных эффузивах.

1 — слабо осветленные эффузивы; *2*—интенсивно осветленные эффузивы; *3* — эффузивы, неравномерно пропитанные привнесенными гидратами окисного железа; *4* — скопления малахита; *5* — пленки и корки лимонита; *6* — пустоты от выщелоченных сульфидов; *7* — сульфиды, частично замещенные лимонитом; *8* — реликтовые сульфиды; *9* — золото-кварцевая жила; *10* — околожильноизмененные зеленокаменные эффузивы.

лоторудные столбы, пространственно совпадающие с сульфидными. Руды сформированы в две стадии: 1) отложение тонкодисперсного золота в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, марказитом и кварцем; 2) образование более крупного золота, часто даже видимого по трещинкам в предыдущих минералах, сопровождающегося галенитом, блеклыми рудами, бурнонитом и другими менее распространенными минералами.

Б е р и к у л ь с к о е месторождение находится в узкой, вытянутой в северо-западном направлении полосе порфиритов и их туфов (берикульская свита — $\mathcal{C}_2$). На юго-западе вулканогенные породы граничат с мраморизованными известняками усинской свиты ($\mathcal{C}_1$), а на северо-востоке — с габбро-диоритовым массивом Мартайгинского интрузивного комплекса. Жилы залегают главным образом в порфиритовой толще. Вдоль ее контактов с известняками развиты золотоносные сульфидные залежи. Состав руд в жилах и залежах в общем идентичен. Он представлен устойчивыми для всех золоторудных месторождений [Петровская, 1967] минеральными ассоциациями: пирротин-пиритовой, кварц-пирит-арсенопиритовой, продуктивной карбонатно-сульфидной и пострудной карбонатной [Рослякова, 1976]. Золоторудные столбы обычно совпадают с сульфидными [Рослякова, 1972]. На месторождении очень хорошо проявлены околожильные изменения вмещающих пород, которые, как показали исследования Н. В. Росляковой (1976), протекали в несколько стадий и предшествовали жильному выполнению. Ширина макроскопически видимых измененных полос в экзоконтактах жил обычно не превышает мощности последних. Изменения, наблюдаемые под микроскопом, развиты более широко и представлены породами, близкими по составу к березитам.

Состав жил К о м с о м о л ь с к о г о месторождения близок к таковому Берикульского. По Ю. П. Денисову (1970), околожильные измене-

ния габбро-диоритов выражены в лиственитизации, окварцевании, хлоритизации, серицитизации, пиритизации и карбонатизации. Макроскопически видимые полосы измененных пород прослеживаются до 0,8 м в обе стороны от жил.

Жилы Центрального месторождения залегают в гранодиоритах. Околожильное изменение вмещающих пород выражено в березитизации. Мощность березитов вдоль обоих контактов жил примерно одинакова и, по данным Н. А. Розановой (1965), в 2—3 раза превышает мощность жил. Сложены жилы преимущественно кварцем. По количеству сульфидов они подразделяются на мало- и умеренно сульфидные. В их составе участвуют пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, золото и другие менее распространенные минералы [Алабин, Митюшин, 1972].

Дарасунское месторождение расположено в интрузивных образованиях варисского тектогенеза [Тимофеевский, 1972]. На его западном фланге вмещающие золотое оруденение породы представлены метаморфизованными амфиболитами, габбро-амфиболитами и их гранитизированными разностями. На восточном фланге резко преобладают кварцевые диориты и гранодиориты; в центре — гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Все породы Дарасунского месторождения в той или иной степени подвержены гидротермальному метаморфизму. Основные и ультраосновные разности испытали главным образом амфиболизацию, хлоритизацию и соссюритизацию. В средних и кислых породах более активно проявились серицитизация, альбитизация и хлоритизация. Все измененные породы несут неравномерную бедную вкрапленность пирита и переменные количества микрожилок кварца. Околожильный метаморфизм выразился главным образом в березитизации. Жилы существенно сульфидные. В их минеральном составе доминируют пирит, арсенопирит, халькопирит, а из нерудных — кварц, иногда карбонаты. Продуктивные на золото ассоциации представлены халькопиритом, блеклыми рудами, теллуридами, сульфовисмутитами меди, свинца и серебра [Сахарова, 1972]. Золото в жилах распределяется крайне неравномерно с образованием рудных столбов как по падению, так и по простиранию жил. Золоторудные столбы обычно пространственно и генетически связаны с сульфидными столбами [Звягин, 1970; Сахарова, 1972].

Оганчинское месторождение залегает в основных эффузивах мезозойского возраста. Детальное микроскопическое изучение пород месторождения, проведенное Б. Н. Лапиным, показало, что все они претерпели гидротермальный метаморфизм [Росляков и др., 1971а]. Основное изменение пород выражено в пропилитизации и пиритизации. Менее распространены кварцево-слюдистые метасоматиты, в зонах которых залегают рудные тела: кварцевые и кварц-карбонатные жилы, реже штокверки. Рудные минералы представлены самородным золотом и серебром, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блеклой рудой, образующими неравномерную, порой густую, вкрапленность в скрытокристаллическом кварце.

По сравнению с зонами окисления месторождений золото-кварцевой формации окисленные зоны золото-сульфидно-кварцевых жил имеют более сложную морфологию. На процессы окисления существенное влияние оказывали сульфиды не только рудных тел, но и широко распространенных их импрегнаций в гипогенных околожильноизмененных породах. В результате регионального выветривания и локальных процессов окисления сульфидов сформированы почти все разновидности пород зон окисления, приведенные в табл. I. 2 и детально описанные нами ранее [Росляков, 1970].

В слабо развитых зонах окисления породы в непосредственном экзоконтакте жил в разной степени осветлены, далее к периферии они иногда обогащены местными и привнесенными гидратами железа (рис. II. 22).

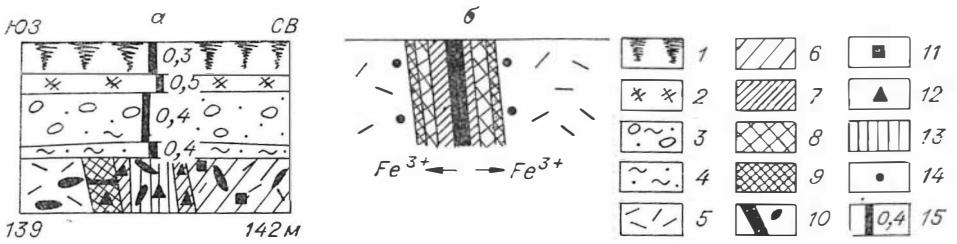


Рис. II.22. Морфология окисленного выхода золото-сульфидно-кварцевой жилы, залегающей в кварцевых порфирах.

а — общий вид; *б* — деталь жильного участка.

1 — почвенно-растительный слой, горизонт A_1; *2* — почвенно-растительный слой, горизонт A_2; *3* — грубообломочный делювий; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — околожильноизмененный кварцевый порфир; *6* — слабо осветленный кварцевый порфир; *7* — интенсивно осветленный кварцевый порфир; *8* — кварцевый порфир, слабообогащенный местными гидратами окисного железа; *9* — то же, но интенсивно обогащенный местными гидратами окисного железа; *10* — лимонитовые жилы; *11* — вкрапленники реликтового пирита; *12* — вкрапленники реликтового галенита; *13* — окисленная золото-кварц-сульфидная жила; *14* — скопления гипергенного кальцита; *15* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

Суммарная мощность пород, испытавших сернокислое выветривание, в 2—3 раза превышает мощность жилы при глубине зоны окисления 10—15 м. В менее выветрелых породах наблюдаются псевдоморфозы лимонита по сульфидам и пустоты от последних. Часты прожилки лимонита, встречаемость которых резко уменьшается в 3—5 м от жил.

С увеличением интенсивности проявленных процессов окисления морфология рудного выхода осложняется. Вертикальный разрез приобретает следующий вид (снизу вверх). Ниже уровня грунтовых вод жилы, представленные еще первичными сульфидами, в экзоконтактах окаймляются полосами интенсивно осветленных, иногда дезинтегрированных пород. Затем идет полоса пород, интенсивно пропитанных гидроокислами железа. Далее к периферии лимонитизированные разности сменяются слабо осветленными, которые на отдельных месторождениях, в свою очередь, через 0,5—0,7 м сменяются слабо лимонитизированными, вскоре постепенно переходящими в свежие, невыветрелые породы (рис. II. 23). Вверх по разрезу ширина всех полос незначительно возрастает, увеличивается степень осветления вплоть до образования дезинтегрированных резко осветленных разностей (каменный структурный элювий), и сульфиды через маломощную зону смешанных руд переходят в окисленные руды, представленные смесью рыхлого или слабо сцементированного материала, состоящего сначала из смеси ярозита, скородита, малахита и других минералов, а у поверхности — главным образом из лимонита и его охр. В жилах Дарасунского месторождения наблюдается повышенная устойчивость к окислению арсенопирита относительно галенита. По периферии окисленного рудного выхода развиты пленки и корки лимонита, часто в ассоциации с кальцитом или псиломеланом. Различаются две разновидности лимонитов: 1) бурая, представленная гетитом и гематитом, генетически связанными с миграцией на фланги окисленного выхода же-

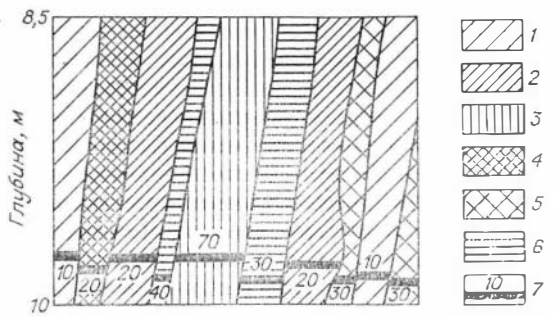


Рис. II.23. Деталь морфологии зоны окисления золото-кварц-сульфидной жилы на глубине 8,5—10 м.

1 — слабо осветленное габбро; *2* — интенсивно осветленное габбро; *3* — дезинтегрированное резко осветленное габбро; *4* — габбро, интенсивно обогащенное местными гидратами окисного железа; *5* — то же, но слабо обогащенное; *6* — золото-кварц-сульфидные жилы; *7* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

леза сульфидов; 2) желтая, состоящая из лепидокрокита, образованного за счет выветривания основных и ультраосновных пород.

Подобная морфология золоторудного выхода наблюдается даже в случае, когда зона окисления достигает 60—80 м, как это имеет место на многих жилах Дарасунского, Центрального и Комсомольского месторождений. Здесь только отчетливей проявляются дополнительные морфологические черты, имеющие в предыдущих типах выходов спорадический характер. Сюда относятся: развитие вдоль экзоконтактов рудных столбов дезинтегрированных пород, в различной степени пропитанных гидроокислами железа вплоть до образования лимонитовых сыпучек, присутствие гетитовых оторочек вокруг выветрелых темноцветных минералов в слабо осветленных породах, повышенное количество пленок и корок гидроокислов железа на периферии выхода и в слабо осветленных породах (рис. II. 24). Вблизи жилы обнаруживается наложенный скородит, иногда с видимым золотом.

В вертикальном разрезе зон окисления самих жил выделяются горизонты с гипергенными сульфидами (зона цементации), сменяющимися по восстанию окисленными рудами цветных металлов. Выходы жил на поверхность представлены кварцем с участками густых пустот от выщелоченных сульфидов. Нередко встречаются губки, имеющие кремнистые или лимонитовые перегородки. Довольно часты гнезда плотных и землистых лимонитов, а в выходах жил, содержащих сульфидов более 50%, преобладают

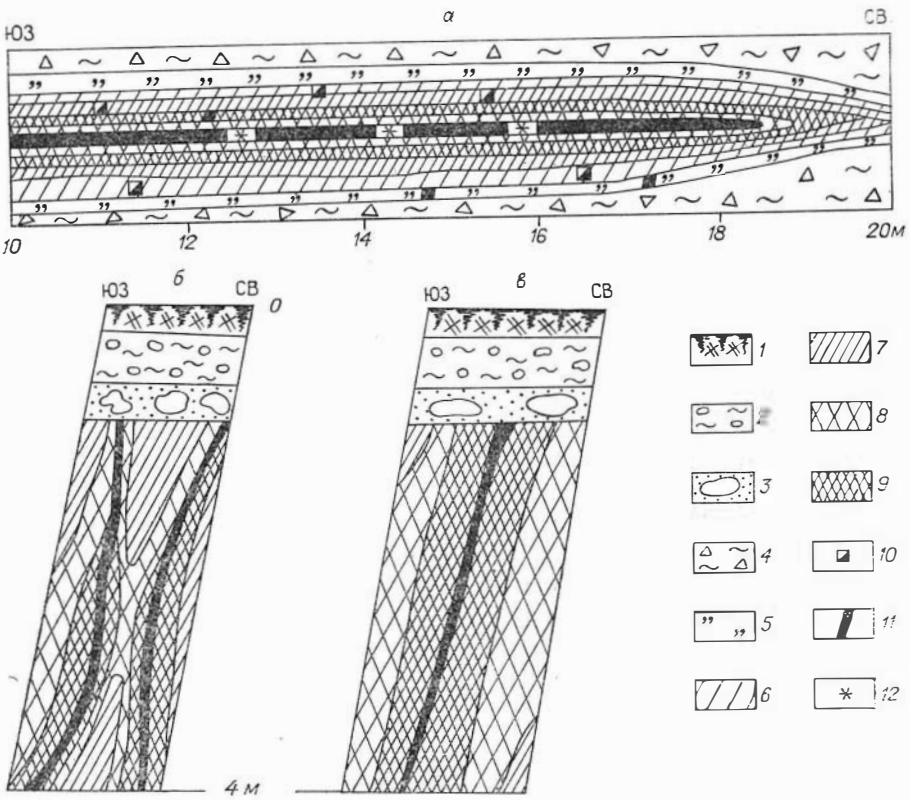


Рис. II.24. Морфология зон окисления золото-сульфидно-кварцевых жил, залегающих в гранодиоритах месторождений Кузнецкого Алатау (*а*) и Восточного Забайкалья (*б*, *в*).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — мелкообломочный делювий; *3* — крупноглыбовый делювий; *4* — каменный и глинистый структурный элювий гранодиоритов (кора выветривания); *5* — реликтовые березиты; *6* — слабо осветленные березиты; *7* — интенсивно осветленные, порой дезинтегрированные березиты; *8* — березиты, слабо обогащенные местными гидратами окисного железа; *9* — то же, но интенсивно обогащенные; *10* — полуокисленные вкрапленники сульфидов; *11* — кварц-лимонитовая сыпучка; *12* — лимонитовая сыпучка. На схеме *а* показан фланг выклинивающегося золоторудного столба.

кварц-лимонитовые сыпучки. Наряду с гетитом, гидрогетитом, малахитом, азуритом, самородной медью, скородитом, окислами марганца и другими гипергенными минералами окисленных руд в них устанавливается остаточное и гипергенное золото. Присутствие последнего подтверждается его ассоциацией с лимонитом, образованным за счет перемещенных гидратов окисного железа, с переотложенным скородитом, а также постоянным нахождением в виде примеси во всех гипергенных минералах.

Бедные участки жил содержат мало сульфидов и поэтому имеют менее развитую морфологию окисленного выхода. Прослеживая по простиранию жил характер и степень выветрелых околожильных пород, можно оконтурить в их пределах окисленный выход золоторудного столба. При этом следует учитывать, что глубина зон окисления, мощность осветленных полос и интенсивность перераспределения железа возрастают от ультраосновных и основных пород через кислые интрузивные к кислым эффузивным. Количество лимонитизированных пород зоны окисления увеличивается в обратной последовательности.

В отличие от окисленных золото-кварц-сульфидных жил, локализующихся в силикатных породах, зоны окисления карбонатных вмещающих пород представлены главным образом гипергенно окремненными и пропитанными гидратами железа породами. На Комсомольском месторождении мощность гипергенно окремненных и лимонитизированных известняков несколько десятков сантиметров, но по падению они прослеживаются на десятки метров. Окремненные и лимонитизированные известняки секутся прожилками малахита, азурита, гематита, кальцита, кварца и сидерита, создающими в экзоконтактах жил гипергенный ореол. Важной особенностью выходов жил, залегающих в известняках, является развитие рудного карста. За счет процессов окисления сульфидов жил возникают сернокислые растворы, которые агрессивно действуют на вмещающие известняки и растворяют их. Карстовые воронки в плане отражают положение рудного выхода. В отличие от безрудного карста они выполнены часто бурыми железняками ящичных, ячеистых и натечных текстур.

II.3.2 Б. Штокверковые и вкрапленно-прожилковые месторождения (золото-сульфидной формации)

Зоны окисления штокверковых и вкрапленно-прожилковых рудных тел изучены на месторождениях Погромном, Дельмачик, Илинском, Козловском, Ключевском (Восточное Забайкалье), Бакырчик, Васильевском, Жолпак-Тюбе (Калба), Кенгирском (Прибалхашье) и Васильковском (Северный Казахстан).

Погромное месторождение штокверкового типа находится на северном продолжении Балейской золотоносной зоны, в пределах Апрелковского рудного поля. В его строении участвуют вулканогенно-осадочные породы верхней юры и нижнего мела. Рудовмещающими являются главным образом кварцевые порфиры и их туфы.

Проведенное нами картирование рудных выходов Погромного месторождения показало, что его рудные тела представляют собой линейновытянутые субширотные штокверковые зоны [Росляков, 1976а]. Золото генетически связано с тонкими кварц-сульфидными, иногда с турмалином, прожилками, секущими в виде штокверка окварцованные, серицитизированные, пиритизированные и хлоритизированные породы. В отдельных разрезах штокверк с глубиной сменяется золотоносными жилами. Отсюда следует, что окварцованные породы, несущие тонкие кварцевые прожилки, на Апрелковском рудном поле могут служить хорошим поисковым

признаком, так как характеризуют верхние части жильных рудных тел. По аналогии с Балеем [Хомич, 1968] их можно рассматривать как надрудный ореол околожильного изменения вмещающих пород.

К л ю ч е в с к о е месторождение приурочено к системе глубинного разлома. Здесь на расстоянии нескольких километров друг от друга находятся описанные В. А. Борисовым (1968) золоторудные и молибденовые месторождения. Это позволило нам, совместно с В.И. Сотниковым и др., сравнивать поведение золота и молибдена в ореолах месторождений двух различных промышленных типов [Алабина и др., 1971].

Вмещающими породами Ключевского месторождения служат гранитоиды амананского комплекса раннемезозойского возраста и отчасти протерозойские гнейсовидные биотитовые граниты. Широко развиты штоки, некки и дайки верхнеюрских гранодиорит-порфиров, лампрофиров, меланократовых гранит-порфиров, а на периферии месторождения — лейкократовых гранит-порфиров и диабазовых порфиритов.

Рудные тела Ключевского месторождения находятся в сильно трещиноватом висячем боку главного широтного разлома. Весь блок деформированных пород пронизан неравномерной вкрапленностью сульфидов, сетью кварц-турмалиновых прожилков, порой образующих штокверк, в петлях которого развита густая вкрапленность пирита, турмалина и кварца. На этом фоне выделяются неправильные, часто причудливой формы кварц-турмалиновые гнезда. Известны отдельные кварц-сульфидные жилы.

Кварц-турмалиновые гнезда нерудоносны. Золото связано с более поздней кварц-сульфидной минерализацией. Содержание и распределение золота зависит от количества сульфидов, сосредоточенных в минерализованной зоне. По количеству сульфидов (7—10%) Н. В. Петровская и М. Г. Андреева (1969) Ключевское месторождение относят к умеренно сульфидной формации, а по составу рудных компонентов — к пиритовому типу. Золотоносность руд сравнительно низкая, но довольно равномерная.

И л и н с к о е месторождение детально охарактеризовано А. М. Кузьминым и Г. В. Шубиным (1966). По составу вмещающих пород, а также по морфологии рудных тел оно близко к Ключевскому месторождению. Главное их различие состоит в том, что на Илинском месторождении значительно слабее проявлены турмалинизация, но интенсивней березитизация вмещающих пород. Состав руд и околорудноизмененных пород, а также морфология рудных тел месторождения Дельмачик имеют много общего с Илинским.

Близкими аналогами являются К о з л о в с к о е месторождение Восточного Забайкалья и В а с и л ь к о в с к о е Северного Казахстана. Их вмещающие породы представлены главным образом порфировидными роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, фациально переходящими в диориты и габбро-диориты [Абишев, Шурунов, 1972; Рослякова, Росляков, 1975]. Основные гидротермальные изменения околорудных пород проявлены в окварцевании, серицитизации, хлоритизации, калишпатизации, реже в турмалинизации и эпидотизации. Рудная минерализация наложена на эти изменения. Преобладающие рудные минералы представлены арсенопиритом и пиритом, а на Козловском месторождении, кроме того, галенитом и сфалеритом. По текстурным признакам выделяются вкрапленные, вкрапленно-прожилковые и сливные (на Козловском месторождении) руды. Золото установлено в арсенопирите, пирите и кварце. Распределяется оно неравномерно. Более 50% золотин имеет размеры 4—14 мк.

Месторождение Б а к ы р ч и к находится в интенсивно деформированных участках Кызыловской зоны смятия, которая на всем протяжении содержит рассеянную сульфидную минерализацию. Его рудные тела залегают в виде отдельных линз в висячем боку крутопадающего на север разлома. Рудой в большинстве случаев служат березиты, лиственитты и другие гидротермально измененные породы, содержащие прожилково-

вкрапленную минерализацию арсенопирита, пирита, реже других сульфидов, количество которых колеблется от 5 до 90% [Бородаевский, 1962]. По данным В. А. Нарсеева (1968), среднее отношение мощностей интенсивно измененных пород и рудных тел составляет 5÷1. В меньшей степени золотоносны убогосульфидные жилы. Наблюдается связь между составом рудовмещающих пород и морфологией рудных тел. Кварцевые жилы преимущественно залегают среди песчаников, а зоны вкрапленной и прожилковой минерализации приурочиваются либо к прослоям углисто-глинистых алевролитов, либо к пачкам тонкого переслаивания алевролитов и песчаников.

Васильевское и Жолпак-Тюбекское месторождения приурочены к золотоносной полосе Сарджальской металлогенической зоны Юго-Западной Калбы [Левин, 1968]. Они имеют много общих черт с Бакырчикским месторождением. Отличает их преобладание в рудах пирита над арсенопиритом и присутствие среди вмещающих пород порфиритов (C_2).

Месторождение Кенгир залегает в небольшом штоке, прорывающем алевролиты и песчаники (O_3—C_3) и изменяющемся в составе от кварцевых диоритов до габбро-норитов. Породы штока гранитизированы, хлоритизированы и серицитизированы. Золотоносность связана с эксплозивными брекчиями. По данным пробирного анализа, все гидротермально измененные брекчии, несущие макроскопически видимую сульфидную минерализацию, золотоносны. На их фоне развиты золоторудные столбы вкрапленно-прожилкового типа. Золото ассоциирует с арсенопиритом, пиритом, халькопиритом и другими сульфидами. Золото мелкое (0,01—0,3 мм), рассеянное в сульфидах. Видимые его частицы установлены в кварце. Отношение Au : Ag изменяется от 1 : 2 до 5 : 1.

Если в месторождениях жильного типа золотоносные тела визуально отличаются от околожильных пород, то в штокверковых и вкрапленно-прожилковых типах они оконтуриваются только на основании массового опробования минерализованных пород. Еще труднее диагностируются окисленные выходы месторождений, имеющих сложную морфологию. Покажем это на примерах охарактеризованных выше месторождений, сгруппировав их по главным типам вмещающих пород: эффузивным, интрузивным, метаморфическим.

Среди месторождений, залегающих в эффузивных породах, наиболее глубокая зона окисления (до 75 м) открытого типа установлена на штокверковом Погромном месторождении. Ее морфология приведена на схематической геологической карте (рис. II. 25).

Из рис. II. 25 видно, что в зоне окисления этого месторождения преимущественным развитием пользуются следующие породы: осветленные, лимонитизированные, содержащие пустоты от выщелоченных сульфидов, и реликты гипогенной минерализации (уцелевшие от выветривания сульфиды, окварцованные породы, кварцевые жилы и прожилки, кварц-турмалиновые брекчии и самородное золото). Очень редко встречаются породы, содержащие вторичные рудные минералы. Каждая из них подразделяется на несколько разновидностей, приведенных в легенде рис. II.25. Их подробная характеристика описана нами с достаточной полнотой ранее [Росляков, 1976а].

Фон зоны окисления создают осветленные породы, линейно-вытянутые в северо-восточном направлении. В полосах слабо осветленных пород развиваются практически все остальные разновидности продуктов выветривания. В осветленных породах из новообразований преобладает гидрослюда. Наиболее интенсивно осветлены кислые эффузивы и их туфы, много слабее — туфопесчаники. Практически не испытали осветления углисто-глинистые и амфиболовые сланцы, основные эффузивы, туфы и окварцованные породы. Различная степень осветления пород сернокислым процессом объясняется неоднородной устойчивостью породообразующих

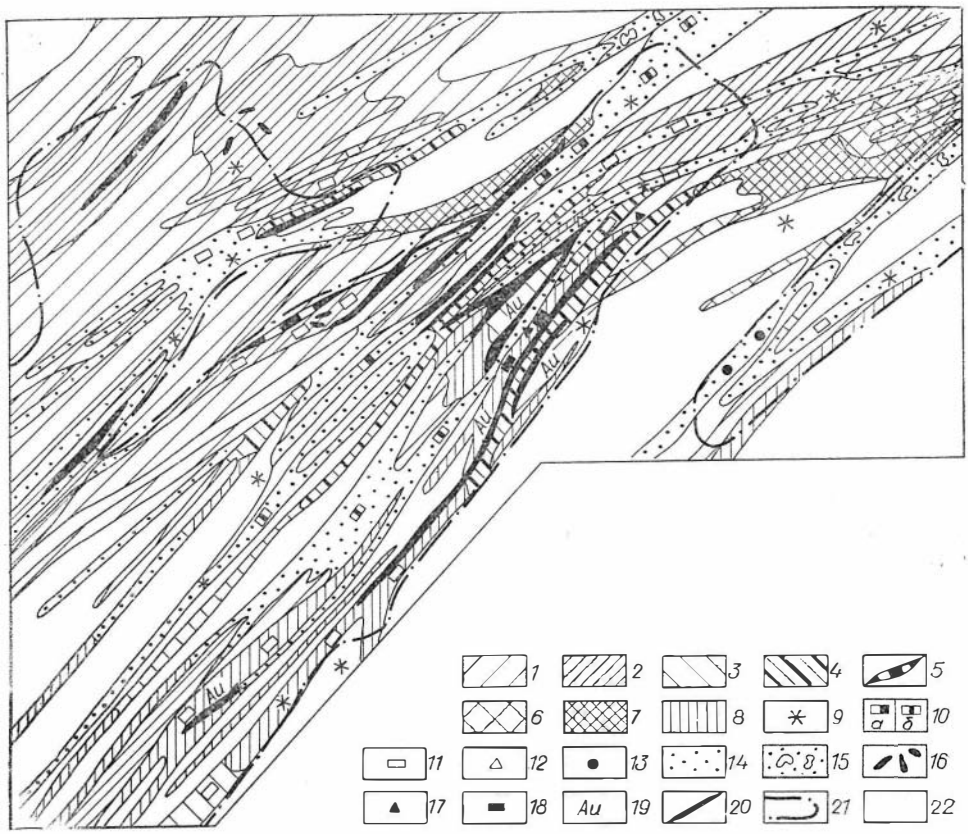


Рис. II.25. Схема геологического строения зоны окисления золоторудного месторождения штокверкового типа (по Н. А. Рослякову, 1976 а).

Продукты сернокислого выветривания: *1* — слабо осветленные породы; *2* — интенсивно осветленные породы; *3* — породы, слабо обогащенные местными гидратами окисного железа; *4* — то же, но интенсивно обогащенные; *5* — линзы бурых железняков; *6* — породы, слабо пропитанные привнесенными гидратами окисного железа; *7* — то же, но интенсивно пропитанные; *8* — лимонитовые сыпучки; *9* — корки и пленки лимонита; *10* — выходы окисленных руд (*а* — губки, *б* — вкрапленные руды); *11* — кеппинги (по А. Локку); *12* — переотложенные скородитовые скопления; *13* — скопления гидроокислов и окислов марганца. Реликты гипогенной минерализации: *14* — окварцованные породы; *15* — брекчии с кварцевым цементом; *16* — кварцевый штокверк; *17* — вкрапленники арсенопирита; *18* — вкрапленники пирита; *19* — участки с видимым золотом; *20* — окисленные выходы золоторудных тел; *21* — граница аномальных содержаний золота в ореолах рудных тел; *22* — породы, не испытавшие выветривания.

минералов к сульфатному выветриванию [Шахов, 1960; Росляков, 1970] и неоднородной интенсивностью минерализации рассеянных вкрапленников сульфидов. Наибольшее их количество тяготеет к кислым вулканогенным образованиям.

Лимонитизированные породы подразделяются на семь разновидностей. Три образованы за счет местного железа и четыре — за счет привнесенного. Обогащение местными гидроокислами железа произошло в результате окисления импреньяций пирита. Содержание в них лимонита отражает концентрацию в эндогенной зоне серного колчедана. Породы, обогащенные привнесенными гидратами железа, приурочены к тектоническим зонам и выветрелым участкам пород, сложенным преимущественно глинистыми минералами. В окремненных породах гидраты железа выполняют микротрещинки. Мощность железистых корок в этом случае заметно возрастает с приближением к окисленному выходу сульфидных вкрапленников. Эти породы служат указателем места нейтрализации сернокислых растворов зоны окисления, обогащенных железом.

Породы, содержащие пустоты от выщелоченных сульфидов, обычно являются составной частью окварцованных, осветленных или обогащенных местными гидратами железа пород. По количеству пустот на карте выделены выходы вкрапленников слабой минерализации (до 30% пустот от объема штуфа—кэппинги, по А. Локку [Locke, 1928]) и более богатых сульфидных тел (более 30% — губки, по Ф. Н. Шахову, 1960). Присутствие на стенках пустот вторичных рудных минералов позволяет реконструировать состав выщелоченных сульфидов.

Реликты гипогенной минерализации встречаются очень часто. Среди них наиболее распространены окварцованные, вплоть до кварцитов, породы, кварцевые жилы и прожилки. С кварцем сохраняется турмалин, порой даже сульфиды. Поскольку в кварц-сульфидных прожилках было обнаружено видимое золото, при картировании сделана попытка выделить участки, богатые жилками (более 10% от объема штуфа) и бедные ими (1—10%). Максимальное количество жилок тяготеет к окварцованным и интенсивно осветленным породам. Реликтовые сульфиды представлены вкрапленниками, реже прожилками пирита и арсенопирита. С увеличением в выходе роли гипогенно окварцованных вмещающих пород вероятность обнаружения реликтовых сульфидов в поверхностной части зоны окисления возрастает, а с увеличением степени гипергенного осветления пород, наоборот, уменьшается. В масштабе карты выделяются участки бедные (до 10% от объема штуфа) и богатые (10—30%) реликтовыми сульфидами. Самородное золото почти во всех встреченных случаях локализуется в зальбандах тонких кварцевых жилок, секущих окремненные кислые эффузивы. Лишь в одном случае выявлено, что кварцевые жилки с видимым золотом находятся в интенсивно осветленных породах. Золото в жилках постоянно ассоциирует с лимонитом и тяготеет к участкам развития пустот от выщелачивания сульфидов. Золотины неправильной формы, реликтовые. Они, вероятно, выполняли интерстиции сульфидов и в зоне окисления сохранили ту сложную форму, какую имели интерстиции. Величина золотин нередко превышает 0,8—1 мм.

Породы, содержащие макроскопически видимые вторичные рудные минералы, в зоне окисления Погромного месторождения наблюдались очень редко. В количестве, достаточном для выделения в масштабе карты, установлены только скородит, гетит и гидроокислы марганца.

Сложное строение зоны окисления с чередованием отдельных разновидностей пород свойственно не только поверхностной части, но и более глубоким ее горизонтам. Изучение разрезов по скважинам и шурфам, рассредоточенным по всей территории месторождения, показало, что ориентировка разновидностей продуктов зоны окисления согласуется с напластованием первичных пород и контролируется тектонической структурой месторождения, устойчивостью пород к сульфатному выветриванию и интенсивностью их минерализации. При этом, как и в жильных месторождениях, гипергенное изменение пород прослеживается на несколько бо́льшую глубину, чем первичных руд.

Более проста морфология окисленных выходов минерализованных зон в порфиритах и их туфах. В отличие от выходов в кислых эффузивах здесь очень слабо развиты процессы осветления. Преобладающее значение в рассматриваемых зонах окисления имеют лимонитизированные породы, главным образом несущие корки и пленки гидроокислов железа, а также дезинтегрированные разности. В ассоциации с лимонитом встречаются пустоты от выщелоченных сульфидов, псевдоморфозы лимонита по последним и реликтовые прожилки обохренного кварца. По этим признакам порфириты окисленного золоторудного выхода отличаются от порфиритов, преобразованных региональным выветриванием. Наиболее трудно распознавать генезис порфиритовой землистой массы и дресвы в линейных структурах, так как они могут быть продуктом не только химического выветривания, но и тектонического раздробления. Однако и в данном

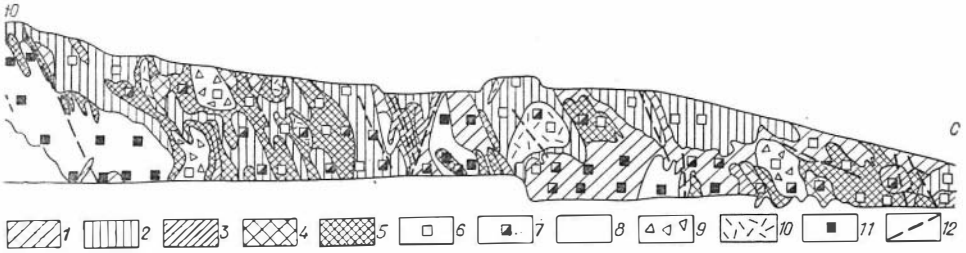


Рис. II.26. Схематический разрез зоны окисления вкрапленно-прожилкового месторождения, залегающего в гранитоидах (стенка карьера).

Продукты сернокислого выветривания: *1* — слабо осветленные породы; *2* — интенсивно осветленные породы; *3* — дезинтегрированные резко осветленные породы; *4* — породы, слабо обогащенные местными гидроокислами железа; *5* — породы, интенсивно обогащенные местными гидроокислами железа; *6* — окисленные сульфиды; *7* — полуокисленные сульфиды. Реликты гипогенной минерализации: *8* — вмещающие породы, не испытавшие выветривания; *9* — эксплозивные брекчии; *10* — кварц-турмалиновые тела; *11* — неокисленные сульфиды; *12* — тектонические нарушения.

случае при тщательном осмотре и общем геологическом анализе картируемого объекта можно по ряду макроскопических признаков определить их происхождение.

Зоны окисления открытого типа на месторождениях, залегающих в гранитоидах, имеют очень близкое геологическое строение с зоной окисления Погромного месторождения. Здесь также преобладают интенсивно осветленные породы, ассоциирующие с другими морфологическими разновидностями: дезинтегрированными, обогащенными местными и привнесенными гидратами железа, скородитом и другими менее распространенными гипергенными рудными минералами (ср. рис. II.26 и II.25). Основное различие отдельных окисленных выходов, залегающих в кислых интрузивных и эффузивных породах, заключается в пространственной взаимосвязи выветрелых пород, что обусловлено морфологией минерализованных участков и составом околорудноизмененных пород. Например, на Погромном месторождении развиты линейно-вытянутые зоны в полях окварцованных пород, на Ключевском — неправильные рудные тела в турмалинизированных породах и т. д.

Если зоны окисления в гранитоидах имеют глубину около 10 м и менее, то даже на поверхности наблюдаются первичные и полуокисленные сульфиды, что свидетельствует о слабом проявлении сульфатных процессов. Особенность таких выходов следующая: 1) насколько широко распространены вкрапленники сульфидов, настолько пространственно (на фоне невыветрелых пород) развито осветление в их выходах вмещающих пород. Каолинизированные разности с глубиной сменяются лимонитизированными, которые прослеживаются на первые десятки метров в зоне первичных руд (рис. II.27); 2) интенсивность и характер распределения первичной сульфидной минерализации легковосстанавливаются по количеству пустот, псевдоморфоз и реликтовых сульфидов в осветленных породах, а также по степени осветления и лимонитизации.

Зоны окисления открытого типа месторождений, залегающих в диоритах и габбро по строению близки к таковым в порфиритах, т. е. процессы осветления здесь развиты в меньшем масштабе, а преобладающей морфологической разновидностью окисленного золоторудного выхода являются породы, обогащенные как местными, так и привнесенными гидратами железа. В целом зона окисления в габбро менее развита, чем в гранитоидах. Если в гранитоидах отдельные маломощные жилки и минерализованные зонки при окислении создают общий рисунок морфологии рудного выхода, то в габбро они, при прочих равных условиях, разобщены и каждая из них имеет свое строение, похожее на таковое выходов месторождений жильной формации, локализующихся в основных породах.

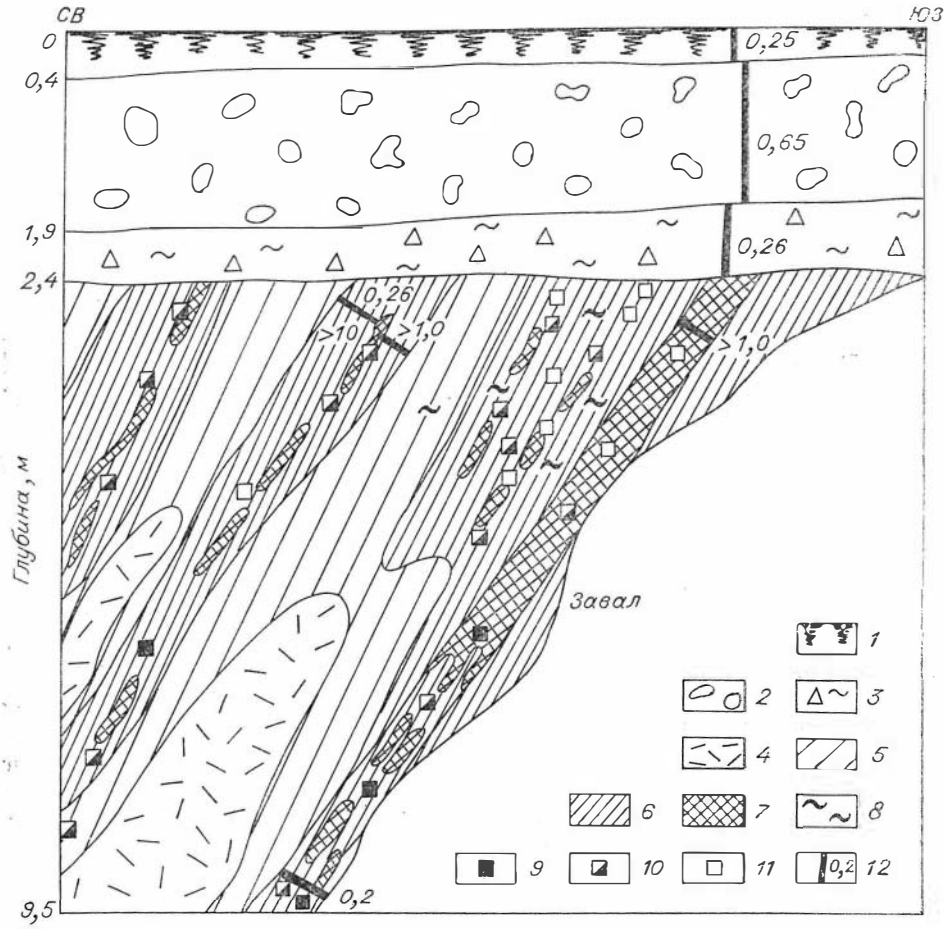


Рис. II.27. Морфология зоны окисления вкрапленно-прожилкового месторождения, залегающего в гранитах (стенка карьера).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — грубообломочный делювий; *3* — резко осветленный каменный структурный элювий; *4* — березитизированные граниты; *5* — слабо осветленные породы; *6* — интенсивно осветленные породы; *7* — породы, неравномерно обогащенные местными гидроокислами железа; *8* — корки и пленки лимонита; *9* — реликтовый пирит; *10* — полуокисленный пирит; *11* — пустоты от выщелоченного пирита; *12* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

Практический интерес представляет рассмотрение геологии зоны окисления, когда она развивается на фоне хорошо проявленной региональной коры выветривания, как это имеет место на Васильковском месторождении, где процессы выветривания достигли стадии каолиновых глин (см. рис. II.15).

По В. М. Абишеву и М. В. Шурунову (1972), зона окисления этого месторождения представляет собой гипергенные образования, «п е р е х о д н ы е» от коры выветривания к «неизмененным» породам. Она имеет пеструю окраску вследствие интенсивно проявленных процессов лимонитизации и каолинизации. Кора выветривания, по мнению этих исследователей, отличается от зоны окисления «сохранением в ней структур и элементов тектоники материнских пород». Можно думать, что В. М. Абишев и М. В. Шурунов к зоне окисления относили только те продукты выветривания, которые легко диагностируются как окисленные руды или коренные породы. Более преобразованные гипергенными процессами породы рудного выхода, по их представлению, попадают в группу продуктов кор выветривания.

Три года спустя Н. В. Лапотко приводит ряд заслуживающих внимания критериев отличия зоны окисления Васильковского месторождения от вмещающей ее региональной коры выветривания. Кору выветривания она расчленила на четыре зоны (снизу вверх): 1) дресвяно-щебенистую (дезинтеграции); 2) дресвяно-глинистую (гидрослюдистая); 3) глинистую (гидрослюдисто-каолинитовая на гранодиоритах и монтмориллонит-бейделлитовая на габбро) и 4) ожелезненную глинистую. Знакомство с разрезами коры выветривания на гранитоидах и габброидах Васильковского рудного поля показало, что дресвяно-щебенистая зона есть не что иное, как каменный структурный элювий, а глинистая — глинистый структурный элювий (согласно принятой нами терминологии). Дресвяно-глинистая зона является переходной между каменным и глинистым структурным элювием и встречается далеко не всегда. В основании каменного структурного элювия развиты сравнительно плотные, массивные выветрелые породы (сапролиты). Их мощность 10 м и более. Древняя кора выветривания осложнена наложенными процессами, в результате которых произошла лимонитизация верхней части глинистого элювия — ожелезненная глинистая зона, по Н. В. Лопатко.

Зона окисления тоже имеет сложный вертикальный разрез. Ее подзоны с зонами коры выветривания рудного поля параллелизуются следующим образом: зона каменного структурного элювия соответствует подзоне полуокисленных руд; дресвяно-глинистая — подзоне вторичного окисного обогащения; глинистая — подзоне выщелачивания (см. рис. II.15). В ожелезненной глинистой зоне концентрируются новообразования малахита и других вторичных рудных минералов. Сапролитовая зона сложена всеми гипергенными образованиями, описанными для случая открытых зон окисления месторождений рассматриваемого типа. Она имеет линейно-вытянутую форму и по пестроте разных сочетаний белой и бурой окрасок отчетливо выделяется на фоне в общем монотонных сапролитов нижней части профиля коры выветривания.

Помимо геологических критериев отличия зоны окисления от коры выветривания на Васильковском месторождении имеется ряд геохимических критериев, в том числе характер распределения в них золота и сопутствующих элементов первичных руд, что будет рассмотрено ниже.

Окисленные выходы прожилково-вкрапленных руд, залегающих в песчано-сланцевых толщах, представлены дезинтегрированными породами, обычно неравномерно пропитанными гидратами железа. Глубже зона дезинтеграции сменяется маломощным горизонтом интенсивно осветленных песчано-сланцевых пород, с глубиной сменяющихся слабо осветленными и интенсивно пропитанными гидроокислами железа разностями (рис. II.28). В общем аналогична и горизонтальная зональность вкрест простирания рудного тела (рис. II.29). Довольно часты реликтовые прожилки кварца, пустоты от выщелоченных сульфидов и псевдоморфозы лимонита по сульфидам. Но специфической особенностью зоны окисления прожилково-вкрапленной минерализации в сланцах и песчаниках является обилие пленок и корок гидроокислов железа, отчего рудный выход на фоне зеленовато-серых или серых первичных пород выглядит бурым. В 30—50 м от рудного выхода количество корок лимонита становится незначительным, обычным для приповерхностных пород. В промышленных участках окисленного выхода бурые зоны осложняются полосами в различной степени осветленных пород. Документация карьеров в Бакырчике, Жолпак-Тюбе и на Васильевском месторождениях позволяет считать, что осветление песчано-сланцевых пород происходит лишь тогда, когда они в первичном составе содержат пирита больше 15%. Окисленные выходы менее пиритизированных руд представлены главным образом породами, неравномерно пропитанными гидроокислами железа или содержащими пленки и корки последних, что свойственно флангам и бедным участкам золоторудных тел гипогенной зоны.

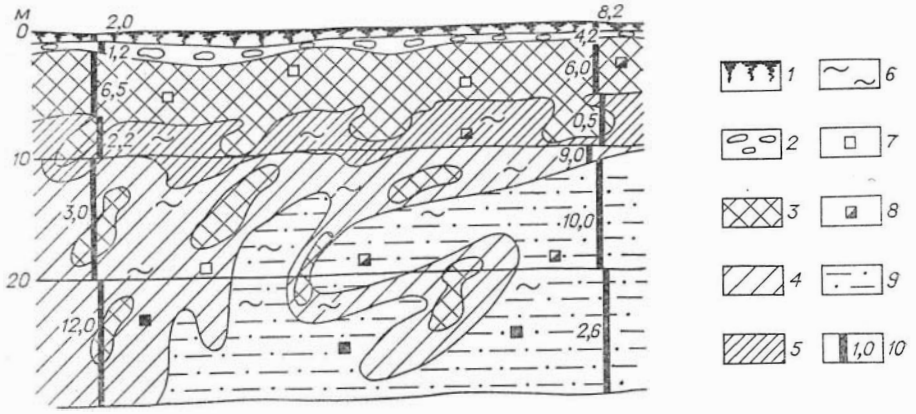


Рис. II.28. Геологическое строение зоны окисления вкрапленно-прожилкового рудного тела, залегающего в песчано-сланцевой толще (стенка карьера).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — мелкообломочный делювий; *3* — дезинтегрированные песчанно-сланцевые породы, неравномерно пропитанные привнесенными и обогащенные местными гидроокислами железа; *4* — слабо осветленные песчано-сланцевые породы; *5* — то же, но интенсивно осветленные; *6* — корки и пленки лимонита; *7* — пустоты от выщелоченных сульфидов; *8* — полуокисленные сульфиды; *9* — реликты сульфидной минерализации; *10* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

Следует заметить, что в месторождениях, первичные руды которых развиваются вдоль висячего бока региональных тектонических нарушений (Бакырчик, Жолпак-Тюбе и др.), зоны окисления тоже ограничиваются этими нарушениями. В их лежачем боку песчано-сланцевые породы практически не подвергнуты сернокислому выветриванию.

Заканчивая характеристику геологического строения зон окисления месторождений типа штокверковых и минерализованных зон, отметим, что их вмещающие породы в верхней части преобразованы до каменного структурного элювия. Глубже, составляя основную часть профиля выветривания, развиты сапролиты. В зависимости от состава первичных пород и руд, а также местоположения относительно сульфидизированных участков, выветривание пород идет по двум путям: каолинизации и лимонитизации. Каолинизация тяготеет к верхним частям профиля и к экзоконтактам окисленных рудных тел. На глубине и по периферии зоны окисления сапролиты обогащаются гидратами окисного железа. Различные количественные сочетания каолинизированных и лимонитизированных составляющих создают специфическое морфологическое строение зон окисления. Сопоставляя разрезы зон окисления с таковыми региональных кор выветривания, можно заключить, что почти на всех описываемых месторождениях зоны окисления имеют неполный профиль выветривания

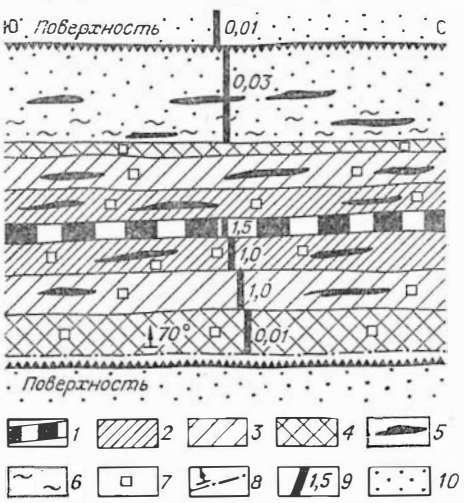


Рис. II.29. Морфология зоны окисления вкрапленно-прожилковых руд, залегающих в песчано-сланцевых толщах (дно карьера на глубине 8 м от поверхности).

1 — дезинтегрированная и интенсивно лимонитизированная золотоносная зона; *2* — интенсивно осветленные песчано-сланцевые породы; *3* — слабо осветленные песчано-сланцевые породы; *4* — песчано-сланцевые породы, неравномерно обогащенные местными и пропитанные привнесенными гидратами окисного железа; *5* — кварц-лимонитовые прожилки; *6* — корки и пленки лимонита; *7* — пустоты от выщелоченных сульфидов; *8* — тектоническое нарушение, контролирующее эндогенное золотое оруденение; *9* — места взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.; *10* — песчано-сланцевые породы, не испытавшие выветривания.

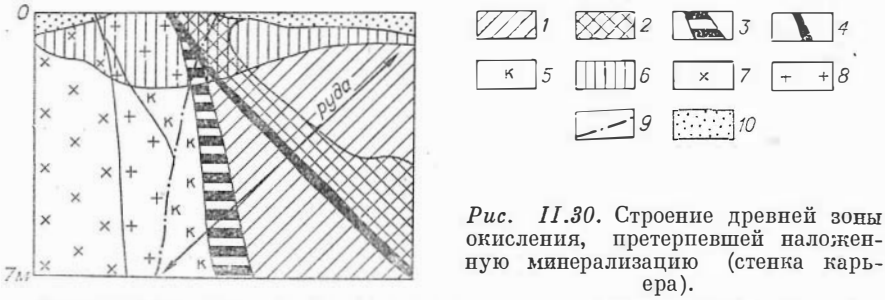


Рис. II.30. Строение древней зоны окисления, претерпевшей наложенную минерализацию (стенка карьера).

Продукты древней зоны окисления: *1* — интенсивно осветленные породы; *2* — породы, неравномерно обогащенные местными гидроокислами железа; *3* — малахитовая зона; *4* — азурит-малахитовая зона.
Продукты наложенной минерализации: *5* — кальцитовая зона; *6* — гипсовая «шляпа».
Вмещающие породы и аллохтонные отложения: *7* — диориты; *8* — дайка порфиритов; *9* — тектоническое нарушение; *10* — лессовидные суглинки.

и относятся к открытому типу. Полный профиль зоны окисления, до стадии каолиновых глин, развит только на Васильковском и частично на Васильевском месторождениях. Более того, зоны окисления здесь закрытого типа, т. е. погребены под мощный чехол аллохтонных отложений (более 5 м). Наложенные процессы резко проявлены в зонах окисления открытого типа месторождений Южного Казахстана и Средней Азии. Так, на месторождении, расположенном в пустыне, поверхностная часть окисленного выхода представлена гипсовой шляпой, переходящей с глубиной в зону окисления древнего обычного профиля через карбонатный горизонт (рис. II.30). Аналогичное явление описано и при характеристике зон окисления жильных месторождений.

Итак, в идеализированном случае полный профиль зоны окисления представляется в следующем виде (снизу вверх): зона первичных руд и пород — зона лимонитизированных сапролитов и вторичных сульфидов — зона каолинизированных сапролитов и окисленных руд — зона каменного структурного элювия и выщелоченных руд — зона глинистого структурного элювия — зона с наложенной гипергенной минерализацией (лимонитизация, загипсованность и т. п.). Каждой зоне свойственны свои закономерности в распределении золота и других элементов первичных руд.

II.3.2.В. Месторождения золото-скарновой формации

Зоны окисления золотых руд, локализующихся в скарнах, изучены на Натальевском и Амазарканском месторождениях.

Натальевское месторождение связано со скарнами, развивающимися по доломитистым мраморам, и скарноидами, возникшими за счет порфиритов и их туфов. Золотое оруденение совместно с сульфидной минерализацией наложено на скарны и скарноиды. Б. Д. Васильев (1970) выделяет 8 типов руд, наиболее рудоносными среди которых являются лейкодиопсид-тремолитовые скарны. Золотоносность всех типов руд крайне неравномерна и находится в прямой связи с содержанием в рудах халькопирита и магнетита. Кроме халькопирита, на скарны наложены пирит, галенит, сфалерит и другие сульфиды, детально изученные В. А. Вахрушевым (1972). Их количество составляет 5—30%. Гидротермальный метаморфизм скарнов проявлен интенсивно и выражен в их доломитизации, окварцевании, серпентинизации, скаполитизации, отальковании и, наконец, сульфидизации.

Амазарканское месторождение находится севернее Ключевского. Его вмещающие породы представлены графитовыми гнейсами, переслаивающимися с пироксеновыми и биотитовыми гранулитами. Широко

развиты дайки предрудных порфиритов и пострудных фельзитов. Гнейсы и гранулиты скарнированы. По ним, особенно вдоль контактов, развиваются диопсидовые, волластонитовые, гранатовые и магнетитовые скарны. Мощность магнетитовых тел достигает 2 м. Диопсидовые скарны встречаются чаще волластонитовых. Скарны окварцованы, сульфидизированы и турмалинизированы. По гидротермально измененным скарнам развиваются гнезда и штокверк жилок, сложенных кварцем, турмалином и сульфидами. Иногда встречаются жилки, выполненные кварцем, халцедоном, карбонатом и пиритом. Золотоносность устанавливается в гидротермально измененных скарнах и в кварц-турмалин-сульфидных телах. Максимальное оруденение связано с гнездами и штокверком, где наряду с кварцем, турмалином и пиритом присутствуют арсенопирит и блеклые руды.

Местные факторы, контролирующие формирование зоны окисления месторождений, связанных со скарнами, при прочих равных условиях такие же, как и в случае образования окисленных руд за счет месторождений типа штокверковых и минерализованных зон. Их особенностью является присутствие среди выветривающихся пород мраморов, известняков и других карбонатных образований, активно нейтрализующих сернокислые растворы зоны окисления, а также благоприятных для образования карста. Поэтому на скарновых золоторудных месторождениях морфология окисленных выходов столь же сложна, как и выходов прожилково-вкрапленных и штокверковых рудных тел. Здесь наряду с неоднородно осветленными и лимонитизированными породами при наличии известняков широко развиты гипергенно-окремненные породы, кремнистые губки и заполняющие карстовые полости рыхлые продукты разрушенного рудного выхода, подробно описанные нами ранее [Воротников и др., 1968]. В рудном выходе открытого типа довольно обычна ассоциация видимого золота с малахитом.

В зоне окисления Амазарканского месторождения, имеющей небольшую мощность, очень интенсивно осветлены графитовые гнейсы, тогда как выветривание в гранулитах развито слабо и в них сохранились полуокисленные сульфиды, ассоциирующие с губками.

II.3.2.Г. Золотосодержащие месторождения

С целью сопоставления морфологии зон окисления собственно золоторудных месторождений с морфологией в месторождениях комплексных сульфидных руд нами рассмотрены Тушканихинское галенит-сфалеритовое с подчиненным количеством пирита и халькопирита месторождение, халькопирит-пирротиновое — Вавилонское, халькопирит-пиритовые и существенно пиритовые — Каменушинское, Космурун, Николаевское, Сугатовское, а также Майкаин «С», где наряду с серноколчеданными рудами развиты еще и кварц-барит-полиметаллические, и Апрельское месторождение огнеупорных глин с не установленным пока составом сульфидных руд.

Тушканихинское месторождение Западного Алтая залегает в вулканогенно-осадочных породах среднего девона, среди которых в северной части преобладают андезитовые порфириты и их туфы, в центральной — алевропелиты, лавобрекчии и лавы кислого состава и в южной — туфы, туфопесчаники и агломератовые туфы кислого состава. Изредка встречаются небольшие линзы алевролитов, песчаников, дайки диабазовых порфиритов и штокообразные тела субвулканических кварцевых порфиров. На месторождении имеется несколько рудных тел, выходящих на поверхность. Залегают они главным образом в алевропелитах и на контакте этих пород с кислыми вулканогенными образованиями. Руды сливные и вкрапленно-прожилковые. Кроме главных сульфидов, определяющих минеральный тип руд, присутствует много других рудных и нерудных минералов, типичных для полиметаллических месторождений Западного Алтая. Ха-

рактерным для этого месторождения, как и для всех других колчеданных месторождений мира [Колчеданные месторождения мира, 1979], является очень широкое проявление околорудных изменений вмещающих пород — окварцевания, серицитизации, хлоритизации, пиритизации, эпидотизации, баритизации (в порядке распространенности).

На месторождении хорошо развита зона окисления мощностью 15—70 м. Ее морфология и вещественный состав детально охарактеризованы нами ранее [Росляков, 1970]. В общих чертах строение зон окисления золотосодержащих месторождений, содержащих небольшое количество пирита и пирротина, очень близко к строению подобных зон на собственно золоторудных месторождениях вкрапленно-прожилкового, штокверкового и других типов со сложной морфологией первичных рудных тел. Это видно из сравнения рис. II.26 и II.25 с рис. II.31. Здесь только более интенсивно проявлена дифференциация продуктов сернокислого выветривания, что связано с высоким содержанием в первичных рудах сульфидов. Окисленные рудные выходы тоже представлены породами, претерпевшими гипергенное преобразование: выходы галенит-сфалеритовых и им подобных руд, содержащих менее 15—20% пирита — интенсивно осветленными и резко осветленными дезинтегрированными породами; выходы барит-полиметаллических руд — баритовыми шляпами, содержащими губки; выходы полиметаллических руд, в составе которых количество пирита достигает 20—50%,— породами, интенсивно обогащенными местными гидратами окисного железа с отдельными мелкими гнездами бурых железняков; выходы густовкрапленных руд, залегающих в окварцованных породах — кварцевыми губками [там же].

Совсем другая морфология зон окисления у золотосодержащих серноколчеданных месторождений, несмотря на то, что они залегают практически в таких же по составу вмещающих породах и гидротермалитах, как и предыдущие минеральные типы месторождений, включая собственно золоторудные. Так, вмещающие породы К а м е н у ш и н с к о г о месторождения Салаира представлены метаморфизованными туфами дацитового, андезит-дацитового, реже андезитового состава, кварцевыми порфирами, превращенными в зонах интенсивного рассланцевания в порфироиды и кварц-хлорит-серицитовые сланцы [Дистанов, 1977]. Рудные тела контролируются зонами интенсивного рассланцевания и представлены пирит-халькопиритовыми вкрапленными, реже массивными халькопирит-пиритовыми рудами. Очень интенсивно развиты окварцевание, пропилитизация, хлоритизация и серицитизация вмещающих пород.

А п р е л ь с к о е месторождение каолиновых глин, как и Каменушинское, залегает в породах печеркинской свиты на контакте с известняками анчешевской свиты. Но здесь, наряду с кислыми эффузивами и кварц-серицитовыми сланцами, широко развиты углистые сланцы. Первичные руды месторождения еще не вскрыты. Но по строению зоны окисления мы его относим к золотосодержащему серноколчеданному типу с кварцевым штокверком.

Н и к о л а е в с к о е и С у г а т о в с к о е месторождения (Рудный Алтай) принадлежат к халькопирит-пиритовому типу. Залегают они в кварцевых порфирах, их туфах и туфолавах. В составе руд резко преобладает пирит, образующий сливные залежи и неравномерную вкрапленность во вмещающих породах. Кроме пирита, в залежах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, кварц, барит и другие редко встречающиеся минералы [Пилипенко, 1915; Вейц и др., 1957]. Околорудные изменения вмещающих пород выражены главным образом в окварцевании и березитизации.

В а в и л о н с к о е халькопирит-пирротиновое месторождение Рудного Алтая локализуется в метаморфизованных породах такырской свиты: филлитовидных углисто-глинистых и слюдяно-хлоритовых сланцах с отдельными полосами биотит-кварцевых роговиков. Околорудные изменения этих пород выражены в хлоритизации, биотитизации и окварце-

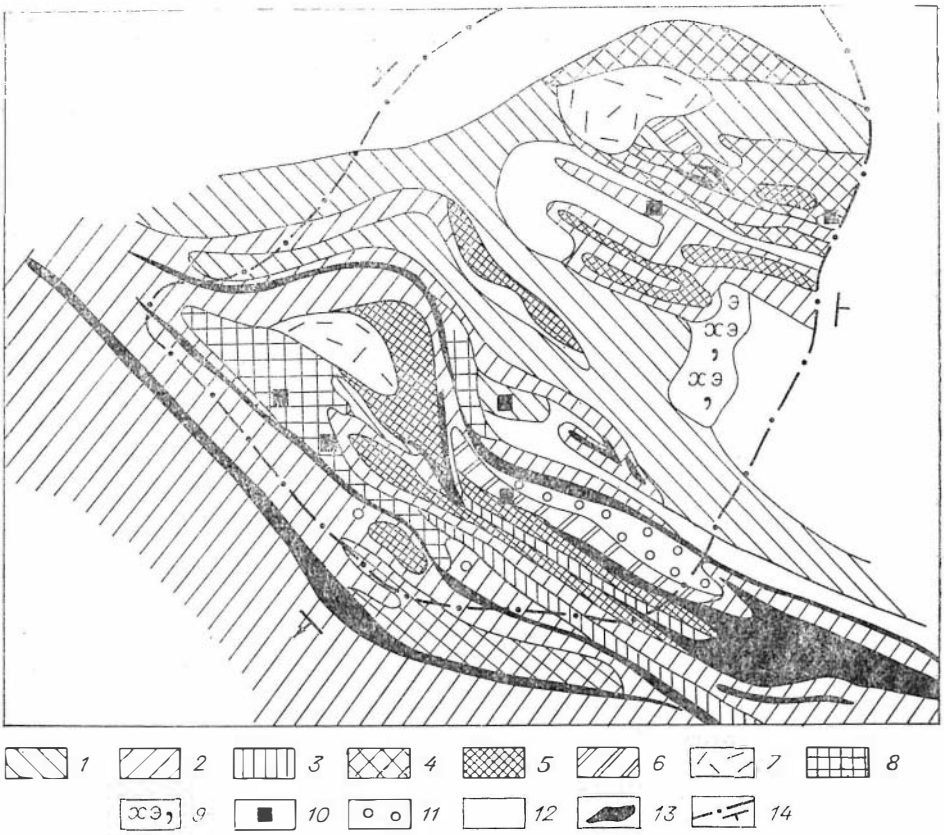


Рис. II.31. Схематическая карта зоны окисления Тушканихинского полиметаллического месторождения (по Н. А. Рослякову, 1970).

1 — слабо осветленные породы; *2* — интенсивно осветленные породы; *3* — дезинтегрированные резко осветленные породы; *4* — породы, слабо обогащенные местными гидроокислами железа; *5* — породы, интенсивно обогащенные местными гидроокислами железа; *6* — яшмовидные породы; *7* — опализированные породы; *8* — гипогенные реликты интенсивно окварцованных пород; *9* — гипогенные реликты кварц-эпидот-хлоритовых пород; *10* — породы, содержащие пустоты от выщелоченного пирита; *11* — окисленные бедные вкрапленные свинцово-цинковые руды; *12* — породы, не испытавшие выветривания; *13* — проекции выходов первичных руд, построенные по данным скважин; *14* — изолиния 10-метровой мощности рыхлых отложений, перекрывающих зону окисления, и направление увеличения мощности.

вании. Рудные тела имеют пласто- и линзообразную формы с увеличивающимся на восток количеством апофиз. Сливные руды резко преобладают над вкрапленными. Наибольшим распространением в рудах пользуется пирротин и лишь в отдельных случаях в них преобладает халькопирит. С ними тесно ассоциируют троилит, магнетит, сфалерит, галенит, пирит, кварц, грохауит и другие менее распространенные минералы, в том числе золото и гессит.

На Чингизском хребте Центрального Казахстана нами изучено поведение золота в зоне окисления месторождения К о с м у р у н. В его геологическом строении участвуют порфиритовая (O_{2-3}) и терригенно-порфиритовая (S_1) формации. Руды сплошные, брекчиевидные и прожилково-вкрапленные. По отношению полезных металлов здесь выделяются медноколчеданные, колчеданно-медно-цинковые и колчеданно-полиметаллические типы руд. Золото присутствует во всех типах, но основные его концентрации приурочены к сплошным медноколчеданным рудам. На месторождении широко развиты околорудные окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные и другие гидротермально-метасоматические образования, детально изученные А. К. Каюповым и А. Д. Каиповым (1969).

Месторождение Майкаин «С», результаты опробования зоны окисления которого на золото и серебро любезно предоставлены нам Ю. С. Париловым, является типичным представителем золотосодержащих месторождений Казахстана [Чухров, 1950; Поведение золота в зоне..., 1958]. Оно в группе экзогенных месторождений золота имеет главенствующее значение [Рудные месторождения СССР, 1974]. Залегает месторождение на пересечении двух тектонических зон среди гипогенных кварцитов (висячий бок) и кварц-серицитовых (лежачий бок). Рудное тело состоит из двух линзовидных залежей, ориентированных в плане под прямым углом, следуя контурам сопряжения тектонических зон. Центральные части залежей сложены массивными рудами, состоящими на 60—80% из пирита. На периферии рудного тела развиты прожилки, гнезда и линзы кварц-барит-колчедановых руд. В первичных рудах обоих типов присутствуют малые количества халькопирита, галенита, арсенопирита и борнита.

Зоны окисления существенно пиритовых месторождений широко освещены в литературе. Опубликованы капитальные исследования Г. В. Роговера (1939) и Т. Н. Шадлун (1948) по месторождению Блява (Урал), Ф. В. Чухрова (1950), В. М. Крейтера и др. (1958) — по Майкаину «С» и другим золотосодержащим месторождениям степной части Казахстана, М. Н. Альбова (1960а) — по уральским серноколчеданным месторождениям, а Н. А. Рослякова (1970) — по западно-алтайским. Строение и минеральный состав окисленных руд Николаевского месторождения охарактеризованы М. Ф. Куликовой (1972), Космурунского — Г. Д. Ганженко и К. М. Мукановым (1974). Во всех без исключения месторождениях золотосодержащих серноколчеданных руд окисленные выходы сливных залежей представлены железными шляпами, а вкрапленно-прожилковых руд — полями интенсивно каолинизированных и неравномерно лимонитизированных пород (рис. II.32).

В мало дифференцированных зонах окисления, имеющих мощность не более 10—20 м, бурые железняки через маломощный горизонт пири-

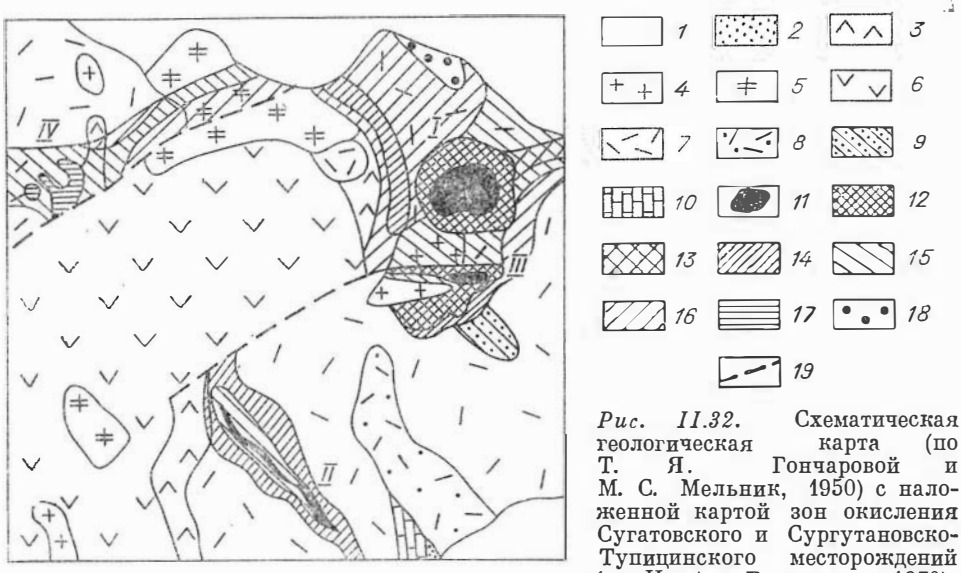


Рис. II.32. Схематическая геологическая карта (по Т. Я. Гончаровой и М. С. Мельник, 1950) с наложенной картой зон окисления Сугатовского и Сургутановско-Тупицинского месторождений (по Н. А. Рослякову, 1970).

1 — рыхлые отложения мощностью более 10 м; *2* — агломератовые брекчии с обломками туфопесчаников; *3* — диоритовые порфириты, кварцевые альбитофиры; *5* — диориты; *6* — порфириты; *7* — кварцевые порфиры; *8* — туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров; *9* — туфопесчаники; *10* — известняки; *11* — бурые железняки со шлаковыми и тонкопористыми текстурами; *12* — породы, интенсивно пропитанные привнесенными гидратами железа; *13* — породы, слабо пропитанные привнесенными гидратами железа; *14* — дезинтегрированные резко осветленные породы; *15* — интенсивно осветленные породы; *16* — слабо осветленные породы; *17* — гипогенные реликты интенсивно окварцованных пород с гнездами гипергенного опала; *18* — делювиальные отложения бурых железняков; *19* — тектонические нарушения.
Месторождения: I — Сугатовское, II — Сургутановско-Тупицинское; рудопроявления: III — Южно-Сугатовское, IV — Ново-Сугатовское.

товой сыпучки сменяются сливными серноколчеданными рудами. Такие зоны окисления описаны на Урале — золотосодержащие месторождения Электрическая Линза, Ново-Левинское, Компанейское и др. [Главнейшие медные..., 1931].

В интенсивно проработанных зонах окисления железные шляпы часто перекрыты красноцветными глинами, обогащенными материалом окисленных руд (Майкаин «С», Николаевское, Апрельское). С глубиной бурые железняки сменяются различными продуктами сернокислого выветривания, типичное взаимоотношение которых продемонстрируем на примере Космурунского, Николаевского, Майкаин «С» и Апрельского месторождений. При этом более детально охарактеризуем лишь новые данные, полученные нами при изучении зон окисления этих месторождений.

На месторождении Космурун отчетливо проявляется вертикальная и горизонтальная зональность окисленной зоны. Здесь зона окисления открытого типа и ее периферийная часть представлены в различной степени дезинтегрированными и осветленными породами. По мере приближения к окисленным рудам они сменяются белыми опализированными разностями, затем сливными кремовыми опалами, еще ближе к экзоконтакту руд — опало-ярозитами и их брекчиями, желтыми опалами и, наконец, ярозитами. Выход окисленных руд представлен бурыми железняками в ассоциации с опалами, опало-ярозитами и брекчиями на опало-ярозитовом цементе. В вертикальном разрезе эти образования имеют такую зональность (сверху вниз): рыхлые отложения зоны обрушения — бурые железняки — гематитовые бурые опалы, при разрушении дающие гематитовую и опаловую сыпучки,— пористые более светлые гидрогематитовые опалы — сильно пористые легкие опало-ярозиты — сливные ярозиты — ярозитовая сыпучка (дно карьера на глубине 20 м). По данным Г. Д. Ганженко и К. М. Муканова (1974), шурфами и скважинами ниже опало-ярозитовых горизонтов вскрыты гематит, наложенные новообразования сульфидов железа, меди, свинца и цинка, далее следует маломощная барит-опаловая сыпучка с самородной серой, глубже — зона цементации, представленная пиритовой сыпучкой, переходящей затем в подзону смешанных руд.

Мощность зоны окисления месторождения Космурун около 30 м. Ее отдельные горизонты имеют резкие границы, хотя мощность их всего лишь первые метры. Интенсивное гипергенное преобразование околорудных пород и самих руд не согласуется с небольшой глубиной зоны окисления. Есть основание считать, что значительная часть зоны окисления Космурунского месторождения эродирована, а при ее формировании неоднократно изменялся уровень грунтовых вод, но каждый раз был устойчивым длительное время. Сейчас он находится на глубине 11 м, т. е. выше нижней границы зоны окисления.

На Николаевском месторождении известно несколько разобщенных рудных тел, имеющих зону окисления (с юга на север): Полуденное, Ильинское, Южная линза, Покровское, Центральная залежь, Западная залежь, Северо-Восточная линза и Крещенское.

Зоны окисления Полуденного, Ильинского, Покровского и Крещенского рудных тел в значительной мере были отработаны еще во времена «Кабинета». Геологическое строение зоны окисления наиболее крупного из них, Ильинского рудного тела, описано П. П. Пилипенко (1915). Он отмечает, что Ильинское рудное тело подразделялось на зоны пиритовых и сажисто-охристых руд, прослеживающиеся до глубины 78 м. Из сажисто-охристых руд извлекали серебро и свинец. Руды были представлены главным образом кварцем с примесью барита, ярозита, лимонита, малахита, самородного серебра, золота, серы и других минералов. В висячем боку окисленных руд были развиты сливные опалы и опализированные породы, которые прослеживались глубже, чем сажисто-охристые руды.

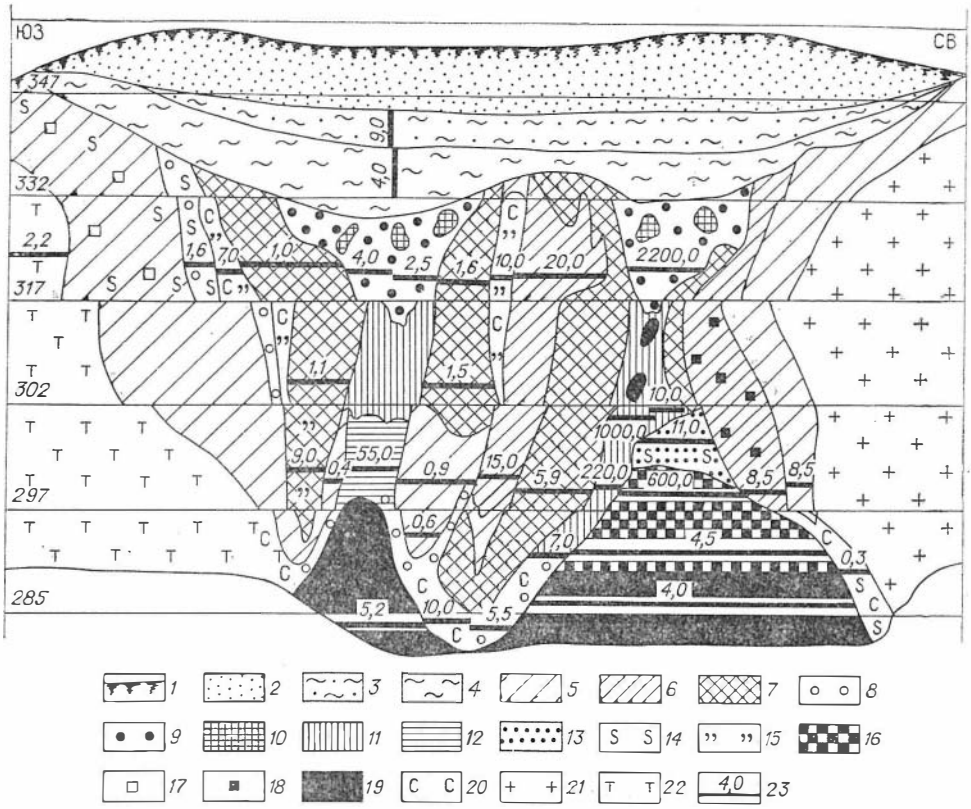


Рис. II.33. Геологическое строение зоны окисления Западной залежи золотосодержащего медноколчеданного месторождения (стенка карьера).

Гипергенные образования: *1* — почвенно-растительный слой; *2* — лессовидные суглинки; *3* — серые элювиально-делювиальные глины; *4* — красные элювиальные глины; *5* — слабо осветленные породы; *6* — интенсивно осветленные породы; *7* — породы, обогащенные местными гидроокислами железа; *8* — опализированные породы; *9* — гематит-опалы; *10* — бурые железняки; *11* — алунитизированные породы; *12* — породы, обогащенные гипсом; *13* — кварц-пиритовая сыпучка; *14* — корки и пленки лимонита; *15* — гнезда и прожилки малахита; *16* — халькозин-ковеллиновые руды зоны цементации; *17* — пустоты от выщелоченных вкрапленников пирита.

Реликты гипогенной минерализации: *18* — вкрапленники пирита; *19* — сливные халькопирит-пиритовые руды; *20* — серицитолиты; *21* — околорудноизмененные кварцевые порфиры; *22* — околорудноизмененные туфы кислого состава; *23* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

Мы изучили в карьере вертикальный профиль зон окисления Северо-Восточной линзы, Западной и Центральной залежей. Эти рудные тела были перекрыты лессовидными суглинками, ниже которых залегают элювиальные глины. Глины и суглинки выполняют депрессионные воронки, возникшие за счет обрушения руд при их окислении. По периферии воронок развиты слабо осветленные и слабо лимонитизированные породы, но на них никто не обращал должного внимания. И только после проходки карьера стало ясно, что эти гипергенные изменения представляют собой фланги погребенной зоны окисления сливных пиритовых рудных тел (рис. II.33). Сами зоны окисления имеют сложное строение, в общем классическое для сернолчеданных месторождений. В них отчетливо проявляется вертикальная и горизонтальная зональность, причем различная для окисленных сульфидных залежей и вмещающих их пород. Видимо, поэтому М. Ф. Куликова (1972) продукты окисленных руд описывала как образования зоны окисления, а гипергенно измененные сульфатным выветриванием околорудные вмещающие породы — как коры выветривания линейного типа. В сущности же, все они являются производными одного сернокислого процесса, генетически связанного с окислением сульфидных залежей, но из-за неоднородного исходного материала имеют различное

геологическое и минералогическое строение. Строение окисленных залежей сверху вниз показано на рис. II.33, II.34.

В маломощных залежах, например Юго-Восточной, а также на флангах крупных залежей окисленные руды имеют более простую вертикальную зональность. Здесь сливные первичные руды в экзогенной зоне замещаются вторичными сульфидами, которые прослеживаются почти до самой поверхности. Вторичные сульфиды по восстанию сменяются интенсивно осветленными породами, которые и представляют рудный выход под элювиальными глинами (рис. II.34). Суммарная глубина зоны окисления в данном случае около 40 м, что на 20—30 м меньше, чем в окисленных рудах мощных участков серноколчеданных залежей.

Следует отметить, что вторичные сульфиды маломощных рудных тел залегают выше современного уровня грунтовых вод и в настоящее время претерпевают наложенное окисление. По ним развиваются ярозит, малахит и другие менее распространенные вторичные рудные минералы, детально описанные М. Ф. Куликовой.

Выветрелые породы, вмещающие серноколчеданные залежи, в свою очередь, имеют вертикальную и горизонтальную зональность.

Экзоконтакты первичных сульфидных рудных тел окаймляются серицитолитами, которые вблизи контакта с менее гидротермально измененными кварцевыми порфирами и их туфами (в верхней части залежей) гипергенно осветлены. Эти осветленные полосы по мере приближения к дневной поверхности расширяются и представляют собой периферийную

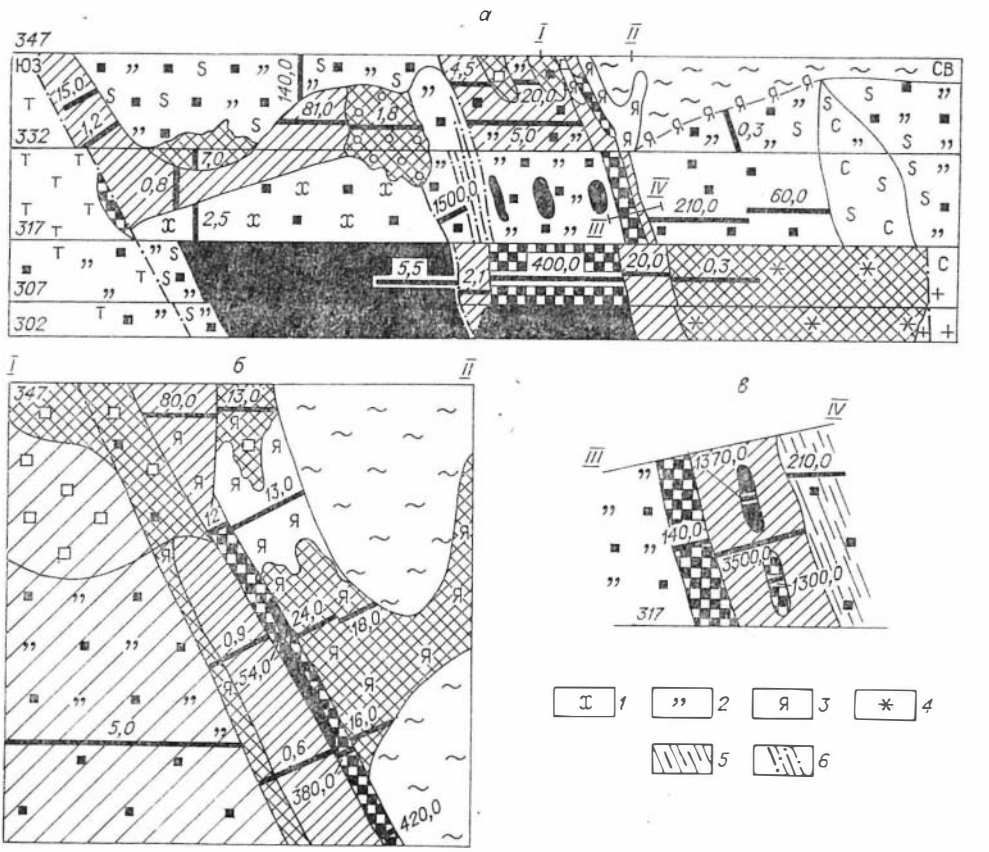


Рис. II.34. Геологическое строение зоны окисления Центральной залежи золотосодержащего медноколчеданного месторождения (стенка карьера).

а — общий вид; *б* — деталь по линии I—II; *в* — деталь по линии III—IV. *1* — хлоритизированные кварцевые порфиры; *2* — гипогенные кварциты; *3* — ярозитовая сыпучка; *4* — лимонитовая сыпучка; *5* — зона рассланцевания; *6* — тектонические нарушения. Остальные усл. обозн. см. на рис. II.33.

часть зоны окисления. Мощность осветленных пород достигает 50 м в выходе при выклинивании в зоне первичных руд. В верхних горизонтах зоны окисления осветленные породы содержат пустоты от выщелоченных сульфидов, пленки и корки лимонита. На уровне сыпучек рудного тела и глубже в осветленных породах часты реликтовые вкрапленники пирита. Степень осветления пород увеличивается по мере приближения как к рудному телу, так и к дневной поверхности. В этом же направлении осложняется и морфология зоны окисления: осветленные породы сменяются разностями, интенсивно пропитанными привнесенными и местными гидратами железа, опаловидными породами, сливными опалами с гнездами бурых железняков, алунитизированными и загипсованными породами. Пространственные взаимоотношения продуктов окисленных руд и выветрелых пород можно представить из анализа рис. II.33 и II.34. Характерно, что в верхних горизонтах сохраняются серицитолиты, тогда как на глубине развиваются опалы, малахит и другие гипергенные образования. Все это свидетельствует о неоднородности окисления в разных участках месторождения.

На месторождении Майкаин «С» зона окисления сливных серноколчеданных руд тоже имеет прекрасно выраженную вертикальную зональность, представленную зоной цементации и несколькими другими подзонами.

Зона цементации проявлена новообразованиями халькозина, сажистого ковеллина и самородного золота среди дезинтегрированных первичных серноколчеданных руд. Она подразделяется на подзоны смешанных руд, пиритовой сыпучки и сажистых ковеллиновых руд.

Подзона смешанных руд начинается с глубины 66—67,5 м и имеет мощность около 60 м. Отдельные проявления гипергенных сульфидов устанавливаются в пределах глубины до 200 м. Наибольшее скопление халькозина и ковеллина (до 10% от общей массы руд) характерно для самого верхнего горизонта подзоны смешанных руд.

Непосредственно на смешанных рудах залегает подзона колчеданной сыпучки мощностью 0,5—1,5 м. Состоит она из пирита с подчиненным количеством обломков барита, кварца, кварцита и яшм.

На колчеданной сыпучке с четким контактом залегает прерывистый горизонт сажистого ковеллина в ассоциации с аргентитом. Развит он преимущественно на глубинах 64—62 м.

Зона окисленных руд начинается с подзоны самородной серы, которая цементирует кварц-баритовую сыпучку, а также образует тонкие мономинеральные линзовидные скопления. В ее пустотках и трещинках развиты самородное золото, аргентит и в меньших количествах галогениды серебра. Мощность подзоны крайне невыдержанная —от десятков сантиметров до нескольких метров. Максимальное развитие серы наблюдается на горизонте 62—60 м. Выше, на глубине 60—57 м, располагается подзона кварц-баритовой сыпучки мощностью от 1 до 10 м. Ее нижняя часть обогащена самородной серой, ковеллином и аргентитом. Отдельными участками кварц-баритовая сыпучка непосредственно залегает на колчеданной сыпучке. В этом случае в кварц-баритовой сыпучке присутствуют заметные количества сульфидов железа. В верхней части описываемой подзоны значительное участие принимает ярозит. По периферии сливных руд, в местах развития вкрапленных кварц-барит-колчеданных руд и вторичных кварцитов с пиритом, кварц-баритовая сыпучка распространена на всю мощность зоны окисления.

Вверх, от глубины 57 до 40—37 м от поверхности, залегает мощная подзона ярозитов (натроярозиты). В ее нижней части ярозит представлен плотными массами зернистого строения с обломками барита и кварца. На глубинах 50—45 м в сплошных ярозитовых массах начинает появляться ярозит в виде конкреционных выделений (результат переотложения), количество которых к поверхности возрастает. В этом же направлении

увеличивается интенсивность изменения ярозита с образованием гидрогетита, гетита и гидрогематита, которые на глубинах 40—37 м начинают преобладать. Для всей ярозитовой подзоны характерна тесная ассоциация гипергенного кристаллического золота с галогенидами серебра. Характер и форма выделений этих минералов подробно описаны В. В. Аристовым (1947).

В интервале глубин 37—25 м от поверхности развиты железняки, представленные гидрогематитом и в меньшем количестве гетитом и гидрогетитом. Этими минералами сложены плотные, ячеистые и конкреционные скопления и глыбы, заключенные в рыхлый цемент из землистых скоплений гидроокислов железа в смеси с кварцем и баритом. Гипергенное золото и эмболит в виде тончайших корочек, часто в ассоциации с гипергенным баритом, распространены на сферолитовых образованиях бурого железняка.

Верхняя часть зоны окисления — от глубины 25 м до поверхности, представлена подзоной поверхностного обрушения. Она состоит из конкреций и обломков плотных бурых железняков, обломков барита, кварцитов и кремнисто-глинистых сланцев, которые заключены в рыхлый материал, представленный гидроокислами железа, глинистыми минералами и тонкозернистыми минералами группы кремнезема. Содержание бурых железняков к поверхности уменьшается. Макроскопически видимое гипергенное золото не установлено, а редко встречающиеся галогениды серебра представлены йодистым эмболитом и йодаргиритом [Геохимия серебра..., 1975].

При окислении вкрапленных пиритовых руд вторичных кварцитов подобной зональности не наблюдается. Пирит непосредственно замещается многоводными гидроокислами железа, которые сохраняются в пустотках его выщелачивания, реже переотлагаются в трещинах и полостях выветривания кварцитов в виде сферолитовых и массивных агрегатов, жилок и пленок.

Такова в целом схема строения окисленного рудного тела месторождения Майкаин «С», составленная по литературным данным и материалам Ю. С. Парилова.

Ф. В. Чухров (1950) считает, что рассматриваемая зона окисления формировалась в условиях длительного пенеплена и слабой денудации при сухом климате. Это способствовало хорошей проработанности, отчетливо выраженной зональности и ее сохранности. Процесс образования окисленных руд был многоактным. В начальные периоды, при постепенном погружении уровня грунтовых вод, шло изменение руд и пород с образованием бурых железняков, ярозитов, горизонтов сыпучек и вторичных сульфидов. В последующий период, при обводнении зоны окисления в результате подъема уровня грунтовых вод, происходила переработка ранее сформированных продуктов зоны окисления — возникновение конкреций бурых железняков, ярозитов и элювиальных глин, сопровождавшееся перераспределением и золота. Сейчас уровень грунтовых вод на Майкаине «С», как и на всех ранее описанных полиметаллических месторождениях Алтая и Казахстана, находится выше нижней границы окисленных руд. Он располагается на глубине около 35 м, т. е. в верхней части бурых железняков.

Таким образом, строение окисленных руд на месторождении Майкаин «С» в общих чертах идентично таковому на Николаевском, Сугатовском, Блявинском и других месторождениях, в первичных рудах которых доминирует пирит, а зоны окисления имеют сложную историю формирования. Это позволяет нам сравнить распределение золота в зоне окисления уникального месторождения Майкаин «С» с распределением в рядовых окисленных рудах, возникших за счет сульфидных залежей, как богатых пиритом, так и бедных им.

Очень своеобразна зона окисления «карстового» типа на Апрельском месторождении каолиновых глин Северо-Восточного Салаира.

Ранее считалось, что каолиновые глины месторождения образованы в озерно-болотных условиях и выполняют карст в известняках, не продуктивных на золото и цветные металлы. Эта точка зрения на происхождение глин укоренилась настолько прочно, что, несмотря на известные публикации Ф. Н. Шахова (1946) и В. П. Казаринова (1958), где подчеркивалась генетическая связь глин Апрельского месторождения с выветриванием сульфидизированных сланцев, даже в завершающую стадию эксплуатации карьер месторождения на геологических картах масштаба 1 : 10 000 и мельче изображался в поле развития известняков.

Проведенные нами в 1976—1979 гг. детальные геологические и геохимические исследования позволили подтвердить и уточнить представление Ф. Н. Шахова и В. П. Казаринова на происхождение глин, расчленить полигенные рыхлые образования месторождения и по ним сделать прогноз о строении и составе сульфидных золотосодержащих руд.

Согласно классификации Ф. Н. Шахова (1960), зону окисления месторождения можно отнести к карстовому типу. Как отмечал этот исследователь, для таких зон характерен сложный генезис, и они пользуются широким развитием. Их особенность определяется тем, что «перемещение рудного вещества происходит одновременно с развитием «боковой» зональности. К сожалению, морфологические черты этих зон совершенно не изучены» [там же, с. 34]. На примере Апрельского месторождения в какой-то мере восполним этот пробел.

Зона окисления данного месторождения имеет мощность более 150 м. Гипергенное преобразование пород достигло стадии каолиновых и бокситовых глин. Чтобы установить их первичную природу, необходимо в изучаемом объекте выявить критерии, позволяющие достоверно относить гипергенные образования к элювиальным или переотложенным. На Апрельском месторождении, карьер которого мы детально задокументировали, критерии, свидетельствующие о наличии зоны окисления, следующие.

1. Гипергенно преобразованные вплоть до каолиновых глин породы печеркинской свиты ($Э_{1-2}$) сохраняют первичные элементы залегания. Пликативные и дизъюнктивные структуры отчетливо картируются на всех уступах карьера. Лишь в отдельных участках каолиновые глины макроскопически бесструктурны. Но и в этом случае они имеют крутое залегание, согласное с залеганием вмещающего их структурного элювия.

Пликативные структуры проявлены в виде мелких, часто асимметричных ныряющих складок с углами падения от 5 до 90°. Складки, в свою очередь, осложнены тонкой плойчатостью и серией тектонических нарушений, разбиты на мелкие блоки, обычно смещенные относительне друг друга, т. е. наблюдается картина, свойственная для всего Северо-Восточного Салаира. Более того, в карьере отчетливо выделяются тектонические нарушения, имеющие общую ориентировку региональных северо-западных и субмеридиональных разломов. Нарушениям свойственно синусоидальное строение как по простиранию, так и по падению, в силу чего азимуты их не выдержаны при преобладающей роли крутопадающих структур (более 60°). Есть основание считать, что тектонические нарушения месторождения долгоживущие. Блоковые перемещения происходили до и после формирования зоны окисления. Густая сеть тектонических нарушений и длительная история их развития обусловили формирование линейно-вытянутой зоны окисления карстового типа. В ней наряду с обычными для зон окисления полиметаллических месторождений чертами широко развиты структуры, связанные с перемещением к центру «карста» рудного вещества, на что в свое время обращал внимание Ф. Н. Шахов (1960).

2. Даже в бесструктурных глинах встречаются реликты гипогенной минерализации, представленные жилками, гнездами и штокверковыми

зонами, состоящими из кварца иногда в ассоциации с баритом и лимонитом.

3. Железные шляпы развиты среди сланцев, выветрелых до стадии сапролитов или каменного структурного элювия, т. е. среди коренных достоверно диагностируемых пород (рис. II.35). Линзы бурых железняков послойные и секущие. В них часто наблюдаются текстуры, свойственные лимонитам, возникшим за счет окисления сульфидов и подробно описанным С. С. Смирновым (1955). Вмещающие железные шляпы сланцы претерпели сернокислое выветривание и имеют типичную для зон окисления серноколчеданных месторождений морфологию — в экзоконтактах с бурыми железняками они резко осветлены, пропитаны местным и привнесенным окисленным железом, содержат псевдоморфозы лимонита по сульфидам, обогащены жилками реликтового кварца, иногда имеют реликтовые структуры гипогенной серицитизации и эпидотизации.

4. Реликтовые текстуры и структуры исходных пород в выветрелых вплоть до каолиновых глин образованиях довольно часто устанавливаются под микроскопом. В шлифах глин обнаруживаются жилки кварца, а в аншлифах лимонитов — реликтовые сульфиды.

5. Продуктам зоны окисления свойственно повышенное содержание золота, меди и других халькофильных элементов.

6. Яркая мозаичная окраска выветрелых пород представляет сложное сочетание красных, бурых, зеленых, желтых, черных, синих и белых тонов. Порой по преобладающей окраске выделяются линейно-вытянутые полосы, прослеживающиеся от одного борта карьера к другому. Но часто разноокрашенные участки не увязываются по падению даже на соседних уступах карьера. Главными красителями выветрелых пород служат окисное железо, глинозем, окись марганца и реликтовое органическое вещество углистых сланцев. Соотношение этих компонентов обусловливает пеструю окраску гипергенных образований месторождения.

По аналогии с региональными корами выветривания вертикальный профиль зоны окисления Апрельского месторождения можно расчленить на четыре подзоны (снизу вверх и от периферии карьера к центру): 1) слабо выветрелых пород (сапролитов, по В. П. Казаринову, 1958), 2) каменного структурного элювия, 3) глинистого структурного элювия, 4) бесструктурных глин.

Однако если в региональных корах выветривания подзоны профиля имеют горизонтальное залегание, то на Апрельском месторождении их зональность имееет строение, подобное вытянутой мульде с увеличением

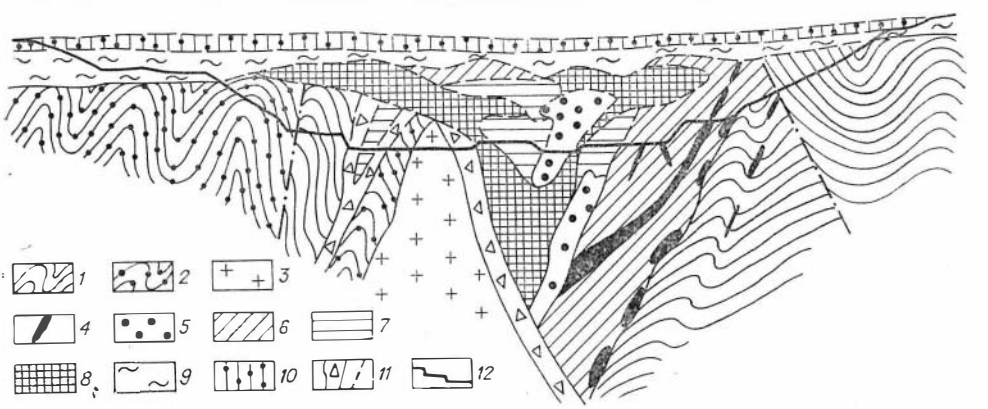


Рис. II.35. Геологическое строение зоны окисления карстового типа (золотосодержащего месторождения огнеупорных каолиновых глин.

1 — выветрелые кварц-серицитовые сланцы; *2* — выветрелые углистые сланцы; *3* — выветрелые эффузивы и их туфы; *4* — залежи бурых железняков; *5* — красноцветные бокситоносные глины; *6* — красноцветные глины; *7* — белые каолиновые некондиционные глины; *8* — белые каолиновые огнеупорные глины; *9* — каолиновые глины переотложенные; *10* — аллохтонные лессовидные суглинки; *11* — тектонические нарушения и зоны дробления; *12* — дно карьера.

углов падения от периферии карьера к центру. В основании мульды развиты сапролиты, выше по размеру они сменяются каменным, затем глинистым структурным элювием, переходящим в бесструктурные глины. Эта общая схема профиля зоны окисления порой сильно осложнена: среди глин встречаются блоки сапролитов, чередование глин с каменным структурным элювием и т. п., что обусловлено местными факторами — неодинаковой устойчивостью пород к выветриванию, неравномерностью распределения сульфидов, различной тектонической проработкой, удаленностью от известняков и др.

В силу этого четких выдержанных границ между слабо выветрелыми породами, каменным структурным элювием и глинами не устанавливается. Но глины, возникшие за счет разных пород, почти всегда имеют резкие тектонически подчеркнутые крутопадающие контакты. То же наблюдается и при переслаивании разноокрашенных глин.

Среди сапролитов выделяются в различной степени осветленные, обогащенные местными и привнесенными гидроокислами железа, содержащие пустоты от выщелоченных сульфидов породы и реликты гипогенной минерализации, т. е. практически все морфологические разновидности, свойственные типичным зонам окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Присутствие залежей бурых железняков на фоне всех этих образований позволяет заключить, что зона окисления месторождения возникла за счет залежей пиритовых руд и широко распространенной вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации в блоке интенсивно раздробленных пород печеркинской свиты. Близость известняков способствовала выветриванию, так как при их растворении выделялась агрессивная углекислота. Совокупность сернокислого и углекислого выветривания обусловила глубоко проработанную зону окисления. Ее особенность состоит в слабом развитии гипергенного окремнения на фоне интенсивной каолинизации и бокситизации пород печеркинской свиты.

Бокситоподобные глины приурочены к глубинам 30—50 м от дневной поверхности. Для них характерно повышенное содержание окисного железа (более 15%), развивающегося в виде темно-бурых бобовин на красном глинистом фоне. Бобовины состоят из гематита с примесью кварца и каолинита, обычно равномерно распределены по глине, придавая ей крапчатость. В типичных бокситоподобных породах на долю железистых бобовин приходится до 30% общей массы, из них 60—80% имеют диаметр 2—3 мм. Под микроскопом обнаруживается несколько их разновидностей. Гидраргиллит часто развит по периферии бобовин в виде узкой каемки с извилистыми внутренними и правильными внешними границами.

Микроскопические исследования показывают, что исходные породы, превращаясь процессами выветривания в красные бокситоподобные глины, испытали более интенсивное химическое преобразование по сравнению со случаем, когда за счет них возникают осветленные или лимонитизированные желтых и красных тонов разности. В осветленных и лимонитизированных породах выветривание достигло только каолинитовой стадии, в красных бокситоподобных — гидраргиллитовой. Гидраргиллит развит не только в форме бобовин, но и по всему цементу.

Столь же специфичны для зоны окисления Апрельского месторождения б о к с и т ы. Они образуют отдельные линзообразные тела, приуроченные к крупным тектоническим нарушениям. Бокситы обычно окаменелые, пористые, белые с розоватым оттенком, оолитового сложения. Оолиты имеют зональное строение. Центральная их часть представлена обломочным кварцем. Вокруг него развиты узкие чередующиеся каемки каолинита и гиббсита (эти минералы подтверждены рентгеноструктурным анализом). Внешняя каемка оолитин или гематитовая, или чаще гиббситовая. Оолитины, достигая порой 1 см и составляя до 70% всей массы, сцементированы тонкочешуйчатым каолинитом, иногда сгруппированным

в микроскопические глобули. Вокруг бокситовых оолитин развиваются халцедоновидные оторочки, придающие цементу крустификационное строение. В породе постоянно обнаруживаются реликтовые обломки кварца и гидрослюды. Количество глинозема и кремнезема в бокситах составляет 50—57 и 15—25% соответственно. Алюминиево-кремниевый модуль варьирует от 2 до 3,6 при среднем 2,6. На месторождении устанавливаются постепенные переходы от бокситов к бокситоподобным породам и структурным каолиновым глинам, что свидетельствует об их генетической связи с процессами выветривания.

Что касается перемещения рудного вещества, то оно наблюдается и в наши дни. В северной стенке карьера к центру перемещается блок пород, заключенный между крупными тектоническими нарушениями. Этому способствуют пластичность глин и наличие карста на контакте силикатных пород с карбонатными. Перемещение материала осуществляется и в более мелких масштабах (типа воронок обрушения). В этом случае обломочный материал находится вблизи своего источника, что отчетливо картируется при документации карьера.

В итоге можно заключить, что зоны окисления карстового типа имеют много общих черт с обычными зонами окисления. При тщательном изучении с использованием геохимических исследований всегда можно отличить зону окисления карстового типа от безрудного карста. Создается впечатление, что вскрытая карьером часть зоны окисления Апрельского месторождения представляет собой аналог части зоны окисления месторождения Майкаин «С», расположенной выше бурых железняков. Если бы на Майкаине «С» были известняки, то и там бы возникли белые каолиновые глины.

Таким образом, зная морфологию рудного выхода, можно более рационально производить опробование, целенаправленнее ставить разведочные работы и эффективнее давать прогноз первичных руд по окисленным выходам, а также геологически грамотнее интерпретировать геохимические данные.

II.3.3. Геохимия золота в зонах окисления

Зоны окисления месторождений с повышенным содержанием сульфидов в первичных рудах всех морфологических типов характеризуются в общем сходной зональностью (снизу вверх): первичные сульфиды — вторичные сульфиды — окисленные сульфиды — выщелоченные сульфиды. Исключение составляют зоны окисления золото-кварцевых жильных месторождений, поэтому распределение золота в них рассмотрим отдельно.

II.3.3.А. Зоны окисления месторождений золото-кварцевой формации

Главным фактором, контролирующим макроскопически видимую вертикальную и горизонтальную зональность в зонах окисления этих месторождений, является железо сульфидов и околожильных пород. При их гипергенном преобразовании железо мигрировало из рудного выхода и по мере нейтрализации слабокислых сульфатных растворов осаждалось на более глубоких горизонтах и в экзоконтактах жил. Вместе с железом перераспределяется и золото. Оно мигрирует из поверхностной части рудного выхода, из подзоны выщелачивания, и соосаждается с лимонитом. В достоверных количествах перераспределение его устанавливается только в месторождениях со слабо эродированной корой выветривания. Примером этого служат отдельные золото-кварцевые жилы Центрального месторождения. на котором выветрелые гранодиориты прослеживаются до глубины 40 м [Росляков, 1976б]. Так, по данным 107 пробирных анали-

зов бороздовых проб, отобранных из подзоны выщелачивания одной из золото-кварцевых жил, коэффициент концентрации золота равен 0,44. На глубинах 10—20 м в подзоне лимонитизации он достигает 1,67 (по данным 70 пробирных анализов). Здесь же встречаются пробы с концентрациями золота в 3,2 раза превышающими его максимальное содержание в первичных рудах, представленных 400 пробами. Более того, в подзоне лимонитизации пробирным анализом золото обнаружено во всех пробах, тогда как жильный кварц поверхности и первичных руд дает около 15% проб, содержание золота в которых ниже чувствительности пробирного анализа. Приведенный подсчет баланса показывает, что из поверхностной части жилы золота вынесено около 60% и почти столько же его накопилось в подзоне лимонитизации на глубине 10—20 м от дневной поверхности.

Гипергенное перераспределение золота в зонах окисления золото-кварцевых жил подтверждается не только его ассоциацией с привнесенными гидратами окисного железа, но и корреляционным анализом.

В окисленных рудах по сравнению с первичными спектр коррелируемых с золотом элементов расширяется. Например, в первичных рудах описываемой жилы золото коррелирует с медью, свинцом, мышьяком и барием. В окисленных рудах обнаруживается корреляционная связь его с серебром и никелем, но ослабевает с медью и свинцом. С барием золото не коррелирует. В окисленных и первичных рудах золото ассоциирует с разными элементами (табл. II.22).

Наши данные по перераспределению золота в процессе окисления золото-кварцевых жил хорошо согласуются с литературными. Приведем примеры. С. Т. Бадалов и А. К. Касымов (1961) в среднеазиатских золото-кварцевых золоторудных месторождениях жильного типа установили парагенетическую связь золота с гипергенными минералами. На месторождениях Саралинского и Коммунаровского рудных полей А. П. Грибановым (1971) в зоне окисления золото-кварцевых жил выявлены обогащенные золотом горизонты, расположенные на глубине 20—40 м. Здесь же концентрируется лимонит, с которым ассоциирует золото, образуя даже макроскопически видимые частички. На Ветренском месторождении Северо-Востока обогащенная золотом часть зоны окисления тоже приурочена к лимонитизированным участкам [Калинин, 1974]. Аналогичное явление наблюдал в 1973 г. Н. В. Нестеров в зонах окисления месторождений Якутии.

В зонах окисления золото-кварцевых жил остальных описываемых месторождений, где рудные выходы находятся на фоне слабо выветрелых первичных пород, четко выраженной вертикальной зональности в распределении золота не наблюдается. Им незначительно обеднена только подзона выщелачивания.

Суммируя литературные данные и наши наблюдения, мы склонны думать, что при окислении убого- и малосульфидных золотоносных жил отчетливо выраженные горизонты гипергенного золотого обогащения не типичны. Они присутствуют на тех месторождениях, где имеется не только зона окисления, но и широко развиты продукты регионального выветривания. В противном случае зона окисления маломощная и не имеет выраженной вертикальной зональности. Хотя поверхностная ее часть и обеднена золотом, разивающиеся на глубинах 5—10 м горизонты вторичного золотого обогащения имеют скорее теоретическое, чем экономическое значение. Для таких зон окисления справедлив вывод Н. В. Петровской (1973) о том, что в окисленных рудах мало- и убогосульфидных месторождений, а также во многих месторождениях умеренно сульфидных руд, судя по приближенным подсчетам, количество золота с типоморфными чертами гипергенных новообразований обычно не превышает нескольких процентов и даже долей процента от массы добываемого золота. Первичные золоторудные столбы сохраняются даже в поверхностной части выхода, включая участки с повышенным количеством в жильном кварце

Таблица II.22

Коэффициенты корреляции золота с элементами окисленных и первичных руд Центрального месторождения (по данным химического анализа)

	Окисленные руды (96 проб)							Ассоциация сопутствующих золоту элементов
	элемент	Au	Ag	Pb	Cu	As	Ba	Ni	
Первичные руды (27 проб)	Au		0,28	0,43	0,51	0,97		0,42	В первичных рудах:
	Ag			0,39	0,38				Au-Pb-Cu-Ba;
	Pb	0,67						0,54	Au-As
	Cu	0,86		0,81		0,60	0,40		В окисленных рудах:
	As	0,63							Au - Pb - Ni;
	Ba	0,51		0,66	0,39				Au - Cu - As;
									Au - Ag

Примечание. Пустая клетка означает, что коэффициент корреляции ниже предела третьей степени достоверности, т. е. $\pm 0{,}38$ для первичных руд и $\pm$ 0,20 — для окисленных.

пустот от выщелоченных сульфидов, как это отчетливо фиксируется по очистным выработкам на Акжальском и Знаменитинском месторождениях.

Более отчетливо перераспределение золота устанавливается в околожильных выветрелых породах всех изученных золото-кварцевых месторождений жильного типа. Им обычно обогащены породы подзоны лимонитизации. На большинстве описываемых месторождений кларк концентрации золота в лимонитизированных породах более 50, а коэффициент концентрации — более 1,5. Однако прямой пропорциональной зависимости между содержаниями окисного железа и золота не наблюдается. Это видно из табл. II.23 и подтверждается корреляционным анализом. Так, в лимонитизированных гранодиоритах Центрального месторождения золото с петрогенными элементами не коррелирует, а из элементов-примесей оно имеет достоверную корреляционную связь с сурьмой, медью и серебром (коэффициенты корреляции по данным 55 выборок равны соответственно 0,74, 0,52 и 0,41).

В подзоне выщелачивания подвижность золота возрастает с увеличением степени осветления (каолинизации) околожильноизмененных пород. Его максимальные кларки концентрации и коэффициенты концентрации приурочены к слабо осветленным породам, тяготеющим к внешним частям выветрелых пород. В осветленных породах достоверных корреляционных связей золота с породо- и рудообразующими элементами не отмечается, тогда как в эндогенных околожильноизмененных породах оно коррелирует с рядом элементов, о чем упоминалось при характеристике эндогенных ореолов рудных тел. Это еще раз свидетельствует о перераспределении золота в процессе формирования осветленных пород.

Гипергенное перераспределение золота затушевывает морфологию эндогенного ореола в околорудном пространстве, но не настолько, чтобы ее снивелировать полностью. В рудном выходе ореолы золота и его спутников шире и контрастнее, чем эндогенных. Максимальные концентрации также локализуются в рудном теле, но у контактов жил участки с резко пониженным содержанием золота становятся более расплывчатыми. Затем, как и в эндогенных ореолах, содержание золота сначала повышается, а при удалении от выхода переходит в местный фон (в ореол месторождения). Отсюда следует, что в поверхностной части зоны окисления золоторудный выход может отображаться двумя-тремя участками с аномальными концентрациями золота, что следует иметь в виду в поисковой практике.

Таким образом, при формировании зоны окисления жильных месторождений с убого- и малосульфидными рудами золото испытывало пере-

Таблица II.23

Кларки концентрации и коэффициенты концентрации золота в главных морфологических типах пород зон окисления золото-кварцевых месторождений

Породы	Месторождения														
	Акжал			Бичанзор			Центральное			Мурунтау			Южный Бесапан		
	n	K_1	K	n	K_1	K	n	K_1	K	n	K_1	K	n	K_1	K
Слабо осветленные	10	34,9	1,1				35	86,2	1,9	23	41,1	0,4	23	109,6	4,4
Интенсивно осветленные	15	30,8	0,9	18	4,8	0,1	45	53,4	1,2	12	26,3	0,3	12	3,7	0,2
Дезинтегрированные резко осветленные	3	2,5	0,1				7	30,0	0,5				10	1,6	0,1
Слабо лимонитизированные	10	46,1	1,4	20	123,2	2,4	55	199,4	4,4	23	360,6	3,6	15	7,0	0,3
Интенсивно лимонитизированные	14	63,6	1,9	15	199,8	3,9	48	297,8	6,5	20	164,3	1,7	27	142,8	5,5
Каменный структурный элювий ореола месторождения							27	25,4	0,6				26	49,8	2,1

Примечание. В группу лимонитизированных пород включены породы, обогащенные местами и пропитанные привнесенными гидроокислами железа.
K — коэффициент концентрации рассчитан по отношению к среднему содержанию золота в околожильноизмененных породах (среднее определено по данным от 100 до 500 пробирных анализов на каждом месторождении).

распределение. Им обеднена поверхностная часть зоны окисления, особенно окисленных жил и интенсивно осветленных пород, и обогащены нижние ее горизонты, содержащие повышенное количество перемещенных гидратов окисного железа. Особенно отчетливо эта тенденция проявляется в месторождениях со слабо эродированной корой выветривания. В этом случае общий коэффициент концентрации золота в зоне окисления (окисленная руда + выветрелая околорудноизмененная порода) достигает 1,6, что свидетельствует о накоплении элемента.

Золото обнаруживается во всех минералах зон окисления, но главными его концентраторами являются гетит, гидрогетит, ярозит, скородит и гипс. В зоне окисления оно накапливается совместно с медью, серебром, свинцом, барием и другими элементами, имеющими коэффициент концентрации более единицы, что видно из составленных рядов подвижности элементов в процессе формирования зон окисления, развивающихся за счет убого- и малосульфидных жильных и прожилковых рудных тел, залегающих в гранитоидах и песчано-сланцевых толщах:

1. Ряд подвижности элементов для зон окисления месторождений, залегающих в гранитоидах:

$K \leqslant 0{,}5$: Sr — V — Ca — Cr;
$K = 0{,}5$—1: As — Zr — Na — Mo — Y — Co — Mg — Si — Al — K — Fe;
$K = 1$—2: Ti — Bi — Cu — Ni — Zn — **Au** — Ag;
$K = 2$—3: Pb — Ba.

2. Ряд подвижности элементов для зон окисления месторождений, залегающих в песчано-сланцевых породах:

$K \leqslant 0{,}5$: As — S — Zr — Mn — Na — V — Mo — Bi — K;
$K = 0{,}5$—1: Ga — Ag — Sr — Mg — Co — W — Al — Fe — Ca — Cr;
$K = 1$—2: Cu — Si — Ti — **Au** — Pb — Ba — Ni;
$K = 2$—3: Zn.

Сравниваемые месторождения имеют разные геологическое строение и природные условия. Но золото в обоих случаях находится в группе концентрирующихся элементов. В ряду подвижности его ближайшими породообразующими элементами являются кремний, железо и алюминий, т. е. три основных элемента, которые формируют морфологические черты зон окисления золото-кварцевых жил. Можно думать, что в процессе окисления этих жил и их околожильных пород золото концентрировалось в зоне окисления, хотя широкий спектр элементов при этом мигрирует за пределы окисленного выхода.

Современная климатическая зональность иногда затушевывает общие черты распределения золота в зонах окисления описываемого морфологического типа. Покажем это на примере одного месторождения, расположенного в зоне пустынь. Здесь поверхностная часть зоны окисления имеет следующее строение.

На выходе коренных пород, порой выветрелых до стадии каменного структурного элювия, под рыхлыми отложениями развит выдержанный по мощности (около 1 м) гипсовый горизонт. В участках с рыхлым покровом более 2 м ниже его наблюдается отчетливо развитый горизонт, представленный землистым кальцитом и лимонитом. Его мощность достигает 0,5 м. Формирование этих горизонтов связано с испарительной концентрацией. Так, во время выпадения осадков в воды поступают легкорастворимые соединения кальция, магния и других катионов. В сухой период между осадками доминирует испарение, в результате чего повышается концентрация вод и закономерно изменяется их состав. По мере испарения из вод выпадают различные соли, образуя солевые горизонты. Ближе к уровню грунтовых вод идет отложение кальцита, затем гипса. Высокая окисляемость вод, содержащих 1,27—4,99 мг/л кислорода, препятствует миграции элементов с переменной валентностью, поэтому лимонит накап-

Таблица II.24

Распределение золота в породах зоны гипергенеза южного участка месторождения, мг/г

Породы	Номера опробованных разрезов										Среднее по 10 разрезам	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Au	pH
Почвенно-растительный слой	10	500	140	800	25	3,0					246,3	8,03
Лессовидный суглинок	7	70	140	120	30	2,8	11	6	12	7	40,6	8,10
Суглинок с обломками сланцев	21	600	230	50	90	2,7	6	11	12		113,6	7,76
Гипсовый горизонт		1000	2000	10	200				17		645,4	7,23
Карбонатный горизонт							2			13	7,6	7,67
Дресва сланцев	13	400	1400	17	205	1,7		8	20	13	230,9	7,55

ливается совместно с кальцитом. Золото, наоборот, в присутствии сильного окислителя становится более подвижным и достигает верхнего гипсового горизонта, где и концентрируется. По данным 10 разрезов содержание золота в этом горизонте в 3 раза выше, чем в каменном структурном элювии околорудноизмененных песчано-сланцевых пород, и на 2 порядка выше по сравнению с подстилающим лимонит-карбонатным горизонтом (табл. II.24).

В породах с современными гипс-карбонатными образованиями золото сопровождается двумя ассоциациями элементов: $Au—Fe_2O_3—K_2O$ и $Au—CaO—S—H_2O$.

Эти ассоциации наглядно показывают, что золото парагенно с разными гипергенными минералами: с лимонитом и гидрослюдами — тогда оно коррелирует с окисным железом и калием; с гипсом — в этом случае оно достоверно коррелирует со всеми компонентами данного минерала. В гипсовом горизонте золоту сопутствуют, кроме того, серебро, свинец и галлий, в выветрелых сланцах — никель и цинк.

Таким образом, в результате испарительной концентрации золото накапливается на поверхности рудного выхода. В хлоридно-сульфатном процессе, обусловленном высокоминерализованными слабощелочными и околонейтральными водами (pH = 7—7,89; Росляков, 1976б), оно не склонно к миграции.

II.3.3.Б. Зоны окисления золоторудных месторождений, содержащих сульфиды

В эту группу включены зоны окисления золоторудных месторождений, в первичных рудах которых содержание сульфидов превышает 15%. Сюда относятся месторождения золото-сульфидно-кварцевой и золото-скарновой формаций. На всех них золото по вертикальному профилю зоны окисления распределяется неравномерно, образуя обогащенные и обедненные им участки. По данному признаку в зонах окисления и цементации выделяются следующие подзоны (сверху вниз):

Зоны окисления:

а) выщелачивания;

б) вторичного золотого обогащения;

в) окисленных руд цветных металлов.

Зоны цементации:

а) вторичного золото-сульфидного обогащения;

б) смешанных сульфидных руд.

1. **Распределение золота в подзоне выщелачивания.** Подзона выщелачивания представляет собой поверхностную часть окисленного рудного выхода. Развита она в зонах окисления открытого типа с хорошей циркуляцией нисходящих вод. Ее мощность составляет обычно несколько метров и определяется глубиной залегания современного уровня грунтовых вод. В наиболее благоприятных условиях для фильтрации вод, к каким относятся окисленные золото-сульфидно-кварцевые жилы — узкие линейновытянутые дезинтегрированные тела в монолитных породах, подзона выщелачивания может развиваться до глубины 30 м и более. Таковая установлена нами в жилах Дарасунского, Комсомольского и других месторождений Восточного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Строение подзоны видно из рис. II.36—II.37, на которых показаны проекции жил на вертикальную плоскость.

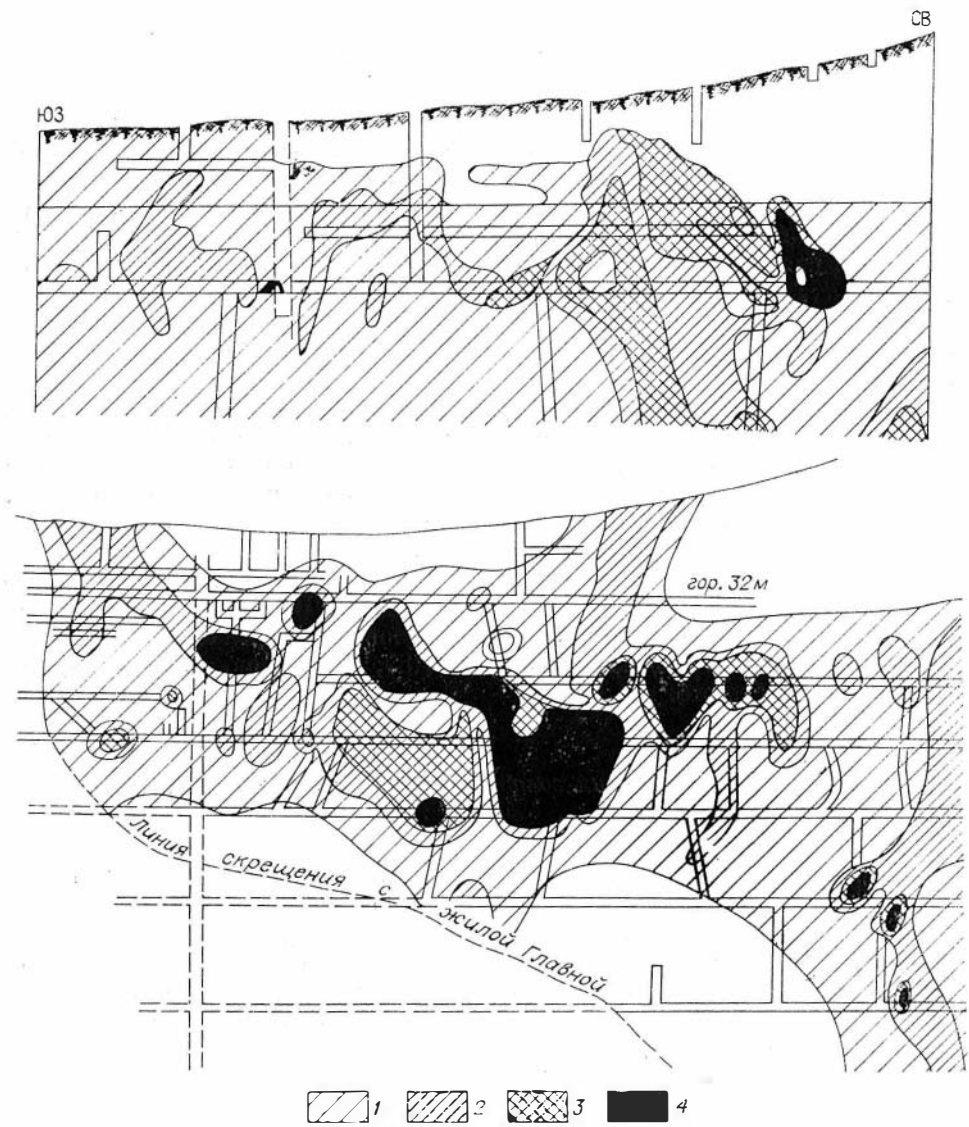


Рис. II.36. Распределение золота в зоне окисления золото-сульфидно-кварцевых жил (проекция на вертикальную плоскость).

Верхний незаштрихованный участок рисунков характеризует подзону выщелачивания. 1—4 — распределение концентраций золота. Повышение содержания золота отражено увеличением интенсивности штриховки.

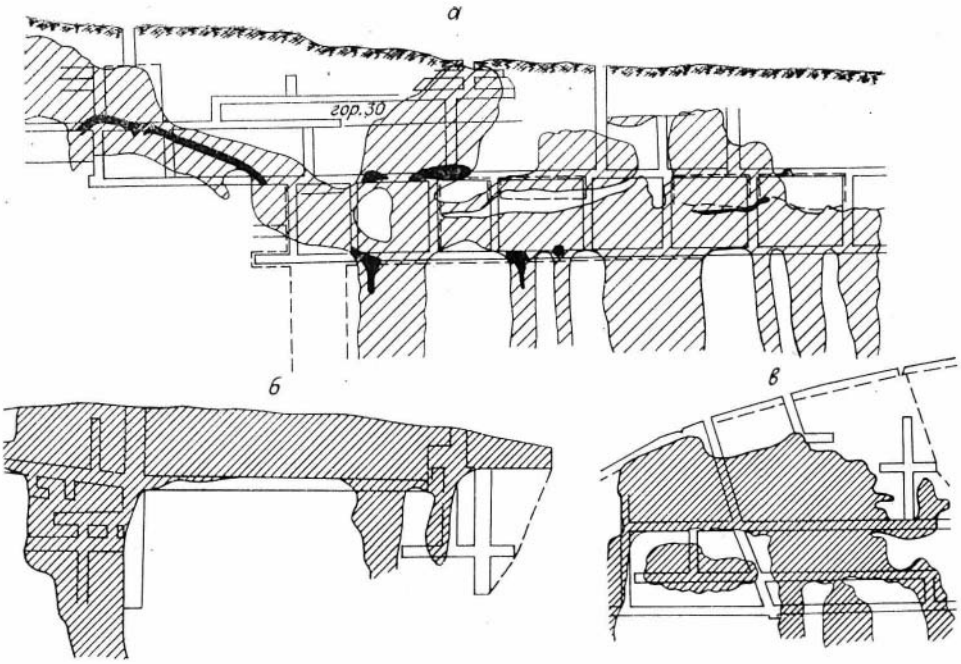


Рис. II.37. Распределение золота в зоне окисления золото-сульфидно-кварцевых жил (проекция на вертикальную плоскость).

Отчетливо видна горизонтальная ориентировка окисленных рудных тел, с глубиной переходящая в вертикальные первичные золоторудные столбы.
Усл. обозн. см. рис. II.36.

Коэффициент концентрации золота в окисленных рудах подзоны выщелачивания колеблется в пределах 0,01—0,8. Относительно исходных первичных руд особенно низки содержания золота в прямых указателях бывших сульфидов — губках и кэппингах, хотя абсолютные его значения среди гипергенных образований в них часто самые высокие. При этом минимальный коэффициент концентрации золота установлен в кремнистых губках. В губках более сложного состава он повышается.

Содержание золота в губках в общем близко к таковому в бурых железняках и более равномерное, чем в окисленных вкрапленных рудах и особенно в породах, интенсивно обогащенных местными гидратами железа. Как показал Ф. Н. Шахов (1960), губки и бурые железняки возникают за счет окисления и выщелачивания сульфидных вкрапленников интенсивной минерализации, а две последние выветрелые разности — за счет бедных вкрапленников сульфидов. В первичных рудах изученных месторождений концентрация золота находится в пространственной зависимости от концентрации сульфидов. В сравниваемых продуктах окисления сульфидных руд наблюдается обратная зависимость. Это свидетельствует о том, что при выщелачивании сульфидов мигрировало и золото. Чем больше сульфидов, особенно пирита, содержал окисленный рудный выход и чем менее устойчивы к сернокислому выветриванию вмещающие его породы, тем больше вынесено золота при выветривании за пределы рудного тела. При этом ему сопутствовали серебро и мышьяк. Их коэффициенты корреляции с золотом порядка 0,5 и 0,9 соответственно.

Наиболее обогащены золотом вторичные рудные минералы — скородит, малахит, лимонит и др. Их совместное нахождение, как правило, соответствует выходу золоторудного столба. В. И. Красниковым и Р. С. Сейфуллиным (1968) подмечено, что чем сложнее минеральный состав окисных руд месторождений Восточного Забайкалья, тем богаче эти руды золотом. По их данным, относительно мономинеральные лимонитовые, скородитовые, церусситовые и англезитовые руды менее золото-

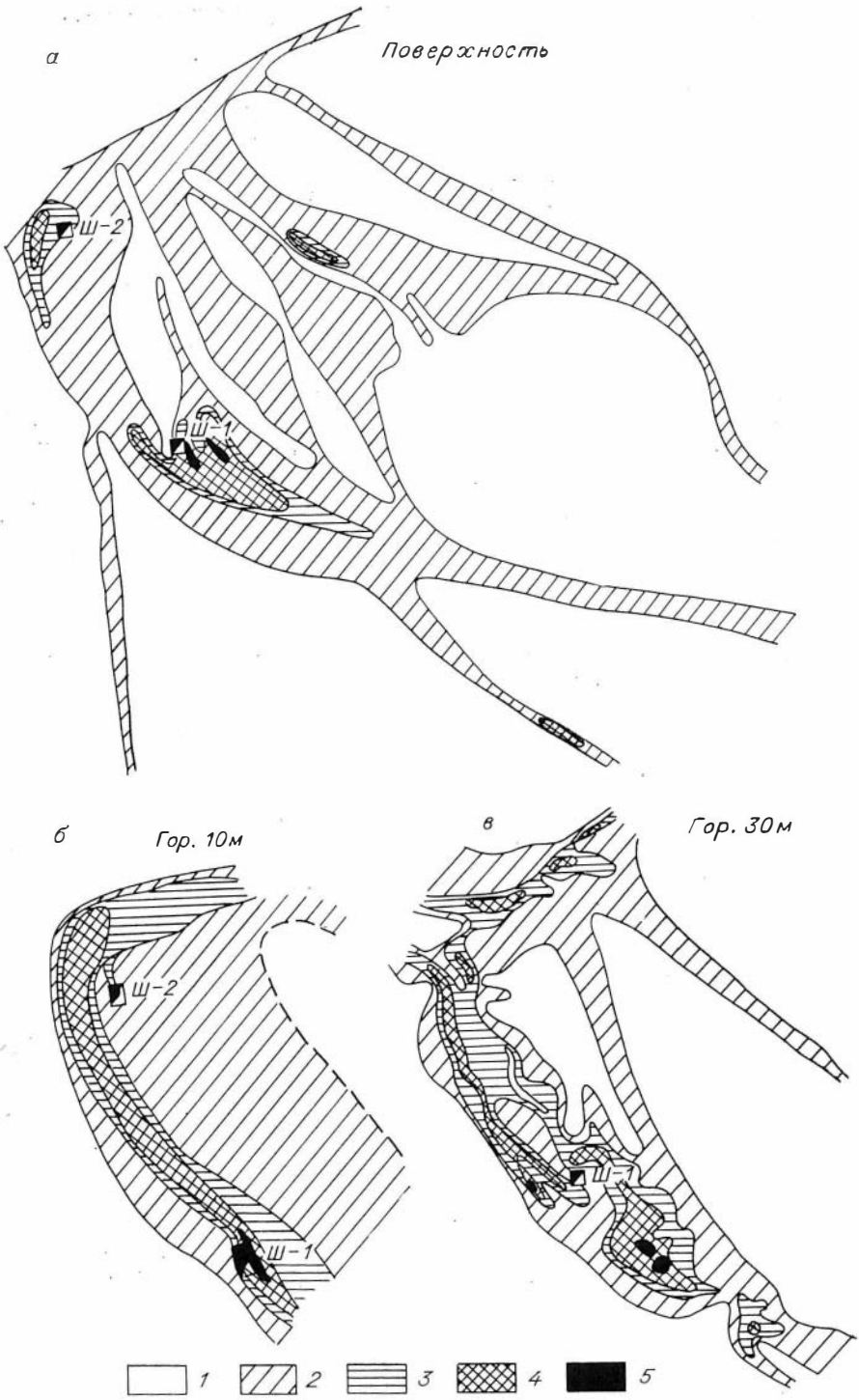


Рис. II.38. Распределение золота в подзоне выщелачивания (*а*), вторичного золотого (*б*) и золото-сульфидного (*в*) обогащения вкрапленно-прожилкового месторождения, залегающего в диоритах.

Повышение содержания Au показано увеличением интенсивности штриховки от 1 до 5.

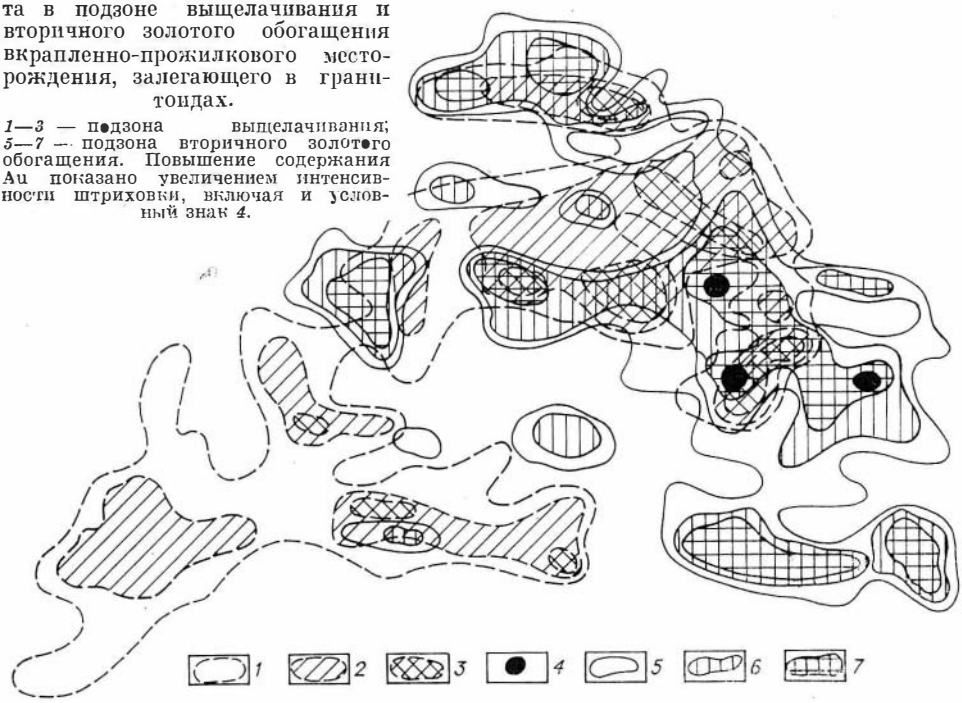


Рис. II.39. Распределение золота в подзоне выщелачивания и вторичного золотого обогащения вкрапленно-прожилкового месторождения, залегающего в гранитоидах.

1—3 — подзона выщелачивания; *5—7* — подзона вторичного золотого обогащения. Повышение содержания Au показано увеличением интенсивности штриховки, включая и условный знак *4*.

носны, нежели их смеси. Такой характер распределения золота в продуктах окисления, по нашему мнению, унаследуется от его распределения в первичных рудах, где содержание данного компонента возрастает со сложностью их минерального состава. Так, на исследованных месторождениях существенно мышьяковые руды обычно беднее золотом медно-мышьяковых, существенно свинцовые — беднее свинцово-цинковых и т. д. Можно сделать практический вывод: с увеличением в рудном выходе разновидностей гипергенных минералов возрастает его значимость как указателя выхода золоторудного столба.

В хорошо развитых подзонах выщелачивания золотом наиболее обеднена не поверхностная часть, а более глубокие горизонты. Типичным примером служит подзона выщелачивания одной из жил Дарасунского месторождения. В ней на поверхности коэффициент концентрации золота равен 0,54, на глубине 13 м — 0,48, а на глубине 24 м — всего лишь 0,29. Следовательно, по сравнению с глубиной 24 м на поверхности жилы золота почти в 2 раза больше, но относительно первичных руд из поверхностной части его вынесено почти 50%.

Следует подчеркнуть, что повсеместное развитие подзоны выщелачивания и низкие коэффициенты концентрации золота в ней не исключают присутствие в выходе повышенных содержаний данного элемента. Его граммовые количества распространены довольно широко. С глубиной контуры участков с граммовыми содержаниями золота сужаются, но большую распространенность приобретают более высокие его концентрации, которые широко развиты в подзоне золото-сульфидного обогащения, пространственно контролируемой положением первичных золото-сульфидных рудных тел (рис. II.38, II.40).

В рудах подзоны выщелачивания наблюдается существенное изменение корреляционных связей золота с главными и второстепенными элементами первичных руд. По сравнению с первичными рудами в их окисленных разностях коэффициенты корреляции пар золото — металл более низкие. Не исключение это и для пары золото — марганец. По представлениям многих исследователей [Смирнов, 1955, и др.], марганец является

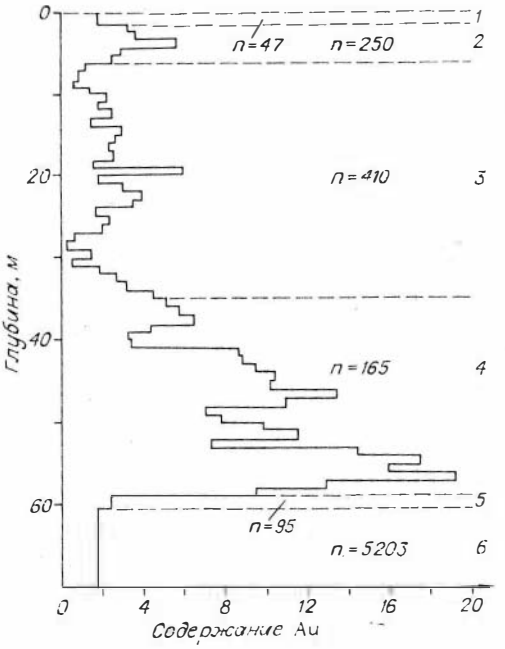


Рис. II.40. Распределение золота в подзонах окисления вкрапленно-прожилкового месторождения, залегающего в гранодиоритах и габбро-диоритах. Подзоны: *1* — выщелачивания, *2* — вторичного золотого обогащения, *3* — окисленных руд цветных металлов, *4* — вторичного золото-сульфидного обогащения, *5* — смешанных руд, *6* — зона первичных руд. *n* — количество пробирных анализов, включенных в подсчет.

важным элементом, контролирующим гипергенное концентрирование золота. На исследованных месторождениях такой строгой зависимости не наблюдается. Марганец в подзоне выщелачивания сохраняется практически в тех же количествах, что и в первичных рудах, тогда как золото из нее частично вынесено. Золото выносилось при повышении кислотности среды, о чем свидетельствует его корреляционная связь с pH водной вытяжки окисленных руд.

По основным морфологическим разновидностям п о р о д подзоны выщелачивания золото распределяется следующим образом. В осветленных породах содержание его возрастает от слабо к интенсивно осветленным разностям. Но с увеличением степени осветления до стадии дезинтегрированных резко осветленных разностей содержание этого элемента вновь понижается (табл. II.25). Коэффициент концентрации его в осветленных породах варьирует от 0,01 до 2,7. Более низкие значения золота свойственны месторождениям жильного типа. Во вкрапленно-прожилковых, штокверковых и связанных со скарнами месторождениях он повышен. Такое распределение металла в осветленных породах в некоторой мере унаследуется от исходных околорудноизмененных пород и руд. Унаследованность выявляется корреляционным анализом: в осветленных разностях сохраняются корреляционные связи золота со многими, в том числе халькофильными, элементами исходных пород. В процессе осветления происходит нивелирование содержаний его, о чем свидетельствует понижение, иногда на порядок, величин дисперсии распределения этого элемента.

В лимонитизированных породах содержание золота находится в прямой связи с концентрацией в них окисного железа. Эта тенденция свойственна разностям, обогащенным за счет как местного, так и привнесенного железа. Однако на всех месторождениях более высокие (первые граммы на тонну) концентрации золота приурочены к породам, обогащенным местными гидратами железа, и особенно к их интенсивно обогащенным разностям (см. табл. II.25). В них вместе с лимонитом встречается видимое золото, а коэффициент его концентрации обычно более единицы. Если при осветлении золото выносится и его содержания нивелируются, то при лимонитизации, наоборот, дисперсия распределения благородного металла возрастает. Одновременно изменяются и корреляционные связи золота с другими элементами материнских пород. Это служит дополнительным признаком более активного перераспределения его, как и других элементов, в процессе лимонитизации. В случае, когда породы обогащаются лимонитом за счет местного железа, золоту сопутствует мышьяк, а за счет перемещенного — серебро, реже цинк. В лимонитизированных сланцах Бакырчикского месторождения золото коррелирует еще с вана-

Таблица II.25

Коэффициенты концентрации золота в главных морфологических разновидностях пород подзоны выщелачивания

Наименование породы	Месторождения																							
	жильные										штокверковые, вкрапленно-прожилковые								штриховые				в целом по типу пород	
	n	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*	*n*	*K*
Осветленные																								
слабо осветленные	3	0,1	20	0,2	10	0,2	9	0,4	30	0,01	7	0,3	30	0,6	18	0,5					15	0,7	142	0,3
интенсивно осветленные	15	0,3	35	0,3	14	1,4	18	1,1	10	0,1	17	1,2	10	1,5	14	2,7	3	4,6			15	1,6	151	1,5
дезинтегрированные резко осветленные	5	0,2	10	0,1	10	0,9	37	0,5	10	0,1	16	0,8	4	0,6	2	0,4	2	0,3			5	0,5	104	0,4
Лимонитизированные																								
обогащенные местным железом	10	0,4	30																					
слабо обогащенные	10	0,4	30	0,2	5	0,5	134	0,8	15	0,5	20	0,5	13	0,9	4	1,5	9	1,6			3	1,3	243	0,8
интенсивно обогащенные	10	0,9	20	1,3	10	2,2	160	1,0	40	1,0	17	1,5	20	7,7	4	2,1	13	2,1	61	1,8	7	1,9	362	2,1
бурые железняки											1	0,4			2	0,9							3	0,6
Обогащенные привнесенным железом																								
слабо обогащенные	10	0,1	20	0,2	10	1,3	20	0,4	15	0,3			33	0,7	4	0,8	14	0,1			7	0,8	133	0,5
интенсивно обогащенные	10	0,7	10	0,2	10	2,8	20	1,3	15	0,5			13	2,0	4	1,2	3	0,5	17	2,1	10	2,1	112	1,5
Окремненные															26	2,1	20	3	20	3,0			46	2,6
Рыхлые образования — лимонитовые охры и сыпучка	7	0,2	16	0,2	10	1,9	104	1,2	15	0,3	2	0,6	8	0,7	1	0,8	16	1,5	10	1,7	10	1,6	199	1,0
В целом	70	0,4	161	0,3	79	1,4	502	0,8	150	0,4	80	0,8	131	1,8	79	1,3	60	1,5	108	2,2	72	1,3	1492	1,1

Месторождение	Акбакайское	Дарасуйское	Комсомольское	Пикне-Теремкинское	Центральное	Ключевское	Козловское	Погромное	Бакырчикское	Натальевское	Амазаркапское

дием. С остальными элементами-примесями оно не имеет достоверных корреляционных связей.

Из сравнения коэффициентов концентрации золота в породах и рудах подзоны выщелачивания следует, что бо́льшая часть его мигрирует из окисленных руд, меньшая — из выветрелых пород. В месторождениях жильного типа средние коэффициенты концентрации золота в выветрелых околожильноизмененных породах колеблются в пределах 0,3—1,4, а вкрапленно-прожилковых — 0,8—1,8. Более контрастно накапливается золото во вмещающих породах относительно окисленных руд на месторождениях, залегающих в карбонатных отложениях. Так, в подзоне выщелачивания окисленных золотоносных скарнов коэффициент концентрации золота равен 0,2—0,4, а во вмещающих их выветрелых известняках достигает 4,6. Золото осаждается в экзоконтактах рудных тел и далеко от них не мигрирует. Как показали исследования Ю. Г. Щербакова (1961), на Синюхинском месторождении, связанном со скарнами, оно практически не мигрирует и в глубокие горизонты зоны окисления. За пределами наиболее обогащенных золотом карстовых сыпучек, уже в зоне гипергенных сульфидов, масштабы вторичного золотого обогащения с глубиной уменьшаются. Видимо, в карбонатной среде, быстро нейтрализующей сернокислые растворы, образующиеся при окислении золотоносных сульфидов, золото очень быстро осаждается на карбонатном барьере. Наиболее богатыми им здесь оказываются малахит-азуритовые окисленные руды, залегающие в верхней части зоны цементации. Из такого места на Синюхинском месторождении Ю. Г. Щербаковым взят образец, показанный на рис. II.41, и отрисован золотой поясок, развивающийся перед фронтом вторичной карбонатизации борнита и халькозина зоны цементации. Золото концентрируется на контакте малахита с лимонитизированными реликтами скарновых минералов.

В зонах окисления закрытого типа, а также в открытых, но расположенных в аридных районах (Средняя Азия, Центральный Казахстан), подзона выщелачивания практически не развивается. В поверхностной части таких зон коэффициент концентрации золота может достигать высоких значений. Например, на Акбакайском и Кенгирском месторождениях древние зоны окисления осложнены современными наложенными процессами. В поверхностной части окисленного выхода развивается гипсовая шляпа мощностью до 2 м. Коэффициент концентрации золота в нем изменяется в пределах 1,2—8,3. Под этим горизонтом содержание его понижается и достигает обычных для зоны окисления значений.

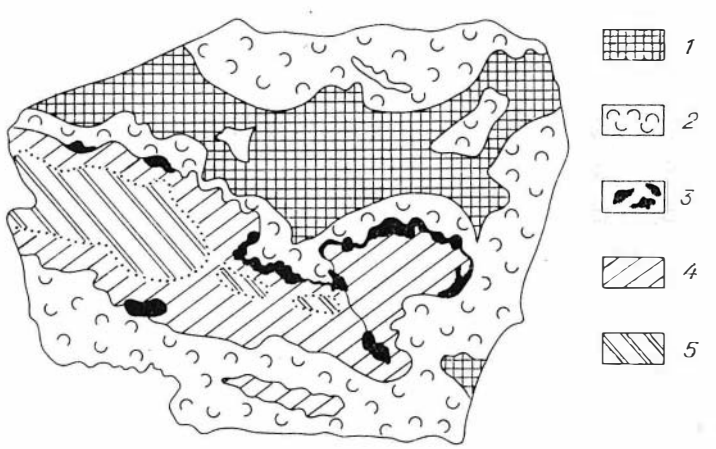


Рис. II.41. Зарисовка приполировки образца окисленных руд золото-скарнового месторождения (по Ю. Г. Щербакову):
1 — борнит и халькозин; *2* — лимонитизированные реликтовые гранаты; *3* — самородное золото; *4* — малахит; *5* — азурит. Натуральная величина.

Таким образом, подзона выщелачивания представляет собой поверхностную часть рудного выхода, подверженного влиянию атмосферных агентов. Она является эпигенетической по отношению к основной части зоны окисления, залегающей ниже современного уровня грунтовых вод. При ее формировании золото мигрировало из осветленных пород и окисленных руд и накапливалось в карбонатных и лимонитизированных породах рудного выхода и в более глубоких горизонтах зоны окисления. В ряду подвижности элементов оно занимало положение в средине и даже в начале миграционного ряда, когда подзона выщелачивания формировалась в месторождениях, залегающих в силикатных породах, и в конце ряда — когда она развита в месторождениях с карбонатными вмещающими породами и расположенных в аридных зонах [Воротников и др., 1968]. При формировании подзоны выщелачивания в условиях силикатных пород золото было подвижнее серебра, а в карбонатных — инертнее его.

Для примера приведем миграционные ряды элементов для подзоны выщелачивания карбонатных и контактирующих с ними силикатных пород, вмещающих золотоносные скарны:

1. Ряд подвижности элементов в подзоне выщелачивания золотоносных скарнов:

$K \leqslant 0{,}5$: Ag — **Au** — Ba — Mo;
$K = 0{,}5—1{,}0$: Sr — V — Pb — Ti;
$K = 1{,}0—2{,}0$: Cu — Zr;
$K = 2{,}0—5{,}0$: Co — Zn — As — Cr — Ni — Ga;
$K = 5{,}0—7{,}0$: Bi — Mn.

2. Ряд подвижности элементов в подзоне выщелачивания диоритов:

$K \leqslant 0{,}5$: V — Pb — Cu — Cr — Zn — Ni — Sr — Ga — Ti — Mo — —Zr — Co;
$K = 0{,}5—1{,}0$: Mn;
$K = 1—2{,}0$: **Au**;
$K = 6{,}0—8{,}0$: Ag — As.

3. Ряд подвижности элементов в подзоне выщелачивания известняков:

$K \leqslant 0{,}5$: Pb — Ti — Zn — Cr — Co — V — Ni — Ga — Ba — — Bi — Zr;
$K = 0{,}5—1{,}0$: Mo — Mn — Sr;
$K = 1{,}0—2{,}0$: Ag — Cu;
$K = 2{,}0—3{,}0$: **Au** — As.

В приведенных рядах обращает на себя внимание очень высокая степень дифференцированности элементов, чего до этого не наблюдалось ни в одних продуктах выветривания. Особенно дифференцировались элементы при формировании подзоны выщелачивания за счет окисленных руд и выветрелых диоритов.

2. **Распределение золота в подзоне вторичного золотого обогащения.** Данная подзона расположена под подзоной выщелачивания в верхней части подзоны окисленных руд цветных металлов. Она пространственно приурочена к современному уровню грунтовых вод и развита практически на всех месторождениях. Исключение могут представить только зоны окисления месторождений, залегающих в карбонатных породах, ибо, как отмечал Ф. Н. Шахов (1960), зональность на них выражена своеобразно. Ее можно видеть в пределах каждого штуфа (см. рис. II.41), но по вертикали она часто не различается ввиду быстрой нейтрализации кислых серосодержащих растворов карбонатами.

В силикатных же породах подзона представлена одним или несколькими прерывистыми горизонтами, обогащенными золотом (рис. II.42). Коэффициент концентрации его в подзоне колеблется от 1 до 10. Максимальная концентрация металла тяготеет к тем подзонам, которые формируются за счет окисления вышедшей в зону аэрации древней зоны цемен-

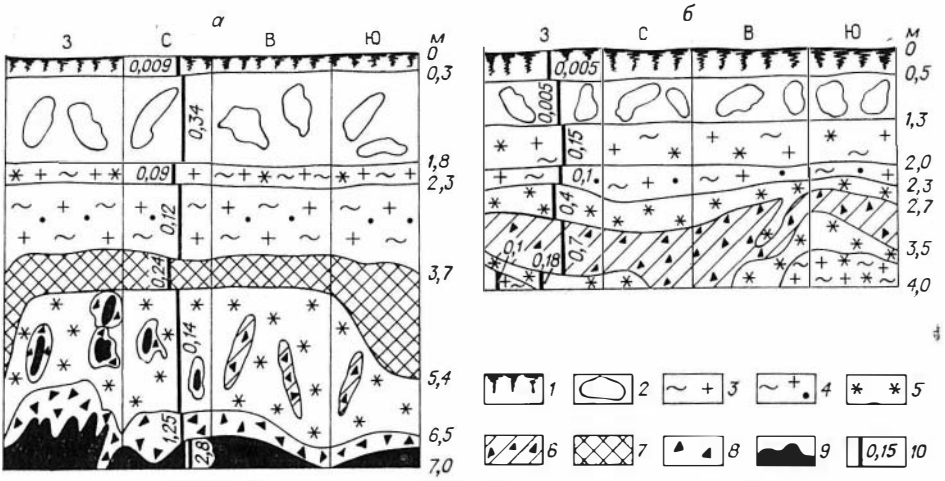


Рис. II.42. Строение зоны окисления золотосульфидного тела, залегающего в гранитоидах, и распределение в нем золота (зарисовка шурфов *а* и *б*).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — крупноглыбовый делювий; *3* — каменный структурный элювий; *4* — каменный структурный элювий со скородитом, малахитом и лимонитом; *5* — лимонитовые охры; *6* и *7* — горизонт вторичного золотого обогащения в интенсивно осветленных и лимонитизированных породах соответственно; *8* — руды зоны цементации; *9* — сливные сульфидные руды; *10* — место взятия бороздовых проб и содержание в них Au в усл. ед.

тации или в результате наложенных современных процессов, в частности загипсованности древних зон окисления в условиях аридного климата Средней Азии и Центрального Казахстана. В обычном случае подзона вторичного золотого обогащения контролируется участками развития лимонитов, образованными за счет перемещенного железа. Здесь же концентрируются мышьяк, серебро, медь, реже свинец и цинк. Среди главных компонентов руд золото наиболее инертно в подзоне вторичного золотого обогащения жильных месторождений и уступает по концентрированности лишь серебру в подзонах вкрапленно-прожилковых первичных руд (табл. II.26, II.27). Относительно зоны первичных руд в обогащенной золотом подзоне повышается его корреляционная связь с мышьяком, иногда с серебром, тогда как с цинком и свинцом она ослабевает.

Количество и степень обогащенности золотом горизонтов зависят не только от характера распределения золотоносных сульфидов, но и от устойчивости уровня грунтовых вод, что на примере Уральских месторождений показано М. Н. Альбовым (1960а, б). Поскольку уровни грун-

Таблица II.26

Коэффициенты корреляции золота с серебром, мышьяком, свинцом и цинком в подзоне вторичного золотого обогащения и зоне первичных руд Нижне-Теремкинского месторождения (по данным 97 пар химических анализов)

Элемент	Au	Ag	Pb	Zn	K	S
Au		0,94	0,98	0,08	0,75	4,11
Ag	0,97		0,94	0,08	2,69	23,72
Pb	0,98	0,92		0,15	2,38	0,57
Zn	0,55	0,59	0,54		0,86	0,09
S	0,22	1,80	0,13	0,14	Ряд подвижности элементов: Au – Zn – Pb – Ag	

Примечание. Над диагональной чертой — подзона вторичного золотого обогащения, под ней — зона первичных руд.

Таблица II.27

Коэффициенты корреляции золота с серебром, мышьяком, свинцом и цинком в подзоне вторичного обогащения и зоне первичных руд Козловского месторождения (по данным 36 пар химических анализов)

Элемент	Au	Ag	As	Pb	Zn	K	S
AU		0,87	0,62	0,83	0,25	3,54	9,76
Ag	0,87		0,65	0,95	0,44	10,08	44,0
AS	0,10	0,72		0,34	0,18	13,70	3,80
Pb	0,98	0,92	0,29		0,42	1,30	0,69
Zn	0,55	0,59	0,44	0,54		1,14	0,09

Примечание. Ряд подвижности элементов: Zn—Pb—Au—Ag.

товых вод в пределах даже одного месторождения находятся на разной глубине и контролируются рельефом местности, подзона вторичного золотого обогащения расположена на разных гипсометрических уровнях. Например, на Дарасунском месторождении она находится на глубинах 3—35 м, Берикульском и Центральном — 10—15, Комсомольском — 10—30, Акбакайском и Бакырчикском — 1—5 м. В зонах окисления, перекрытых мощными аллохтонными рыхлыми отложениями, обогащенный золотом горизонт может начинаться сразу с выхода рудного тела под наносы. В хорошо проработанных зонах окисления подзона вторичного золотого обогащения может иметь важное значение. Степень концентрирования в ней золота по отдельным месторождениям нами показана ранее [Росляков, 1976а].

Кроме перечисленных признаков подзоны вторичного золотого обогащения, ее важным критерием служат отношения содержаний золота к главным элементам первичных руд: серебру, меди, свинцу, цинку, сурьме, мышьяку. В рассматриваемой подзоне они достигают максимальных значений и существенно отличаются от таковых как вышележащей подзоны выщелачивания, так и первичных руд. Для серии жил Нагорного участка Дарасунского месторождения эти отношения приведены в табл. II.28.

В месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации степень концентрирования золота в жилах почти в 2 раза меньше, чем в выветрелых околожильноизмененных породах, что связано с различной скоростью фильтрации исходящих вод и сорбционной способностью окисленных руд и глинистых пород. На Дарасунском месторождении отношение коэффициента концентрации золота в жиле к коэффициенту в породе равно 0,6.

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

Литературный материал позволяет заключить, что подзона вторичного золотого обогащения является не частным, а общим случаем зон окисления месторождений рассматриваемых типов. Так, из рисунка, приведенного В. И. Красниковым и Р. С. Сейфуллиным (1968), видно, что на ряде месторождений Восточного Забайкалья в зоне окисления на глубине 5—7 м, где обычно и расположен современный уровень грунтовых вод, содержание золота превышает 3 г/т. Выше и ниже этого горизонта

Таблица II.28

Отношение средних содержаний золота к средним содержаниям главных элементов первичных руд в жилах Нагорного участка Дарасунского месторождения

Зона	Подзона	Глубина опробования, м	Au:Ag	Au:Cu	Au:Pb	Au:Zn	Au:Sb	Au:As
Окисления	Выщелачивания (88)	0—2,0	0,62	0,0180	0,0129	0,0741	0,0395	0,0073
	Вторичного золотого обогащения (88)	2,0—5,0	0,81	0,0242	0,0275	0,0797	0,0469	0,0034
	Окисленных руд цветных металлов (77)	5—10,0	0,48	0,0161	0,0116	0,0597	0,0190	0,0021
Цементации	Вторичного золотого сульфидного обогащения (106)	10,0—17,0	0,56	0,0009	0,0108	0,0513	0,0806	0,0029
	Смешанных руд (46)	17—57,0	0,33	0,0062	0,0082	0,0199	0,0284	0,0018
Первичных руд	(70)	57	0,61	0,0061	0,0061	0,0122	0,0122	0,0015

Примечание. В скобках приведено количество химических и пробирных анализов, включенных в подсчет.

оно не более 1 г/т. Есть основание считать описываемую часть зоны окисления продуктивной на золото и рекомендовать обращать на нее пристальное внимание при прогнозе эндогенного золотого оруденения по окисленным выходам, а также при поисковых и разведочных работах. Мощность обогащенных золотом горизонтов 1—3 м, глубина залегания — 3—35 м, средний коэффициент концентрации золота во вкрапленно-прожилковых месторождениях около 2 и в месторождениях жильного типа — около 6 (табл. II.29, II.30).

3. Распределение золота в подзоне окисленных руд цветных металлов. Подзона представляет собой бо́льшую часть зоны окисления. Концентрация золота в ней в 3 раза выше, чем в первичных рудах жил, и близка к содержанию во вкрапленно-прожилковых сульфидных рудах, где его коэффициент концентрации колеблется в пределах 0,6—0,9 при среднем 0,8 по 5 месторождениям. Увеличение коэффициента концентрации золота сопровождается повышением степени дифференцированности элементов. Относительно первичных руд в рассматриваемой подзоне наблюдается смещение отношений Au : Ag в пользу серебра, а отношений Au : Pb, Au : Zn, Au : Sb, Au : As — в пользу золота (см. табл. II. 28).

Золото в рудах подзоны ассоциирует с гипергенными рудными и нерудными минералами, но повышенную роль в его концентрации начинают играть реликтовые сульфиды. Оно в этой подзоне не полностью высвобождено из минералов первичных руд. А. М. Кузьмин на примере одного из рассматриваемых нами месторождений показал, что в выходах жил около 64% золота находится в свободном состоянии, а в подзоне окисленных руд — всего лишь 22% от его валового количества. Видимо, поэтому в подзоне окисленных руд относительно первичных существенных изменений в корреляционных связях золота с главными халькофильными элементами не наблюдается. В то же время ей свойственны более высокие значения дисперсий распределения содержаний золота, а также серебра и свинца (табл. II.31). Это свидетельствует о некотором перераспределении золота в подзоне. При ее формировании за счет вкрапленно-прожилковых руд оно было подвижнее даже цинка, а за счет жильных рудных тел — инертнее многих халькофильных элементов. Как отмечалось при геологической характеристике месторождений жильного типа, в них значительная часть золота связана с кварцем, поэтому оно и сохраняется в подзоне окисленных руд. Это золото совместно с привнесенным дает высокий коэффициент концентрации. Во вкрапленно-прожилковых рудах все золото связано с сульфидами и может мигрировать при их окислении.

Претерпевшие сернокислое выветривание породы подзоны на всех изученных месторождениях обогащены золотом. Отношение его коэффициентов концентрации в системе руда — порода для верхних частей подзоны около 0,5 и порядка 1,5 — для нижней. Это свидетельствует о том, что золото более охотно осаждалось из нисходящих растворов сначала в околорудных породах, затем в рудах.

4. Распределение золота в подзонах вторичного золото-сульфидного обогащения и смешанных руд. Эти подзоны пространственно и генетически связаны с зоной вторичного сульфидного обогащения, или, как ее обычно называют,— с зоной цементации. В рассматриваемых месторождениях Кузнецкого Алатау она наблюдалась А. Я. Булынниковым (1948), Восточного Забайкалья — И. Н. Эповым, Казахстана — М. М. Бакеновым (1976). К сожалению, изучению поведения золота в зоне вторичного сульфидного обогащения в свое время уделялось мало внимания, а сейчас она почти на всех известных месторождениях отработана. Имея только погоризонтные планы опробования, трудно однозначно выделить эту зону. Попытки отнести участки с высоким содержанием золота, расположенные на небольшой глубине, к гипергенно обогащенным часто недостаточно аргументированы, на что нами обращено внимание в отдельной публикации [Росляков, 1974].

Таблица II.29

Распределение золота по подзонам зон окисления и цементации месторождений типа штокверковых и минерализованных зон

Зоны и подзоны	Месторождение															
	Балырчинское				Васильковское				Кентирское				Ключевское			
	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Зона окисления																
подзона выщелачивания	723	1,41	3,53	0,3	47	1,88	4,79	0,8	231	3,08	7,73	2,9	130	0,95	2,38	0,2
подзона вторичного золотого обогащения	454	5,38	14,31	1,0	250	3,54	9,42	1,7	35	10,76	28,62	10,6	40	7,25	19,29	1,6
подзона окисленных руд цветных металлов	445	3,91	10,3	0,8	418	1,89	5,04	0,9	Не изучено				5531	3,80	10,07	0,8
Зона цементации																
подзона вторичного золото-сульфидного обогащения	361	6,62	21,85	1,6	165	9,93	32,77	5,8	180	7,07	23,05	8,5	30	9,16	30,23	2,5
подзона смешанных руд	Не изучено				95	2,30	6,49	1,2	Не изучено				2919	3,73	11,19	0,9
Зона первичных руд	270	4,75	13,92	1,0	5203	1,94	5,65	1,0	580	0,98	2,70	1,0	1003	4,18	12,12	1,0

Продолжение таблицы II.29

Зоны и подзоны	Месторождение											
	Козловское				Погромное				Среднее по подзонам			
	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K
Зона окисления												
подзона выщелачивания	351	0,92	2,35	0,5	285	0,74	1,91	0,2	1536	1,18	2,99	0,37
подзона вторичного золотого обогащения	145	2,80	7,45	1,7	27	3,75	10,05	1,1	951	5,58	14,86	1,85
подзона окисленных руд цветных металлов	50	0,97	2,57	0,6	29	3,00	7,98	0,9	6473	2,71	7,19	0,80
Зона цементации												
подзона вторичного золото-сульфидного обогащения	23	15,40	50,82	11,9	20	10,62	30,80	3,3	779	9,80	31,59	3,95
подзона смешанных руд	Не изучено				50	3,09	8,71	0,9	3064	3,04	8,80	1,10
Зона первичных руд	123	1,45	4,28	1,0	140	3,27	9,32	1,0	7319	2,76	6,00	1,0

Таблица II.30

Коэффициенты концентрации золота в окисленных рудах и вмещающих их выветрелых породах золото-кварц-сульфидной жилы Дарасунского месторождения (зона окисления погребенного типа)

Зона	Подзона	Глубина опробования, м	Коэффициент концентрации Au		$K^{ж}:K^{п}$
			в жиле ($K^{ж}$)	в породе ($K^{п}$)	
Окисления	Выщелачивания (88/67)	0—2	4,2	3,6	1,2
	Вторичного золотого обогащения (88/71)	2—5	5,7	10,1	0,6
	Окисленных руд цветных металлов (47/46)	5—7	3,7	7,2	0,5
	То же (30/31)	7—10	3,0	2,2	1,4
Цементации	Смешанных руд (26/50)	10—15	3,2	10,6	0,3
	Вторичного золото-сульфидного обогащения (106/32)	10—17	9,2	2,7	3,4
	Смешанных руд (20/40)	17—57	2,6	3,4	0,8
Первичных руд	(70/143)	57			
Среднее по зоне окисления и цементации			4,5	5,7	0,8

Примечание. В скобках приведено количество пробирных анализов, включенных в подсчет по рудам (числитель) и породам (знаменатель).

Изучая в течение многих лет зону гипергенеза сульфидных и золоторудных месторождений, нам представилась возможность детально ознакомиться с зоной цементации ряда жил Дарасунского и Акбакайского месторождений, установить ее на Кентирском, Козловском и Ключевском месторождениях. В виде отдельных фрагментов она наблюдалась на Берикульском, Центральном, Комсомольском и Бакырчикском месторождениях.

Известно, что степень проявления гипергенных сульфидов и их положение в разрезе определяются сульфидностью первичных руд и устойчивостью палеоуровня грунтовых вод. При незначительном количестве сульфидов или колебательном движении уровня грунтовых вод зона цементации может быть представлена только смешанными рудами, состоящими из первичных и вторичных сульфидов. Стабильность уровня грунтовых вод и повышенное количество пирита, марказита, пирротина и халькопирита создают благоприятные условия для формирования горизонтов, почти нацело сложенных гипергенными сульфидами. Интенсивно обогащенные горизонты обычно развиваются совместно со смешанными рудами, поэтому на изученных месторождениях зону цементации мы подразделили на две подзоны: смешанных руд и вторичного сульфидного обогащения. Гипергенные минералы обеих подзон представлены халькозином, в меньшей мере ковеллином и марказитом. Иногда присутствуют необычные для зоны цементации минералы, такие как кальцит, гетит,

Таблица II.31

Коэффициенты корреляции золота с серебром, свинцом и цинком в подзоне окисленных и зоне первичных руд Козловского месторождения (по данным 51 пары химических анализ в)

Элемент	Au	Ag	As	Pb	Zn	K	S
Au		0,55	0,96	0,04	-0,34	1,22	1,64
Ag	0,41		0,46	0,76	-0,15	1,18	74,7
As	0,78	0,23		-0,19	-0,35	1,10	3,38
Pb	0,06	0,62	0,06		0,17	0,81	2,14
Zn	-0,05	0,02	-0,09			0,37	0,13
S	1,69	94,0	2,50	2,78	2,53	Ряд подвижности элементов: Zn–Pb – – As–Ag–Au	

Примечание. Над диагональной чертой — подзона окисленных руд, под ней — зона первичных руд.

скородит и гипс. В плоскости рудных тел вторичные сульфиды распространяются в виде удлиненных по горизонтали участков.

К подзоне вторичного сульфидного обогащения приурочены максимальные концентрации золота, наблюдаемые нами в зоне гипергенеза золоторудных месторождений. С уменьшением количества вторичных сульфидов его содержание понижается. В этой связи данная подзона названа нами подзоной вторичного золото-сульфидного обогащения. Мощность подзоны первые метры и лишь в особо благоприятных условиях она достигает первых десятков метров. Ее типичная морфология во вкрапленно-прожилковых месторождениях показана на рис. II.38. Несколько необычна повышенная мощность подзоны во многих жилах Дарасунского месторождения. Здесь, по данным И. Н. Эпова, сажистые руды прослеживались до глубины более 150 м. В изученных нами жилах этого месторождения подзона вторичного золотого обогащения развита на глубине 30—140 м.

Коэффициент концентрации золота в подзоне золото-сульфидного обогащения по отдельным рудным телам изменяется от 1,6 до 11,9 при среднем около 5 в жилах и около 4 во вкрапленно-прожилковых рудах (см. табл. II.29, II.30). При прочих равных условиях намечается обратная связь между содержанием золота в первичных рудах и степенью его накопления в подзоне вторичного золото-сульфидного обогащения. Это, по нашему мнению, обусловлено тем, что с повышением в первичных рудах концентраций золота увеличивается размер его частиц и, как следствие, понижается миграционная способность в процессах окисления.

Более широко распространена подзона смешанных сульфидных руд, но содержание в ней золота мало отличается от такового глубоких горизонтов месторождений. В подзоне, сформированной за счет вкрапленно-прожилковой минерализации, коэффициент концентрации золота всего лишь 1,1. Только в подзоне жильных рудных тел он повышается до 3,2 при разбросе в пределах 0,9—3,2, что контролируется содержанием гипергенных сульфидов.

Гипергенное происхождение сульфидов в зоне цементации не вызывает сомнений. Требует доказательств вторичное происхождение в ней золота, ибо еще А. Я. Булынников (1948) констатировал: не известно, сопровождалось ли сульфидное обогащение повышением содержаний в рудах золота. По этому вопросу мы располагаем геохимическими данными, свидетельствующими в пользу гипергенной концентрации золота в зоне цементации вообще и подзоне золото-сульфидного обогащения в частности.

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

Убедительным доказательством накопления золота совместно с вторичными сульфидами является поведение золота при дифференциации элементов в процессе образования зоны цементации. Покажем это на примере, когда подзона вторичного золотого обогащения находится внутри подзоны смешанных руд. В смешанных рудах, залегающих над сливными гипергенными телами, коэффициент концентрации золота равен 3,2. В миграционном ряду элементов оно занимает предпоследнее место (26 химических анализов):

элемент:	Sb	— Pb	— Zn	— Cu	— As	— **Au**	— Ag,
K:	1,3	1,5	1,6	1,7	2,2	3,2	4,1.

В сливных рудах, сложенных вторичными сульфидами, коэффициент концентрации золота 9,2, но медь и серебро здесь тоже очень инертны, и золото уступает им по концентрируемости (106 химических анализов):

элемент:	Sb	— Zn	— As	— Pb	— **Au**	— Ag	— Cu,
K:	1,4	2,2	4,0	5,2	9,2	10,0	64,3.

В смешанных рудах, находящихся под сливными, концентрируемость всех элементов уменьшилась, и золото в ряду подвижности приблизилось к цинку (20 химических анализов):

элемент:	Sb	— Zn	— **Au**	— As	— Pb	— Ag	— Cu,
K:	1,3	2,1	2,6	3,0	4,3	5,5	20,9.

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

Дополнительным, немаловажным признаком вторичного золотого обогащения в зоне цементации является прямая корреляционная связь золота с серой, чего не наблюдается в первичных рудах описываемой жилы.

Таким образом, при окислении золотых руд с повышенным содержанием сульфидов золото испытывало интенсивное перераспределение. По вертикальному профилю оно образует горизонты вторичных руд в приповерхностной части зоны окисления и в зоне цементации. Над приповерхностным обогащенным горизонтом развита подзона выщелачивания, наиболее истощенная золотом. Под этим горизонтом до зоны цементации прослеживается подзона окисленных руд с содержанием золота, близким к таковому в первичных рудах. В каждой подзоне и обогащенных горизонтах оно распределяется неравномерно.

В породах, испытавших сернокислое выветривание, золото тоже интенсивно перераспределялось. Это способствовало образованию контрастных обогащенных горизонтов с коэффициентом концентрации до 10,6, чего не наблюдалось в зоне гипергенеза рудных тел. Максимальные коэффициенты концентрации золота в выветрелых породах приурочены к верхнему уровню зоны цементации рудных тел. В общем случае горизонты вторичного золотого обогащения в выветрелых породах по разрезу не совпадают с обогащенными участками в окисленных рудах. В выветрелых породах они расположены выше (см. табл. II.30). Это обусловлено различной проницаемостью и сорбционной способностью среды. Выветрелые глинистые породы менее проницаемые, чем руды, и их глинистый материал обладает высокими сорбционными свойствами. Поэтому в породах миграция золота затруднена. Совместно с ним накапливаются

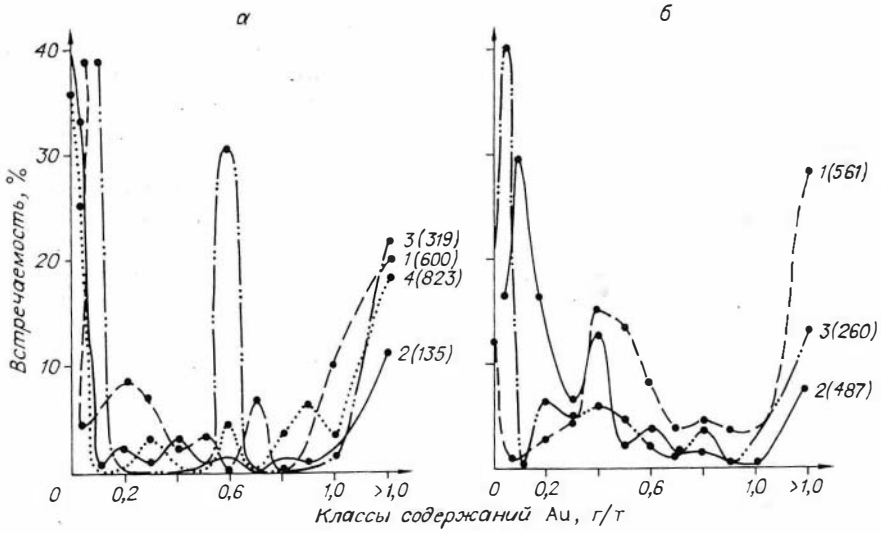


Рис. II.43. Вариационные кривые распределения золота в зоне первичных руд (*а*) и зоне окисления (*б*) золото-сульфидно-кварцевых месторождений жильного типа.

1, 2, 3, 4 — месторождения; в скобках — количество пробирных анализов, включенных в подсчет.

медь, серебро, свинец, порой цинк, молибден и мышьяк, привнесенные сюда с верхних, ныне эродированных горизонтов. В ряду подвижности элементов при выветривании околожильноизмененных кислых и основных магматических пород золото занимало такие положения:

1. При выветривании березитизированных гранитов:
   $K \leqslant 0{,}5$: Bi — S — **Zr** — Mo — Fe^{2+} — Ca — Na;
   $K = 0{,}5—1$: Mg — Co — Al — Cr — Si — Ba — K;
   $K = 1—2$: **Au** — Ag — Mn — V — As — Ti — Cu;
   $K = 2—3$: Ni — Fe^{3+} — Ga;
   $K = 7—13$: Pb — **Zn**.
2. При выветривании березитизированных порфиритов:
   $K \leqslant 0{,}5$: Bi — S — Fe^{2+} — Co — Mg — Ca — Cr — **Zr**;
   $K = 0{,}5—1$: Na — Al — Si;
   $K = 1—2$: Pb — Mn — **Au** — K — Ni — Ti — Ga — **Zn** — Cu;
   $K = 2—3$: Fe^{3+};
   $K = 5—9$: Mo — Ag — As.

Ряды в общем близки и характеризуются очень высокой дифференцируемостью. В каждом из них золото среди породообразующих компонентов находится между калием и марганцем, что мы наблюдали в рядах подвижности элементов профилей выветривания с кислой реакцией водных вытяжек. Видимо, поведение золота в кислом и сернокислом окислительных процессах выветривания пород во многом определяется поведением калия и марганца. При формировании окисленных руд в жилах влияние этих элементов на золото затушевано.

В общем балансе системы зона первичных руд — зона окисления весовые содержания золота близки. Они ниже в зоне окисления открытого типа, но несколько повышены в погребенных зонах окисления и в открытых зонах окисления, претерпевших существенное наложенное изменение с развитием в выходе гипсовых шляп и т. п. Эта тенденция сохраняется и при пересчете весовых содержаний в объемные. В табл. II.32, составленной по данным порядка 25 000 пробирных анализов окисленных руд и выветрелых пород и 9000 анализов первичных руд и вмещающих их пород, приведены коэффициенты концентрации золота в гипергенных

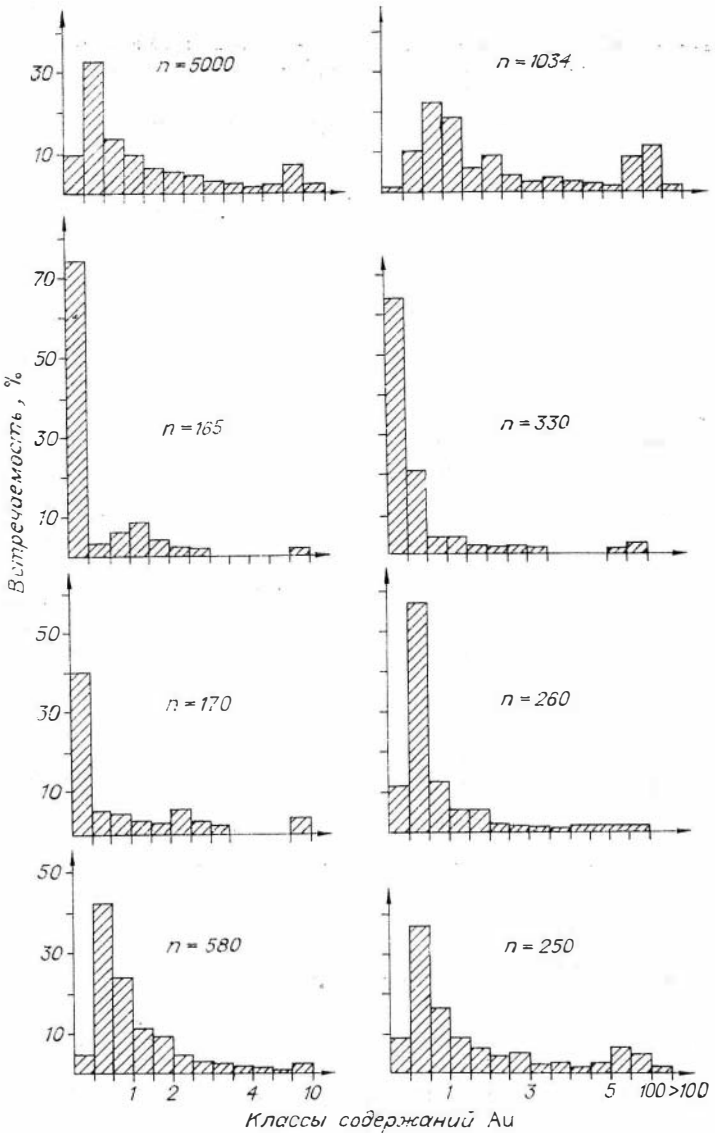


Рис. II.44. Гистограммы распределения золота в зоне первичных руд (слева) и в зоне окисления (справа) вкрапленно-прожилковых месторождений.

образованиях месторождений, имеющих сложную морфологию первичных рудных тел и отличающихся составом руд и околорудных пород, а также географическим положением. Несмотря на эти различия, отмеченная выше тенденция сохраняется. На Бакырчикском, Ключевском, Погромном и Нижне-Теремкинском месторождениях, имеющих открытые зоны окисления, коэффициент концентрации золота меньше единицы. В погребенной зоне окисления Васильковского месторождения он близок к 2. На Кенгирском месторождении, где зона окисления открытого типа, но существенно осложнена наложенной карбонатно-гипсовой минерализацией, коэффициент концентрации близок к 6. Отсюда следует, что покровные рыхлые отложения и наложенные на ранее сформированные зоны окисления процессы карбонатизации, огипсования и т. п. способствовали накоплению золота в остаточных продуктах сернокислого выветривания.

В целом по зонам окисления рассматриваемых месторождений отно-

Таблица II.32

Распределение золота в окисленных рудах и вмещающих выветрелых породах зоны окисления (по данным пробирного анализа)

А. Окисленные руды

Месторождение	Первичные руды			Окисленные руды			
	n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K
Бакырчикское	270	4,75	13,92	2154	3,82	10,65	0,76
Васильковское	5203	1,94	5,65	945	3,83	11,20	1,98
Кенгирское	580	0,98	2,70	446	5,06	15,59	5,77
Ключевское	1003	4,18	12,12	8650	3,77	10,53	0,87
Козловское	123	1,45	4,28	569	1,98	5,44	1,27
Погромное	140	3,27	9,32	411	1,86	5,41	0,58
Амазаркапское	830	0,90	2,80	2486 *	0,42	1,12	0,40
Нижне-Теремкинское	708	1,14	3,40	367 *	0,42	1,09	0,32
Натальевское	301	10,54	31,80	229 *	1,89	5,00	0,16

Б. Выветрелые породы рудного выхода

Месторождение	Околожильноизмененные породы (n)		Выветрелые породы			Глубина зоны окисления, м
			n	K_1	K	
Акбакайское	Гранодиориты	(202)	209	188,9	1,7	10—15
Дарасунское	»	(577)	595	772,1	1,7	10—60
Центральное	»	(960)	560	195,1	1,0	50—60
Комсомольское	Габбро-диориты	(16)	94	59,5	2,2	35—80
Нижне-Теремкинское	Габбро, габбро-диориты	(328)	330	86,2	1,0	5—10
Беркутьское	Порфириты	(141)	41	125,2	1,3	25—30
Оганчинское	»	(260)	100	133,5	1,2	5—10
В целом		2484	1929	222,9	1,44	

* В подсчет включены пробы по канавам — подзона выщелачивания.

сительно гипогенной зоны наблюдаются увеличение разброса частных содержаний золота и повышенная встречаемость его более высоких концентраций, особенно на нижних горизонтах. Эта тенденция отчетливо видна на иллюстрируемых гистограммах (рис. II.43 и II.44). С переходом от одной подзоны к другой изменяются также корреляционные связи золота с элементами первичных руд.

II.3.3.В. Основные черты распределения золота в зонах окисления золотосодержащих месторождений

Распределение золота по основным разновидностям выветрелых пород зоны окисления этих месторождений в общем подчиняется тем же закономерностям, что и во вкрапленно-прожилковых собственно золоторудных. Здесь также более высокие концентрации золота тяготеют к интенсивно осветленным породам по сравнению со слабо осветленными, к более лимонитизированным по сравнению со слабо лимонитизированными и т. п. При этом чем больше в рудах пирита, тем меньше золота в выветрелых породах. Более высокие его концентрации свойственны породам, вмещающим первичные малопиритовые руды — галенит-сфалеритовые на Тушканихинском и Степном, галенит-сфалерит-арсенопирит-пирротиновые на Западно-Петровском месторождениях.

Распределение золота по вертикальному профилю зоны окисления покажем на примерах месторождений Майкаин «С» и Космурун.

В первичных рудах Майкаина «С» золото коррелирует с медью, цинком, барием и серой. Во вкрапленных — ни с одним из этих элементов оно связей не проявляет. Отношение Ag : Au в этих типах руд равно 10,4 и 9,6 соответственно. Золото присутствует в виде тонкодисперсной примеси во всех сульфидах, барите и кварце.

Обработка 3470 пробирных анализов на золото и серебро, сгруппированных по 5-метровым интервалам в пределах каждой разновидности вертикального разреза зон окисления и цементации, показала, что все гипергенные образования обогащены благородными металлами. Как и в зонах аэрации собственно золоторудных месторождений, на Майкаине «С» золото и серебро при окислении сульфидных руд ведут себя по-разному (табл. II.33).

По аналогии с предыдущими зонами окисления на Майкаине «С» тоже можно выделить богатые и бедные золотом, а также серебром горизонты, но количество их здесь больше. Наиболее низкие концентрации золота

Таблица II.33

Распределение золота и серебра в зонах окисления и цементации месторождения Майкаин «С» (по данным пробирного анализа)

Зона	Золото			Серебро		Ag:Au
	n	$\bar{x}$	K	$\bar{x}$	K	
I. Сливные руды						
Окисления						
Глины горизонта поверхностного обрушения	394	8,1	5,1	53,5	3,5	6,6
Бурые железняки	372	15,9	13,8	115,1	10,4	7,2
Конкреции ярозитов	98	9,1	7,2	130,0	10,7	14,3
Ярозитовые массы зернистого строения	228	49,6	39,2	158,0	13,0	3,2
Кварц-баритовая сыпучка с ярозитом	316	25,3	16,8	269,6	18,6	10,6
Кварц-баритовая сыпучка	271	5,2	4,7	157,3	10,8	30,2
Кварц-баритовая сыпучка с самородной серой	282	155,5	118,1	1234,4	97,3	7,9
Горизонт, обогащенный самородной серой	380	131,2	112,1	788,2	69,0	6,0
Цементации						
Горизонт сажистого ковеллина	313	11,7	13,5	983,8	118,0	84,1
Кварц-баритовая сыпучка	105	35,7	33,9	332,4	32,8	9,3
Пиритовая сыпучка	352	33,3	36,9	386,3	44,4	11,6
Сливные пириты с гипергенными сульфидами	359	8,5	10,8	137,9	18,1	16,2
В целом по зонам окисления и цементации	3470	42,2	35,6	406,3	35,5	9,6
Первичных руд	65	0,79		7,61		9,6
II. Вкрапленно-прожилковые руды						
Окисления						
Кварциты, обогащенные местным и привнесенным железом	442	2,3	2,7	46,7	5,3	20,3
Кварц-баритовая сыпучка	240	4,6	4,2	77,2	6,8	16,7
Первичных руд	43	0,76		7,67		10,4

установлены в глинах горизонта поверхностного обрушения и в кварц-баритовой сыпучке (K = 5,1 и 4,7 соответственно), максимальные — в верхних частях горизонтов, обогащенных серой и залегающих над сажистыми ковеллинами.

В общем окисленные руды характеризуются большей контрастностью обогащенных горизонтов, чем руды зоны цементации. Окисленные руды несут 92% золота от его общего количества, а зона гипергенных сульфидов всего лишь 8%, хотя и мощность ее составляет только 7% от суммарной глубины зоны аэрации. Максимумы серебра смещены по падению, поэтому Ag : Au отношения варьируют от 3,2 до 84,1.

Зона цементации золотом обогащена меньше, чем серебром. В ней сосредоточено 12% серебра и 8% золота от их общего количества в зоне гипергенеза. Видимое золото во вторичных сульфидах встречается редко. Серебро представлено аргентитом.

В залегающих над сажистыми ковеллинами горизонтах, содержащих серу, наблюдаются самые высокие концентрации золота. В то же время довольно высоки содержания и серебра. Занимая весьма небольшие объемы в вертикальном разрезе зоны окисления, богатые серой образования несут 8% золота и 6% серебра. Наибольший коэффициент концентрации золота приурочен к верхней части серосодержащего горизонта. Золото в этих горизонтах образует агрегативные, реже кристаллические выделения, содержащие большое количество примесей. Преобладают золотины менее 0,1 мм, но в весовом отношении 75% от его общего количества сосредоточено в виде крупных выделений (более 1 мм). Из минералов серебра широко развит аргентит, который наблюдается в виде прожилков в самородной сере и корочек на золоте. Реже встречаются йодобромный кераргирит и йодистый эмболит, часто в ассоциации с тонкодисперсным самородным золотом.

Следовательно, условия, благоприятные для образования самородной серы, способствовали гипергенной концентрации золота. С уменьшением количества серы содержание золота вверх по разрезу резко снизилось, и кварц-баритовая сыпучка, составляя 6% от мощности гипергенного разреза, имеет всего лишь 1% золота и столько же серебра.

Выше по разрезу в сыпучке появляется ярозит, который впоследствии составляет основную массу окислеиных руд. Это сопровождается повышением коэффициентов концентрации благородных металлов. В этой части зоны окисления наибольшее накопление золота приурочено к зернистым ярозитовым массам, образующимся за счет разрушения конкреций этого минерала. В ярозитовых горизонтах, занимающих около 30% мощности зоны окисления, сосредоточено 14% серебра и 34% золота. Самородное золото в ярозитах обычно лишено примесей. Оно присутствует в виде пленок, губчатых выделений, мельчайших золотинок в порах и кавернах. В виде октаэдрических и сдвойникованных кристаллических агрегатов с губчатой оболочкой самородное золото выделяется по периферии сферолитовых скоплений ярозита. Внутри последних устанавливаются только редкие субмикроскопические золотины. Эмболит распространен в пустотах ярозитов и цементирует кварц и ярозит в сыпучке.

Верхняя часть зоны окисления сравнительно бедна благородными металлами. Их содержания в бурых железняках выше в 2—3 раза по сравнению с горизонтом поверхностного обрушения (см. табл. II.33). Соотношения металлов в обоих случаях близкие — величины Ag : Au соответственно равны 7,2 и 6,6. Эти два горизонта занимают 54% разреза гипергенных образований над сплошными колчеданными рудами и заключают 13% серебра и 22% золота. Видимое самородное золото установлено только в бурых железняках в виде тонких пленок. Галогениды серебра в этом горизонте представлены эмболитом, а в образованиях поверхностного обрушения — йодистым эмболитом и йодаргиритом [Чухров, 1950].

В целом гипергенные продукты сливных серноколчеданных руд имеют практически одинаковые коэффициенты концентрации золота и серебра. Это свидетельствует об их одинаковой инертности в процессе формирования вторичных руд. Но в пределах отдельных горизонтов благородные металлы ведут себя различно. Золото облагораживается, освобождаясь от серебра, в глинах, бурых железняках и в горизонтах, обогащенных серой. Серебро накапливается в конкрециях ярозитов, верхнем горизонте кварц-баритовых сыпучек и зоны цементации.

Продукты окисления вкрапленно-прожилковых руд месторождения Майкаин «С» имеют коэффициенты концентрации золота ниже, чем в глинах обрушения над сливными рудами, а серебро — близкие к ним. В окисленных рудах относительно первичных почти в 2 раза увеличено отношение Ag : Au, что указывает на повышенную инертность серебра в процессах окисления вкрапленных сульфидов. Более высокая относительно золота экзогенная концентрируемость серебра неоднократно отмечалась и при характеристике зон окисления собственно золоторудных месторождений.

Несмотря на столь высокие коэффициенты концентрации золота в зоне окисления месторождения Майкаин «С», ее вертикальный профиль по распределению металла не очень сильно отличается от профилей окисленных зон других типов золоторудных месторождений. Главное различие состоит в присутствии здесь золото-серного горизонта. Обращает на себя внимание более высокая концентрация золота в сыпучках, содержащих пирит, по сравнению с сажистыми ковеллиновыми рудами. Отмеченная разница, видимо, вызвана тем, что в зонах окисления ранее рассмотренных месторождений заметных количеств самородной серы и пиритовой сыпучки установлено не было. Есть основания думать, что при наличии хорошо выраженных горизонтов этих образований в окисленных рудах всегда будут возникать связанные с ними подзоны, обогащенные золотом. Обоснованием данного тезиса служит установленная нами повышенная концентрация золота в самородной сере Николаевского и Космурунского месторождений. Так, нейтронно-активационным анализом в сливной сере месторождения Космурун обнаружены граммы, а в кристаллической ее разновидности — десятки граммов на тонну золота. В участках зоны окисления Николаевского месторождения, содержащих гнезда самородной серы, содержание его тоже повышено.

Обработка наших данных и результатов анализов, заимствованных у Г. Д. Ганженко и К. М. Муканова (1974), показала, что на месторождении Космурун коэффициенты концентрации золота варьируют в пределах 0,04—12,2 при среднем значении 4,1 (по данным 369 пробирных, атомно-абсорбционных и нейтронно-активационных анализов). Здесь, как и в золоторудных месторождениях, отчетливо выделяется подзона поверхностного выщелачивания, а ниже ее несколько горизонтов вторичного золотого обогащения, генетически связанных с участками развития гематит-гидрогематит-опалов с ярозитом, барит-опаловой сыпучки с самородной серой и с наложенными новообразованиями сульфидов свинца и цинка (табл. II.34). Главная отличительная черта зональности распределения золота в зоне окисления Космуруна — присутствие хорошо проработанной поверхностной подзоны выщелачивания золота. На месторождении Майкаин «С» в этой подзоне коэффициент концентрации золота больше единицы, а здесь на 2 порядка меньше ее. Это обусловлено тем, что рассматриваемое месторождение имеет зону окисления открытого типа. На Майкаине «С» окисленные руды перекрыты почти 30-метровым слоем элювиальных глин, которые можно параллелизовать с поверхностной подзоной выщелачивания других месторождений, так как в них содержание золота ниже, чем в нижележащих бурых железняках.

Следует заметить, что на Николаевском месторождении бурые железняки обычно залегают выше опалов и беднее золотом. Их можно тоже

Таблица II.34

Распределение золота в зоне окисления месторождения Космурун (составлена с использованием материалов Г. Д. Ганженко и К. М. Муканова, 1974)

Зона и подзона	n	$\bar{x}$	A	K	Ag:Au
Окисления					
подзона выщелачивания					
рыхлый материал	20	0,1	0,2	0,04	0,1
бурые железняки	28	0,1	0,3	0,05	0,1
гематит-опалы, опалы	31	0,02	0,06	0,01	1,0
подзона окисленных руд цветных металлов					
опало-ярозиты и их брекчии	112	9,0	19,8	3,8	12,3
ярозиты и их сыпучка	52	9,7	24,2	4,7	46,6
гематит-опалы с ярозитом	25	23,0	62,1	11,9	2,4
гематит-опалы	21	15,0	40,5	7,8	11,4
Цементации					
наложенная новообразования сульфидов свинца и цинка	13	10,9	43,7	8,4	229,4
новообразования сульфидов меди и железа	16	6,9	27,6	5,3	217,4
древняя					
барит-опаловая сыпучка с самородной серой	8	30,1	63,3	12,2	1,7
пиритовая сыпучка	13	4,0	14,0	2,7	22,5
смешанные руды	30	1,6	6,1	1,2	14,4
Первичных руд	38	1,3	5,2	1,0	16,9
В целом по зонам окисления и цементации	369	8,1	21,1	4,1	30,7

рассматривать как подзону выщелачивания. Судя по немногочисленным разрозненным данным, можно думать о существовании на этом месторождении и горизонтов вторичного золотого обогащения. Они, видимо, приурочены к сливным опалам и халькозиновым рудам. В целом по окисленным рудам Николаевского месторождения коэффициент концентрации золота 2,68 (рассчитан по данным А. К. Болдырева и И. Ф. Григорьева, 1927).

Резюмируя вышеизложенное, можно заключить, что золото в сильно дифференцированных зонах окисления серноколчеданных месторождений накапливается в большей степени, чем в собственно золоторудных, перераспределяясь по профилю. Как и во всех ранее рассмотренных месторождениях, оно в окисленных рудах образует горизонты вторичного золотого обогащения и в различной степени вынесено из поверхностной части окисленных выходов, особенно когда они обнажены на дневной поверхности. Обогащенных золотом горизонтов может быть несколько, что контролируется его минералами-осадителями, и в первую очередь самородной серой, реликтовыми и новообразованными сульфидами, минералами окисного железа и кремнезема. Наши данные хорошо согласуются с опубликованными. Вопрос о существовании на золоторудных и золотосодержащих месторождениях обогащенных гипергенным золотом горизонтов сам по себе не нов. Еще Е. Я. Данн [Dunn, 1929] при характеристике месторождений Австралии, Африки и Новой Зеландии указывал, что золотом обогащена и поверхность рудного выхода и глубже расположенная его окисленная зона. Позже наличие двух обогащенных золотом горизонтов отмечено В. Эммонсом (1935) вблизи поверхности и в зоне цементации, Т. Н. Шадлун (1948) — в верхних горизонтах зоны окисления и в кремнисто-гипсовой сыпучке, Е. Д. Шлыгиным и др. (1963) — в нижней части зон окисления и в верхах сульфидных руд, В. И. Красниковым и Р. С. Сейфуллиным (1968) — в нижней и верхней частях фации закис-

ного железа и многими другими исследователями. Нами детально описана вторичная зональность на Козловском и других месторождениях Восточного Забайкалья [Росляков, 1976а]. Но это совсем не означает, что, как утверждают Л. Д. Русакова и А. С. Поваренных, «для всех золоторудных месторождений, залегающих в древних толщах, характерно обогащение золотом верхних горизонтов и уменьшение его содержания с глубиной» (1973, с. 30). Имеются многочисленные примеры отсутствия и слабого развития обогащенных зон на месторождениях Урала и Казахстана [Чухров, 1947, 1950], Западного Узбекистана [Гуреев, Зверева, 1969] и других золоторудных провинций [Bateman, 1946].

Наличие или отсутствие на конкретном месторождении зон вторичного золотого обогащения в настоящее время уже не дискуссионно. Важно понять причины и условия их возникновения, для того чтобы научиться оценивать по окисленным выходам перспективы оруденения на глубину.

Пространственное размещение и формирование горизонта (а их может быть несколько) золотого обогащения обусловлено положением уровня грунтовых вод. Контрастность и количество горизонтов зависят от неотектоники, о чем упоминал ранее М. Н. Альбов (1960а, б). Нижние горизонты обычно связаны с устойчивостью палеоуровня грунтовых вод во время образования древней зоны цементации и окисления. Если после основного, древнего этапа формирования зоны окисления уровень грунтовых вод изменялся и длительное время находился на одной глубине, могли возникать новые, наложенные горизонты вторичного золотого обогащения. Самый молодой горизонт связан с устойчивостью современного уровня грунтовых вод и обычно располагается выше нижней границы древней зоны окисления.

Физико-химические условия, формы миграции и концентрации золота в процессе формирования подзон его выщелачивания и вторичного обогащения рассмотрим в следующем разделе. Здесь же пока отметим, что при оценке первичных руд по окисленным выходам важное значение имеет правильное использование параметров распределения золота в окисленных рудах и породах. Также показателен анализ его связей с главными элементами сульфидных руд и величии коэффициентов концентрации. Для этой цели мы использовали практически все имеющиеся в опубликованной литературе цифровые материалы по тем месторождениям, в которых приведены одновременно содержания золота в первичных рудах и их окисленных разностях. К сожалению, таких сведений немного. Гораздо чаще можно встретить сообщение о распределении золота или в зоне окисления, или в первичных рудах, что для поставленной задачи недостаточно. В итоге, с учетом наших материалов, в табл. II.35 включено 40 полиметаллических месторождений — представителей главных горнорудных районов СССР: Урала, Казахстана, Алтая, Салаира, Восточного Забайкалья. В этой таблице не приведены содержания металлов в первичных рудах. Их читатель может найти в цитируемой литературе.

При расчете коэффициентов концентрации объемный вес окисленных и первичных руд исследованных нами месторождений определен по образцам. Во всех остальных случаях он заимствован из литературы. Если же сведений в публикациях мы не могли найти, то объемные веса в табл. II.35 принимались по аналогии с подобными месторождениями.

Прежде чем перейти к рассмотрению распределения золота в окисленных рудах этой группы золотосодержащих месторождений, отметим их основные геологические черты.

Как известно, первичные руды сульфидных месторождений — это сливные и густовкрапленные залежи как в силикатных, так и в карбонатных породах. В составе руд обычно доминируют два, редко три — четыре сульфида, которые и определяют промышленный тип месторождения. Это

Таблица II.35

Распределение золота, серебра, меди, свинца и цинка в окисленных рудах полиметаллических месторождений

Месторождение	Преобладающие минералы*	Тип окисленных руд (мощность, м)	Содержание					Коэффициент концентрации					Литературный источник**
			Au, г/т	Ag, г/т	Pb, %	Cu, %	Zn, %	Au	Ag	Pb	Cu	Zn	
Зыряновское	П, Сф	Охры (80—120)	20,0	1200,0	12,5	4,0	5,9	1,32	1,32	0,61	0,88	0,17	1
Заводинское № 2	Сф	»	3,0	900,0	18,0	1,3	5,0	1,98	1,32	0,46	1,22	0,22	1
Риддерское	Г, Сф	» (50)	30,0	360,0	18,0	3,4	3,8	1,32	1,19	0,66	1,87	0,10	1
Сокольное	П, Сф	» (50—75)	20,0	580,0	2,7	0,5	2,0	1,47	1,23	0,20	0,37	0,08	1
Семеновское	Сф	» (20)	12,0	440,0	6,0	0,2	1,8	1,98	1,36	0,66	0,75	0,20	1
Путинцевское	Сф	» (100)	13,0	160,0	2,4	5,3	4,1	1,43	1,76	0,57	0,70	0,36	1
Александровское	Сф, Г	» (21)	3,0	75,0	10,0	1,5	8,0	0,69	0,86	1,37	1,11	0,56	2
Таловское	Сф, Хп	» (40—50)	1,0	130,0	1,5	5,0	3,0	1,32	1,43	0,50	0,28	0,12	1
Золотушинское	Сф, П	» (30)	2,0	12,0	2,0	8,1	4,0	1,32	1,32	0,44	1,34	0,18	1
Лазурское	Сф, П	» (70—90)	2,0	250,0	5,0	7,0	3,0	1,32	1,36	3,30	1,54	0,20	1
Крюковское	Сф, Хп, П	» (40—81)	4,0	850,0	2,8	0,5	2,0	1,32	1,31	0,44	0,33	0,09	1
Белоусовское	Сф, Хп, П	»	3,0	85,0	7,0	7,3	2,7	1,32	1,40	0,66	1,27	0,24	1
Березовское	Сф, П	»	2,8	138,0	15,3	4,7	6,1	1,42	0,44	1,19	3,10	0,35	1
Старо-Чагырское		»	2,0	260,0	3,9	3,2	29,2	0,66	3,78	0,24	0,53	0,56	2
Ивановское (Забайкалье)		»	0,5	150,0	2,53		1,14	1,58	0,47	0,30		0,80	2
Акатуевское (Забайкалье)	Г, П, Ар	»	0,3	631,5	1,28	2,23	2,12	0,27	2,04	0,40		1,06	2
Локтевское		»	1,0	260,0	3,0	9,0	1,50	1,28	1,28	0,77	1,15	0,18	1
Николаевское (Павлодарской обл.)		» (17—19)	12,0	1155,0	9,92	2,68	0,66	2,29	12,31	3,84	6,45	0,31	2

То же		»						6,32	21,46	0,63	0,33	0,22	2
Змеиногорское		Кварц-баритовый (38—45)	35,0	800,0	1,0	0,6	1,8	3,54	1,15	0,09	0,26	0,12	1
Сургутановское — Тупицинское	Сф, П	» (40—45)	6,0	480,0	0,5	4,1	0,2	0,57	6,34	1,0	16,4	0,01	2
То же			5,0	286,0		8,0	5,0	0,62	0,49		68,8	0,28	1
Первый Салаирский рудник													
Соймоновский карьер	Сф, Г	» (72,5)	1,1	58,0	0,40		0,08	0,38	3,35	0,51		0,02	2
Харитоновский »	Сф, Г	» (47)	1,94	66,6	0,34		0,21	1,47	0,54	0,55		0,08	2
Петровское	Сф, Хп	» (32)	7,0	445,0	0,4	0,3	0,2	12,04	7,50	0,05	0,37	0,02	1
Карамышевское № 2	Сф, Хп	» (50—55)	4,5	310,0	1,0	0,5	0,5	1,94	1,57	0,27	0,43	0,09	1
Майкаин «В»	Сф, Хп	»	12,2	9,2	5,0	11,0	4,5	0,25	0,12	6,58	10,89	2,90	2,3
Северное Кузнечихинское	Хп, П	Баритовый (15)	11,3	152,3				2,78	1,24				2
Южное Кузнечихинское	Хп, П	» (7)	6,6	111,5				3,36	3,55				2
Черепановское	Сф	Кварциты, кварцевые жилы	8,0	800,0	1,4	1,1	1,2	0,74	0,44	0,83	1,12	0,08	1
Третий Салаирский рудник	Сф, Г	Кварциты	0,57	108,9	1,6		0,41	0,74	0,66	0,31		0,08	2
Чудак	П, Хп	Кварцевые жилы (60)	0,52	18,0	0,2	6,1	0,6	0,89	0,89	0,59	0,84	0,25	1
Левиха II	Хп, П	Бурые железняки	2,0	59,2		0,3		3,4					
Сугатовское	Хп, П	» (45—48)	10,0	480,0	1,8	0,45	0,23	2,79	3,57	0,80	0,43	0,86	1
»	Хп, П	»	6,0	480,0	5,0	0,5	0,2	1,88	3,57	2,23	0,48	0,74	2
Электрическая линза	П	» (16)	22,93	171,5		0,63		12,9	5,12		0,07		2
Ново-Левинская	П	» (10—12)	4,28	70,0				1,62	2,35		0,04		2
Компанейское	П	» (19)	7,93	54,9				3,61	1,93				2
III Интернационал	П	» (25)	22,4	256,2				2,08	1,3				2

*: Минералы: П — пирит, Хп — халькопирит, Сф — сфалерит, Г — галенит, Ар — арсенопирит.
**: 1 — Болдырев, Григорьев, 1927; 2 — Главнейшие медные..., 1931; 3 — Геохимия серебра..., 1975.

пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, иногда пирротин. Среди нерудных минералов доминируют барит и кварц.

Мощность зон окисления охваченных месторождений колеблется от 10—12 до 100—120 м. В табл. II.35 даже визуально видно, что коэффициент концентрации золота в окисленных рудах не зависит от глубины их распространения. При одинаковом типе окисленных руд он почти тождествен как для маломощных, так и для мощных зон окисления, что связано с их древним возрастом и неодинаковой эрозией, например, на Зыряновском месторождении, где, по данным Б. И. Вейц и др. (1957), нижняя граница окисленных руд находится на глубине 80—120 м. Коэффициент концентрации золота в окисленных рудах равен 1,32. Такой же он в охристых рудах Золотушинского месторождения, имеющего почти в 3 раза меньшую мощность рассматриваемой зоны. Аналогичная картина свойственна бурым железнякам Ново-Левинского, Сугатовского, III Интернационала и других месторождений.

Разброс коэффициентов концентрации золота в окисленных рудах от 0,25 до 12,04 и лишь в одном случае из 40 — до 118,1 (месторождение Майкаин «С») обусловлен главным образом их типом, который, как отмечалось выше, находится в прямой связи с составом первичных сульфидных руд. Табл. II.36 вскрывает весьма характерную зависимость величины коэффициента концентрации золота в окисленных рудах и дисперсии его распределения от содержания пирита, пирротина, кварца и барита в первичных рудах. При подчиненном значении серных колчеданов и нерудных минералов руды с разным содержанием свинца, цинка, меди и других элементов в окисленном выходе характеризуются крайне однородным коэффициентом концентрации: 0,66—1,98 при доминирующем порядка 1,3.

Первичные руды, содержащие 50% и более пирита или пирротина, имеют окисленные выходы (бурые железняки) с повышенным разбросом коэффициента концентрации золота (см. табл. II.36). Более обычен коэффициент концентрации золота в бурых железняках в пределах 2—3.

Неравномерное распределение рассматриваемого коэффициента в лимонитах обязано различной концентрации серных колчеданов в первичных рудах. В общем можно отметить, что чем больше пирита было в первичной руде, тем богаче золотом зоны окисления.

Однако следует заметить, что в окисленных выходах рассматриваемого типа повышенная золотоносность свойственна лишь лимонитам со слабо проработанной зоной окисления наподобие Северо-Уральских — Электрическая линза, Ново-Левинское и другие месторождения. Если же зоны окисления хорошо проработаны, как это имеет место на Николаевском, Сугатовском, Космурунском, Блявинском, Майкаин «С» месторождениях, то золотоносны не лимониты, а залегающие под ними окисленные руды. Относительно медноколчеданного месторождения Блява еще Г. Б. Роговер (1939) писал, что золото почти полностью отсутствует в верхних горизонтах зоны окисления, в железной шляпе, тогда как основная масса его аккумулируется в кремнисто-гипсовой сыпучке. Это и обусловливает повышенный коэффициент концентрации металла в окисленных рудах серноколчеданных месторождений. Столь же не выдержан коэффициент концентрации золота в окисленных выходах, представленных баритовыми «шляпами». Но его пределы колебаний меньше, чем в бурых железняках: от 0,25 на Майкаине «В» до 12,04 на Петровском месторождении. При этом почти в равной мере встречаются коэффициенты больше и меньше единицы. По-видимому, столь не выдержанное поведение золота в процессе формирования баритовых «шляп» вызвано различной формой его нахождения в первичных рудах. Это видно на примере окисленных выходов кварц-баритовых тел Сургутановско-Тупицинского месторождения, которое автор посещал в 1962 г. [Росляков, 1970]. Рудное тело этого месторождения имеет жилообразную форму и сложено сливными, пятнистыми, брекчиевидными и густовкрапленными гнездами пирита и сфалерита с подчи-

Таблица II.36

Коэффициенты концентрации золота и содержание главных сульфидов в рудах золотосодержащих месторождений

Месторождение	K	Содержание сульфидов, %				Литературный источник*
		пирита	халькопирита	галенита	сфалерита	
Заводинское № 2	1,98	1,0	2,0	2,0	20,0	1
Карамышевское	1,94	1,0	3,6	1,0	4,3	1
Черепановское	0,74	2,0	1,0	1,0	10,0	1
Таловское	1,32	2,0	27,0	6,0	20,0	1
Сокольное	1,47	7,0	4,0	4,0	13,5	1
Семеновское	1,98	7,0	2,3	5,4	23,3	1
Зыряновское	1,32	8,0	7,0	7,0	19,0	1
Путинцевское	1,43	9,0	6,7	7,5	47,0	1
Риддерское	1,32	9,3	5,1	10,0	22,0	1
Локтевское	1,28	12,5	10,0	—	—	1
Золотушинское	1,32	16,6	7,3	2,4	22,2	1
Лазурское	1,32	19,7	5,5	2,2	18,5	1
Белоусовское	1,19	28,3	13,0	1,6	14,4	1
Березовское	1,42	45,0	6,0	7,0	25,0	3
Николаевское	11,2	58,0	11,0	1,1	12,6	1
Сугатовское	2,34	80,0	2,0			1
Электрическая линза	12,9	Существенно пиритовые руды				2
Ново-Левинское	1,62	То же				2
Компанейское	3,61	»				2
III Интернационал	2,08	»				2
Северное Кузнечихинское	2,78	»				2
Южное Кузнечихинское	3,36	»				2
Майкаин «С»	35,5	»				
Космурун	4,1	»				

* 1— Вейц и др., 1957; 2 — Главнейшие медные..., 1931; 3 — Иванкин, 1957.

ценным количеством других сульфидов в кварце и барите. В окисленном выходе наряду с бурыми железняками широко развиты баритовые и кварцевые губки, всегда более бедные золотом, чем первичные руды, за счет которых они развились. Есть основание считать, что здесь, как и на остальных месторождениях (Черепановском, Третьем Салаирском руднике, Чудак и Майкаин «В»), в первичных рудах золото, связанное главным образом с сульфидами, частично мигрировало при их окислении, тем самым разубоживая рудный выход. Если же золото преобладает в нерудных минералах, то оно накапливается в рудном выходе.

В зоне окисления золотосодержащих месторождений золоту сопутствуют разные элементы первичных руд и вмещающих пород. На Николаевском месторождении оно достоверно коррелирует с никелем, кобальтом и другими элементами только в опалах, опализированных или обогащенных местными гидратами железа породах, ярозитах, вторичных минералах меди, а также в минералах, выпадающих на дне карьера из современных вод. В зоне окисления Космуруна спектр коррелируемых с золотом элементов и продуктов выветривания меньше.

Таким образом, золото, а также серебро при формировании зон окисления золотосодержащих месторождений ведут себя более активно, чем на золоторудных. Это связано с повышенным количеством в первичных рудах сульфидов, и особенно серных колчеданов. Активность золота выражена в многократном его переотложении и концентрации по сравнению с первичными рудами, которые иногда не имеют практического значения. В связи с этим количество золота и серебра в окисленных рудах определяется в основном длительностью их формирования и глубиной эрозионного среза.

При окислении полиметаллических руд золото относительно остальных главных компонентов — меди, свинца, серебра и цинка — обладало разной степенью концентрируемости. Даже в пределах одного типа окисленных охристых руд по возрастающей величине коэффициентов концентрации среди 19 месторождений представляется возможность выделить более десятка рядов, где элементы меняются местами (см. табл. II.35). В обобщенном виде можно заключить, что, когда охристые руды имеют коэффициент концентрации золота более единицы, оно среди рассматриваемых элементов занимает следующее положение:

Zn — Pb — Cu — **Au** — Ag — из 19 месторождений в 5,
Zn — Pb — Ag — **Au** — Cu — в 3 месторождениях,
Zn — Pb — Cu — Ag — **Au** — в 7.

Когда золото в охристых рудах имеет коэффициент концентрации менее единицы, оно располагается вслед за цинком. Все это еще раз свидетельствует о различном поведении его при окислении первичных руд: в одних случаях оно склонно к миграции за пределы зоны окисления, в других — к накоплению в ней.

На основании вышеизложенного можно заключить, что при формировании зон окисления золоторудных и золотосодержащих месторождений золото действительно облагораживается, очищаясь от серебра. Однако это совсем не означает, что оно накапливается в окисленных рудах, а серебро выносится. Эти элементы в окислительном процессе лишь обособляются друг от друга, перераспределяясь и накапливаясь в разных продуктах и горизонтах окисленных руд, что в деталях было показано на примере месторождения Майкаин «С».

II.3.3.Г. Формы нахождения золота в зонах окисления

В зонах окисления золото присутствует в форме самородных частиц, в виде электрума и в тонкодисперсном состоянии в гипергенных минералах. Обнаруживается оно в поровых растворах и водных вытяжках окисленных руд.

Электрум широко распространен в окисленных рудах золотосодержащих сульфидных месторождений. Он находится в ассоциации с гипергенными аргентитом, кераргеритом, ярозитом, церусситом, реликтовым кварцем и баритом. П. П. Пилипенко (1915) отмечает, что в зонах окисления алтайских полиметаллических месторождений довольно обычны переходы от электрума к золоту и серебру.

Самородные частицы золота окисленных руд подразделяются на видимые невооруженным глазом и обнаруживаемые лишь под микроскопом. Видимое золото главным образом остаточное. Гипергенное достоверно установлено в переотложенных скородите и лимоните золоторудных месторождений. Чаще оно развивается за счет телуридов и во вторичных рудах золотосодержащих сульфидных месторождений, особенно когда они имеют хорошо проработанную и дифференцированную зону окисления. Примером этого служит золото сыпучек месторождения Блява [Шадлун, 1948], бурых железняков Гайского, Учалинского, Сибаевского и других серноколчеданных месторождений [Петровская, 1973], окисленных руд месторождения Майкаин «С» [Поведение золота..., 1958] и др. Нами видимое гипергенное золото наблюдалось в окисленных рудах Космурунского, Апрельского и других месторождений. П. П.Пилипенко (1915) отмечает, что в окисленных рудах полиметаллических месторождений Западного Алтая золото величиной до горошины вторично по отношению к электруму.

Диагностические признаки остаточного и гипергенного золота зон окисления обстоятельно описаны Н. В. Петровской (1973). Главные из них — парагенезис золота с гипергенными рудными минералами, укрупнение его частиц и изменение химического состава в сторону повышения пробности, преобразование первичных форм, рельефа поверхности и

структуры золотин. При изучении золота первичных и окисленных руд Берикульского, Дарасунского и Ключевского месторождений нами получены некоторые дополнительные данные о его составе и структуре самородных выделений.

Хотя золотины как первичных, так и окисленных руд имеют зональное строение с возрастающей пробностью к периферии зерен, зональность их различная. К примеру, золотины сульфидных руд Дарасунского месторождения от центра к периферии имеют пробность 895—920—934—940—950. В окисленных рудах их пробность 987—960—999—969—989. Из приведенных цифр видно, что в окисленных рудах даже внутренняя часть золотин высокопробнее внешней части золотин первичных руд. Однако параметр кристаллической решетки при этом не изменяется. В исследованных нами сравниваемых золотинах их ячейка имеет размер $a_0 = 4{,}073 \pm \pm 0{,}005$ кХ (аналитик Г. М. Рылов). Облагораживание золота в зоне окисления происходит за счет уменьшения в нем количества примесей, особенно меди, цинка, серебра. В то же время гипергенное золото содержит повышенные концентрации железа, алюминия и других породообразующих элементов, что связано с присутствием на золотинах трудно удаляемых даже азотной кислотой пленок и сростков гипергенных минералов [Росляков и др., 1972].

Внешняя высокопробная каемка отмечается на всех золотинах окисленных руд. По сравнению с каемкой эндогенных золотин экзогенные имеют в 2—3 раза бо́льшую мощность. В них устанавливаются не наблюдаемые в гипогенной зоне иттрий, иттербий, реже стронций.

Установленное в окисленных рудах микроскопическое золото тоже остаточное и гипергенное. Остаточные золотины с достоверностью определяются по взаимоотношению с реликтовыми сульфидами и кварцем. Оно, как и более крупное золото, имеет высокопробные каемки. Ширина их около 0,001 мм. Химический состав каемок изучить не представилось возможным, поэтому однозначно судить об их гипергенном происхождении нет оснований. Вторичное микроскопическое золото с достоверностью устанавливается в гипергенных минералах, содержащих его в граммовых количествах. В изученных золоторудных месторождениях к таким минералам относятся ковеллин, халькозин, марказит, самородная сера, англезит, ярозит, плюмбоярозит, церуссит, малахит, опал, гематит, гетит и скородит. В окисленных рудах золотосодержащих месторождений золото ассоциирует, кроме того, с купритом, теноритом, самородной медью, азуритом и хризоколлой [Пилипенко, 1915]. В отдельных случаях микроскопические частицы золота обнаруживаются в йодирите, джемсоните, гипергенных сфалерите, пирите и халькантите, что имеет место в наложенной зоне цементации месторождения Космурун. При обработке гипергенных минералов концентрированной соляной или азотной кислотой получается порошковидное золото. Чем богаче сульфидами были первичные руды и интенсивнее проработана зона окисления, тем большая доля золота концентрируется в гипергенных минералах.

Особенно широко распространено в этих минералах тонкодисперсное золото, устанавливаемое лишь при помощи аналитических методов. Оно обнаруживается практически во всех гипергенных образованиях, включая натеки гидроокислов железа на крепи горных выработок и землистые массы медных минералов стенок карьеров. На одном из месторождений даже на глубине 200 м в коллоидальных окислах железа, выпадающих по плоскостям трещин, нами установлено золото в количестве 2,3 — 2,8 мг/т. В табл. II.37 показан характер распределения золота в первичных и вторичных минералах полиметаллических месторождений Западного Алтая. Из нее видно, что максимальные концентрации золота приурочены к минералам завершающих карбонатных и силикатных стадий формирования зон окисления — к малахиту, каолиниту, кальциту. Среди широко распространенных в окисленных рудах окислов и гидроокислов золото пред-

Таблица II.37

Распределение золота в минералах первичных и окисленных руд золотосодержащих сульфидных месторождений Западного Алтая

Минералы первичные	Au, усл. ед.				Минералы окисленные	Au, усл. ед.				Стадия формирования окисленных руд
	n	от	до	среднее		n	от	до	среднее	
Пирит	11	4,0	736,2	199,6	Халькозин, ковеллин	8	4,5	600,0	245,5	Основная, сульфидная
Пирротин	2	15,0	120,0	67,5						
Халькопирит	5	27,2	312,0	127,2						
Галенит	1			116,4						
Сфалерит	4	7,3.	601,4	205,1						
Арсенопирит	1			1100,0						
Магнетит	12	0,7	346,4	51,3	Ярозит	7	25,0	1200,0	350,0	Основная, сульфатная
Кварц	6	3,6	1940,0	686,0	Алунит	8	0,4	1000,0	254,0	
Барит	4	40,0	1600,0	455,5	Самородная сера	3	11,0	320,0	203.7	
Серицит	5	1,2	96,5	24,3	Гетит	24	0,9	780,0	124,9	Основная, окисная и гидроокисная
					Гематит	4	6,0	124,0	41,5	
					Лепидокрокит	5	0,5	74,0	28,8	
					Опал	11	1,6	2200,0	297.9	
					Церуссит	1			14,0	Основная, карбонатная
					Малахит	4	32,0	5000,0	1276,5	
					Азурит	1			2,1	
					Каолинит	2	1352,2	1434,0	1393,1	Основная, силикатная
					Галлуазит	6	3,7	803,6	143,2	
					Гидрослюда (иллит)	12	0,9	458,5	63,9	
					Хризоколла	1			430,0	
					Кальцит	10	3,2	5000,0	1342,0	Наложенная
					Каолинит	16	1,1	18,0	5,3	
					Ярозит	7	4,5	24,0	13,4	
					Гипс	3	55,0	120,0	98,3	
					Халькантит, брошантит и др.		3,1	65,0	19,6	Современные образования

Примечание. Чистота минералов проверена рентгеноструктурным и ИКС методами Д. К. Архипенко и Т. Н. Григорьевой.

Таблица II.38

Содержание золота в опалах зоны окисления серноколчеданного месторождения, усл. ед.

Разновидности опала	Колич. анализов	От	До	Среднее
Гидрофан	1	—	—	11,1
Бурые, красные железистые опалы	3	9	17	12,3
Вишневые, светло-коричневые слабо железистые опалы	2	75	80	77,5
Восковой опал	4	90	190	130,5
Зеленоватый »	1			5000,0

почтительнее накапливается в опале, высокая сорбционная способность которого показана выше. С уменьшением в опалах примеси гетита и гематита содержание золота повышается (табл. II.38).

Формы нахождения тонкодисперсного золота в гипергенных минералах изучены слабо. Как отмечалось выше, оно может изоморфно входить в минералы окисного железа и сорбироваться глинистыми частицами. Не исключено его самородное состояние.

Золото, способное вытесняться из окисленных руд водной вытяжкой и извлекаться из них вместе с поровыми растворами, подразделяется нами на трудноподвижное, подвижное и легкоподвижное [Росляков и др., 1972].

Трудноподвижное золото присутствует в осадке водных вытяжек и поровых растворов, представляющем собой тонкодисперсный глинистый материал с величиной минеральных частиц менее 5 мк, т. е. близких к размеру коллоидальных частиц. Количество этого золота составляет от $8 \cdot 10^{-7}$ до $1{,}2 \cdot 10^{-5}$ мг/л. Большие значения установлены в окисленных рудах золоторудных вкрапленно-прожилковых месторождений, меньшие — в жильных и золотосодержащих (табл. II.39). Форма нахождения трудноподвижного золота в минеральных частицах пока не выяснена. Поскольку оно не отделяется от механических частиц при извлечении из окисленных руд поровых растворов под давлением 600—800 атм, есть основание гово-

Таблица II.39

Содержание подвижного золота в окисленных рудах, мг/л

Месторождения	Трудноподвижное	Подвижное	Легкоподвижное
Жильные			
Акбакайское	$8 \cdot 10^{-7}$	$6{,}3 \cdot 10^{-7}$	0,004
Берикульское	$1{,}4 \cdot 10^{-6}$	$3{,}6 \cdot 10^{-7}$	1,109
Дарасунское	$3{,}2 \cdot 10^{-6}$	$6{,}4 \cdot 10^{-6}$	0,540
Вкрапленно-прожилковые			
Бакырчикское	$4{,}8 \cdot 10^{-5}$	$3{,}2 \cdot 10^{-5}$	0,014
Васильковское	$9{,}1 \cdot 10^{-5}$	$4{,}1 \cdot 10^{-4}$	0,053
Жолшак-Тюбе	$3{,}0 \cdot 10^{-5}$	$7{,}1 \cdot 10^{-5}$	0,020
Илинское	$5{,}3 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	0,062
Кентирское	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	$3{,}1 \cdot 10^{-5}$	0,011
Козловское	$1{,}8 \cdot 10^{-5}$	$4{,}8 \cdot 10^{-4}$	$2{,}1 \cdot 10^{-5}$
Золотосодержащее сульфидное Кумурун	$1{,}1 \cdot 10^{-6}$	$3{,}6 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-5}$

рить о его прочной связи с этими частицами, приближающейся по типу к хемосорбции, установленной, например, для цинка М. М. Эльгабали (1954).

К подвижному золоту нами отнесена разновидность, которая в растворенном виде извлекается вместе с поровыми растворами окисленных руд. Его количество соизмеримо с труднодоступным золотом и находится в прямой зависимости от морфологии первичных рудных тел и близости золоторудного столба.

Легкоподвижное золото вытесняется из окисленных руд дистиллированной водой, т. е. такое золото миграционно способно в современных ландшафтных условиях. Но в практически улавливаемых количествах оно устанавливается только вблизи золоторудных столбов, что свидетельствует о малом пути его миграции.

Исследования, проведенные с применением ионообменных смол, позволили установить, что золото поровых растворов и водных вытяжек имеет отрицательный заряд. Н. А. Росляковым и др. (1971б, 1972) среди этого золота термодинамическими расчетами были установлены комплексные соединения типа AuS^-, $AuCl_2^-$, $Au(OH)_2^-$ и $Au(OH)_4^-$. В последние годы Г. Б. Наумов и др. (1971), Т. М. Сьюард [Seward, 1973], Б. И. Пещевицкий и др. (1976), Б. И. Белеванцев и др. (1981) получили ряд новых термодинамических констант комплексных соединений золота, позволяющих расширить наши представления о формах его подвижного состояния в окисленных рудах золоторудных месторождений.

Для обоснования наиболее вероятных комплексов золота, установленного в поровых растворах и водных вытяжках окисленных руд, автором совместно с Г. Р. Колониным и Н. Г. Васильевой произведены термодинамические расчеты с использованием новых констант. Мы допускаем, что в условиях зоны окисления, как и зоны гипергенеза в целом, важная и даже ведущая роль может принадлежать неравновесным процессам, что определяется, с одной стороны, низкой температурой грунтовых вод, а с другой — совмещением в этих водах свободного кислорода с содержащимися в рудах сульфидами и продуктами их растворения. Тем не менее рассмотрим возможные термодинамические процессы растворения золота и перехода его в различные комплексы и с точки зрения теоретически вероятных равновесных условий.

Для расчетов приняты уравнение Нернста, реальные концентрации золота и лигандов в исследуемых водных вытяжках и поровых растворах (см. табл. II.39 и II.40). Применительно к условиям зоны гипергенеза уравнение Нернста имеет вид [Гаррелс, Крайст, 1968]

$$Eh = E_0 + \frac{0{,}059}{n} \lg \frac{[ox]}{[red]}, \qquad (1)$$

где Eh — окислительный потенциал реакции; E_0 — стандартный электродный потенциал реакции; n — число электронов, участвующих в электродном процессе; [ ] — активность ионов. Поскольку ионная сила наиболее часто встречающихся рудничных вод по нашим подсчетам не превышает 0,04—0,07, а таковая поровых растворов интенсивно выщелоченных зон окисления равна всего лишь 0,02 [Росляков, 1970], вносимые коррективы на разницу величин активности и молярности не оказывают существенного влияния на равновесную концентрацию ионов в системе золото металлическое — его растворенные комплексы. Поэтому в дальнейших расчетах вместо активности ионов мы использовали их молярность; *ox* — окисленное состояние продуктов реакции; *red* — восстановленное состояние.

В системе окисленные руды — поровые растворы возможно сосуществование самородного золота Au° в равновесии с комплексными соединениями типа AuX_2^-, AuX_4^- и AuY^-, где X — одновалентные лиганды комп-

Таблица 11.40

Физико-химическая характеристика поровых растворов и водных вытяжек окисленных руд. Аналитик Л. А. Непеина

№ пробы	pH	Eh, мВ	Содержание растворенных анионов, моль/л					
			Au	SO_4^{2-}	H_2S+HS^-	$SO_3^{2-}+S_2O_3^{2-}$	Cl^-	HCO_3^-
Поровые растворы*								
1	6,00	865	$3{,}2\cdot10^{-9}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$3{,}6\cdot10^{-3}$
2	6,26	850	$5{,}8\cdot10^{-10}$	»	»	»	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$7{,}5\cdot10^{-3}$
3	6,60	830	$1{,}8\cdot10^{-8}$	$6{,}8\cdot10^{-4}$	»	»	$1\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Водные вытяжки**								
1	5,10	918	$2{,}7\cdot10^{-6}$	$6\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$	Не обн.	$2{,}5\cdot10^{-2}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$
2	8,48	719	$3{,}1\cdot10^{-7}$	$5{,}4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-6}$	$1{,}8\cdot10^{-6}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$
3	6,76	820	$5{,}6\cdot10^{-6}$	$6{,}9\cdot10^{-4}$	Не обн.	Не обн.	$3{,}9\cdot10^{-2}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$
4	7,02	805	$9{,}1\cdot10^{-9}$	$5{,}1\cdot10^{-7}$	$9\cdot10^{-7}$	»	$3{,}2\cdot10^{-2}$	$4{,}2\cdot10^{-4}$
5	6,60	840	$7\cdot10^{-8}$	Не обн.	$5\cdot10^{-6}$	»	$1\cdot10^{-4}$	$3{,}1\cdot10^{-5}$
6	6,60	841	$6{,}5\cdot10^{-7}$	»	$1\cdot10^{-6}$	»	$6\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-6}$
7	6,95	819	$5{,}5\cdot10^{-8}$	$1{,}6\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-7}$	$2{,}6\cdot10^{-7}$	$6{,}3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$
8	7,80	769	$2\cdot10^{-7}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	Не обн.	Не обн.	$1{,}3\cdot10^{-4}$	$4{,}1\cdot10^{-4}$
9	8,25	742	$1{,}5\cdot10^{-7}$	$7\cdot10^{-4}$	»	»	$1{,}1\cdot10^{-4}$	$2{,}6\cdot10^{-4}$
10	8,40	733	$1\cdot10^{-7}$	Не обн.	»	»	Не обн.	$9{,}3\cdot10^{-4}$

* В анализируемых пробах йод и бром при чувствительности методов $2{,}4\cdot10^{-6}$ и $2\cdot10^{-3}$ моль/л соответственно не обнаружены.

** Окисленные руды месторождений: 1 — Дарасунского, 2 — Илинского, 3 — Берикульского, 4 — Козловского, 5 — Бакырчикского, 6 — Жолпак-Тюбекского, 7 — Кенгирского, 8—10 — Космурунского.

лекса Cl^-, OH^-, HS^-, Br^-, J^-; Y—двухвалентные лиганды комплекса SO_4^{2-}, $S_2O_3^{2-}$, SO_3^{2-}, S^{2-}. Не исключены смешанные комплексы $Au(X)(Y)^-$ и $Au(X_iY_{4-i})^-$ при $i = 0$—4. Однако в опубликованной литературе имеются сведения по термодинамическим константам только смешанных гидроксохлоридных и гидроксо-бромидных комплексов Au(I) и Au(III), поэтому мы и ограничились их рассмотрением.

Из табл. II.39 и II.40 видно, что в окисленных рудах наиболее обычные содержания подвижного и легкоподвижного золота находятся в пределах 10^{-6}—10^{-12} моль/л, а концентрация лигандов составляет 10^{-2}—10^{-6} моль/л. Хотя бром и йод в поровых растворах и водных вытяжках не обнаружены, в зонах окисления известны вторичные минералы этих элементов (см. описание зон окисления месторождений Майкаин «С» и Космурун). Кроме того, их комплексы с золотом в химии хорошо известны. Учитывая это, нами в расчет включены и лиганды брома с йодом. Во всех расчетах предусматривалась возможность присутствия золота и лигандов в минимально и максимально устанавливаемых в исследованных растворах количествах. Оценку равновесия комплексов золота для промежуточных их концентраций нетрудно сделать по приводимой ниже методике расчета.

В табл. II.41 суммированы теоретически возможные реакции образования комплексов золота, для которых известны термодинамические константы. В ней реакции размещены в порядке уменьшения электрохимического потенциала. Свободная энергия Гиббса компонентов реакции, участвующих в термодинамическом процессе, заимствована из литературных

Таблица 11.41

Стандартные электрохимические потенциалы (E_0) и свободная энергия Гиббса реакций ($\Delta\sigma$) комплексных соединений золота

Номер реакции	Термодинамический процесс	E_0, В	$\Delta\sigma$, $\frac{\text{ккал}}{\text{моль}}$	Литературный источник
1	$Au^0+2Cl^-\rightleftarrows AuCl_2^-+\bar{e}$	1,154	26,6	2
2	$Au^0+4Cl^-\rightleftarrows AuCl_4^-+3\bar{e}$	1,00	69,2	2
3	$Au^0+2Br^-\rightleftarrows AuBr_2^-+\bar{e}$	0,96	22,148	2
4	$Au^0+4Br^-\rightleftarrows AuBr_4^-+3\bar{e}$	0,854	59,096	2
5	$Au^0+2J^-\rightleftarrows AuJ_2^-+\bar{e}$	0,581	13,4	2
6	$Au^0+4J^-\rightleftarrows AuJ_4^-+3\bar{e}$	0,572	39,6	2
7	$Au^0+2OH^-\rightleftarrows Au(OH)_2^-+\bar{e}$	0,398	9,19	2
8	$Au^0+4OH^-\rightleftarrows Au(OH)_4^-+3\bar{e}$	0,485	33,58	2
9	$Au^0+2SO_4^{2-}\rightleftarrows Au(SO_4)_2^-+3\bar{e}$	1,47	101,68	2
10	$Au^0+2SO_3^{2-}\rightleftarrows Au(SO_3)_2^{3-}+\bar{e}$	0,105	2,42	2
11	$Au^0+2S_2O_3^{2-}\rightleftarrows Au(S_2O_3)_2^{3-}+\bar{e}$	0,148	3,41	2
12	$Au^0+HS^-\rightleftarrows AuS^-+H^++\bar{e}$	0,237	5,47	3
13	$Au^0+H_2S\rightleftarrows AuS^-+2H^++\bar{e}$	0,651	15,01	1, 3
14	$Au^0+S^{2-}\rightleftarrows AuS^-+\bar{e}$	−0,596	−13,75	2, 3
15	$AuS^-+4H_2O\rightleftarrows Au^0+SO_4^{2-}+8H^++7\bar{e}$	0,524	41,07	2, 3
16	$AuS^-\rightleftarrows Au^0+S^0+\bar{e}$	0,362	8,35	3
17	$Au^0+H_2O+Cl^-\rightleftarrows Au(OH)Cl^-+H^++\bar{e}$	1,584	36,54	2, 4
18	$AuCl_2^-+H_2O\rightleftarrows Au(OH)Cl^-+Cl^-+H^+$		9,94	2, 4
19	$Au(OH)_2^-+Cl^-\rightleftarrows AuCl(OH)^-+OH^-$		8,255	2, 4
20	$AuCl_2^-+2Cl^-\rightleftarrows AuCl_4^-+2\bar{e}$	0,924	42,60	2
21	$Au(OH)_2^-+2H_2O\rightleftarrows Au(OH)_4^-+2H^++2\bar{e}$	0,529	24,39	2
22	$AuBr_2^-+2Br^-\rightleftarrows AuBr_4^-+2\bar{e}$	0,801	36,85	2
23	$AuJ_2^-+2J^-\rightleftarrows AuJ_4^-+2\bar{e}$	0,568	26,2	2
24	$AuCl_4^-+H_2O\rightleftarrows AuCl_3(OH)^-+H^++Cl^-$		8,389	1
25	$AuCl_3(OH)^-+H_2O\rightleftarrows AuCl_2(OH)_2^-+H^++Cl^-$		9,753	1
26	$AuCl_2(OH)_2^-+H_2O\rightleftarrows AuCl(OH)_3^-+H^++Cl^-$		10,912	1
27	$AuCl(OH)_3^-+H_2O\rightleftarrows Au(OH)_4^-+H^++Cl^-$		11,867	1
28	$Au(H_2S)(HS)+2Cl^-+8H_2O\rightleftarrows AuCl_2^-+2HSO_4^{2-}+17H^++16\bar{e}$	0,340	125,50	4, 2, 1
29	$Au(H_2S)(HS)+2Cl^-+8H_2O\rightleftarrows AuCl_2^-+2SO_4^-+19H^++16\bar{e}$	0,357	131,78	4, 2
30	$Au(HS)_2^-+2Cl^-+8H_2O\rightleftarrows AuCl_2^-+2SO_4^{2-}+18H^++16\bar{e}$	0,344	127,02	4, 2
31	$Au(HS)_2^-+2OH^-+8H_2O\rightleftarrows Au(OH)_2^-+2SO_4^{2-}+18H^++16\bar{e}$	0,301	111,119	4,2
32	$AuS^-+6H_2O\rightleftarrows Au(OH)_2^-+SO_4^{2-}+10H^++8\bar{e}$	0,479	88,45	3, 2
33	$Au(H_2S)(HS)\rightleftarrows Au(HS)_2^-+H^+$		4,76	4
34	$Au(HS)_2^-\rightleftarrows AuS^-+HS^-+H^+$		12,81	3

Номер реакции	Термодинамический процесс	E_0, В	$\Delta\sigma$, $\frac{ккал}{моль}$	Литературный источник*
35	$AuBr_2^- + H_2O \rightleftarrows AuBrOH^- + H^+ + Br^+$		11,55	2
36	$Au(OH)_2^- + Br^- \rightleftarrows Au(OH)Br^- + OH^-$		5,409	2
37	$AuBr_4^- + H_2O \rightleftarrows AuBr_3OH^- + H^+ + Br^-$		11,62	2
38	$AuCl_2^- + 2SO_4^{2-} \rightleftarrows Au(SO_4)^- + 2Cl^- + 2\bar{e}$	1,628	75,08	2
39	$AuCl_4^- + 2SO_4^{2-} \rightleftarrows Au(SO_4)_2^- + 4Cl^-$		32,48	2

* 1 — Г. Б. Наумов и др. (1971); 2 — Б. И. Пещевицкий и др. (1976); 3 — Т. М. Сьюард [Seward, 1973]; 4 — В. И. Белеванцев и др. (1980).

источников. Стандартный электродный потенциал реакции определен по формуле

$$E_0 = \Delta\sigma/nF, \quad (2)$$

где n — число электронов. участвующих в реакции; $F = 23{,}06$ ккал/г·экв — число Фарадея.

Для примера приведем методику расчета равновесной системы полуреакции № 1 (табл. II.41)

$$Au^0 + 2Cl^- \rightleftarrows AuCl_2^- + \bar{e}. \quad (3)$$

В этой системе свободная энергия Гиббса реакции равна

$$\Delta\sigma = \Delta\sigma_{AuCl_2^-} - 2\Delta\sigma_{Cl^-}. \quad (4)$$

Свободные энергии Гиббса для компонентов реакции приведены Б. И. Пещевицким и др. (1976). Подставив их в уравнение (4), получим: $\Delta\sigma = -361 - 2(-31{,}35) = 26{,}6$ ккал. Затем по формуле (2) рассчитаем E_0, принимая во внимание, что в полуреакции участвует один электрон:

$$E_0 = 26{,}6/(1 \cdot 23{,}06) = 1{,}154 \text{ В}.$$

По уравнению (1) найдем окислительный потенциал полуреакции (3) при принятых нами концентрациях лигандов и комплексов золота:

$$Eh = 1{,}154 + 0{,}059 \lg [AuCl_2^-] - 0{,}059 \cdot 2 \lg [Cl^-].$$

Вариант 1:

$$\left.\begin{aligned} [Cl^-] &= 10^{-2} \text{моль/л}; \ \lg [Cl^-] = -2 \\ [AuCl_2^-] &= 10^{-6} \text{моль/л}; \ \lg [AuCl_2^-] = -6 \end{aligned}\right\} Eh = 1{,}036 B.$$

Вариант 2:

$$\left.\begin{aligned} [Cl^-] &= 10^{-6} \text{моль/л}; \ \lg [Cl^-] = -6 \\ [AuCl_2^-] &= 10^{-12} \text{моль/л}; \ \lg [AuCl_2^-] = -12 \end{aligned}\right\} Eh = 1{,}154 B.$$

Так как полуреакция (3) не зависит от pH, на диаграмме Eh—pH равновесие между Au° и $AuCl_2^-$ будет отражено в виде прямой линии, параллельной координате pH. При концентрации $Au^\circ = 10^{-6}$ моль/л и $AuCl_2^- = 10^{-2}$ моль/л она пройдет через точку Eh = 1,036 В, а при $Au^\circ = 10^{-12}$ моль/л и $AuCl^- = 10^{-6}$ моль/л — через точку Eh = 1,154 В (рис. II.45).

Подобным же образом рассчитаны условия равновесия для приведенных в табл. II.41 полуреакций №№ 2—6, 9—11, 14, 16, 20, 22, 23, 38, 39, которые, как и полуреакция № 1, не зависят от pH.

В случае, когда комплексообразование контролируется Eh и pH одновременно, равновесие комплексов рассчитывается по уравнению

$$Eh = E_0 + (0{,}059/n)\lg K,$$

где Eh, E_0 и n — то же, что и в уравнении (1) Нернста; K — константа реакции, равная отношению [продукты реакции]/[реагенты].

Например, для полуреакции № 7 табл. II.41 равновесное состояние в зависимости от Eh и pH выразится следующим образом:

$$Au^0 + 2OH^- \rightleftarrows Au(OH)_2^- + \bar{e},$$

или

$$Eh = E_0 + 0{,}059\lg\left([Au(OH)_2^-]/[OH^-]^2\right),$$

$$Eh = E_0 + 0{,}059\lg[Au(OH)_2^-] - 2\cdot 0{,}059\lg[OH^-].$$

Заменив OH^- через pH и подставив приведенное в табл. II.41 значение E_0 получим

$$Eh = 0{,}398 + 0{,}059\lg[Au(OH)_2^-] + 2\cdot 0{,}059\cdot 14 - 2\cdot 0{,}059\ pH.$$

При концентрации $Au(OH)_2^- = 10^{-6}$ моль/л или $Au(OH)_2^- = 10^{-12}$ моль/л, это уравнение принимает вид:

$$1)\ Eh = 1{,}696 - 0{,}118\ pH, \qquad (5)$$

$$2)\ Eh = 1{,}962 - 0{,}118\ pH. \qquad (6)$$

Чтобы нанести на диаграмму Eh — pH линию, показывающую равновесное состояние системы Au^0—$Au(OH)_2^-$ при соответствующих концентрациях $Au(OH)_2^-$, нужно задавать произвольные значения pH и по уравнениям (5) и (6) рассчитывать Eh. Равновесная линия пройдет через точки с заданными величинами pH и полученными расчетным путем значениями Eh.

Аналогичным образом рассчитаны и отображены на

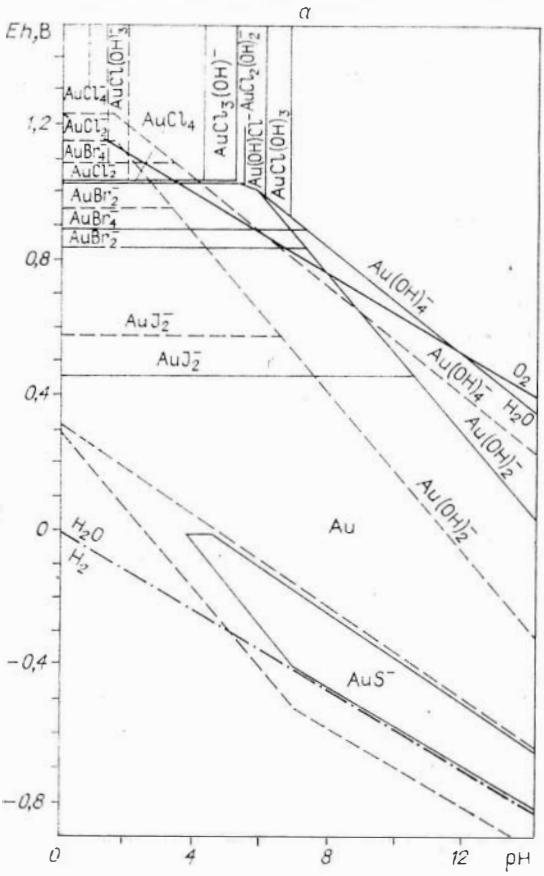


Рис. II.45. Диаграмма Eh — pH, отражающая условия растворимости Au в виде различных комплексов при $T = 25°C$ и $P = 1$ атм (составлена совместно с Г. Р. Колониным и Н. Г. Васпльевой).

а — общий вид; *б* — увеличенная деталь.

Сплошные линии — концентрации $Au = 10^{-6}$ моль/л, лигандов — 10^{-2} моль/л, штриховые — $Au = 10^{-12}$ моль/л, лигандов — 10^{-6} моль/л, штрихпунктирные — поле устойчивости воды.

1 — поровые растворы и водные вытяжки окисленных руд; *2* — то же, но аллохтонных отложений; *3* — то же, почв.

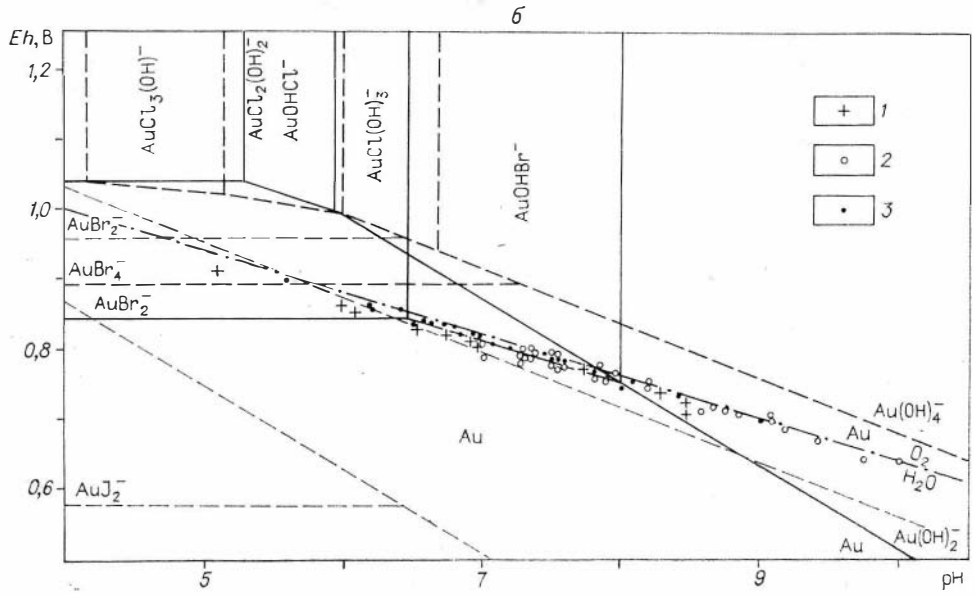
диаграмме Eh — pH условия равновесия полуреакций № 8, 12, 13, 15, 17, 21, 28—32 табл. II.41, а № 18, 19, 24—27, 33—37 — с использованием $\Delta\sigma$.

На основании расчетных данных построено два варианта диаграмм полей преобладания комплексов золота при нормальных условиях и реальных его концентрациях. На рис. II.45 отображены условия растворимости самородного золота в форме конкретных комплексов, рис. II. 46 иллюстрирует условия равных концентраций комплексов, занимающих на диаграмме Eh—pH соседние поля.

Из рисунков следует, что при всех концентрациях подвижного золота и лигандов, установленных в поровых растворах и водных вытяжках, теоретически возможно сосуществование в окисленных рудах почти всех рассчитанных и продемонстрированных в табл. II.41 комплексов. Их поля преобладания находятся в пределах поля устойчивости воды. Исключение составляют сульфатные и тиосульфатные комплексы золота. Для образования сульфатного комплекса необходима очень высокая концентрация ионов SO_4^{2-}, приближающаяся к 1 М раствору, что в природных растворах зон окисления малореально. В связи с этим, по-видимому, нет смысла говорить о миграции золота в зоне гипергенеза в сульфатной форме.

Практически невероятны и тиосульфатные комплексы золота, потому что стандартный электродный потенциал реакции их образования $E=0{,}148$ В свидетельствует о метастабильном состоянии комплекса в окислительной обстановке. Нами было показано, что тиосульфатный, а также сульфитный комплексы золота в растворах окисленных руд не имеют существенного значения еще и потому, что сульфит- и тиосульфат-ионы обнаруживаются здесь редко и в чрезвычайно малых количествах [Росляков и др., 1971б, 1972].

Чтобы среди большого количества теоретически возможных комплексных форм нахождения золота в водных вытяжках и поровых растворах определить наиболее вероятные комплексы, на диаграммы Eh— pH рис. II.45 и II.46 вынесены данные опыта (см. табл. II.39 и II.40). Таким образом, мы совместили реальные условия нахождения золота в исследованных растворах с теоретическими. Как и следовало ожидать, все значения экспериментальных данных расположились в поле устойчивости воды. Более того, они приурочены к области высоких окислительных потенциалов вблизи равновесной линии O_2 — H_2O. Такие физико-химические параметры характерны в целом для приповерхностных грунтовых вод. Все это



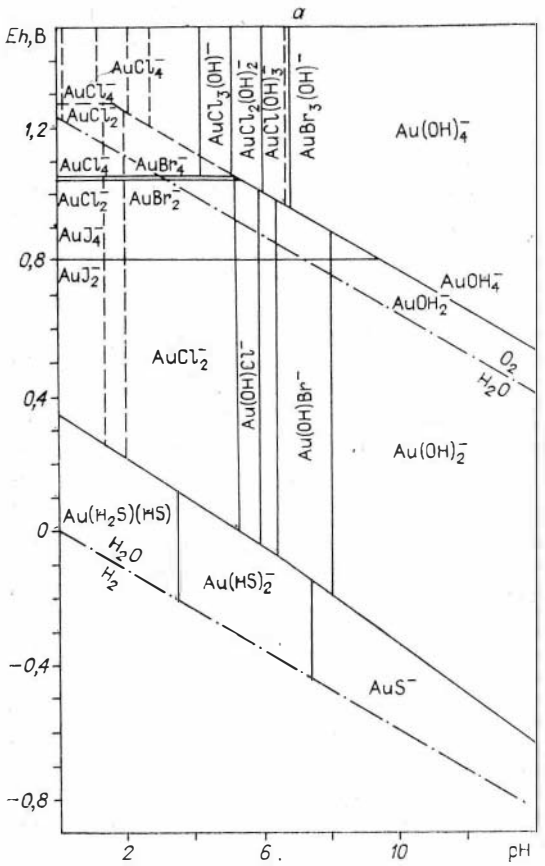


Рис. II.46. Диаграмма Eh — pH полей преобладания различных комплексов золота при нормальных условиях (составлена совместно с Г. Р. Колониным и Н. Г. Васильевой).

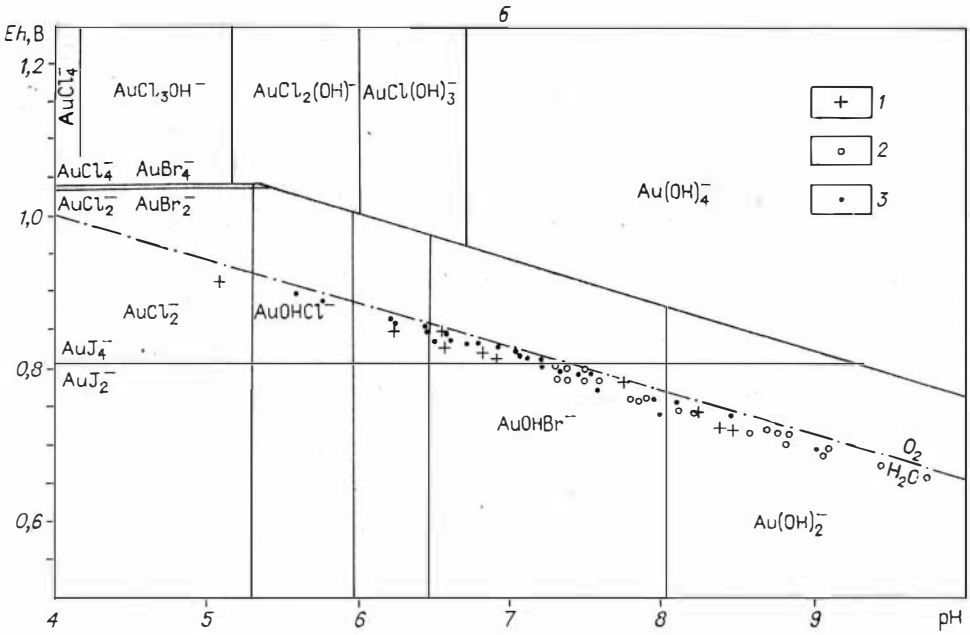
а — общий вид; *б* — увеличенная деталь. Сплошные линии — концентрации Au = 10^{-6} моль/л; штриховые — Au = 10^{-12} моль/л; штрихпунктирные — поле устойчивости воды.

свидетельствует о высокой достоверности результатов аналитических определений.

Из диаграмм следует, что легкоподвижное золото, содержащееся в водных вытяжках в количествах от $3{,}1 \cdot 10^{-12}$ до $9{,}1 \cdot 10^{-6}$ моль/л при установленных лигандах, в равновесных условиях должно быть представлено комплексом $Au(OH)_2^-$ при подчиненном значении $AuCl_2^-$ и $Au(OH)Cl^-$. Подвижное золото поровых растворов при концентрации $1{,}8 \cdot 10^{-12}$—$5{,}8 \cdot 10^{-10}$ моль/л может присутствовать еще и в виде комплекса $Au(OH)_4^-$. В случае присутствия в реальных растворах аналитически неопределенных йода и брома набор наиболее вероятных комплексов золота расширяется и может быть представлен AuI_2^-, $AuBr_2^-$, $AuBr_4^-$, $Au(OH)Br^-$, $Au(OH)Cl^-$ и $Au(OH)_2^-$.

Следует отметить, что в отдельных пробах водных вытяжек обнаружены также $H_2S + HS^-$ (см. табл. II.40), с которыми золото способно образовывать очень прочные комплексные соединения. Поля преобладания этих комплексов по окислительно-восстановительному параметру расположены много ниже точек, соответствующих потенциалам исследованных вытяжек. Присутствие сероводорода в окислительных условиях неравновесно и связано, вероятно, с биогенной серой, возникающей в окислительной обстановке за счет восстановления сульфат-ионов редуцирующими бактериями. Обнаруженная в отдельных вытяжках концентрация сульфидной серы достаточна, чтобы связать почти все присутствующее в них золото в прочный комплекс типа AuS^- или $Au(HS)_2^-$. В этом случае на долю остальных комплексов приходится менее 0,1% [Росляков и др., 1972].

Все комплексы золота поровых растворов и водных вытяжек тяготеют к расчетному полю преобладания металлического золота (см. рис. II.45). Поэтому следует ожидать, что даже при незначительном понижении окислительных условий среды подвижное золото окисленных руд будет осаждаться. Этим можно объяснить приуроченность горизонтов вторичного золотого обогащения к участкам изменения pH водных вытяжек и незначительной удаленностью от коренного источника его фиксируемых подвижных форм. Видимо, поэтому золото в водах месторождений не образует протяженных потоков рассеяния и в аномальных количествах обнаруживается Б. А. Воротниковым лишь вблизи рудных тел [Росляков и др., 1974].



По мере удаления от окисленных рудных выходов с уменьшением концентрации подвижного золота и нейтрализации кислых сульфатных растворов намечается следующая эволюция комплексных форм золота:

$$AuI_2^- — AuBr_2^- — AuCl_2^- — AuBr_4^- — Au(OH)Cl^- —$$

$$— Au(OH)Br^- — Au(OH)_2^- — Au(OH)_4^-.$$

В вертикальном разрезе зоны окисления с глубиной по мере понижения Eh и pH золотоносных растворов эволюция форм миграции золота может быть представлена теоретическими рядами:

в кислых средах: $AuCl_4^- — AuCl_2^- — AuBr_4^- — AuI_2^- — Au(OH)Cl^- —$ $— Au(H_2S)(HS)$,

в нейтральных и щелочных средах: $Au(OH)_4^- — Au(OH)Br^- —$ $— Au(OH)_2^- — Au(HS)_2^- — AuS^-$.

Как видно из рис. II.45, серосодержащие комплексы золота присущи восстановительным средам и отделяются от остальных комплексов полем его самородного состояния. Поэтому при фильтрации золотоносных растворов в нижние горизонты зоны окисления золото может осаждаться, не достигнув уровня грунтовых вод, где благоприятна обстановка для существования сульфидных комплексов золота. Становится понятным, почему гипергенные концентрации золота приурочены к верхней части зоны цементации и современного уровня грунтовых вод.

II.3.3.Д. Условия гипергенной рудной концентрации золота

В разделе о региональных корах выветривания было показано, что гипергенное концентрирование золота находится в прямой зависимости от устойчивости к выветриванию минералов-носителей золота, от характера геохимических барьеров и степени дифференциации вещества в профиле выветривания. Действие этих агентов приводит к возникновению горизонтов вторичного обогащения золота, высвобожденного из выветрелых пород и перераспределенного в вертикальном профиле выветривания. Однако

содержания золота, вступающего в миграцию при гипергенном преобразовании пород с околокларковыми его количествами, недостаточны для образования вторичных руд. Их хватает только на формирование аномальных концентраций, очень редко достигающих 50 мг/т даже в малых объемах (см. рис. II.45).

При окислении золоторудных тел, содержащих сульфиды, гипергенное концентрирование золота контролируется теми же факторами, которые приводят к образованию аномальных горизонтов в профиле региональных кор выветривания. Но в силу того, что растворы зон окисления, взаимодействуя с более богатым золотоносным источником питания, обогащаются золотом, те же геохимические барьеры в этом случае создают горизонты его гипергенных руд. При этом вступают в действие дополнительные, очень важные факторы. К ним в первую очередь относятся: 1) обратная зависимость растворимости золота от размера его частиц и состава растворов; 2) гетерогенность физико-химических свойств растворов зоны окисления, обусловленная присутствием сильных окислителей (кислород, окисное железо и др.) в приповерхностной части и активных восстановителей (сероводород и др.) в более глубоких горизонтах; 3) влияние электродных реакций и определенных видов бактерий на окисление золотоносных сульфидов и растворимость золота; 4) содержание и состав сульфидов в первичных рудах, а также последовательность их окисления; 5) химическая активность вмещающих пород. Все это определяет формирование в зоне окисления трех типов рудной концентрации золота: 1) остаточной, 2) химически переотложенной и 3) комбинированной.

Первый тип гипергенной концентрации образуется за счет о с т а т о ч н о г о, п е р в и ч н о г о золота, содержание которого в окисленных рудах возрастает в результате выноса из них других элементов первичных руд и околорудных пород. Он свойствен месторождениям, в составе первичных руд которых существенную роль играет золото с размером частиц более 1 мк или устойчивые к выветриванию его минералы-концентраторы, такие как кварц, барит, магнетит. В обстановке зон окисления относительно крупное золото инертно и накапливается в остаточных продуктах [Альбов, 1960а и др.]. Натрий, калий, кальций, магний, медь, цинк, свинец и другие элементы первичных руд, имеющие низкий (менее 0,3) ионный потенциал, легко переходят в ионный раствор и мигрируют за пределы окисленных руд даже при очень низких значениях pH [Goldschmidt, 1954]. Им в окислительной обстановке сопутствуют сера, мышьяк, селен и другие элементы с ионным потенциалом более 10, которые с кислородом образуют устойчивые хорошо растворимые анионные комплексы. В рудном выходе накапливается золото и элементы-гидролизаторы с ионным потенциалом 3—10: алюминий, кремний, титан, марганец, железо и др. В общем балансе вещества преобладает вынос элементов, поэтому объемный вес окисленных руд относительно первичных может уменьшиться вдвое, а весовое содержание золота увеличиться во столько же раз. В итоге непромышленные первичные руды в зоне окисления могут перейти в промышленные. Для этого типа окисленных руд коэффициент концентрации золота редко превышает 2.

Заметим, что формированию гипергенных рудных концентраций в зоне окисления за счет остаточного золота способствуют также химически активные вмещающие породы, резко нейтрализующие сульфатные растворы зон окисления и тем самым препятствующие миграции благородного металла.

Примеры концентрирования остаточного золота в зоне окисления в литературе известны, но это явление не всегда учитывается. Иногда оно ошибочно считается следствием химического переотложения, а не остаточного обогащения. Это имеет место, когда сравнение содержаний золота в системе первичная — окисленная руда производится без учета уменьшения объемного веса первичных руд при их окислении. Повышенное со-

держание золота в зоне окисления не может служить критерием его концентрации путем химического перераспределения. Необходимо вводить поправку на разность объемных весов первичных и окисленных руд и только тогда давать прогнозную оценку эндогенного оруденения по данным опробования его выхода.

Химически переотложенные рудные концентрации золота, сформированные за счет его перераспределения при окислении, присущи зонам окисления месторождений, в первичных рудах которых благородный металл находится в тонкодисперсном состоянии. Из краткого геологического описания исследованных объектов и литературных данных следует, что тонкое золото в золоторудных и золотосодержащих месторождениях распространено очень широко, особенно когда в их первичных рудах доминируют сульфиды.

Последовательное окисление сульфидов, в силу их разных электродных потенциалов и растворимости, дает возможность золоту вступать в миграцию в течение всего этапа формирования зон окисления. Тонкое золото, высвободившись из сульфидов, растворяется поровыми растворами, содержащими галоидные, сернокислые и другие соли щелочных металлов и органические кислоты [Звягинцев, 1941]. Растворение ускоряется присутствием в сернокислой среде сильных окислителей, таких как кислород, окисное железо, медь и марганец [Krauskopf, 1951]. Л. П. Листовой и др. (1966) показано положительное действие на растворимость золота небольшого количества присутствующих в рудах карбонатов. При их разложении создается слабощелочная среда, увеличивающая концентрацию промежуточных продуктов окисления сульфидной серы (тиосульфатов и др.). Тиосульфаты и политионаты кальция служат растворителями золота. В. И. Белеванцевым и др. (1981) дано теоретическое обоснование повышенной растворимости золота в кислых и щелочных условиях.

Немаловажное влияние на растворимость золота имеют ассоциирующие с ним минералы. И. Н. Плаксиным и В. В. Сусловым (1936) установлено, что на контакте с пиритом, лимонитом или кварцем растворимость золота повышается в 9, 7 и 4 раза соответственно. Нами в дистиллированной воде, профильтрованной через пирит, установлено 0,256 мг/л золота [Кулебакин и др., 1977]. Из более золотоносного сфалерита водой вытеснено всего лишь 0,065 мг/л золота. Больше всего золота перешло в водный раствор из галенита — 0,502 мг/л, в котором его содержание было значительно выше, чем в двух предыдущих минералах. Последнее обстоятельство не позволяет однозначно полагать, что на контакте с галенитом золото растворяется лучше, чем в соседстве с пиритом и сфалеритом. Важно, что при наличии в сульфидах тонкого золота возможно его растворение даже водой (в исследованных сульфидах величина золотин 1—7 мк). Вместе с золотом в раствор переходят минералообразующие элементы — Fe^{2+}, Zn или Pb (табл. II.42).

Как показано в предыдущем разделе, перешедшее в раствор золото может мигрировать в различных по устойчивости комплексах в зависимости от концентрации лигандов и физико-химических условий. Многообразие форм нахождения растворенного золота, с одной стороны, тесная зависимость их существования от условий Eh — pH среды — с другой, а также обилие в зоне окисления тонкодисперсных минералов с высокой сорбционной способностью не оказывают благоприятного действия на миграцию золота. По мере фильтрации в нижние горизонты зоны окисления золотоносные кислые поровые растворы теряют кислород, нейтрализуются, приобретают восстановительный характер. В результате равновесное состояние системы $AuX^- — Au^0$ и $AuY^- — Au^0$ смещается в пользу Au^0, и золото выпадает в осадок (см. рис. II.45 и реакции № 1 — 11 в табл. II.41). С изменением физико-химических условий комплексы золота, устойчивые при определенных Eh — pH, разрушаются, что обусловливает его осаждение на всем пути движения растворов зоны окисления.

Таблица II.42

Содержание золота (мкг/л) и других элементов (мг/л) в дистиллированной воде, профильтрованной через сульфиды

Исследуемый материал	Au	Cu	Pb	Zn	Fe^{2+}	O_2	Окисляемость	pH
Пирит II (Au=66 мг/т)	0,256				0,022	12,58	3,20	4,02
Сфалерит (Au=108 мг/т)	0,065			8,58		15,82	8,80	5,70
Галенит (Au=8,7 г/т)	0,502		10,96		0,022	10,88	5,68	5,70
Руда (Au=8,84 г/т)	0,093			0,18		9,70	5,60	7,30
Дистиллированная вода	0,0004	0,005		0,10		9,51	0,80	5,30

Примечание. Чувствительность определения меди и цинка 0,03 мг/л, свинца — 0,07 мг/л. Пробелы — элемент не обнаружен.

Этому способствует и сорбция. Золото поглощается практически всеми гипергенными минералами.

Если в верхних горизонтах зон окисления формы растворенного золота многочисленны, то в низах ее преобладают сульфидные комплексы. Поскольку сульфидные комплексы разрушаются в строго определенных условиях pH—Eh, то этот процесс имеет место в сравнительно узком вертикальном интервале. При устойчивом режиме формирования зоны окисления золото на этом горизонте накапливается до промышленных концентраций. Нами ранее показано, что золото более охотно концентрируется в близнейтральных слабоокислительных (до восстановительных) условиях [Росляков, 1976б]. Наиболее благоприятны для этого участки зон окисления, расположенные вблизи уровня грунтовых вод. Здесь золото сульфидного комплекса восстанавливается до металлического состояния по одной из полуреакций 12—16, приведенных в табл. II.41. Поскольку максимальные концентрации золота чаще тяготеют к горизонтам самородной серы, можно думать, что золото более охотно осаждается по полуреакции $AuS^- \rightleftarrows Au^\circ + S^\circ + \bar{e}$.

Коэффициент концентрации золота в химически переотложенных рудах колеблется главным образом в пределах первого порядка, что видно из изложенного выше материала, а также табл. II.43, составленной нами на основе данных Р. В. Бойля [Boyle, 1979]. Повышенные коэффициенты концентрации золота ($K > 5$) чаще приурочиваются к нижним подзонам зоны окисления, включая зону цементации, месторождений, в первичных рудах которых доминирует золотоносный пирит. При омоложении зоны окисления золото, выщелачиваясь из рудного выхода, может осаждаться в пределах древних горизонтов его обогащения. Когда окисление развивается за счет вышедшей на поверхность зоны цементации и не распространяется глубже нижней ее границы, в результате древнего и наложенного обогащения возникают самые богатые золоторудные столбы, генетически связанные с химическим перераспределением золота. Коэффициент его концентрации в этом случае колеблется в пределах 100—1000. При прочих равных условиях чем богаче сульфидами, особенно серными колчеданами, первичные руды, чем многоэтапнее история формирования зоны окисления и интенсивнее дифференцированы в ней химические элементы, тем перспективнее она на обнаружение богатых горизонтов химически перераспределенных руд золота. Эти горизонты тяготеют к верхней части древней зоны цементации, к серной, кварцевой, кварц-баритовой сыпучкам, а также к современному уровню грунтовых вод или их устойчивому палеоуровню.

Золотые руды, сформированные за счет гипергенного химического переотложения золота, имеют важное экономическое значение. До рево-

Таблица II.43

Распределение золота и серебра в зонах окисления и первичных руд золотосодержащих месторождений (по Р. В. Бойлю с дополнениями)

Зоны и материал опробования (сверху вниз) [по: Boyle, 1979]	Содержание золота и серебра						
	Au, г/т	Ag, г/т	Au*, г/м³	Ag*, г/м³	K^*_{Au}	K^*_{Ag}	Ag:Au*
1. Brunswick Mining and Smelting							
Железная шляпа, обломочный материал, сцементированный лимонитом	0,18	30,9	0,50	86,5	0,5	0,5	171,7
Железная шляпа зоны выщелачивания	0,02	4,3	0,06	12,0	0,06	0,07	215,0
Железная шляпа, обогащенная бедантитом	0,42	107,0	1,18	299,6	1,2	1,6	254,8
Зона гипергенного ковеллина, халькозина и пирита	3,10	262,0	12,09	1021,8	12,0	5,6	84,5
Первичные массивные сульфиды	0,26	47,2	1,01	184,1			181,5
2. Heath Stelle Mine							
Железная шляпа (лимонит и вад)	1,5	142,9	4,2	400,1	18,3	4,4	95,3
Зона гипергенного ковеллина и халькозина	0,5	95,9	1,95	374,0	8,5	4,2	191,8
Первичные массивные сульфиды	0,06	23,1	0,23	90,1			385,0
3. Anaconda							
Железная шляпа (лимонит и вад)	20,0	171,0	56,0	478,8	47,9	2,9	8,6
Зона гипергенного ковеллина и халькозина	2,8	109,0	10,92	425,1	9,3	2,6	38,9
Первичные массивные сульфиды	0,3	42,0	1,17	163,8			140,0
4. Leger prospect							
Железная шляпа	1,9	86,8	5,32	243,0	2,0	1,7	45,7
Первичные массивные сульфиды	0,68	36,5	2,65	142,4			53,7
5. Nigadoo vens							
Железная шляпа	0,181	220,1	0,51	616,3	1,4	1,1	1216,0
Железная шляпа, обогащенная бедантитом	0,41	314,6	1,15	880,9	3,1	1,5	767,3
Первичные массивные сульфиды	0,095	150,5	0,37	587,0			1584,2

* По нашим расчетам методом абсолютных масс объемный вес принят ориентировочный по аналогии с подобными месторождениями Урала и Рудного Алтая для железных шляп 2,8 г/м³, для сульфидных руд 3,9 г/м³.

люции они служили главным объектом добычи благородного металла. Например, Б. М. Чудинов (1937) сообщает, что в Казахстане древние золотодобытчики разрабатывали лишь верхние горизонты месторождений. Выбрав богатую окисленную руду в верхней части, месторождение закрывали. Дать количественную оценку добытого золота данного типа не представляется возможным, так как в литературе имеются сведения только о серебре. По этим данным можно заключить, что мелкие месторождения содержат первые тонны гипергенного золота, крупные — десятки тонн. Отсюда следует, что на оруденение в зоне окисления следует обращать самое серьезное внимание, что в свое время подчеркивал Ф. Н. Шахов (1960). Относительно золота он окисленные руды выделял в самостоятельный тип, а о сыпучках писал: «Очень сложными по составу оказываются сыпучки, нередко представляющие собой богатую и легко обрабатываемую золотую руду». Вместе с золотом накапливаются серебро и медь. О его составе можно судить по данным, характеризующим лигатурное золото, добытое до революции из зон окисления в казенных и частных заводских округах Забайкалья и Алтая (табл. II.44).

Таблица II.44

Состав золота и серебра, добытых из окисленных руд Алтая и Забайкалья (по данным «Горного журнала», 1862, кн. 2, с. 185—186).

Район промысла	Ед. измерения	Лигатурное золото			Блиховое золото		
		Au	Ag	лигатура	Au	Ag	лигатура
Нерчинский казенный промысел	кг	977,85	54,44	68,05			
	%	91,25	5,08	6,35	0,52	93,35	6,25
Алтайские казенные заводы	кг	594,41	68,45	4,94	502,78	15192,53	1064,23
	%	89,01	10,25	0,74	3,0	90,65	6,35
Частная промышленность Поповых (Алтай)	%				0,52	93,75	5,73

Наиболее богатые золотом руды наблюдаются в тех зонах окисления, где горизонты вторичного золотого обогащения накладываются на первичные золоторудные столбы. Такой комбинированный тип руд встречается довольно часто. Гипергенное наложение распознается по ассоциации золота с вторичными минералами, изменениям его корреляционных связей с элементами первичных руд, коэффициенту концентрации и отношению геохимически родственных элементов, что нами показано на примере ряда месторождений в разделе, посвященном геохимии золота в зонах окисления.

Гипергенное концентрирование благородного металла в зоне окисления играет немаловажную россыпеобразующую роль. Поскольку оно сопровождается укрупнением частиц золота и высвобождением его из сульфидов и других минералов первичных руд, при эрозии окисленных выходов возникают сначала элювиально-делювиальные, а впоследствии и аллювиальные россыпи.

В заключение отметим, что гипергенному концентрированию золота в зонах окисления способствуют и биологические факторы. И. Парес (1968) показано, что бактерии вида *Aeromonas* активно растворяют золото и при отмирании концентрируют его в участках их скопления. Влияние бактерий *Th. ferrooxidans* на формирование гипергенных руд нами проверено экспериментально. Установлено, что бактериальный раствор на основе питательных сред с KCl и без него, как и сами питательные среды, не способствует растворению золота сульфидов (Кулебакин и др., 1977).

На основании проведенных экспериментов, можно сделать вывод, что хемоавтотрофные тионовые бактерии, будучи господствующими микроорганизмами в гипергенной зоне золотосульфидных месторождений, не оказывают существенного влияния на перераспределение золота в процессе окисления сульфидов. Они, активно разрушая сульфиды как катализаторы, повышают подвижность халькофильных элементов. Золото накапливается в остаточных продуктах бактериального окисления. Возрастающий ряд устойчивости исследуемых минералов к воздействию тионовых бактерий: ковеллин, халькозин — галенит — халькопирит — сфалерит — марказит — пирит. Как и при электрохимических реакциях, в смеси сульфидов бактериальное воздействие сказывается более интенсивно, чем в мономинеральных концентрациях.

Результаты наших экспериментов согласуются с данными М. Р. Камалова и др. (1973) по бактериальному выщелачиванию железа и мышьяка из концентрата золотосодержащих руд. В Московском институте стали и сплавов разработана технологическая схема бактериального удаления мышьяка из его золотоносных концентратов, что позволяет обогащать их

золотом [Полькин и др., 1970, 1973]. Установленная нами низкая подвижность золота в процессе бактериального выщелачивания галенита, халькопирита, пирита и других сульфидов может иметь важное практическое значение. Можно совершенствовать технологию обогащения бедных золотых руд не только арсенопиритового состава, но и других золотосульфидных руд минерализованных зон. Золото при бактериальном выщелачивании концентрируется в остаточных продуктах.

Однако данный вывод распространяется пока лишь на руды с рядовыми содержаниями золота. При ураганных его концентрациях в рудах *Th. ferrooxidans*, видимо, могут повышать подвижность золота, как в опытах В. К. Бернатониса и В. К. Черепнина, а также в наших опытах со сфалеритом, марказитом и пиритом с разными содержаниями благородного металла. Возможно, существует концентрационный геохимический барьер, контролирующий способность *Th. ferrooxidans* переводить золото в раствор при бактериальном окислении золотосульфидных руд. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

III. ЗОЛОТО В ПОКРОВНЫХ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

По связи с окружающими породами рыхлые покровные отложения подразделяются на две группы: 1) содержащие местный материал; 2) представленные материалом дальнего сноса.

К первой относятся рыхлые образования, накапливающиеся на склонах, у их оснований, в депрессиях разрушающихся коренных пород. Их гранулометрический и вещественный состав в горных и пенепленизированных районах различен.

Рыхлые образования горных районов Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья и Центральной Камчатки, где расположены рудные поля описываемых месторождений, имеют много общего. Разрезы рыхлых пород, имеющих мощность 1—3 м, можно разделить на три основные группы: 1) рыхлые отложения малой мощности, почвенно-растительный слой развивается сразу на коренных в различной степени выветрелых породах; 2) рыхлые продукты представлены главным образом грубообломочными породами; 3) в строении разреза в одинаковой мере участвует грубо- и мелкообломочный материал. Во всех случаях вблизи дневной поверхности наблюдается утяжеление механического состава до суглинисто-щебнистого и супесчаного. Иногда даже развивается горизонт суглинков и тяжелых глин (рис. III.1).

Подробная характеристика рыхлых отложений горных районов приведена в монографии Н. П. Костенко (1975). Механизм их формирования рассмотрен В. В. Поликарпочкиным (1976). Заметим, что рыхлые образования горных стран принято называть одним собирательным термином — склоновые отложения. Распределение золота в них во многом определяется силами гравитации, контролирующими размещение по склону обломочного материала.

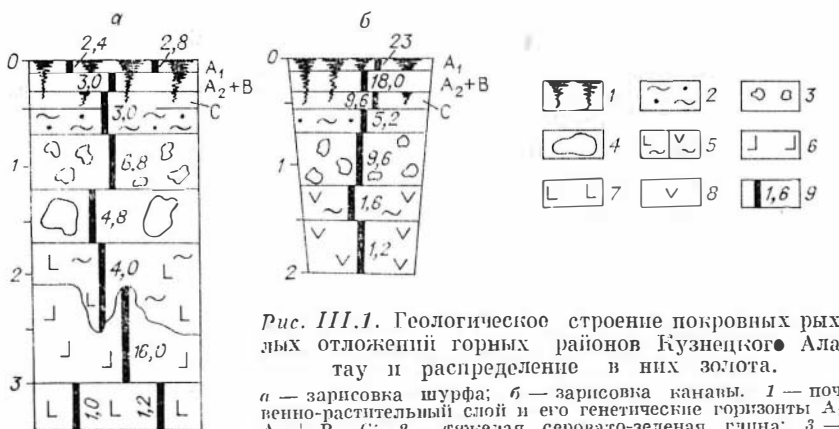


Рис. III.1. Геологическое строение покровных рыхлых отложений горных районов Кузнецкого Алатау и распределение в них золота.

а — зарисовка шурфа; *б* — зарисовка канавы. *1* — почвенно-растительный слой и его генетические горизонты A_1, A_2 + B, C; *2* — тяжелая серовато-зеленая глина; *3* — мелкообломочный делювий; *4* — грубообломочный делювий; *5* — каменный структурный элювий; *6* — слабо выветрелые габбро-диориты; *7* — габбро-диориты; *8* — порфириты; *9* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au, мг/т.

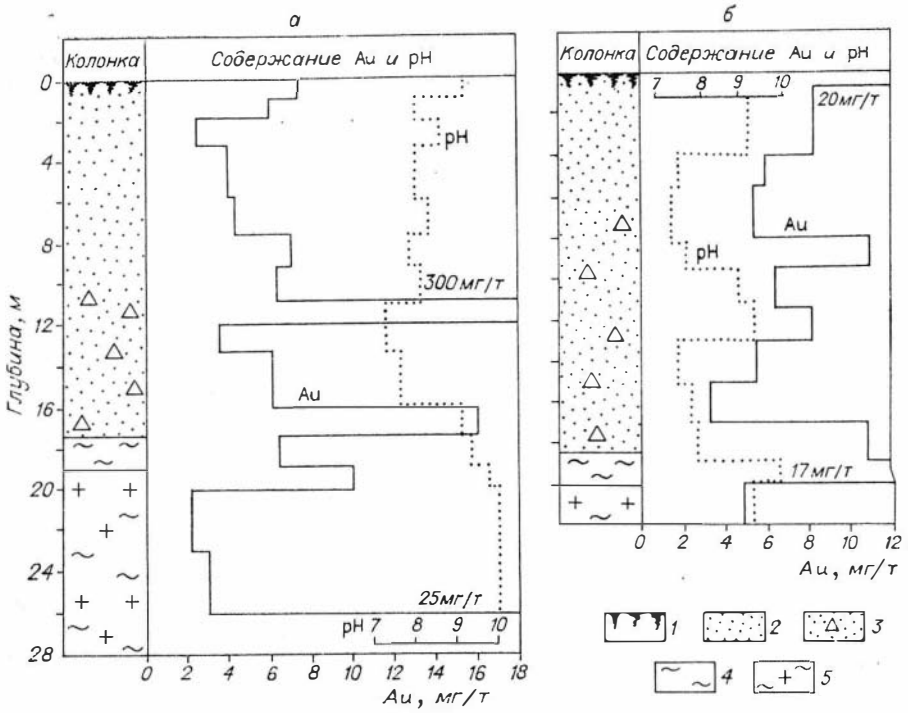


Рис. III.2. Геологическое строение покровных рыхлых отложений Узбекистана.

а — рудное поле; *б* — безрудный район. *1* — почвенно-растительный слой; *2* — лессовые породы; *3* — лессы с обломками местных пород; *4* — аллохтонные пестроцветные глины; *5* — в различной степени выветрелые коренные породы.

В пенепленизированных регионах (типа Салаира и Северного Казахстана), породы, содержащие местный материал, представлены обычно сильно глинизированными разностями. В. П. Казаринов (1958) их объединяет под термином гелиты, а И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1956) относят к продуктам переотложенной коры выветривания. Состоят они из бесструктурных, изредка слоистых красноцветных, темноокрашенных и белых глинистых пород, в которых на долю фракции мельче 0,1 мм приходится более 70%. По минеральному составу эти породы мало отли-

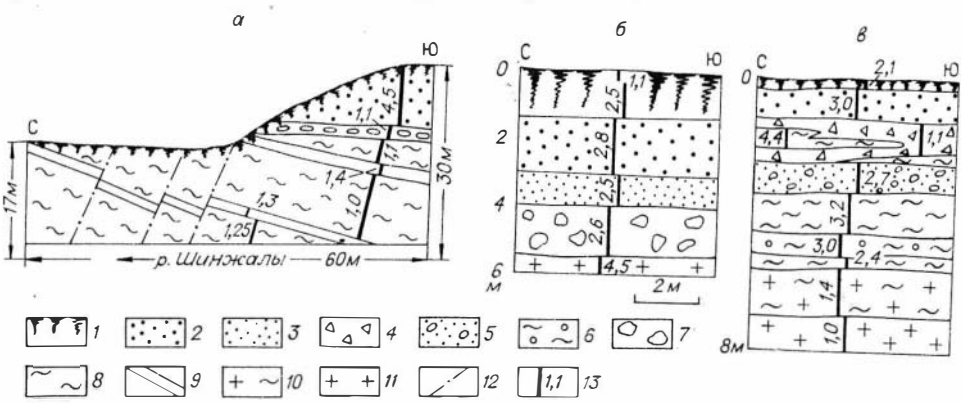


Рис. III.3. Геологическое строение покровных рыхлых отложений Южного Казахстана и Киргизии и распределение в них золота.

а — окрестности с. Андреевки; *б* — окрестности оз. Иссык-Куль; *в* — пустыня Коргачкум. *1* — почвенно-растительный слой; *2* — лессовидные породы; *3* — неотсортированные пески; *4* — мелкообломочный материал; *5* — древянный материал; *6* — глины с прослоями древы; *7* — крупнообломочный материал; *8* — красные и темно-бурые глины; *9* — белые каолиновые глины; *10* — каменный структурный элювий; *11* — слабо выветрелые граниты; *12* — тектонические нарушения; *13* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au, мг/т.

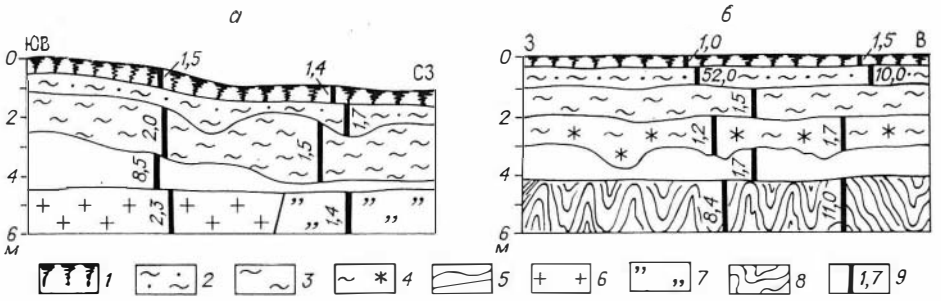


Рис. III.4. Геологическое строение покровных отложений Северного Казахстана и распределение в них золота.

а — зарисовка стенки карьера кирпичных глин в окрестности г. Щучинска; *б* — то же, но другого карьера. *1* — почвенно-растительный слой; *2* — бурые глины; *3* — красные глины; *4* — пестроцветный глинистый структурный элювий; *5* — белые у рис. *а* и желтые у рис. *б* элювиальные глины; *6* — слабо выветрелые эффузивы; *7* — кварциты; *8* — выветрелые глинисто-слюдистые сланцы; *9* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au, мг/т.

чаются от глин остаточной коры выветривания. Но в их легкой фракции повышено количество кварца, в тяжелой — анатаза, корунда и кианита с одновременным уменьшением барита, а в пелитовой составляющей часто преобладает монтмориллонит [Росляков, 1970]. Каолинит переотложенных глин имеет менее упорядоченную структуру кристаллической решетки, что можно видеть на приведенных рисунках в разделе II.1. Специфической особенностью гелитов является их бокситоносность, в силу чего они часто рассматриваются и изучаются как сырье на алюминий. В отдельных регионах эти породы подразделяются на свиты. Так, на Алтае они расчленяются на среднемиоценовую аральскую и верхнемиоцен-нижнеплиоценовую павлодарскую свиты [Семенов, 1947; Чумаков, 1957], на Ангрене Н. П. Петровым и И. В. Рубановым (1960) выделена доюрская каолиновая свита, в Кузнецком Алатау — нижнемеловая кийская свита [Сухарина, Емельянова, 1958]. Принято считать, что каждой свите соответствует эпоха корообразования; на обнаженных участках формируются коры выветривания, в депрессиях синхронно накапливается материал от разрушения этих кор.

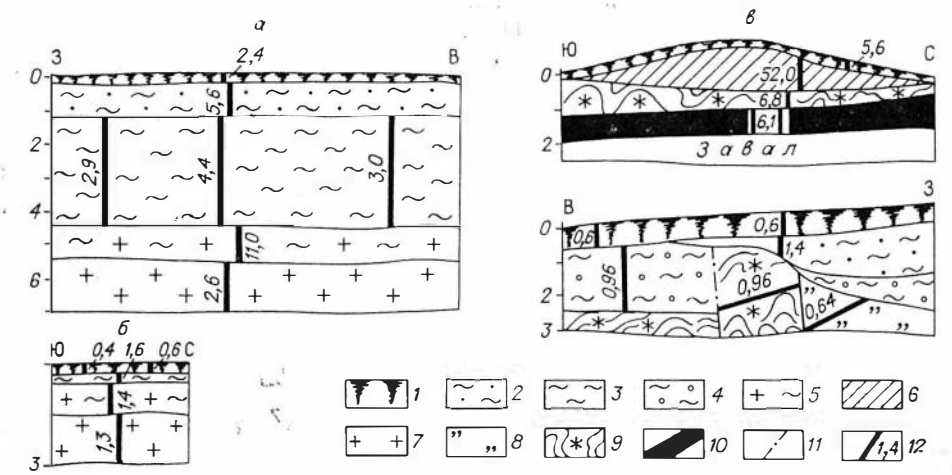


Рис. III.5. Геологическое строение покровных рыхлых отложений Центрального и Северного Казахстана и распределение в них золота.

а — зарисовка стенки карьера Валентиновского месторождения каолиновых глин; *б* — зарисовка стенки карьера у г. Макинска; *в* — зарисовка стенок карьеров у с. Вишневого. *1* — почвенно-растительный слой; *2* — бурые глины; *3* — глинистый структурный элювий; *4* — каменный структурный элювий; *5* — выветрелые граниты; *6* — сланцы, интенсивно осветленные; *7* — граниты; *8* — кремнистые слабо выветрелые сланцы; *9* — сланцы с охрами лимонита; *10* — кварцевая жила; *11* — тектонические нарушения; *12* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au, мг/т.

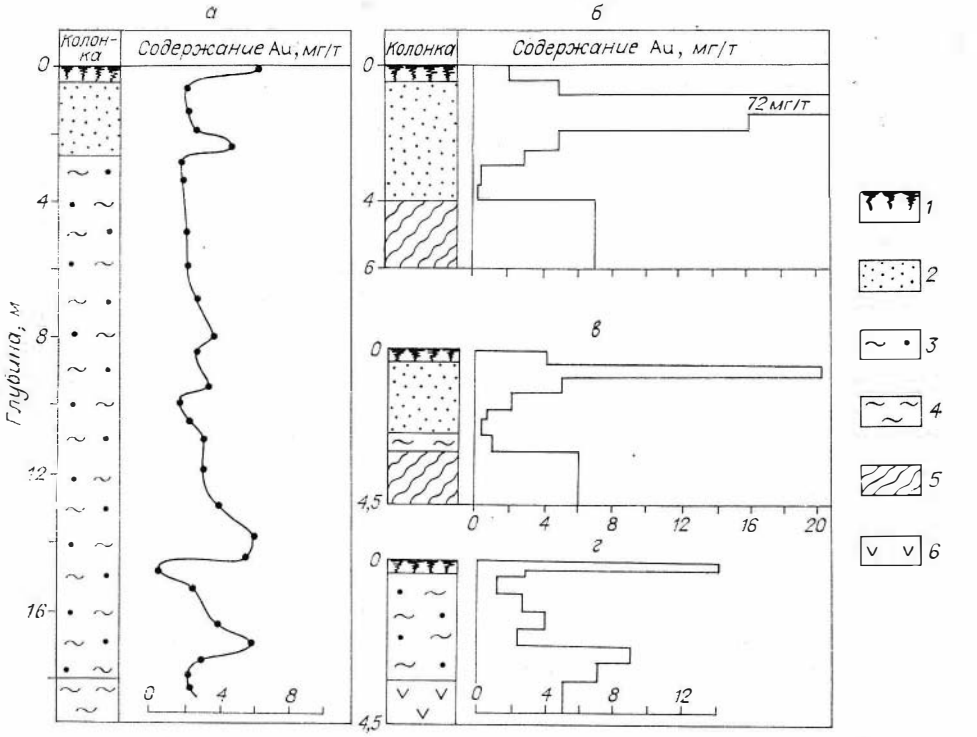


Рис. III.6. Геологическое строение покровных рыхлых отложений Западного Алтая.

а, б, в, г — золотосодержащие полиметаллические и медноколчеданные месторождения. *1* — почвенно-растительный слой; *2* — аллохтонные лессовидные суглинки; *3* — переотложенные пестроцветные глины; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — выветрелые углистые сланцы; *6* — выветрелые кислые эффузивы и их туфы.

Покровные рыхлые отложения, представленные материалом дальнего сноса, после почв являются самыми распространенными среди гипергенных пород. Это глины, суглинки, лессы, песок, гравий и другие аллохтонные отложения пролювиального, эолового, озерно-болотного и гляциального происхождения. Аллювиальные отложения, являющиеся вмещающими породами россыпных месторождений золота, нами не рассматриваются, так как они представляют собой объект специальных исследований. Приведем краткое описание типичных разрезов аллохтонных отложений, отражающих общую картину их геологического строения и зональность от пустынь Средней Азии к горам Алтае-Саянской области, Забайкалья и Камчатки.

На рис. III.2—III.6 приведены типичные разрезы геологического строения рыхлых отложений, опробованных на золото. Как показывает обширный опубликованный материал, описанные нами разрезы рыхлых отложений являются типичными для горных и пенепленизированных областей, где повсеместно выделяются парагенетические рыхлые образования гор, предгорных и межгорных равнин.

III.1. ФОН ЗОЛОТА В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В переотложенных глинах, как и в глинистом структурном элювии региональных кор выветривания, распределение золота противоречит нормальному закону и не коррелирует с элементами, которые ассоциируют с ним в первичных рудах. Вариационная кривая содержаний благородного металла, сгруппированных по классам в 1 мг/т, показывает, что в пе-

Таблица III.1

Распределение золота в глинах переотложенных региональных кор выветривания

Классы содержаний Au, мг/т	Встречаемость, %	Классы содержаний Au, мг/т	Встречаемость, %
0,2—1,0	5,9	7,1—8,0	1,2
1,1—2,0	38,1	8,1—9,0	0,0
2,1—3,0	14,3	9,1—10,0	0,0
3,1—4,0	15,5	10,1—26,0	4,8
4,1—5,0	11,9		
5,1—6,0	5,9	n	84
6,1—7,0	2,4	$\bar{x}$	3,3
		$\bar{x}\pm 3t$	0,8—5,8

реотложенных глинах наиболее вероятностные значения концентраций приходятся на 1,1—5 мг/т (табл. III.1), хотя частные его содержания варьируют в пределах 0,2—6 мг/т, что видно из рис. III.2—III.7. Эти статистические параметры значительно меньше таковых в остаточных корах выветривания. Ниже здесь и среднее содержание золота. В целом по данным 84 анализов оно равно 3,3 мг/т (5,8 мг/м^3), тогда как в остаточных продуктах — 4,87 мг/т (10,2 мг/м^3). Это среднее принято нами за кларк золота в глинах переотложенной коры выветривания. Если в остаточной коре выветривания среднее содержание золота больше, чем в переотложенных глинах, на 1,6 мг/т, то относительно остаточных глин оно больше всего лишь на 0,6 г/т и по критерию Стьюдента при данных степенях свободы от них не отличается. Можно полагать, что в процессе переотложения глин золото мигрировало слабо и переносилось совместно с глинистыми частицами. Из переотложенных глин его вынесено 20%. Наиболее интенсивно выносится золото из глин гумидных районов Салаира и Северного Казахстана (табл. III.2). В регионах с засушливым климатом золото в переотложенных глинах даже накапливается. На основании выявленной зависимости между количеством вынесенного из гелитов золота и количеством атмосферных осадков исследуемых регионов можно заключить, что обеднение этих пород благородным металлом происходило не столько в период механического переотложения смываемого эрозией глинистого структурного элювия остаточных кор выветривания, сколько после их формирования, т. е. не в мезо-кайнозойский, а в современный период. В пользу этого свидетельствует и характер распределения золота в вертикальном

Таблица III.2

Распределение золота в глинах остаточных и переотложенных региональных кор выветривания

Регион	Первичные породы			Остаточные глины				Переотложенные глины				
	n	$\bar{x}$	A	n	$\bar{x}$	A	K	n	$\bar{x}$	A	K	K_2
Средняя Азия	4	3,0	7,8	16	2,7	5,2	0,7	8	3,2	6,1	0,8	1,2
Южный Казахстан	4	3,1	7,8	6	1,3	2,4	0,4	14	1,8	3,2	0,4	1,3
Восточный Казахстан	2	2,8	7,3	3	3,0	5,6	0,8	—	—	—	—	—
Западный Алтай	1	2,7	6,8	3	2,6	4,7	0,7	16	2,9	5,1	0,8	1,1
Украина	8	2,4	6,7	19	3,7	5,2	0,8	1	4,4	7,7	1,1	1,5
Северный Казахстан	23	3,0	8,4	53	3,9	7,6	0,9	6	2,6	4,6	0,6	0,6
Салаир	4	4,6	13,7	16	6,7	16,4	1,2	39	4,1	7,2	0,5	0,4
Среднее . . .	46	3,9	9,7	116	3,9	7,0	0,7	84	3,3	5,8	0,6	0,8

Примечание. K — коэффициент концентрации золота в коре выветривания относительно первичной породы, K_2 — то же, но относительно остаточных глин.

Таблица III.3

Распределение золота по гранулометрическим классам переотложенных глин, мг/т

Фракция, мм	Салаир	Северный Казахстан
<0,001	10,51	6,47
0,001—0,01	7,18	5,65
0,01—0,05	13,74	10,33
0,05—0,1	14,77	10,69
0,1—0,25	5,05	5,59
0,25—0,5	6,95	5,09
0,5—1,0	1,89	1,23
1,0—2,0	2,48	0,82
>2,0	2,78	2,46
Общее содержание	2,94	4,05

Примечание. Результаты приведены по данным нейтронно-активационного анализа проб коллекции Ф. В. Сухорукова и Б. Л. Щербова.

Таблица III.4

Распределение золота в покровных рыхлых отложениях

Порода	Колич. проб	Содержание Au, мг/т		
		минимум	максимум	среднее
Щебенка	7 *	1,1	6,0	3,4
Галечник	2 *	1,1	2,6	1,8
Песок	2	0,9	2,5	1,7
Суглинок	7	1,2	6,0	2,4
Лесс	9	1,8	15,0	4,8
Глина	45	0,2	6,2	2,3
Среднее	72	0,9	15,0	2,7

* В пробу включен глиноземный материал, выполняющий пространство между обломками.

разрезе переотложенных глин. Здесь, как и в профиле остаточной коры выветривания, развиваются горизонты, обогащенные золотом и приуроченные к низам разреза, где обычно изменяются pH водных суспензий гелитов.

В переотложенных глинах максимальные концентрации золота связаны с фракцией менее 0,1 мм, но его содержания ниже 10 мг/т обнаруживаются во всех гранулометрических классах глин (табл. III.3).

В пробах табл. III.3 в пелитовых фракциях преобладает каолинит, а во фракции более 2 мм — реликтовый кварц. Золото присутствует и в каолините, и в кварце. Оно не вытесняется из переотложенных глин не только солянокислой вытяжкой, но и при извлечении из них поровых растворов.

В аллохтонных и склоновых отложениях фоновые содержания золота колеблются в пределах 0,2—15 мг/т при среднем 2,7 мг/т по данным 72 анализов. Зависимости между содержанием золота в рыхлой породе и его гранулометрическим составом не устанавливается (глыбовый материал коренных пород не опробовался). Глиноземный материал, выполняющий пространства между крупными обломками, песок, суглинок и глина характеризуются близкими частными и средними содержаниями золота (см. рис. III.1—III.7). Приведенные в табл. III.4 значения при данном

Таблица III.5

Распределение золота в аллохтонных глинах разных регионов

Район опробования	Колич. проб	Содержание Au, мг/т		
		минимум	максимум	среднее
Салаир	17	0,9	5,2	2,0
Западный Алтай	16	0,2	6,2	2,9
Северный Казахстан	2	1,4	5,6	3,5
Южный Казахстан	10	0,9	3,2	1,6
Среднее . . .	45	0,2	6,2	2,3

Таблица III.6

Распределение золота в глинах разного состава Южного Казахстана

Глины	Колич. проб	Содержание Au, мг/т		
		минимум	максимум	среднее
Каолиновые (белые)	3	1,3	1,4	1,4
Гидрослюдистые с гематитом (красные)	5	0,9	1,3	1,1
Гидрослюдистые с монтмориллонитом и гетитом (бурые)	2	2,9	3,2	3,0

числе наблюдений (степенях свободы) по критерию Стьюдента не различаются. Более того, если допустить, что наиболее представительное среднее установлено в глинах (45 анализов), то средние значения золота в остальных породах рыхлого покрова безрудных районов, оцененные по малому числу проб, укладываются в область допустимых ошибок определения, т. е. в область $C_{\bar{x}} = x \pm 3t = 2{,}3 \pm 3\,(25\%) = 0{,}6 - 4{,}0$ мг/т. Исключение составляют южноказахстанские и среднеазиатские лессы, которым свойственно более высокое среднее содержание золота (4,8 мг/т) при более высоких минимальных и максимальных частных его значениях. Как известно, лессы во всех регионах характеризуются повышенной карбонатностью, вызванной процессами засолонения. Можно думать, что повышенные содержания золота в лессах относительно других аллохтонных отложений связаны с наложенной карбонатизацией. Приуроченность высоких его содержаний к карбонатам, эпигенетическим по отношению к окисленным рудам, показана нами выше.

Обращает на себя внимание идентичность разброса частных содержаний золота, обычно укладывающихся в один порядок, и близость средних его величин в однородных по гранулометрическому и вещественному составу породах разных регионов (рис. III.2—III.6). Так, в глинах Салаира, Алтая и Казахстана средние содержания золота находятся в пределах 1,6—3,5 мг/т (табл. III.5), что укладывается в область допустимых ошибок анализа (0,6—4,0 мг/т). Эти средние значения по критерию Стьюдента при данных степенях свободы не различаются. Близки также по частным и средним содержаниям золота покровные глины разной окраски, обусловленной преобладающим составом слоистых силикатов и количеством окислов и гидроокислов трехвалентного железа (табл. III.6).

Таким образом, аллохтонные рыхлые отложения безрудных районов характеризуются равномерным распределением золота независимо ни от места их нахождения, ни от состава и генезиса. Исключение составляют лессы, имеющие более высокое содержание золота, что обусловлено наложенными процессами карбонатного засолонения. В целом по аллохтонным отложениям (псаммиты и мельче) нами принято среднее содержание золота 2,7 мг/т (по 72 определениям), что на 0,6 мг/т меньше по сравнению с породами переотложенных кор выветривания и на 2,2 мг/т ниже, чем в породах остаточных кор выветривания безрудных районов. Это среднее принято за кларк золота в аллохтонных рыхлых образованиях. Его допустимые пределы колебаний, обусловленные ошибкой анализа, находятся в пределах 0,7—4,7 мг/т. Содержания, отличающиеся от этих величин, заслуживают внимания, так как они будут представлять собой аномальные значения (положительные или отрицательные). Есть основания считать, что выявленные нами закономерности распределения золота в рыхлых отложениях можно распространить на аналогичные породы смежных и других регионов.

III.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основное внимание при изучении распределения золота в рыхлых покровных отложениях было уделено тем рудным полям и месторождениям, на которых эти породы представлены наиболее полно: салаирским, казахстанским, среднеазиатским. Здесь мощность рыхлых отложений от первых до 30 м (см. рис. III.2, *а* и III.6, *б*).

Как следует из табл. III.7, частные содержания золота в глинах рудных полей варьируют в пределах 0,2—33 мг/т, в суглинках — 0,2—73 и лессах — 1—50 мг/т. Разброс этих содержаний хотя и находится в пределах того же порядка, что и в аналогичных образованиях безрудных районов, но все же смещен в разряд больших величин. На приводимых гистограммах распределения золота в глинах Урского рудного поля видно, что более чем 20% проб этих пород приходится на область с аномальными концентрациями благородного металла (рис. III.7). Остальные пробы укладываются в предел допустимых кларковых значений, соответствующий для глин и суглинков данного региона 0,6—4 мг/т. Аналогичное соотношение аномальных и кларковых проб наблюдается в покровных отложениях Каменушинского, Акбакайского и других золоторудных полей.

Аномальные пробы обусловливают повышенное среднее содержание золота в глинах, суглинках и лессах рудных полей относительно безрудных районов. Его абсолютные содержания более высоки в лессах — 9,5 мг/т, ниже они в суглинках — 6,72 мг/т и еще ниже в гли-

Таблица III.7

Распределение золота в рыхлых отложениях рудных полей

Порода	Рудное поле	Колич. проб	Содержание Au, мг/т			Кларк концентрации K_1
			от	до	среднее	
Глины	Урское	113	0,6	33,0	4,34	2,2
	Змеиногорское	17	0,2	6,2	2,84	1,0
	Сугатовское	15	2,3	9,0	4,62	1,6
	Алмалыкское	1			6,40	2,8
Среднее по глинам . . .		146	0,2	33,0	4,21	1,8
Суглинки	Урское	52	1,0	73,0	6,35	2,7
	Змеиногорское	10	0,3	21,5	6,98	2,9
	Сугатовское	11	1,0	19,0	7,25	3,0
	Вавилонское	20	0,2	72,0	7,75	3,2
	Алмалыкское	11	2,5	16,0	5,82	2,4
Среднее по суглинкам . . .		104	0,2	73,0	6,72	2,8
Лессы	Акбакайское	15	1,0	50,0	9,73	2,1
	Алмалыкское	14	3,2	26,0	9,26	1,9
Среднее по лессам . . .		29	1,0	50,0	9,50	2,0
В целом по рыхлым отложениям		279	0,2	73,0	5,70	2,1

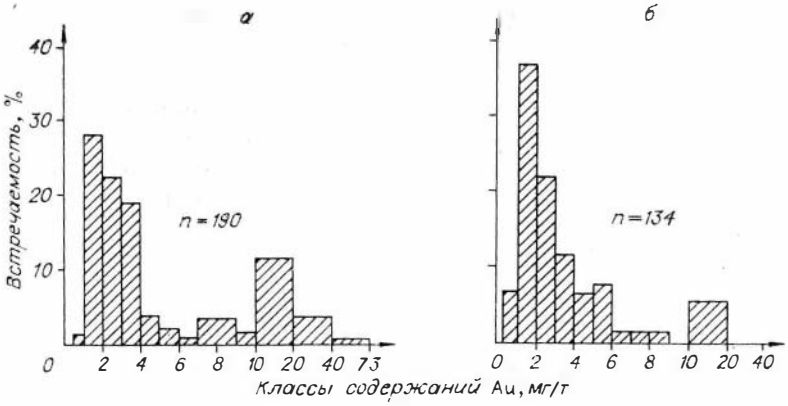


Рис. III.7. Гистограммы распределения золота в глинах Урского рудного поля (*а*) и развивающихся на них почвах (*б*).

нах — 4,21 мг/т. Однако кларки концентрации золота в них имеют несколько иной убывающий порядок: 2,8 — в суглинках, 2 — в лессах и 1,8 — в глинах. Следовательно, суглинки для гипергенного концентрирования золота наиболее благоприятны. Положение же аномальных участков в разрезе рыхлых отложений контролируется составом пород, их мощностью и находится в связи с климатическими условиями золоторудного поля.

В лессах и лессовидных суглинках мощностью более 10 м, а в глинах независимо от их мощности (при наблюденной до 30 м) развиваются обычно два обогащенных золотом горизонта. Один тяготеет к основанию разреза, другой — к приповерхностной части (см. рис. III.2, *а* и III.6, *а*). Нижний горизонт более контрастный по содержанию и выдержанный по площади, хотя имеет сложную морфологию. Верхний менее контрастен, но тоже развит почти повсеместно, прослеживаясь от поверхности до глубин 5 м. Между этими горизонтами спорадически встречаются отдельные пробы с повышенным содержанием золота, но в целом аллохтонные отложения им здесь обеднены. Намечается, что чем ниже содержание золота в межгоризонтном пространстве, тем контрастнее нижний горизонт вторичного обогащения в гумидных условиях, а верхний — в аридных.

При малой мощности лессов и суглинков отчетливо выражен один горизонт вторичного золотого обогащения. В рудных полях гумидных областей он приурочен к низам описываемых отложений (см. рис. III.1). Выше этого горизонта аллохтонные породы обеднены золотом. В рудных полях аридных областей (Казахстан, Средняя Азия) горизонт вторичного золотого обогащения тяготеет к верхней части лессов и суглинков (см. рис. III.6). В аридных условиях золотом обеднены суглинки и лессы, залегающие под этим горизонтом. Например, в Вавилонском рудном поле лессовидные суглинки, находящиеся ниже приповерхностного горизонта вторичного золотого обогащения, содержат благородного металла всего лишь 0,18—0,65 мг/т, что почти на порядок ниже, чем в аналогичных породах безрудных районов. Идентичное взаимоотношение обогащенных и обедненных золотом участков в разрезе аллохтонных отложений наблюдается в Акбакайском и Алмалыкском рудных полях.

Все вышеизложенное позволяет считать, что золото покровных рыхлых отложений испытало перераспределение. В результате возникли обогащенные и обедненные им горизонты, являющиеся эпигенетическими, наложенными на ранее сформированные рыхлые породы. В аридных областях их образование обусловлено сезонным засолонением рыхлых пород, а в гумидных — хемогенной концентрацией (нижний горизонт, вблизи уровня грунтовых вод) и биогенной аккумуляцией (верхний гори-

зонт). При этом чем больше мощность аллохтонного покрова в рудном поле, тем благоприятнее условия для развития и сохранения обогащенных золотом горизонтов. Наблюдались следующие максимальные коэффициенты концентрации золота: в глинах — 16,5, в суглинках — 30,4 и в лессах — 10,5. Это легко объяснимо. Лессы представляют собой щелочную среду, благоприятную для миграции поровых растворов. В силу своего гранулометрического состава они слабо активны к процессам сорбции. Поэтому золото легко фильтруется через их толщу. Глины, наоборот, богаты сорбентами, но не благоприятны для циркуляции поровых растворов, что затрудняет перераспределение благородного металла. Лессовидные суглинки содержат достаточное количество сорбентов (глинистых частиц), имеют близнейтральную реакцию и обладают хорошим водообменом. Это и создает оптимальные условия для формирования горизонтов вторичного золотого обогащения.

Если покровные отложения развиты на склонах, то в формировании горизонтов вторичного золотого обогащения, наряду с вертикальной миграцией, существенное значение имеет и горизонтальная составляющая. О горизонтальном перемещении золота в аллохтонной толще свидетельствуют данные по Урскому полю. Здесь в водораздельной части расположено серноколчеданное Белоключевское месторождение, в первичных рудах которого видимого золота не установлено, оно перекрыто маломощными суглинками (менее 1 м). Вниз по склону к р. Звончихе на расстоянии порядка 700 м мощность рыхлых отложений, представленных глинами и суглинками, увеличивается до 20—25 м. У водораздела золотом обогащена вся толща рыхлых пород. По мере удаления от него обособляются два горизонта с повышенной концентрацией золота. Верхний по склону постепенно погружается, тяготеет к границе глины с суглинками. Нижний расположен в основании глинистой толщи и по мере удаления от коренного источника увеличивается по мощности и приобретает более сложную морфологию (рис. III.8).

О влиянии солевой составляющей на формирование в покровных отложениях горизонтов вторичного золотого обогащения свидетельствует

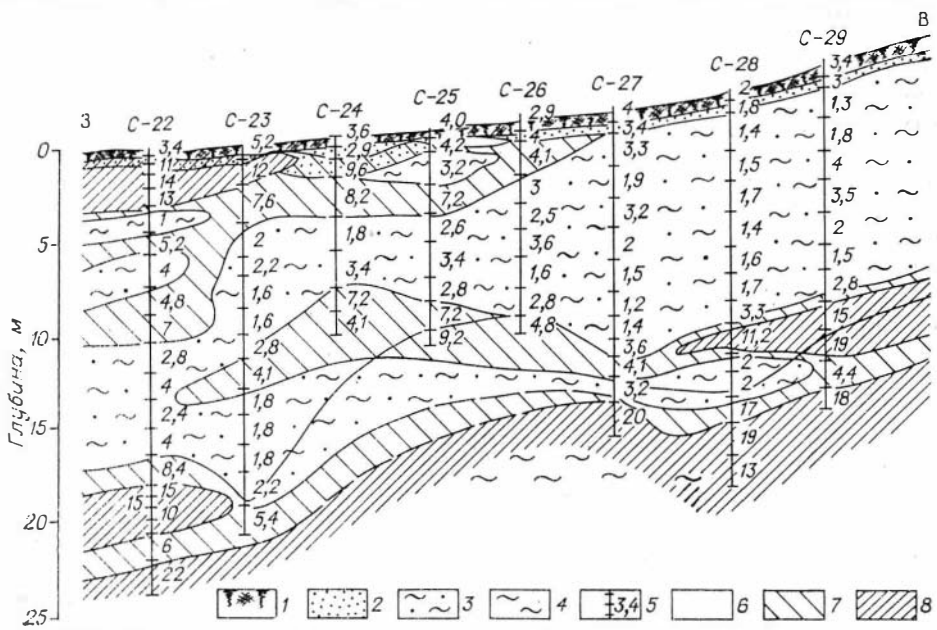


Рис. III.8. Геологическое строение покровных рыхлых отложений рудного поля и распределение в них золота (Салаир).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — аллохтонные лессовидные суглинки; *3* — переотложенные пестроцветные глины; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — скважины и интервалы отбора проб с содержанием в них Au: фоновым до 4 мг/т (*6*); от 4,1 до 10 мг/т (*7*); > 10 мг/т (*8*.)

также приуроченность этих горизонтов к изменениям pH водных суспензий рассматриваемых пород и присутствие в них подвижных комплексных форм золота [Росляков и др., 1977б].

Перераспределению золота в покровных отложениях рудных полей сопутствовали халькофильные элементы. В глинах Змеиногорского рудного поля оно достоверно коррелирует со свинцом и проявляет отрицательную связь с кобальтом и медью. В суглинках Вавилонского рудного поля наблюдается прямая корреляционная зависимость золота с медью, цинком, никелем, кобальтом и обратная — с хромом. В аналогичных породах Сугатовского рудного поля установлены обратные коэффициенты корреляции золота с медью, цинком и свинцом. Таким образом, если по среднему содержанию и ряду статистических параметров распределения золота покровные рыхлые отложения полей полиметаллических месторождений неотличимы от своих аналогов безрудных районов, то корреляционный анализ позволяет произвести их дифференциацию.

Из-за относительно малой мощности склоновых отложений в рудных полях горных областей распределение в них золота нами не изучалось. Мощные покровы рыхлых отложений выполняют здесь линейно-вытянутые структуры рельефа — долины рек и межгорные впадины. Они часто вмещают россыпные месторождения золота и являются объектом специальных исследований.

Подытоживая, можно заключить, что поведение золота в аллохтонных рыхлых отложениях золоторудных полей существенно отличается от его поведения в аналогичных образованиях безрудных районов. В золоторудных полях отчетливо проявлены горизонты вторичного золотого обогащения с концентрацией золота в десятки раз выше региональных кларков. Такие концентрации не установлены не только в аллохтонных отложениях, но и в остаточных корах выветривания безрудных районов. В аллохтоне рудных полей золоту сопутствуют медь, цинк, свинец, мышьяк и другие элементы первичных руд. Горизонты вторичного золотого обогащения полигенные и эпигенетические относительно аллохтона.

В склоновых отложениях, развитых на месторождениях горных районов, содержание золота варьирует от долей миллиграммов до граммов на тонну (табл. III.8). Такое распределение контролируется главным образом концентрацией его в обломочном материале. Ураганные пробы могут встречаться в склоновых отложениях, развитых как над рудным выходом, так и на некотором удалении от него. По этой причине отсутствует корреляционная зависимость содержаний золота в системе коренная — покровная порода и более высокие его концентрации приурочены к фракции порядка 0,25 мм. Сравнительно равномерное распределение золота свойственно глинистой составляющей рыхлых пород. Это в равной мере относится к жильным, вкрапленно-прожилковым и штокверковым месторождениям. Зависимость содержаний золота в рыхлых породах от погребенного рельефа не установлена. Параметры ореолов определяются в первую очередь интенсивностью оруденения перекрытого рудного тела, степенью проработанности его окисленного выхода, поло-

Таблица III.8

Распределение золота в склоновых отложениях, перекрывающих рудные выходы

Месторождение	n	Содержание Au, мг/т				Ассоциации элементов
		минимум	максимум	среднее	K_1	
Дарасунское	72	2,0	42,0	12,4	4,6	Au—As—Cu
Знаменитое	15	1,0	150,0	35,5	13,1	Au—As—Cr
Нижне-Теремкинское	16	5,0	1400,0	172,5	63,9	Au—Pb—As
Центральное	72	0,8	1200,0	50,3	18,6	Au—Pb—Cu

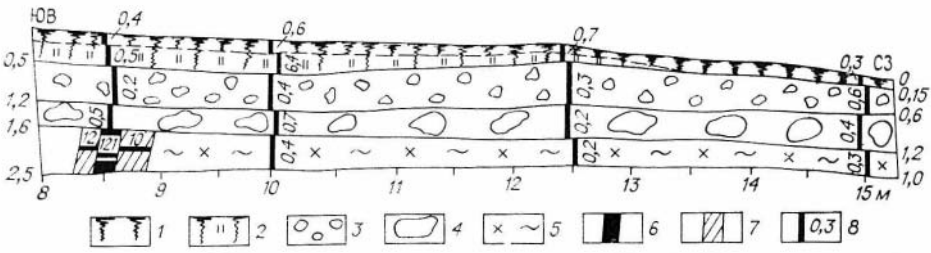


Рис. III.9. Геологическое строение склоновых отложений золото-кварц-сульфидного месторождения Кузнецкого Алатау и распределение в них золота.

1 — почвенно-растительный слой — горизонт A_1; *2* — то же, но горизонт A_2; *3* — мелкообломочный делювий; *4* — крупнообломочный делювий; *5* — каменный структурный элювий гранодиоритов; *6* — окисленное рудное тело; *7* — березиты, испытавшие сернокислое выветривание; *8* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

жением в рельефе, крутизны и экспозиции склона. Вблизи рудного выхода золото концентрируется в нижнем горизонте рыхлых отложений. С удалением от выхода вниз по склону золотом обогащается верхний мелкообломочный горизонт. Детальная схема строения ореолов золота и его спутников в склоновых отложениях нами ранее опубликована [Росляков и др., 1974]. На рис. III.9 и рисунках в разделе о зонах окисления показаны фрагменты распределения золота в рыхлом покрове над рудным телом и в околорудном пространстве. В целом склоновые отложения месторождения в 4—70 раз богаче золотом по сравнению с фоновыми (см. K_1 в табл. III.8). В них, кроме того, устанавливается прямая корреляционная связь золота с главными металлами первичных руд. Вниз по склону золото может удаляться на 150—200 м от коренного источника.

Покровные рыхлые отложения месторождений в области пенеплена тоже характеризуются аномальным распределением золота. При небольшой мощности рыхлого покрова лессы, глины и суглинки имеют кларк концентрации от 22,8 до 362,9, а средние его содержания варьируют от кларковых до граммов на тонну. О распределении золота в аллохтонных отложениях по мере удаления от погребенного рудного выхода можно судить по данным табл. III.9. Из нее следует, что ширина вторичного ореола ограничивается 90 м. Ореол в данном случае солевой, эпигенетический, обусловленный испарительной концентрацией. Максимальные содержания золота связаны с гипсовым горизонтом (рис. III.10).

Если золоторудные выходы перекрыты переотложенным местным материалом, имеющим мощность 10—30 м (более 30 м нами не встречено), как, например, глины обрушения на Майкаине «С», смещенные глины зоны окисления «карстового» типа Апрельского месторождения, то эти образования заражены золотом. О глинах Майкаина «С» говорилось выше. В переотложенных рыхлых породах Апрельского месторождения кларк концентрации золота изменяется от 0,2 до 1666,7 при среднем 28,5 по данным 668 анализов. Здесь в переотложенном материале рудных выходов —

Таблица III.9

Распределение золота по мере удаления от погребенного рудного выхода (зона пустынь)

Порода	Мощность, м	Место опробования	$\bar{x}$, мг/т	K_1
Лессовидный суглинок	2	Над рудным столбом	105	21,9
Суглинок	2,5		415	172,9
Лессовидный суглинок	2,5	10 м от рудного столба	120	25,0
Суглинок	2,0		50	20,8
Лессовидный суглинок	2,0	90 м от рудного столба	2,8	0,6
Суглинок	1,5		2,7	1,1

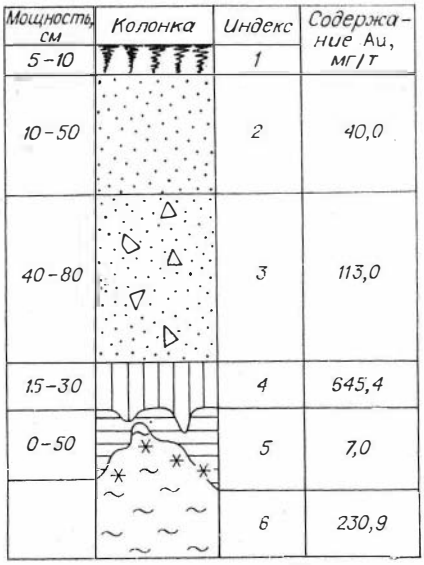


Рис. III.10. Распределение золота в рыхлых отложениях южного участка месторождения, расположенного в пустыне.

1 — почвенно-растительный слой; *2* — аллохтонные лессы; *3* — лессы с обломками местных коренных пород; *4* — гипсовый горизонт; *5* — карбонатный горизонт; *6* — каменный структурный элювий золоторудного выхода с горизонтом охристого лимонита (звездочки).

бурых железняков и кварца — встречается видимое золото (рис. III.11).

Когда золоторудные выходы перекрыты аллохтонными рыхлыми отложениями большой мощности (10 — 30 м), вторичные ореолы золота в них ослаблены, но при достаточной чувствительности анализа они отчетливо фиксируются. Нами изучено два месторождения, перекрытых мощным аллохтоном: в зоне пустынь и в увлажненной зоне. На первом месторождении аллохтонные отложения представлены лессами (рис. III.10), на втором — преимущественно светло-серыми до черных глинами, меньше палевыми суглинками. Распределение золота по вертикальному профилю в глинах и суглинках изучить не представилось возможным. По данным 228 проб, отобранных на уступах карьера, кларк концентрации золота изменяется от 0,3 до 25,9 при среднем 10. Так как опробованные глины представляют нижнюю часть аллохтонного разреза, не исключено, что накопление золота в них связано с его миграцией к основанию рыхлой толщи, как это наблюдалось в аналогичных породах рудных полей гумидных районов.

На месторождении в лессах зоны пустыни кларк концентрации золота 1,53. В разрезе рыхлой толщи выделяются два обогащенных золотом



Рис. III.11. Морфология золотин зоны окисления карстового типа (коллекция Г. В. Нестеренко).

горизонта: в основании лессовых отложений (погребенные ореолы) и в почвах (открытые ореолы — на рис. III.12 не показаны, о них будет сказано ниже). Погребенные вторичные ореолы контролируются горизонтом, содержащим обломочный материал эродированных рудных выходов. Они могут развиваться под обломочным материалом и над ним и распространяться на десятки метров от коренного источника.

Специфической особенностью покровных рыхлых отложений месторождений всех ландшафтных зон является присутствие подвижного золота, извлекаемого из пород водными вытяжками и вместе с поровыми растворами. В рыхлых отложениях, имеющих небольшую мощность (до 5 м), содержание подвижного золота над рудным выходом составляет $(7{,}6—110)\cdot10^{-10}$ моль/л, в 90 м от погребенного рудного выхода — $(1{,}5—3{,}5)\times$ $\times 10^{-11}$ моль/л и уже в 120 м от него аналитическим методом с чувствительностью 0,001 гаммы оно не устанавливается. Нами определен анионный состав водных вытяжек из песчано-суглинистых отложений, перекрывающих золоторудные выходы в пустыне. Нанесенные на диаграммы рис. II.45 и II.46 физико-химические параметры, приведенные в табл. III.10, и термодинамические расчеты показывают, что в исследованных водных вытяжках наиболее вероятны сульфидные и гидроксо-комплексы золота. В одной из проб не исключено присутствие сульфитного и смешанного гидроксо-хлоридного комплекса золота (см. табл. III.10).

В рыхлых отложениях большой мощности (до 20 м) подвижное золото устанавливается по всему разрезу, развитому над золоторудным выходом. Его количество в водных вытяжках из лессов варьирует от $5\cdot10^{-9}$ до $5{,}5\cdot10^{-7}$ моль/л

Таблица III.10

Физико-химическая характеристика водных вытяжек из песчано-суглинистых отложений, перекрывающих золоторудные выходы

Содержание Au в породе, мг/т	pH	Eh, мВ	Анионный состав вытяжек, моль/л						Наиболее вероятные комплексы Au	Глубина опробования, м
			Au	SO_4^{2-}	H_2S+HS^-	$S_2O_3^{2-}+SO_3^{2-}$	Cl^-	HCO_3^-		
13,2	7,30	793	$3{,}4\cdot10^{-9}$	$1{,}7\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-6}$	Не обн.	$3{,}1\cdot10^{-4}$	$6{,}9\cdot10^{-4}$	AuS^-	0,2
3,2	7,27	800	$1{,}7\cdot10^{-9}$	$1{,}5\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-6}$	»	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$7{,}4\cdot10^{-4}$	AuS^-	0,5
800,0	7,89	764	$1{,}1\cdot10^{-8}$	$1{,}8\cdot10^{-7}$	Не обн.	»	$7{,}4\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	0,2
120,0	7,50	787	$7{,}6\cdot10^{-10}$	$6{,}6\cdot10^{-7}$	$6\cdot10^{-6}$	»	$5\cdot10^{-5}$	$7{,}8\cdot10^{-4}$	AuS^-	0,5
325,0	7,32	797	$7{,}7\cdot10^{-9}$	$2{,}4\cdot10^{-6}$	Не обн.	$7\cdot10^{-7}$	$7{,}9\cdot10^{-4}$	$8{,}7\cdot10^{-4}$	$Au(SO_3)_2^{3-}$	0,2
100,0	7,00	816	$9{,}1\cdot10^{-10}$	$1{,}5\cdot10^{-7}$	$7\cdot10^{-6}$	Не обн.	$9{,}9\cdot10^{-5}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	AuS^-	0,5

Таблица III.11

Физико-химическая характеристика водных вытяжек из лессов, перекрывающих золоторудные выходы

Содержание Au в лессах, мг/т	pH	Eh, мВ	Анионный состав вытяжек, моль/л				Наиболее вероятные комплексы Au в вытяжках	Глубина опробования, м
			Au	SO_4^{2-}	Cl^-	HCO_3^-		
Скв. 249, мощность лессов 19 м								
6,0	7,80	769	$2\cdot10^{-8}$	Не обн.	Не обн.	$1,1\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	0,2—0,5
2,5	8,80	710	$2\cdot10^{-8}$	$5,9\cdot10^{-4}$	$5,6\cdot10^{-5}$	$2,5\cdot10^{-5}$	$Au(OH)_2^-$	2—2,5
4,1	8,75	713	$5\cdot10^{-9}$	$6,1\cdot10^{-4}$	$2,5\cdot10^{-4}$	$1,2\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$	4—4,5
4,1	8,65	719	$1,5\cdot10^{-8}$	$2,7\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$2,2\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$	6—6,5
7,2	8,21	745	$1\cdot10^{-8}$	$4,5\cdot10^{-3}$	$9,2\cdot10^{-4}$	$2,3\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	8—8,5
6,4	8,60	713	$1,5\cdot10^{-8}$	$4,6\cdot10^{-3}$	$1,1\cdot10^{-3}$	$2,8\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$	10—10,5
3,6	8,15	748	$4\cdot10^{-8}$	$3,9\cdot10^{-3}$	$8,8\cdot10^{-4}$	$1,6\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	12—12,5
6,1	7,60	781	$1\cdot10^{-8}$	$3\cdot10^{-3}$	$8,1\cdot10^{-4}$	$9,5\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	14—14,5
16,0	9,10	692	$5,5\cdot10^{-7}$	$1,9\cdot10^{-3}$	$9,3\cdot10^{-5}$	$8,4—10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$,	16—16,5
6,4	9,40	674	$2\cdot10^{-8}$	$1,8\cdot10^{-4}$	$7,6\cdot10^{-5}$	$1,3\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$	18—18,5
Скв. 244, мощность лессов 20 м								
8,4	9,75	654	$3\cdot10^{-8}$	$1,2\cdot10^{-4}$	$3,4\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$	2,5—3,5
5,6	7,35	795	$3\cdot10^{-8}$	$5,1\cdot10^{-4}$	$1,4\cdot10^{-3}$	$4,2\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$ $Au(OH)Cl^-$	6—6,5
11,0	7,80	769	$2\cdot10^{-8}$	$6,1\cdot10^{-4}$	$1,7\cdot10^{-3}$	$3,7\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$ $Au(OH)Cl^-$	8—8,5
6,4	8,85	707	$3,5\cdot10^{-8}$	$6,1\cdot10^{-4}$	$1,7\cdot10^{-3}$	$8,9\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$	10—10,5
8,2	9,10	692	$2,5\cdot10^{-8}$	$4\cdot10^{-4}$	$1,1\cdot10^{-3}$	$1,1\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$	12—12,5
5,6	7,45	790	$3,5\cdot10^{-8}$	$2,3\cdot10^{-4}$	$6,5\cdot10^{-4}$	$7,8\cdot10^{-4}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	14—14,5
5,0	7,80	769	$1,5\cdot10^{-7}$	Не обн.	$1,1\cdot10^{-4}$	$1,4\cdot10^{-3}$	$Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$	18,5—20

Примечание. $S_2O_3^{2-}+H_2S+HS^-$ не обнаружены.

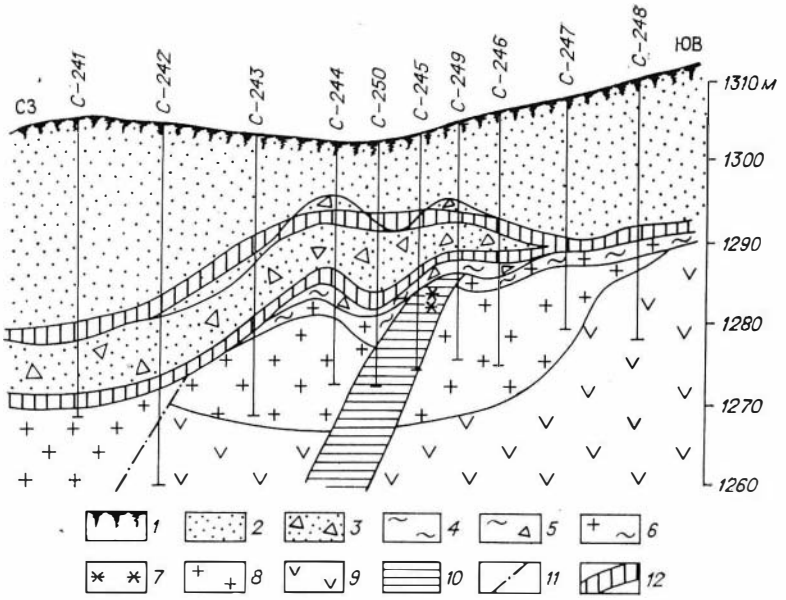


Рис. III.12. Морфология погребенных ореолов рассеяния золота в аллохтонных лессах.

1 — почвенно-растительный слой; *2* — аллохтонные лессы; *3* — лессы с обломками местных коренных пород и окисленных руд; *4* — глинистый структурный элювий; *5* — каменный структурный элювий; *6* — выветрелые эффузивы; *7* — охры лимонита; *8* — кислые эффузивы; *9* — основные эффузивы; *10* — минерализованная зона; *11* — тектонические нарушения; *12* — ореол рассеяния Au.

(табл. III.11). Здесь золото, вероятно, присутствует в основном в форме $Au(OH)_2^-$ и $Au(OH)Cl^-$, что подтверждается положением данных табл. III.11 на диаграммах pH—Eh (см. рис. II.45 и II.46). Совместное присутствие в верхней части аллохтона даже незначительно повышенных валовых содержаний золота и его подвижных форм служит важным поисковым критерием непосредственной близости золоторудного выхода, погребенного мощной толщей рыхлых отложений.

IV. ЗОЛОТО В ПОЧВАХ

Почвы относятся к самым распространенным и доступным для исследования геологическим образованиям. Однако систематических определений золота в них не проводилось. Рассматривая геохимию элементов в почвах, А. П. Виноградов констатировал, что «в обычных почвах содержание золота, серебра и платины сейчас не может быть точно указано» (1957, с. 204). Такое состояние вопроса остается до наших дней. Так, Е. М. Камерон и К. К. Дурхам [Boyle, 1979] для детально

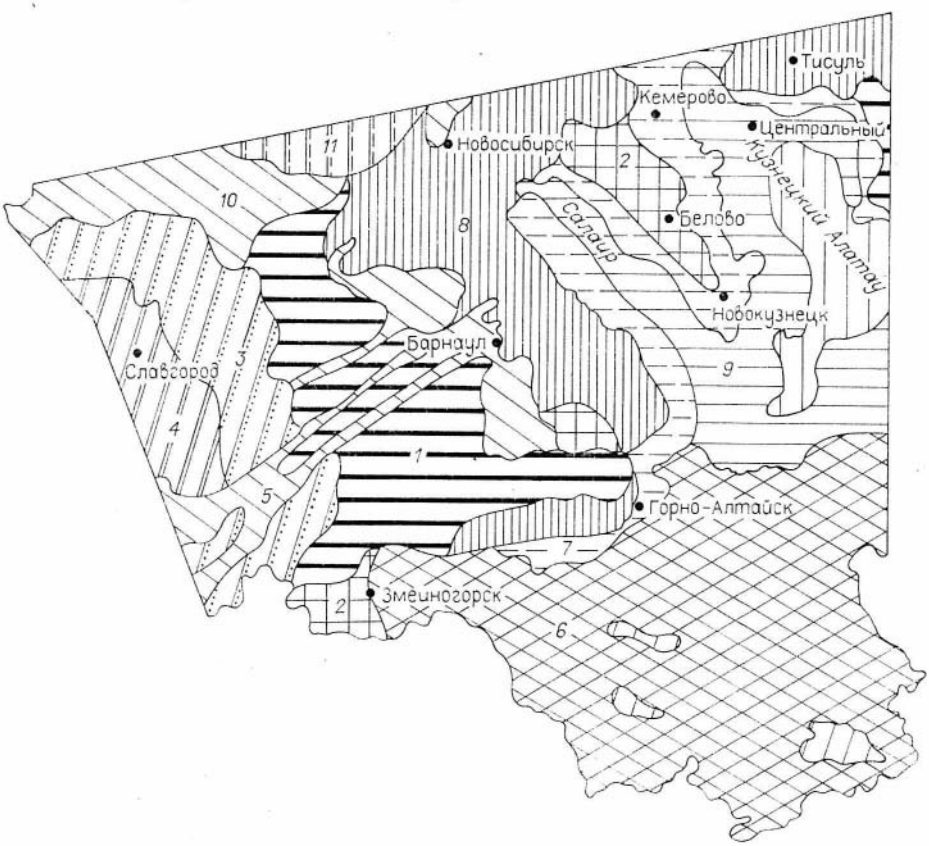


Рис. IV.1. Схема распределения генетических типов почв на юге Сибири (по К. П. Горшенину, 1952).

1 — типичные черноземы в условиях расчлененного и слабо расчлененного рельефа; *2* — сочетание черноземных и лесных почв того же рельефа; *3* — южные черноземы равнин; *4* — каштановые почвы равнин; *5* — легкие подзолистые почвы на боровых песках; *6* — дерново-подзолистые, подзолистые и тундровые почвы горного рельефа; *7* — простые сочетания дерново-подзолистых и черноземных почв в расчлененном и слабо расчлененном рельефе; *8* — простые сочетания черноземных и лесных почв того же рельефа; *9* — подзолистые и дерново-подзолистые почвы в условиях плосковершинных возвышенностей; *10* — сложный многотиповой комплекс почв в условиях равнины южной лесостепи; *11* — сложный многотиповой комплекс почв в условиях северной лесостепи с солонцами и солончаками.

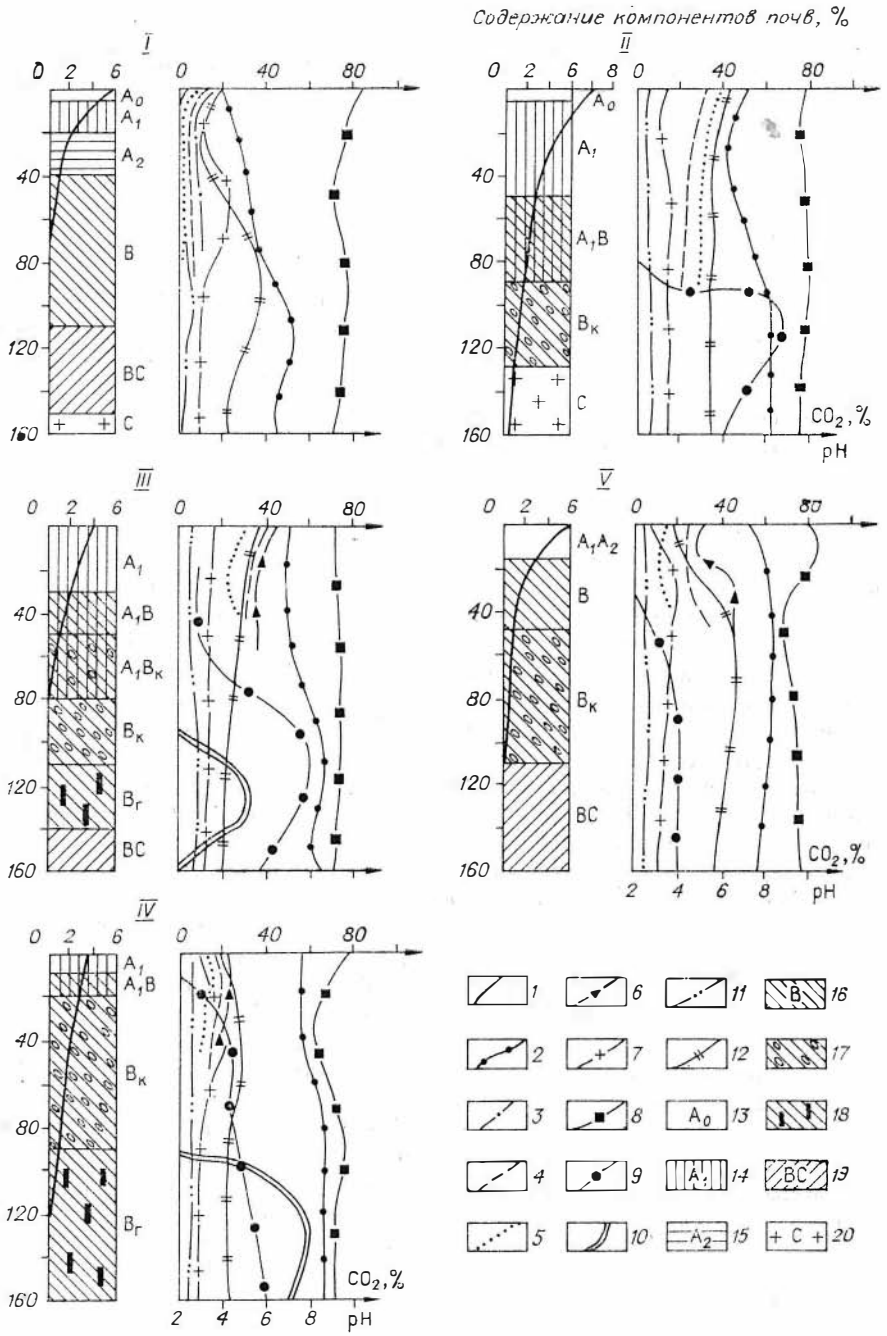


Рис. IV.2. Геохимическая характеристика типов почв (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960).

Типы почв: I — подзолистый, II — черноземный, III — каштановый, IV — сероземный, буроземный, V — солонец.

Компоненты почв: *1* — гумус; *2* — pH; *3* — поглощенный водород; *4* — поглощенный магний; *5* — поглощенный кальций; *6* — поглощенный натрий; *7* — Al_2O_3; *8* — SiO_3; *9* — CO_2 карбонатов; *10* — SO_4^{2-} гипса; *11* — Fe_2O_3; *12* — ил.

Горизонты почв: *13* — дернина A_0, *14* — гумусо-аккумулятивный A_1, *15* — элювиальный A_2, *16* — иллювиальный B, *17* — иллювиальный карбонатный B_K, *18* — иллювиальный гипсовый $B_Г$, *19*—переходные горизонты A_1A_2, A_1B, A_1B_K, $B_Г$, *20* — почвообразующая порода, горизонт C.

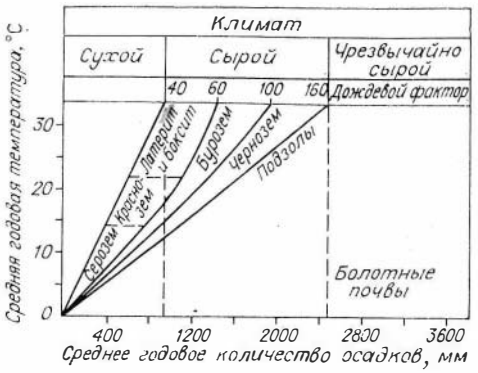


Рис. IV.3. Зависимость генетических типов почв от климатических условий (по В. В. Щербине, 1972).

расчлененных по генетическим типам почв Канады, сформированных вдали от золоторудных месторождений, приводят в основном два полуколичественных значения содержаний золота: «менее 0,005 г/т» и «менее 0,005—0,01 (0,017) г/т». В монографической сводке Р. В. Бойля [Boyle, 1979], посвященной геохимии золота, более точные количественные данные по распределению благородного металла в почвах безрудных районов также отсутствуют. Нами получены новые данные, позволяющие оценить средние содержания золота в главных типах почв и установить основные его закономерности поведения в процессе почвообразования. Исследованы горно-тундровые, мерзлотно-таежные, горно-таежные дерновые, горные подзолистые и дерново-подзолистые, черноземные, каштановые, бурые, серо-бурые, сероземные и гидроморфные почвы. Общее представление о строении их профилей можно составить из анализа рис. IV.1 и IV.2. Так как на современном этапе исследований мы имеем возможность осветить поведение золота в процессах почвообразования пока только на уровне типов и подтипов почв, на рис. IV.1 и IV.2 виды, роды и более мелкие таксономические единицы почв не приведены. Географическая зональность типов почв, как общеизвестно, контролируется поясовой и вертикальной климатической зональностью: чем ариднее и теплее в регионе климат, тем большую роль играют черноземные, каштановые и сероземные пустынные почвы; в гумидных областях с холодным климатом господствуют тундровые, болотные и подзолистые почвы (рис. IV.3).

Мы, вслед за М. А. Глазовской и др. [Геохимия ландшафтов..., 1961], каждый тип и подтип почв подразделяем в зависимости от почвообразующих пород на почвы, сформированные за счет современного выветривания: а) коренных пород — почвы ортоэлювиальных элементарных ландшафтов; б) древних кор выветривания и зон окисления — почвы параэлювиальных элементарных ландшафтов; в) аллохтонных рыхлых отложений — почвы неоэлювиальных элементарных ландшафтов. Типичное взаимоотношение почв орто- пара-, и неэлювиальных элементарных ландшафтов на рудных месторождениях Урала показано М. А. Глазовской и др., а в предгорьях Западного Алтая — Н. А. Росляковым (1970). В более мелком масштабе степень распространенности почв того или иного элементарного ландшафта можно оценить из анализа геологических карт кор выветривания и аллохтонных рыхлых отложений. Резюмируя, можно отметить, что на равнинах и в межгорных впадинах господствуют почвы пара- и неоэлювиальных элементарных ландшафтов. В предгорьях и горных районах существенную роль играют горные почвы орто- и параэлювиальных ландшафтов. Они отличаются от своих аналогов равнинных областей меньшей мощностью и слабым развитием генетических горизонтов, повышенным количеством реликтов минералов и коренных пород и т. д. [Герасимов, Глазовская, 1960]. Ими заняты огромные пространства в азиатской части СССР.

Минеральный и гранулометрический состав, биологическая, физико-химическая и генетическая характеристика почв интересующих нас регионов детально описаны не только в многочисленных статьях, но и в обстоятельных монографиях и справочниках. Так, почвы пустынной зоны СССР очень хорошо охарактеризованы Е. В. Лобовой (1960), пустынно-

степной и степной зон Алтайского края и Казахстана — в ряде сборников [Почвы Алтайского края, 1956; Почвоведение в Казахстане, 1973 и др.]. Таежные почвы южной части Сибири довольно подробно рассмотрены Б. Ф. Петровым (1952), К. П. Горшениным (1955), Н. А. Караваевой (1973), а горно-тундровые почвы Камчатки — В. О. Таргульяном и др. (1970). Интересна работа В. Б. Ильина (1973) о поведении микроэлементов в почвах Западной Сибири и многие другие. Все это позволяет нам при описании поведения золота в почвах обращать основное внимание лишь на их геохимические и генетические особенности, необходимые для выяснения причин, контролирующих поведение благородного металла в процессах почвообразования.

IV. 1. ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ПОРОДАХ С ЕГО КЛАРКОВЫМ СОДЕРЖАНИЕМ

Горно-тундровые почвы. Почвы тундры, занимая 7,6% площади СССР, широко развиты в Центральной Камчатке, Восточном Забайкалье и гольцах Кузнецкого Алатау. В образовании этих почв огромное значение имеет мерзлота, обусловливающая замедленный водообмен и ослабленную жизнедеятельность биоценоза. Суровый климат, низкая температура почв даже в летний период и постоянная их переувлажненность в силу слабого водообмена препятствуют разложению почвообразующих пород и растительного опада. Почвенный профиль очень слабо дифференцирован. Выделяются следующие в различной степени выраженные горизонты (сверху вниз): мхов и лишайников, торфяно-перегнойный, гумусовый и иллювиальный. Мощность всего профиля оценивается первыми десятками сантиметров. Он имеет кислую реакцию (pH = 4—6,5) и суглинисто-глинистый состав. Горно-тундровым почвам Восточного Забайкалья и Кузнецкого Алатау свойственно оглеение — в условиях анаэробной среды окисные соединения железа переходят в закисные. В лучше аэрируемых участках появляются гидроокислы железа. Внешне глеевой процесс проявляется развитием пестрой окраски почв с чередованием сизых, зеленоватых и бурых тонов. Характерна незначительная миграция глинозема и гумуса преимущественно в форме фульвокислоты вниз почвенного профиля. Они, осаждаясь совместно с окисным железом, порой образуют слабо выраженный иллювиальный горизонт кислого вмывания.

В горно-тундровых почвах ортоэлювиальных ландшафтов на гранитах, гнейсах и андезито-базальтовых порфиритах разброс содержаний золота варьирует от 1,5 до 17 мг/т при среднем 3,6 мг/т (табл. IV.1). При

Таблица IV.1

Распределение золота в горно-тундровых почвах ортоэлювиальных элементарных ландшафтов

Почвообразующая порода	Район	Колич. разрезов	Содержание Au				
			в исходной породе		в почве		
			мг/т	мг/м³	мг/т	мг/м³	K
Граниты	Центральная Камчатка	1	4,0	10,3	2,6	4,1	0,40
»	Восточное Забайкалье	4	5,9	15,8	5,7	9,1	0,58
Гнейсы	Кузнецкий Алатау	2	2,4	6,1	2,2	3,5	0,57
Порфириты	Центральная Камчатка	4	3,9	10,3	2,5	4,0	0,39
В целом по почвам		11	4,4	11,6	3,6	5,8	0,50

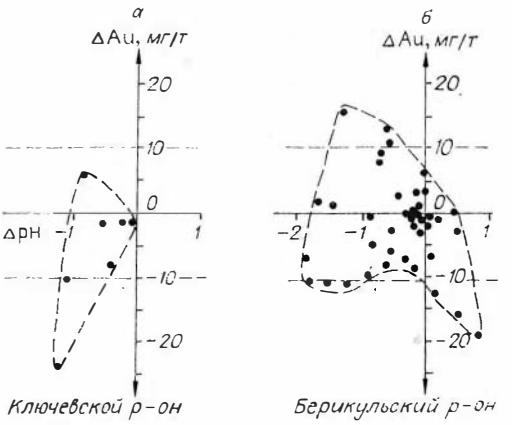


Рис. IV.4. Соотношение баланса золота и изменения pH водной вытяжки почв в условиях мерзлотно-таежного (*а*) и подзолистого (*б*) почвообразования.

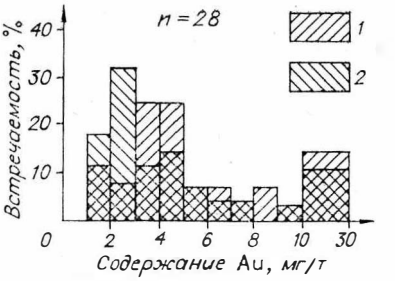


Рис. IV.5. Гистограммы распределения золота в почвообразующих породах (*1*) и горно-таежных почвах (*2*) Восточного Забайкалья.

n — количество опробованных разрезов.

формировании горно-тундровых почв выносится от 42 до 61% золота. Между золотом и pH в системе почва — почвообразующая порода существует определенная зависимость: чем кислее почвы, тем больше из них мигрировало золото. В этом же направлении возрастает интенсивность проявления глеевого процесса, частично способствующего миграции золота. По относительной подвижности оно при формировании горно-тундровых почв было близко к кремнию, алюминию, а из элементов-примесей — к хрому и ванадию. Миграции золота при формировании горно-тундровых почв, вероятно, способствовали фульвокислоты. Эксперименты, проведенные А. Д. Миллером и др. (1973) с целью выяснения характера взаимодействия металлического и растворенного золота в форме $AuCl_4^-$ с гумусовыми кислотами, показали, что фульвокислота связывает хлорное золото в очень устойчивый золото-фульватный комплекс. Этот комплекс не восстанавливается на угле, не экстрагируется из кислой среды и разрушается лишь царской водкой или очень сильными окислителями, такими как перекись водорода. Образование золото-фульватных комплексов происходит в широком диапазоне pH [Солодовникова и др., 1974], поэтому при наличии фульвокислот золото может мигрировать в течение всего этапа почвообразования.

Мерзлотно-таежные почвы. От горно-тундровых почв данный тип отличается более выраженным гумусовым горизонтом, слабым развитием подзолообразования, более кислой реакцией и лимонитизацией почвенного профиля. Они широко распространены в Забайкалье. Их типичный представитель — почвы Ключевского района, где нами на золото опробовано 32 профиля. Здесь содержание золота, как и в горно-тундровых почвах, колеблется в пределах одного порядка — от 1,5 до 17 мг/т при среднем 6,5 мг/т. Коэффициент концентрации изменяется от 0,40 в почвах ортоэлювиальных элементарных ландшафтов до 0,48 в почвах параэлювиальных ландшафтов. Доля вынесенного золота из мерзлотно-таежных почв в общем почти такая же, как и из горно-тундровых. И здесь миграция золота сопровождалась повышением кислотности почв от 7,1 до 5,8 и уменьшением лимонитизации. Количество вынесенного золота в зависимости от изменения pH (ΔpH) показано на рис. IV.4, *а*.

Несмотря на вынос золота при формировании мерзлотно-таежных почв, между его содержаниями в системе порода — почва сохраняется прямая корреляционная зависимость. И только в параэлювиальном элементарном ландшафте, когда почвы формируются уже по ранее выветрелой породе, унаследованность в распределении золота затушевывается. Корреляционная связь между содержаниями золота в системе **почва** —

элювий приобретает отрицательное значение. Отсюда следует, что чем выше содержание золота было в элювии, тем большая доля его могла мигрировать в процессе мерзлотно-таежного почвообразования в параэлювиальных элементарных ландшафтах. При этом выносится большой спектр микроэлементов, хотя золото в почвах с ними не коррелирует. По миграционной способности здесь оно относится к группе элементов с повышенной интенсивностью миграции (вынос более 50%).

Горно-таежные дерновые почвы. В горных районах с особо резким континентальным климатом довольно часты горно-таежные дерновые кислые неоподзоленные почвы. Они, как и предыдущие типы, имеют слабо развитый генетический профиль, тяжелосуглинистый состав на залесенных и пологих склонах и более щебенистый в разреженной тайге. Типичные представители этих почв развиты в Восточном Забайкалье. Здесь на золото нами опробованы почвы Козловского и Дарасунского районов. Почвы Козловского района имеют большую мощность дернины и более кислые по сравнению с почвами Дарасунского района (табл. IV.2). Более подвижным при их образовании было и золото. Вынос его из почв достигает 22,0 и 67,0% соответственно. При этом доля вынесенного золота контролируется не столько типом элементарного ландшафта, сколько кислотно-щелочностью почв. Понижение щелочности от 7,4 в почвообразующих породах до 6,5 в почвах благоприятствовало миграции золота. В ряду подвижности элементов оно занимает место рядом со свинцом, галлием, цирконием. При формировании горно-таежных дерновых почв на коренных породах дифференциация элементов была интенсивнее, чем на породах коры выветривания. Большинство из них выносилось, и только никель, кобальт, молибден и хром оставались относительно инертными. Когда почвы возникали за счет элювия, т. е. пород, предварительно испытавших выветривание, подвижность элементов снижалась. Очень незначительно и отклонение pH суспензии почв (6,6) и элювия (6,7).

Заканчивая рассмотрение поведения золота в горно-таежных дерновых почвах, отметим, что его содержание здесь колеблется в пределах 1,2—30 мг/т при среднем арифметическом 5,8 мг/т, или 9,0 мг/м³, по 29 профилям. Гистограммы распределения золота в почвах и почвообразующих породах в общем идентичны (рис. IV.5). Различие заключается главным образом в том, что мода распределения золота в почвах находится в классе содержаний 2 — 3 мг/т, а в исходных породах — в классе 3—5 мг/т.

Горные подзолистые и дерново-подзолистые почвы. Подзолистые почвы — самые распространенные не только на исследованной территории, но и во всем СССР. Они составляют 52%, в том числе 21% в гор-

Таблица IV.2

Распределение золота в горно-таежных дерновых почвах Восточного Забайкалья

Район	Материал опробования	Колич. разрезов	Содержание Au					pH почвы
			в породе		в почве			
			$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K	
Ортоэлювиальный ландшафт								
Дарасунский	Гранитоиды—почвы	5	4,2	10,9	5,8	9,2	0,84	6,4
Козловский	»	6	3,8	10,1	2,9	4,6	0,46	6,3
Параэлювиальный ландшафт								
Дарасунский	Дресва гранитоидов—почвы	16	6,8	15,2	7,0	10,9	0,72	6,7
Козловский	То же	2	4,8	10,8	2,8	4,3	0,40	5,8
	Среднее	29	5,6	13,2	5,8	9,0	0,68	6,5

ных местностях [Герасимов, Глазовская, 1960]. Поэтому данный тип почв на золото изучен нами наиболее детально.

Формирование подзолистых почв происходит в таежных условиях при господстве относительно невысоких температур летнего периода и хорошем промывном режиме. Разложение лесного опада идет замедленно, образуя в верхней части почвенного профиля горизонт подстилки — горизонт A_0. При гниении подстилки и лиственного опада выделяется большое количество фульвокислот, обладающих резко выраженными кислотными свойствами и агрессивностью по отношению к почвообразующим породам. Накопление под горизонтом A_0 остаточного фульвокислотного гумуса способствует возникновению светлоокрашенного гумусо-аккумулятивного горизонта — горизонта A_1. Ниже его развивается светло-серый элювиальный, он же подзолистый горизонт A_2, представленный главным образом устойчивыми к выветриванию минералами — кварцем, халцедоном и т. п. Этому горизонту свойственна максимальная кислотность. По мере повышения щелочности до 5,5 и более растворенные фульвокислотой породообразующие элементы осаждаются в форме соответствующих фульватов, образуя на глубине порядка 1 м иллювиальный горизонт со слабокислой реакцией — горизонт В. Ниже его, через горизонт С, почвенный профиль переходит в материнскую породу. Иногда горизонты A_2 и В совмещены.

Мощность горизонтов подзолистых почв и распределение в их профиле химических компонентов показаны на рис. IV.2. Из него видно, что содержание гумуса быстро уменьшается с глубиной и уже в верхней части горизонта В его меньше 1%. Щелочность, наоборот, с глубиной возрастает. Максимальное количество пелитовой фракции тяготеет к иллювиальному горизонту. В верхней части почвенного профиля среди поглощенных комплексов преобладают глинозем и водород, в нижней — кальций, натрий и магний.

Подзолистые почвы присущи таежным районам с силикатными почвообразующими породами. В тайге на карбонатных породах, а также в разреженной тайге на силикатных породах формируются дерново-подзолистые почвы, широко развитые на Салаире и в Кузнецком Алатау. Специфические черты дерново-подзолистого подтипа — накопление за счет трав верхней части профиля подстилки вместо дернины; увеличение в составе гумуса доли более темноокрашенных, менее подвижных и агрессивных по отношению к минеральной составляющей гуминовых и ульминовых кислот; слабое развитие иллювиального горизонта в силу щелочности среды, возникающей при растворении карбонатных почвообразующих пород.

Среди подзолистых и дерново-подзолистых почв вдали от известных золоторудных месторождений нами опробовано на золото около 500 почвенных профилей на Салаире и в Кузнецком Алатау. При этом установлено, что в почвах о р т о э л ю в и а л ь н ы х ландшафтов, развитых по гранитам, диоритам, гипербазитам, порфиритам, биотит-серицитовым сланцам и известнякам, частные весовые содержания золота в большинстве случаев (23 из 30, т. е. 77%) оказываются выше, чем в исходных породах. Они колеблются в пределах 0,9—8 мг/т при среднем содержании 3,41 мг/т (5,35 мг/м³). Среднее в исходных породах составляет 2,43 мг/т, или 6,15 мг/м³ (табл. IV.3). Сопоставление содержаний золота в единице объема показывает, что золота в почвах остается даже меньше, чем в исходных породах — 5,35 и 6,15 мг/м³ соответственно. Следовательно, при подзолообразовании на коренных породах золото мигрирует. Судя по коэффициентам концентрации, его выносится от 6 до 34% (среднее 13%), т. е. значительно меньше, чем из предыдущих типов почв. Максимальный вынос установлен для подзолистых почв, развивающихся за счет порфиритов, минимальный — за счет известняков. Почвы на порфиритах и известняках имеют одинаковую кислотность (pH суспензии 6,6 и 6,7 соот-

Таблица IV.3

Распределение золота в подзолах ортоэлювиальных элементарных ландшафтов Кузнецкого Алатау

Почвообразующая порода	Колич. разрезов	Содержание Au					pH суспензии почв
		в породе		в почве			
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K	
Известняки	11	2,54	6,35	3,79	5,95	0,94	6,7
Сланцы	8	2,04	5,22	3,11	4,82	0,92	5,5
Граниты, диориты, гипербазиты	6	2,15	5,91	3,35	5,29	0,90	6,3
Порфириты	5	3,12	7,51	3,14	4,96	0,66	6,6
Среднее по силикатным породам	19	2,36	6,04	3,19	5,04	0,83	6,0
В целом по ландшафту	30	2,43	6,15	3,41	5,35	0,87	6,3

ветственно). Почвы на сланцах различаются по кислотности почти на единицу, но золото из них мигрировало в общем одинаково. Отсюда можно считать, что в условиях южной тайги при подзолообразовании по коренным породам кислотно-щелочные свойства не являются главными факторами, контролирующими миграцию золота (см. рис. IV.4, *б*). Видимо, его подвижность определяется фульвокислотой, агрессивно выветривающей породообразующие минералы. В ряду подвижности золото замыкает группу выносимых элементов.

В дерново-подзолистых и подзолистых почвах параэлювиальных элементарных ландшафтов, развивающихся на каменном структурном элювии, среднее весовое содержание золота, как и в почвах предыдущего ландшафта, выше, чем в почвообразующих породах. Но при пересчете весовых содержаний на объемные с учетом уменьшения объемного веса при почвообразовании устанавливается, что золота в почвах меньше, чем в элювии. Из почв его выносится 25%.

Когда подзолы формируются за счет глин остаточной или переотложенной коры выветривания, в них по сравнению с глинами более низки не только объемные, но и весовые содержания золота. Коэффициент концентрации в этом случае составляет 0,61—0,62 (табл. IV.4). В общем по подзолам параэлювиальных ландшафтов при почвообразовании выносится 37% золота. Его среднее содержание по данным 97 почвенных профилей составляет 3,97 мг/т, или 6,28 мг/м³, при коэффициенте концентра-

Таблица IV.4

Распределение золота в подзолах параэлювиальных элементарных ландшафтов Кузнецкого Алатау и Салаира

Почвообразующая порода	Колич. разрезов	Содержание Au				
		в породе		в почве		
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K
Каменный структурный элювий	14	3,66	7,94	3,81	5,99	0,75
Глинистый » »	44	7,40	13,32	5,08	8,13	0,61
Глины переотложенной коры выветривания	39	4,10	6,97	2,78	4,31	0,62
В целом по ландшафту . . .	97	5,53	9,99	3,97	6,28	0,63

Таблица IV.5

Распределение золота в подзолистых почвах на глинах и суглинках Салаира

Почвообразующая порода	Колич. разрезов	Содержание Au				
		в породе		в почве		
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K
Глина	25	2,20	3,96	1,55	2,48	0,63
Суглинок	25	1,83	3,26	1,31	2,10	0,64
В среднем . . .	50	2,01	3,61	1,42	2,29	0,64

ции 0,63. В миграционном ряду элементов, как и ранее, золото замыкает группу мигрантов. Как и следовало ожидать, при подзолообразовании в миграцию вступают почти все анализируемые элементы. В почвах накапливается лишь скандий. Золото по подвижности близко к натрию, цирконию и кремнезему. Оно выносится из элювиального горизонта A_2, частично накапливается в гумусо-аккумулятивном и иллювиальном горизонтах. Отношение его содержаний по горизонтам почв составляет $A_0 : A_1 : A_2 : B = 1 : 0{,}7 : 1 : 1{,}5$.

В неоэлювиальных элементарных ландшафтах с подзолистыми и дерново-подзолистыми почвами наиболее распространенными почвообразующими породами являются суглинки и глины, а на склонах — разнообломочные делювиально-проэлювиальные отложения. Эти породы характеризуются весьма близкими средними содержаниями золота и характером его распределения, что было рассмотрено в предыдущем разделе. Практически не отличается и поведение золота в почвах, развитых на глинах, суглинках и разнообломочном материале. Это хорошо видно по выборкам из локальных участков. Почвенные профили здесь обеднены золотом относительно исходных пород примерно на одну и ту же величину, укладывающуюся в допустимую ошибку аналитического метода (табл. IV.5).

По данным 400 анализов более 90% проб подзолистых почв приходится на классы содержаний золота 0,5—3 мг/т, а дерново-подзолистых — 0,4—4 мг/т. Средние содержания золота в этих почвах составляют 1,9 и 2,4 мг/т соответственно (табл. IV.6). Заметим, что в выборке по 50 пробам подзолистых почв, развивающихся по глинам и суглинкам локального участка, среднее содержание золота составляет 1,42 мг/т. Это среднее по критерию Стьюдента неотличимо от среднего в целом по подтипу и находится в пределах допустимых погрешностей аналитического метода (±25%). Поэтому достоверен вывод о том, что при формировании под-

Таблица IV.6

Распределение золота в подзолах неоэлювиальных элементарных ландшафтов Кузнецкого Алатау

Подтип почв	Колич. разрезов	Содержание Au				
		в породе		в почве		
		$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K
Подзолистый	298	2,42	4,38	1,90	3,04	0,69
Дерново-подзолистый	102	2,42	4,38	2,40	3,84	0,88
В целом по типу	400	2,42	4,38	2,20	3,52	0,80

золистых почв на глинах и суглинках поведение золота было идентичным. В общем подзолообразование сопровождается выносом золота в пределах 30—37%. Дерново-подзолистый процесс менее благоприятен для миграции золота. Его отсюда выносится всего лишь 12,3%. Оно аккумулируется в дернине и в иллювиальном горизонте, мигрируя из горизонтов A_1 и A_2. Если содержание золота в горизонте С принять за единицу (оно практически соответствует содержанию в почвообразующей породе), то отношение концентрации золота по горизонтам дерново-подзолистых почв составит: $A_0 : A_1 : A_2 : B : C = 1{,}5 : 0{,}9 : 0{,}7 : 1{,}6 : 1$. В подзолистых почвах неоэлювиального ландшафта более высокие значения золота тяготеют к иллювиальному горизонту В, но и здесь его содержания не превышают более чем в 1,5 раза таковые в почвообразующей породе.

В процессе образования дерново-подзолистых почв по сравнению с подзолистыми понижена подвижность не только у золота, но и у многих рудообразующих компонентов, особенно свинца и мышьяка. В целом по подзолистому типу (подзолы и дерново-подзолы) в условиях неоэлювиального элементарного ландшафта золото по подвижности находится в средине группы мигрантов.

Таким образом, подзолистым почвам свойственны следующие средние содержания и коэффициенты концентрации золота: ортоэлювиальные элементарные ландшафты — 3,4 мг/т (5,5 мг/м³) и 0,87, параэлювиальные — 4,0 мг/т (6,3 мг/м³) и 0,63, неоэлювиальные — 2,2 мг/т (3,5 мг/м³) и 0,80 соответственно. С учетом распространенности почв орто-, пара- и неоэлювиальных ландшафтов на Салаире и в Кузнецком Алатау в отношении 1 : 2 : 3 среднее содержание золота в типе подзолистых почв можно принять 3,00 мг/т (4,75 мг/м³) при коэффициенте концентрации 0,76 по данным 529 почвенных профилей. Разброс частных его содержаний укладывается в пределы 0,5—8 мг/т, тогда как в почвообразующих породах он составляет 0,9—6,2 мг/т. Его гистограммы распределения в исходном субстрате и в почвах орто-, пара- и неоэлювиальных ландшафтов в общем близки, что свидетельствует об унаследованности золота в системе почва — почвообразующая порода. Наибольшее перераспределение золото претерпело при формировании почв на коренных породах, минимальное — на аллохтонных рыхлых отложениях.

Черноземные почвы. Профиль черноземных почв равнинных степей отчетливо расчленяется на горизонты А, $B_к$ и С, характеризующиеся различным содержанием гумуса, карбонатов и других компонентов (см. рис. IV.2). Главную фракцию гумуса составляют гуматы кальция. Фульвокислота связана гуминовыми кислотами, поэтому ее свободных форм, агрессивных по отношению к минеральной составляющей почв, нет [Герасимов, Глазовская, 1960]. Среди новообразований присутствуют монтмориллонит, гидрослюды и каолинит. В горных областях, как и во всех предыдущих типах почв, почвенные горизонты выражены слабо и почва обогащена реликтами коренных пород.

Верхняя часть горизонта А сложена суглинками со слабо разложившимися органическими остатками — A_0. В нижней его части преобладает гумус — горизонт A_1. Реакция суспензии A_0 близка к нейтральной, а A_1 — слабокислая. В ортоэлювиальных ландшафтах горизонт А представлен маломощной дерниной — $A_д$. Под дерниной накапливается гумус и мелкозем иллювиального горизонта В. Реакция суспензии почв $A_д$ слабокислая, а $B_д$ — нейтральная, слабощелочная.

Иллювиальный горизонт $B_к$ содержит повышенное количество карбонатов и обеднен гумусом. Над золоторудным выходом он часто имеет зональное строение: сверху залегают охры гидроокислов железа с pH суспензии 7,4, а ниже они сменяются известковым слоем с pH суспензии 8,1. Горизонт С имеет близнейтральную реакцию.

Среди черноземных почв на золото опробованы оподзоленные, типичные, южные, лугово-черноземные и горные подтипы.

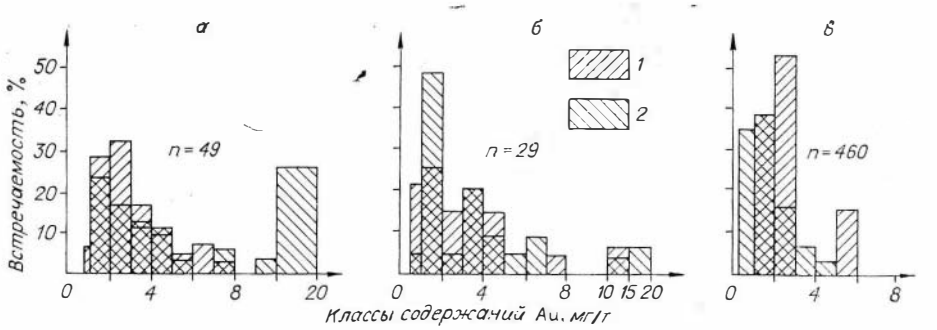


Рис. IV.6. Гистограммы распределения золота в почвообразующих породах (*1*) и черноземных почвах (*2*).
Элементарные ландшафты: *а* — ортоэлювиальный, *б* — параэлювиальный, *в* — неоэлювиальный.

В черноземных почвах ортоэлювиальных ландшафтов, формирующихся на коренных породах, частные содержания золота варьируют в пределах 1—20 мг/т, тогда как в почвообразующих породах изученных разрезов эти показатели изменяются от 0,9 до 7,2 мг/т (рис. IV. 6). В отличие от исходных пород вариационная кривая распределения золота в рассматриваемых почвах имеет двухвершинное строение. Первый пик приходится на классы содержаний золота 1—5 мг/т и согласуется с таковым в материнских породах. Второй максимум находится в области концентраций золота 10—20 мг/т и свойствен только почвам. В отдельных подтипах черноземных почв ортоэлювиального элементарного ландшафта золото ведет себя двояко. Оподзоленные, южные и лугово-черноземные почвы истощены золотом. Средние коэффициенты концентрации золота в них составляют 0,56 — 0,74 (табл. IV.7). По поведению рассматриваемого металла эти подтипы черноземов близки к подзолам. Черноземы типичные и особенно горные обогащены золотом. Здесь его средний коэффициент концентрации достигает 1,58.

Черноземные почвы параэлювиальных элементарных ландшафтов характеризуются несколько иным распределением золота. Здесь при том же разбросе его частных значений, что и в почвах предыдущих ландшафтов, значительно сглажен пик гистограммы распределения в области содержаний 10—20 мг/т и более рельефен он у класса 1—2 мг/т (см. рис. IV.6). Относительно почвообразующих пород, представленных в данном случае каменным и глинистым структурным элювием, среднее содержание золота увеличивается только в черноземах южных, а в остальных подтипах коэффициент концентрации немногим меньше единицы при среднем 0,96. Приведенные данные свидетельствуют о слабой подвижности золота при формировании черноземных почв в условиях параэлювиальных элементарных ландшафтов. Оно, незначительно перераспределяясь, главным образом унаследуется от почвообразующего элювия остаточных кор выветривания. Следует заметить, что данные почвы наследуют от исходных пород не только золото. При их образовании по сравнению с черноземными почвами ортоэлювиальных элементарных ландшафтов значительно в меньшей степени перераспределяются почти все элементы, приведенные в табл. IV.8. Золото совместно со свинцом и ртутью мигрирует слабо.

В черноземах неоэлювиальных ландшафтов на глинах и суглинках золото более миграционно по сравнению с аналогичными почвами на структурном элювии коренных пород. Его содержания укладываются в интервал 1—3 мг/т (см. рис. IV.6). Коэффициент концентрации золота рассматриваемых почв составляет 0,60, а среднее содержание 1,8 мг/т (2,9 мг/м³). В этом ландшафте наиболее низкие концентрации золота тяготеют к оподзоленным и выщелоченным черноземам лесостепей,

Таблица IV.7

Распределение золота в черноземных почвах

Подтип почв	Параметр	Элементарный ландшафт						В целом по подтипу	
		ортоэлювиальный		параэлювиальный		неоэлювиальный			
		порода	почва	порода	почва	порода	почва	порода	почва
Черноземы оподзоленные лесостепей	$\bar{x}$	1,4	1,2			2,6	1,5	2,0	1,4
	A	3,4	1,9			4,3	2,3	3,8	2,1
	K		0,56				0,53		0,55
	n	5	5			6	6	11	11
Черноземы южные полусухих степей	$\bar{x}$	1,8	2,0	2,6	3,9	5,6	2,4	3,3	2,8
	A	4,3	3,2	5,1	6,3	9,4	3,8	6,3	4,4
	K		0,74		1,24		0,40		0,70
	n	7	7	10	10	1	1	18	18
Лугово-черноземные	$\bar{x}$	1,4	1,2			2,15	1,6	1,8	1,4
	A	3,4	1,9			3,4	2,5	3,4	2,2
	K		0,56				0,74		0,65
	n	1	1			21	21	22	22
Черноземы типичные	$\bar{x}$	2,8	3,7	1,3	1,3	1,4	1,9	1,8	2,3
	A	7,3	5,9	2,5	2,1	2,4	3,0	3,2	3,7
	K		1,26		0,84		1,25		1,16
	n	4	4	11	11	3	3	18	18
Черноземы горные	$\bar{x}$	3,3	8,2	3,7	3,6			3,5	5,9
	A	8,3	13,1	7,2	5,8			7,8	9,4
	K		1,58		0,81				1,21
	n	40	40	16	16			56	56
Среднее по ландшафтам	$\bar{x}$	2,2	3,3	2,5	2,9	2,9	1,8	2,5	2,7
	A	5,3	5,2	4,9	4,7	4,0	2,9	4,7	4,2
	K		0,98		0,96		0,60		0,89
	n	57	57	37	37	31	31	125	125

что наблюдалось нами и в ортоэлювиальном элементарном ландшафте.

Подытоживая, можно отметить, что горные черноземы содержат золота в 2—7 раз больше по сравнению с равнинными. Поскольку первые обычно обогащены реликтами исходных пород и минералов, есть основание считать, что повышенное содержание в них золота обязано этим реликтам. В целом же по черноземным почвам горных и равнинных областей среднее содержание золота составляет по данным 125 почвенных профилей 2,7 мг/т (4,2 мг/м^3). Его коэффициент концентрации здесь 0,89. Слабая подвижность золота при формировании черноземов объясняется следующим. В черноземных почвах гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами. Они с золотом образуют менее устойчивые комплексы, возникающие при тех же кислотно-щелочных условиях, что и золото-фульватные. В присутствии окислителей (Fe^{3+}, O_2, MnO_2), широко распространенных в почвах, гуминовые комплексы золота разрушаются, и оно переходит в трудноподвижное состояние [Миллер и др., 1973]. Видимо, поэтому происходит уменьшение миграционной способности золота от горно-тундровых к мерзлотно-таежным, горно-таежным дерновым, подзолистым и черноземным почвам (табл. IV.8).

Таблица IV.8

Место золота в рядах подвижности элементов при формировании главных генетических типов почв

Генетический тип почв	Элементарный ландшафт	Ряды подвижности элементов
Горно-тундровый	Ортоэлювиальный	$As^{*}_{0,11}—S_{0,2}—Pb_{0,23}—Mn_{0,31}—Mg_{0,33}—Fe^{3+}_{0,4}—V_{0,47}—K_{0,48}—Na_{0,51}—Ag_{0,53}—Si_{0,58}—Al_{0,59}—Ca_{0,6}—Ti_{0,6}—Sn_{0,62}—Mo_{0,62}—Fe^{2+}_{0,63}—Au_{0,65}—Co_{0,67}—Ba_{0,77}—Cu_{0,78}—Cr_{0,79}—Sr_{1,0}—Ga_{1,15}—Zn_{1,3}—Ni_{1,5}$
Мерзлотно-таежный	Ортоэлювиальный	$Au_{0,4}—Sr_{0,62}—Cr_{0,7}—Mo_{0,73}—Ni_{0,73}—Sc_{0,75}—Co_{0,8}—V_{0,85}—Cu_{0,92}—Ag_{0,94}—Pb_{1,12}—Ti_{1,12}—Ga_{1,27}—Ba_{1,32}—Y_{1,5}—Mn_{2,25}—Zr_{2,38}—Zn_{5,91}$
	Параэлювиальный	$Fe^{2+}_{0,25}—Ca_{0,43}—Mg_{0,47}—Au_{0,48}—Ti_{0,49}—Al_{0,62}—Na_{0,64}—Cr_{0,66}—Si_{0,72}—K_{0,77}—Fe^{3+}_{0,83}—Ni_{0,89}—V_{0,94}—Mo_{1,0}—Co_{1,0}—Ga_{1,15}—Pb_{1,18}—Sr_{1,4}—Sc_{1,5}—P_{1,61}—Ba_{1,67}—Zr_{2,61}—Mn_{2,73}—Ag_{3,57}—Zn_{8,44}$
Горно-таежный	Ортоэлювиальный	$Ag_{0,05}—Sr_{0,22}—As_{0,3}—Ba_{0,32}—Cu_{0,46}—Ga_{0,62}—Au_{0,63}—Pb_{0,68}—Y_{0,75}—Zr_{0,79}—Zn_{0,9}—V_{1,0}—Ti_{1,07}—Sc_{1,25}—Co_{1,25}—Mn_{1,48}—Ni_{1,75}—Mo_{3,5}—Cr_{5,0}$
	Параэлювиальный	$Au_{0,7}—Ga_{0,75}—V_{0,85}—Co_{0,86}—Zn_{0,87}—Cu_{0,94}—Sr_{0,98}—Sc_{1,0}—Mo_{1,0}—Y_{1,2}—Pb_{1,24}—Ti_{1,38}—Zr_{1,46}—Ba_{1,53}—Cr_{1,54}—Ni_{1,68}—Mn_{2,37}—Ag_{2,52}$
Подзолистый	Ортоэлювиальный	$Fe^{2+}_{0,43}—Ni_{0,51}—Si_{0,55}—Fe^{3+}_{0,67}—Mn_{0,68}—Cr_{0,69}—Ga_{0,94}—Au_{0,96}—Co_{1,0}—Sr_{1,1}—Ti_{1,23}—Ca_{1,23}—V_{1,31}—Al_{1,32}—Mg_{1,38}—Cu_{1,54}—K_{1,63}—Mo_{1,67}—Y_{1,8}—Zn_{1,97}—Sc_{2,2}—Zr_{2,75}—Pb_{3,5}—Na_{3,54}—Ba_{10,47}$
	Параэлювиальный	$Sr_{0,16}—Mn_{0,51}—Ca_{0,55}—Pb_{0,59}—V_{0,6}—Fe^{3+}_{0,6}—Mg_{0,64}—Zn_{0,66}—Fe^{3+}_{0,67}—K_{0,69}—Al_{0,7}—Ti_{0,72}—Au_{0,75}—Na_{0,76}—Si_{0,8}—Cu_{0,82}—Ni_{0,83}—Cr_{0,91}—Mo_{1,0}—Ba_{1,0}—Co_{1,0}—Zr_{1,09}—Y_{1,33}—Sc_{1,67}$
	Неоэлювиальный	$Zn_{0,71}—Cu_{0,77}—Au_{0,79}—Ba_{0,89}—Cr_{0,91}—Ni_{0,94}—V_{0,96}—Ga_{1,0}—Co_{1,0}—Pb_{1,62}$

Черноземный	Ортоэлювиальный	$M_{0,28}$—$Fe^{3+}_{0,48}$—$Na_{0,49}$—$K_{0,49}$—$Mn_{0,56}$—$Ca_{0,57}$—$Si_{0,58}$—$Mg_{0,61}$—$P_{0,66}$—$Ga_{0,69}$—$Al_{0,7}$— —$Sr_{0,71}$—$Zr_{0,76}$—$Ti_{0,87}$—$Pb_{0,87}$—$Co_{0,93}$—$Au_{0,98}$—$Ba_{1,12}$—$Cu_{1,14}$—$Fe^{3+}_{1,23}$—$V_{1,25}$— —$Ni_{1,86}$—$Zn_{1,94}$—$S_{1,97}$—$Hg_{2,68}$—$S_{3,0}$
	Параэлювиальный	$Cu_{0,66}$—$Fe^{3+}_{0,68}$—$Na_{0,71}$—$Si_{0,76}$—$Ca_{0,77}$—$Al_{0,8}$—$K_{0,84}$—$Sc_{0,86}$—$Y_{0,86}$—$Zn_{0,87}$—$Mg_{0,93}$— —$Au_{0,96}$—$V_{1,0}$—$Ga_{1,03}$—$Mn_{1,1}$—$Fe^{2+}_{1,11}$—$Co_{1,25}$—$Mo_{1,25}$—$Hg_{1,31}$—$Ni_{1,33}$—$Ba_{1,34}$— —$Sr_{1,38}$—$Cr_{1,61}$—$Ti_{1,73}$—$Pb_{2,76}$ — $S_{2,89}$
	Неоэлювиальный	$Au_{0,63}$—$Ni_{0,7}$—$Co_{0,71}$—$Cr_{0,75}$—$V_{0,8}$ —$Y_{0,81}$—$Ga_{0,83}$—$Pb_{0,91}$—$Ti_{0,96}$—$Ba_{0,97}$—$Sc_{1,0}$— —$Z_{1,05}$—$Mn_{1,11}$—$Zn_{1,21}$—$Sr_{1,47}$
Каштановый	Ортоэлювиальный	$Mn_{0,36}$—$Fe^{2+}_{0,37}$—$Ca_{0,4}$—$Ti_{0,48}$—$Na_{0,6}$—$Al_{0,63}$—$P_{0,67}$—$Si_{0,73}$—$K_{0,75}$—$Pb_{0,8}$—$Mg_{0,78}$— —$Fe^{3+}_{0,84}$—$Au_{0,89}$—$Cu_{0,98}$—$Zr_{1,24}$—$Ga_{1,25}$—$Mo_{1,33}$—$Co_{1,36}$—$Y_{1,4}$—$V_{1,45}$—$Sc_{1,62}$— —$Sr_{1,77}$—$Ba_{2,06}$—$Cr_{2,1}$—$Ni_{2,3}$—$Zn_{2,3}$
	Параэлювиальный	$Mg_{0,46}$—$Fe^{3+}_{0,56}$—$V_{0,68}$—$Ga_{0,69}$—$Al_{0,73}$—$Zr_{0,8}$—$Na_{0,82}$—$Ti_{0,86}$—$Ba_{0,87}$—$Si_{0,82}$—$Cu_{1,0}$— —$Mo_{1,0}$—$Pb_{1,0}$—$Cr_{1,09}$—$K_{1,2}$—$Fe^{2+}_{1,36}$—$Mn_{1,56}$—$Sc_{1,67}$—$Co_{1,68}$—$Au_{1,68}$—$Sr_{1,75}$—$Zn_{1,9}$— —$Y_{2,0}$—$Ni_{2,0}$—$P_{2,52}$—$Ca_{3,4}$
	Неоэлювиальный	$Ca_{0,15}$—$Fe^{3+}_{0,34}$—$Sc_{0,43}$—$Ba_{0,67}$—$P_{0,74}$—$Mg_{0,76}$—$Sr_{0,8}$—$Ti_{0,84}$—$Ga_{0,89}$—$Cu_{0,92}$—$Co_{0,94}$— —$Ni_{0,95}$—$Si_{0,96}$—$Y_{1,0}$—$Mn_{1,08}$—$Al_{1,13}$—$Cr_{1,25}$—$K_{1,39}$—$Mo_{1,5}$—$Na_{1,52}$—$Au_{1,64}$— —$Zn_{1,67}$—$Pb_{1,71}$—$Zr_{1,82}$—$Fe^{2+}_{1,93}$
Бурый, серо-бурый сероземный	Ортоэлювиальный	$Cu_{0,38}$—$Au_{0,38}$—$Pb_{0,57}$—$Si_{0,61}$—$K_{0,65}$—$Na_{0,66}$—$P_{0,69}$—$Zr_{0,71}$—$Al_{0,75}$—$Ti_{0,78}$—$Ca_{0,84}$— —$Mo_{0,89}$—$Ba_{1,02}$—$V_{1,09}$—$Fe^{3+}_{1,1}$—$Sc_{1,14}$—$Ga_{1,16}$—$Mg_{1,21}$—$Ni_{1,25}$—$Co_{1,57}$—$Fe^{2+}_{1,58}$— —$Cr_{1,59}$—$Y_{1,62}$—$Mn_{1,9}$—$Zn_{1,94}$—$Sr_{2,0}$
	Параэлювиальный	$Ca_{0,14}$—$Mg_{0,33}$—$Ti_{0,44}$—$V_{0,46}$—$Ga_{0,49}$—$Zr_{0,6}$—$P_{0,67}$—$Fe^{2+}_{0,68}$—$Au_{0,69}$—$Pb_{0,72}$—$K_{0,73}$— —$Y_{0,73}$—$Fe^{3+}_{0,78}$—$Sr_{0,78}$—$Sc_{0,8}$—$Co_{0,83}$—$Al_{0,88}$—$Si_{0,93}$—$Mn_{0,95}$—$Cu_{0,96}$—$Mo_{1,0}$— —$Ba_{1,0}$—$Ni_{1,11}$—$Na_{1,11}$—$Zn_{1,15}$—$Cr_{1,5}$
	Неоэлювиальный	$Au_{0,46}$—$Si_{0,65}$—$Mg_{0,66}$—$K_{0,72}$—$Ca_{0,74}$—$Ti_{0,81}$—$Al_{0,82}$—$Ga_{0,86}$—$Mo_{0,88}$—$Fe^{3+}_{0,9}$—$V_{0,92}$— —$Zr_{0,96}$—$Pb_{1,0}$—$Sr_{1,11}$—$Cu_{1,13}$—$Na_{1,16}$—$Mn_{1,25}$—$Ba_{1,33}$—$Y_{1,43}$—$Ni_{1,45}$—$Fe^{2+}_{1,46}$— —$Cr_{1,54}$—$Co_{1,71}$—$Zn_{2,07}$—$P_{2,4}$—$Sc_{2,7}$

• Индекс у символа обозначает величину коэффициента концентрации.

Таблица IV.9

Распределение золота по генетическим горизонтам черноземных почв, мг/т

Подтип почв	A_0	A_1	$B_к$	C	$A_0:A_1:B:C$
Черноземы оподзоленные	1,20	1,40	1,80	2,25	0,47 : 0,55 : 0,71 : 1
» луговые	1,31	1,63	1,69	2,07	0,63 : 0,79 : 0,82 : 1
» типичные	3,00	1,20	1,80	1,40	2,14 : 0,86 : 1,29 : 1

В разрезе почв золото накапливается в горизонте A_0 в типичных черноземах и в горизонте В в оподзоленных и лугово-черноземных почвах. Соотношение содержаний золота по генетическим горизонтам видно из табл. IV.9. Следует заметить, что черноземы горные имеют слабо дифференцированный почвенный профиль. Повышенные в профиле содержания могут быть встречены в любом горизонте, но чаще они тяготеют к горизонту А.

Каштановые почвы. В этих почвах горизонт имеет нейтральную реакцию. Иллювиальный горизонт В обогащен кальцитом. Глубже залегает горизонт карбонатной аккумуляции, быстро переходящий в материнскую породу. Все горизонты имеют малую мощность. Гумуса в них 2,5—4,5%. В его составе по сравнению с черноземными почвами меньше гуминовых кислот, поэтому происходит относительное накопление легкорастворимых продуктов, а реакция почв изменяется от нейтральной до щелочной: pH = 7,1—10,2 при среднем 8,47 по данным 52 профилей, опробованных на золото.

В каштановых почвах ортоэлювиальных ландшафтов разброс частных содержаний золота находится в пределах 0,6—13 мг/т, тогда как в исходных породах он укладывается в область 0,8—4 мг/т (рис. IV.7). Оно накапливается в светло-каштановых, часто солонцеватых почвах опустыненных степей, достигая коэффициента концентрации 1,49. Однако в каштановых, часто в солонцеватых и горных каштановых почвах его коэффициент концентрации ниже единицы, 0,50 и 0,66 соответственно. Наиболее благоприятны для накопления золота в почвах сланцы (K = = 1,5), менее благоприятны — кислые эффузивы (K = 0,5) и конгломераты (K = 0,4).

Каштановые почвы параэлювиальных элементарных ландшафтов по распределению золота близки к почвообразующему элювию остаточных кор выветривания. При этом разброс содержаний благородного элемента увеличивается в сторону бо́льших величин. Возрастает и среднее содержание золота до 4,6 мг/т при коэффициенте концентрации 1,68 (табл. IV.10).

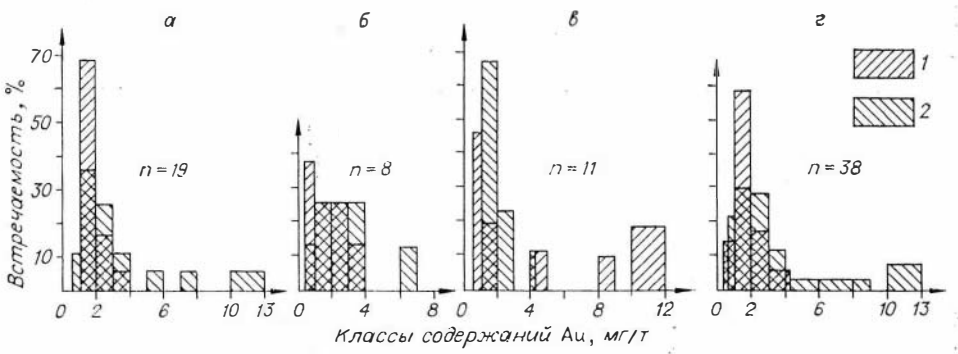


Рис. IV.7. Гистограммы распределения золота в почвообразующих породах (*1*) и каштановых почвах (*2*).

Элементарные ландшафты: *а* — ортоэлювиальный, *б* — параэлювиальный, *в* — неоэлювиальный, *г* — в целом по типу почв.

Таблица IV.10

Распределение золота в каштановых почвах

Подтип почв	Параметр	Элементарный ландшафт						В целом по подтипу	
		ортоэлювиальный		параэлювиальный		неоэлювиальный			
		порода	почва	порода	почва	порода	почва	порода	почва
Каштановые, часто солонцеватые сухих степей	$\bar{x}$	1,2	0,8	2,3	3,5	0,6	1,4	1,4	1,9
	A	2,8	1,4	4,2	5,5	1,0	2,3	2,6	3,2
	K		0,50		1,31		2,30		1,23
	n	3	3	6	6	7	7	16	16
Светло-каштановые, часто солонцеватые опустыненных степей	$\bar{x}$	1,7	3,8	2,3	5,7	2,2	4,2	2,1	4,6
	A	4,1	6,1	4,3	8,9	3,6	6,7	4,0	7,2
	K		1,49		2,06		1,86		1,80
	n	16	16	5	5	10	10	31	31
Горные каштановые	$\bar{x}$	1,6	1,5			2,5	3,5	2,1	2,5
	A	3,8	2,5			4,1	5,6	4,0	4,1
	K		0,66				1,36		1,02
	n	22	22			2	2	24	24
Среднее по ландшафтам	$\bar{x}$	1,5	2,0	2,3	4,6	1,8	3,0	1,9	3,2
	A	3,6	3,2	4,3	7,2	2,8	5,0	3,5	5,1
	K		0,88		1,68		1,79		1,45
	n	41	41	11	11	19	19	71	71

В неоэлювиальных ландшафтах сохраняется тенденция накопления золота в каштановых почвах. Его коэффициент концентрации здесь изменяется от 1,36 до 2,30 при среднем 1,79. В распределении частных значений золота отчетливо, как и в соответствующем типе почв ортоэлювиальных ландшафтов, выделяются две области. Одна приходится на классы содержаний 0,4—3 мг/т и соответствует максимуму вариационной кривой распределения золота в почвообразующих глинах и суглинках. Вторая область свойственна только почвам и охватывает классы содержаний 4—12 мг/т (см. рис. IV.7). Эта область сохраняется и при объединении выборок в целом по каштановым почвам, включая их разновидности в орто-, пара- и неоэлювиальных элементарных ландшафтах.

Как и в каштановых почвах предыдущего ландшафта, более высокие содержания золота тяготеют к светло-каштановому подтипу, хотя коэффициент концентрации здесь несколько ниже по сравнению с подтипом каштановых, часто солонцеватых почв сухих степей.

В общем по данным 71 почвенного разреза каштановых почв среднее содержание золота составляет 3,2 мг/т при коэффициенте концентрации 1,45. По подвижности в процессе их формирования на коренных породах золото ведет себя инертно. В условиях пара- и неоэлювиальных элементарных ландшафтов оно слабо инертно и практически замыкает миграционный ряд элементов (см. табл. IV.8).

Бурые, серо-бурые и сероземные почвы. Сероземы широко развиты на лессах предгорных полупустынь и пустынь. Они с самой поверхности обогащены карбонатами и содержат небольшое количество гумуса. Иллювиальный карбонатный горизонт находится на глубине 30—80 см. В более глубоких частях профиля наблюдаются гипс и другие легкорастворимые соли (см. рис. IV.2). Сероземы имеют щелочную реакцию и небольшую емкость поглощения, приходящуюся главным образом на кальций и магний.

Таблица IV.11

Распределение золота в бурых, серо-бурых и сероземных почвах

Подтипы и типы почв	Параметр	Элементарный ландшафт						В целом по подтипу	
		ортоэлювиальный		параэлювиальный		неоэлювиальный			
		порода	почва	порода	почва	порода	почва	порода	почва
Бурые, полупустынные несолонцеватые, малокарбонатные	$\bar{x}$	3,1	3,3			3,1	1,6	3,1	2,5
	A	7,3	5,3			5,0	2,5	6,2	3,0
	K		0,72				0,50		0,61
	n	2	2			2	2	4	4
Серо-бурые пустынные, малокарбонатные	$\bar{x}$	3,2	2,8	2,4	2,0	3,0	2,1	2,9	2,3
	A	7,5	4,5	4,6	3,2	4,9	3,3	5,7	3,7
	K		0,60		0,70		0,67		0,65
	n	8	8	4	4	1	1	13	13
Сероземы малокарбонатные	$\bar{x}$	6,8	1,2			6,6	1,7	6,7	1,4
	A	16,1	1,9			10,6	2,7	13,3	2,4
	K		0,12				0,25		0,18
	n	3	3			5	5	8	8
Пески слабо закрепленные и незакрепленные	$\bar{x}$					1,6	1,5	1,6	1,5
	A					3,1	2,4	3,1	2,4
	K						0,77		0,77
	n					3	3	3	3
Среднее по ландшафтам	$\bar{x}$	4,4	2,4	2,4	2,0	3,6	1,7	3,5	2,0
	A	10,3	3,9	4,6	3,2	5,9	2,7	6,9	3,0
	K		0,38		0,70		0,45		0,43
	n	13	13	4	4	11	11	28	28

Серо-бурые и бурые пустынно-степные почвы сильно загипсованы, имеют слабо выраженный гумусовый горизонт, который в силу сезонной миграции солей периодически осолоняется. Соленакопление идет не только по всему профилю почв, но и в материнской породе. Для рассматриваемых почв характерно наличие двух горизонтов: верхнего — серого, обогащенного карбонатами и обедненного коллоидами, и нижнего — бурого, уплотненного, обогащенного илистыми частицами, гидроокислами железа и окислами алюминия. Главное отличие серо-бурых почв от бурых состоит в области развития карбонатов: у бурых пустынно-степных почв их максимум проявляется с глубины 30—50 см, а серо-бурых — с поверхности.

В бурых и серо-бурых полупустынных и пустынных почвах золото ведет себя одинаково. Оно выносится при формировании этих почв всех трех элементарных ландшафтов из горизонтов A_1 и $B_к$ (табл. IV.11) и накапливается в гипсовом горизонте. Коэффициент его концентрации в верхних горизонтах колеблется в пределах 0,50—0,72 при среднем 0,63 по обоим почвенным подтипам.

Еще больший, притом максимальный из генетических типов почв, вынос золота установлен в сероземах. Здесь его коэффициент концентрации в почвах неоэлювиального элементарного ландшафта составляет 0,25, а ортоэлювиального — 0,12. Оно охотно мигрирует при почвообразовании на породах любого состава. Даже в самых примитивных почвах на слабо закрепленных и незакрепленных песках выносится порядка 23% золота. Следовательно, условия пустынь и полупустынь являются

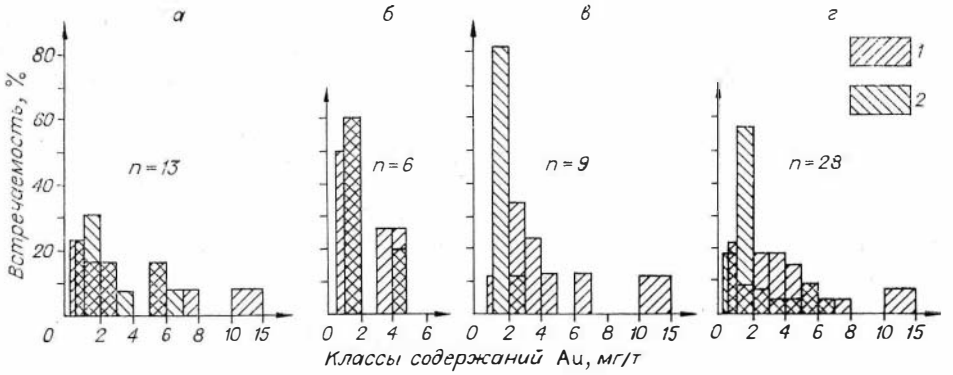


Рис. IV.8. Гистограммы распределения золота в почвообразующих породах (*1*) и почвах (*2*) пустынь.

Элементарные ландшафты: *а* — ортоэлювиальный, *б* — параэлювиальный, *в* — неоэлювиальный, *г* — в целом по почвам пустынь.

благоприятными для миграции золота в процессе почвообразования. При этом происходит нивелировка его содержаний. Если в почвообразующих породах их разброс варьирует от 0,6 до 15 мг/т, то в почвах он укладывается в пределы 0,11—5,2 мг/т. По мере перехода от ортоэлювиальных к неоэлювиальным ландшафтам этот интервал сокращается и гистограмма распределения становится симметричной, одновершинной с модой в классе содержаний 1—2 мг/т (рис. IV.8). Уменьшается и среднее содержание от 2,4 мг/т в почвах ортоэлювиального ландшафта до 1,7 мг/т — в почвах неоэлювиального. В целом по пустынным и полупустынным почвам содержание золота составляет 2,0 мг/т при коэффициенте концентрации 0,43 по данным 28 почвенных профилей. Его положение среди мигрирующих при формировании почв элементов в условиях пустынь и полупустынь иллюстрируется в табл. IV.8. Из нее следует, что при сухом и жарком климате золото в процессе почвообразования очень подвижно и активно выносится. Из рудных элементов наиболее близка к нему по поведению медь (см. табл. IV.8).

Гидроморфные почвы. В предыдущих разделах рассматривалось распределение и основные черты поведения золота в элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах (орто-, пара- и неоэлювиальных), когда уровень грунтовых вод не оказывает влияния на почвообразование. Почвы гидроморфных ландшафтов развиваются в участках местных понижений рельефа с высоким уровнем грунтовых вод. Поведение золота в этих почвах рассмотрим на примерах трех наиболее представительных типов почв: болотных, солончаках и солонцах.

Болотные почвы, в нашем случае низинных болот, питаются грунтовыми водами, степень и минерализация которых значительно выше, чем вод атмосферных. Почвы имеют реакцию от нейтральной до щелочной, что весьма благоприятно для жизнедеятельности микроорганизмов. Разложение и гумификация органических веществ идут очень интенсивно. Образуется высокозольный перегнойно-торфянистый горизонт A_0. Под ним залегает черный, илистый гумусовый горизонт A_1. В его основании обычно накапливаются гидроокислы железа, иногда с карбонатами — горизонт А+В.

В болотных почвах содержание золота (и весовое и объемное) практически такое же, как и в почвообразующей породе. По данным 15 почвенных профилей, расположенных между Коченево и Венгерово Новосибирской области, среднее содержание золота в болотных почвах составляет 2,07 мг/т (3,42 мг/м³). В почвообразующих глинах оно равно 2,02 мг/т (3,43 мг/м³). Наблюдается лишь перераспределение золота в пределах почвенного профиля. Оно накапливается в верхнем перегнойно-торфя-

нистом горизонте (3,3 мг/т) и в нижней части гумусового горизонта совместно с окислами железа. Соотношение содержаний золота по горизонтам составляет: $A_0 : A_1 : A + B : C = 1,6 : 0,7 : 0,8 : 1$. Разброс частных содержаний по всем горизонтам укладывается в пределы 0,9—4,3 мг/т. В исходных глинах оно изменяется от 1,3 до 3,6 мг/т. Приведенные данные свидетельствуют также о незначительном перераспределении золота в профиле болотных почв.

Солончаки и солонцы представляют собой генетические типы почв, развивающиеся в результате процессов засоления и рассоления.

Солончаки образуются в условиях испарительного режима. В результате испарительной концентрации из восходящих поровых растворов на поверхности почвы выпадают соли натрия, магния или других легкорастворимых соединений. Возникает солончаковый горизонт A_c с максимальным соленакоплением в виде корок и выцветов. Ниже его формируется горизонт C_c с неравномерной мощностью и содержанием солей.

Солонцы образуются за счет рассоления солончаков. Основную роль при этом играет поглощенный натрий, которым почва была насыщена при засолонении. Рассолонение сопровождается миграцией легкорастворимых натрия и других солей на глубину залегания подсолончаковых горизонтов, сложенных гипсом и карбонатами. Здесь соли, коагулируясь, формируют иллювиальный солонцовый горизонт. Под ним в зависимости от интенсивности рассоления солончака могут сохраняться подсолончаковые гипсовые и карбонатные горизонты $B_к$ и B_c (см. рис. IV.2). В верхней рассоленной части почв развиваются надсолонцовые гумусовые и элювиальные горизонты A_1 и A_2.

Поведение золота в солончаках имеет много общего с его поведением в болотных почвах. Так, в болотных разностях оно за счет местного перераспределения накапливается в верхнем перегнойно-торфянистом горизонте, в солончаках — в соленосном. Здесь его коэффициент концентрации достигает 5,5. В среднем по 6 почвенным профилям солончаковый горизонт в 1,5 раза богаче почвообразующей породы и в 1,2 раза — нижележащего гумусового горизонта. Отношение содержаний золота в солончаках, гумусовом горизонте и почвообразующих породах равно 1,5 : 0,7 : 1 (2,62; 1,25 и 1,72 мг/т соответственно). Общий коэффициент концентрации золота в солончаковых почвах близок к единице (0,994), а среднее содержание 1,71 мг/т (2,74 мг/м³).

Изучить поведение золота в типичных солонцах безрудных районов с достаточной полнотой нам не удалось. Опробован на золото всего лишь один профиль. В нем отчетливо выделяется обогащение золотом верхнего надсолонцового гумусового и нижнего подсолонцового карбонатного горизонтов.

Соотношение содержаний золота по горизонтам таково: $A_1 : A_2 : B : B_к = 3,6 : 0,9 : 1,6 : 3,6$. Более детально поведение золота в солонцах изучено в пределах рудных полей, что рассмотрим в следующем разделе. Здесь только отметим, что и в пределах рудных полей сохраняется тенденция накопления золота в над- и подсолонцовом (гипсовом) горизонтах, но при других количественных соотношениях [Росляков, 1976б].

Таким образом, в гидроморфных ландшафтах золото претерпевает местное перераспределение. В гумидных условиях оно концентрируется в верхнем горизонте почв за счет органогенной аккумуляции, в аридных — за счет испарительных процессов при засолонении почв и их обессоливания. В общем балансе гидроморфных почв его содержание идентично таковому в почвообразующих породах.

Итак, высокая чувствительность аналитического метода позволила установить 100%-ную встречаемость золота в почвах, развивающихся на коренных и рыхлых породах с его кларковыми содержаниями. По данным 960 почвенных профилей, расположенных в различных географических и

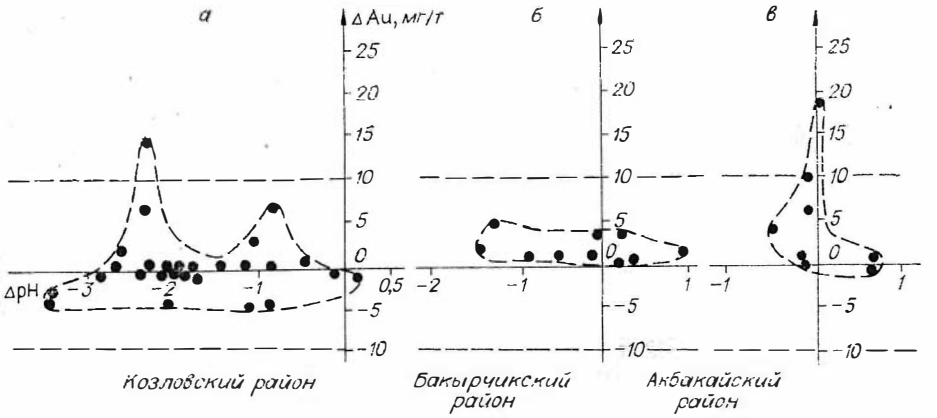


Рис. IV.9. Соотношение баланса золота и изменения pH водной вытяжки почв в условиях черноземного (*а*) и каштанового (*б*, *в*) почвообразования.

геологических условиях, изменение частных содержаний золота в почвах колеблется в довольно узких пределах. Его средние содержания по типам и подтипам почв варьируют от 1,2 мг/т (1,9 мг/м^3) до 10,6 мг/т (15,9 мг/м^3). Бо́льшие значения свойственны горным почвам, меньшие — почвам равнинных областей. В горных областях при формировании почв на коренных породах золото довольно подвижно. Инертнее оно при почвообразовании по продуктам выветривания коренных пород. Поведение золота при образовании почв в пенепленизированных регионах более сложное. Почвообразование в лесостепной и степной зонах сопровождается увеличением подвижности золота от орто- к пара- и неоэлювиальным элементарным ландшафтам. При формировании почв в пустыне и полупустыне золото обладает повышенной миграционной способностью независимо от состава и физического состояния почвообразующих пород. Коэффициент концентрации его возрастает от горно-тундровых к сероземным, бурым, серо-бурым, мерзлотно-таежным, таежным дерновым, подзолистым, черноземным и каштановым почвам. В почвах гидроморфных ландшафтов золото претерпевает местное перераспределение при коэффициенте концентрации около единицы.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что золото, содержащееся в почвообразующих породах, весьма чувствительно к изменениям условий формирования почв. В кислом классе почвообразования (от горно-тундровых до подзолистых почв) оно, как и при латеритном выветривании, мигрирует. В итоге такие почвы обеднены золотом. Кислотное перераспределение его наиболее интенсивно при разности между pH водных вытяжек материнских пород и развитых на них кислых почв более $\pm 0{,}5$ (см. рис. IV.4). Однако прямой зависимости между содержанием золота и pH водных суспензий почвообразующих пород и почв не наблюдается. Это дает основание считать, что на подвижность золота в кислом классе почвообразования кроме pH среды влияли и другие факторы, и в первую очередь фульвокислота, которая, агрессивно действуя на почвообразующие породы, способствует высвобождению и миграции

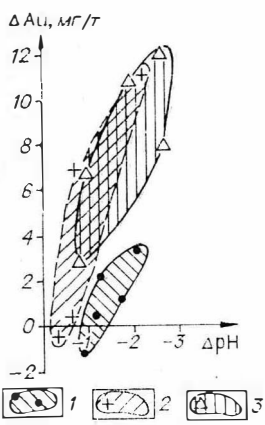


Рис. IV.10. Соотношение баланса золота и изменения pH водной вытяжки при формировании светло-каштановых почв.

Элементарные ландшафты: *1* — ортоэлювиальный, *2* — параэлювиальный, *3* — неоэлювиальный.

золота. Оно в кислом почвообразовании ассоциирует с группой активных мигрантов.

При формировании почв в нейтральных и слабощелочных условиях (черноземные и каштановые почвы) золото было малоподвижно независимо от изменения pH суспензии почв относительно таковой исходных пород (рис. IV.9 и IV.10). Особенно неподвижно золото при формировании почв в среде с pH 8,9—9,6. В случае, когда почвы образуются в сильно окислительной обстановке, какой является пустынная зона, золото обладает повышенной подвижностью даже в щелочных средах, перемещаясь в миграционном ряду элементов в группу все более сильных мигрантов (см. табл. IV.8).

В общем цикле почвообразования золота выносится порядка 20%. Привнос — вынос его при формировании почв в подавляющем большинстве случаев укладывается в пределы ±10 мг/т, что свидетельствует о незначительном его перераспределении относительно исходных пород с кларковым содержанием благородного элемента. Можно считать, что золото в почвах практически унаследуется от исходных пород и также не проявляет надежных корреляционных связей с элементами первичных руд золоторудных месторождений. Его распределение чаще не противоречит нормальному закону.

IV. 2. АНОМАЛИИ ЗОЛОТА В ПОЧВАХ И ИХ СВЯЗЬ С ЭНДОГЕННЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

IV.2.1. Почвы золоторудных полей

Почвы, развивающиеся на породах эндогенных ореолов рудных полей и месторождений, отличаются распределением золота. Здесь оно в орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтах не аппроксимируется нормальной функцией и лишь в неоэлювиальных элементарных ландшафтах часто не противоречит нормальному закону.

В условиях ортоэлювиальных элементарных ландшафтов почвы всех генетических типов имеют разброс частных содержаний золота в пределах 3—4 порядков. Вариационная кривая его концентрации в пределах эндогенных ореолов рудных полей показывает два четко выраженных максимума: в областях до 2 и 8,1—20 мг/т. Относительно коренных пород развитые на них почвы, как правило, беднее золотом. Из табл. IV.12 видно, что в 26 случаях из 32 (81,2%) средний коэффициент концентрации золота меньше единицы, в том числе в 21 (65,6%) — меньше 0,6. Всего лишь в 6 выборках наблюдается более высокое содержание золота в почвах относительно их почвообразующих пород ($K = 1,4—4,2$). Эти почвы развиты на сланцах и изверженных породах с содержанием золота, близким к региональному кларку и ниже его. Исключение составляет всего лишь один случай, когда почвы с положительным коэффициентом концентрации развиваются за счет пород с повышенным его содержанием. Эти почвы представлены мерзлотно-таежным типом и расположены в Ключевском золоторудном поле. Здесь же аналогичные почвы на гранитогнейсах имеют коэффициент концентрации, близкий к единице (0,9). Можно думать, что в условиях мерзлотно-таежных ортоэлювиальных элементарных ландшафтов золото в процессе почвообразования на породах с его аномальными концентрациями инертно. При формировании почв вне зон многолетней или островной мерзлоты оно более подвижно. При почвообразовании за счет пород с повышенными его концентрациями золото преимущественно выносится, а накапливается в почвах на породах с его околокларковыми содержаниями. Это перераспределение нивелирует разброс содержаний золота в почвах и понижает его среднее значение относительно исходных пород. Если в первичных породах частные содер-

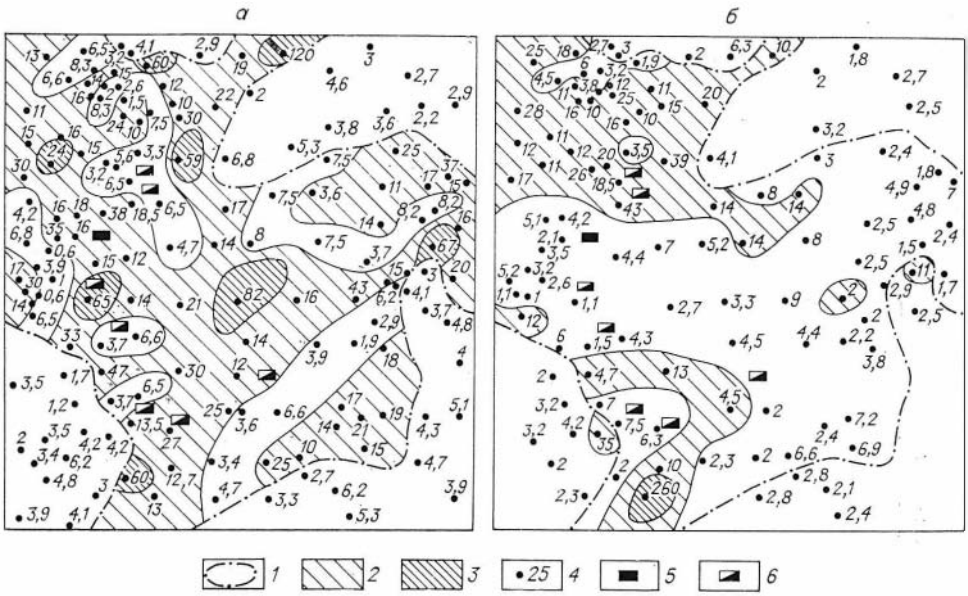


Рис. IV.11. Распределение золота в эндогенных ореолах (*а*) и почвах (*б*) Козловского рудного поля.

1 — контур эндогенного ореола рудного поля; содержание золота от 10 до 50 мг/т (*2*); > 50 мг/т (*3*); *4* — опробованные разрезы и содержание золота, мг/т; *5* — Козловское месторождение; *6* — золоторудные проявления.

жания элемента в 321 разрезе находятся в пределах 0,6—774,82 мг/т (1,65—2107,53 мг/м³), то в почвах они составляют 1,8 — 260 мг/т (2,88—400 мг/м³). Более того, гипергенное перераспределение не только сгладило содержание золота, но и изменило пространственное соотношение максимумов и минимумов его концентраций в системе почва — коренная порода эндогенного ореола (рис. IV.11). Коэффициент корреляции между содержаниями золота в этой системе не превышает ±0,2, т. е. имеет незначимую величину. Например, в горно-таежных ортоэлювиальных ландшафтах Козловского и Дарасунского рудных полей коэффициент корреляции между содержаниями золота в почве и почвообразующей породе равен —0,12 и —0,13 соответственно при значимости 95%.

Перераспределение золота в ортоэлювиальных почвах обусловило изменение его корреляционных связей и с халькофильными элементами. Наиболее частым спутником золота становятся свинец и кобальт. В отдельных золоторудных полях обратные корреляционные связи с золотом обнаруживают медь, цинк, серебро, молибден. Как отмечалось ранее, в первичных породах оно с этими элементами обыкновенно не коррелирует.

Несмотря на существенное перераспределение золота, сопровождающееся его выносом из почвенного профиля в количестве до 50% и более, оно в почвах золоторудных полей образует аномальные участки, так как в большинстве случаев его содержания остаются выше, чем в аналогичных по типу почвах безрудных районов. Только в 5 случаях из 31 (16,1%) кларк концентрации золота в ортоэлювиальных почвах золоторудных полей меньше единицы или равен ей (см. K_1 в табл. IV.12). Три из них приходятся на почвы, развивающиеся за счет основных эффузивов и их туфов, один — на почвы диоритов и один — на почвы гранитов. Из 5 случаев в 4-х содержания золота в ортоэлювиальных почвах ниже средних величин обусловлены его выносом в процессе почвообразования. И только в черноземных почвах на порфиритах Дарасунского рудного поля докларковые содержания являются следствием выветривания коренных пород с ультрамалым количеством золота. В данном случае золото при почвообразо-

Таблица IV.12

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах ортоэлювиальных ландшафтов золоторудных полей

Тип почв	Почвообразующая порода	Золоторудное поле	Колич. разрезов	Распределение Au					
				в породе		в почве			
				$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K_1	K
Мерзлотно - таежный	Гранито - гнейсы	Ключевское	14	11,35	28,94	16,12	25,79	6,8	0,9
	Граниты	»	3	19,67	50,15	57,67	92,26	8,9	1,8
Горно-таежный, дерново	Известняки	Козловское	13	7,10	18,80	9,97	15,95	2,4	0,8
	Алевролиты, песчаники	»	3	15,30	36,72	3,00	4,80	3,0	0,1
	Слюдистые сланцы	Дарасунское	1	7,20	17,28	45,00	72,00	11,0	4,2
	Габбро, габбро-диориты	»	7	774,82	2407,53	21,28	34,06	5,2	0,02
	Диориты, гранодиориты	»	18	15,04	40,01	12,27	19,63	1,9	0,5
	Граниты	»	11	12,06	31,65	9,89	15,82	1,5	0,5
	»	Козловское	8	29,30	76,18	5,53	8,84	1,9	0,1
	Сиениты, граносиениты	Дарасунское	19	12,32	31,67	5,49	8,78	1,3	0,3
	Порфириты, андезито-базальты	»	4	17,25	47,44	18,90	30,24	4,6	0,6
	» »	Козловское	13	31,90	85,81	8,00	12,80	1,9	0,2
	Гранит-порфиры	Дарасунское	5	20,00	51,00	10,00	16,00	3,5	0,3
Подзолистый	Известняки	Натальевское	14	6,51	17,12	6,05	9,68	1,6	0,6
	Диориты	»	6	6,42	17,53	2,00	3,20	0,6	0,2
	Гранодиориты	Центральное	16	8,73	23,14	7,23	11,57	1,9	0,5
	Порфириты и их туфы	Натальевское	7	14,66	39,00	3,22	5,15	1,0	0,1
	Дацитовые порфиры и их туфы	Урское	16	7,96	20,69	7,60	12,16	2,4	0,6

Черноземный	Известняки	Козловское	4	18,15	47,73	4,70	7,52	2,1	0,2
	Алевролиты, песчаники	»	9	11,10	27,86	4,40	7,04	2,0	0,3
	Габбро, габбро-диориты	Дарасунское	4	6,25	17,00	15,38	24,61	2,0	1,4
	Диориты и гранодиориты	»	5	21,10	56,13	13,40	21,44	1,4	0,4
	Граниты	»	7	21,63	58,62	24,77	39,63	3,0	0,7
	»	Козловское	20	20,01	51,34	9,44	15,10	0,8	0,3
	Сиениты и граносиениты	Дарасунское	7	19,34	51,25	16,43	26,28	2,0	0,5
	Порфириты, андезито-базальты	»	1	0,6	1,65	2,10	3,36	0,4	2,0
	» »	Козловское	10	37,47	100,42	9,82	15,71	1,9	0,2
Каштановый	Сланцы	Бакырчикское	15	1,75	4,11	4,18	6,68	2,5	1,5
		Васильевское	15	3,30	7,76	10,05	16,80	5,9	2,1
Бурый, серо-бурый	Песчаники	Акбакайское	11	15,95	38,28	12,82	20,51	3,2	0,5
	Гранодиориты, диориты	»	36	47,10	124,82	13,76	22,02	13,4	0,2
Сероземный	Сиенито-диориты	Катрангинское	12	57,00	149,34	19,00	30,40	4,7	0,2
	В целом по ландшафту		334	35,14	93,74	11,00	17,46	2,1	0,58

вании накапливалось ($K = 2$), но этого было недостаточно, чтобы достичь региональных средних величин.

Итак, золото в почвах ортоэлювиальных элементарных ландшафтов золоторудных полей образует положительные и отрицательные аномалии, генетически связанные как с гипергенным перераспределением, так и с унаследованностью от первичных пород. Интенсивность перераспределения и выноса золота из почвенного профиля контролируется в первую очередь степенью обогащенности им почвообразующих пород: чем больше содержание золота в первичной породе, тем активнее оно ведет себя при почвообразовании. Тип почв и состав почвообразующих пород играют второстепенную роль. При формировании почв любого генетического типа на коренных породах любого состава золото склонно к миграции. В подавляющем большинстве случаев коэффициент его концентрации (K) в почвах меньше единицы, а кларк концентрации (K_1) больше единицы. Относительно исходных пород максимальный вынос золота из почв достигает 90%, а накопление — в 4,2 раза. В целом из ортоэлювиальных почв золоторудных полей выносится до 40% золота ($K = 0{,}58$). Его среднее содержание в данных почвах 11 мг/т, что в общем в 4 раза больше, чем в аналогичных почвах безрудных районов. При миграции золото в процессе почвообразования на коренных породах с повышенным его содержанием возглавляло ряд подвижности элементов.

Обращает на себя внимание взаимосвязь между количествами вынесенных при формировании почв натрия, магния, кальция и золота, но корреляции между их валовыми содержаниями не установлено. В то же время золото коррелирует со свинцом, но расположены эти элементы в противоположных частях ряда. Следовательно, корреляционная связь еще не означает, что элементы в гипергенном процессе ведут себя одинаково.

Распределение золота в почвах параэлювиальных элементарных ландшафтов золоторудных полей характеризуется статистическими параметрами, близкими таковым почв ортоэлювиальных ландшафтов. При этом более высоки они в почвах, развивающихся на каменном структурном элювии, по сравнению с разностями, сформированными на глинистом элювии. Показательны в этом отношении частные и средние содержания золота. Последние, например, в почвах каменного элювия колеблются в пределах 2,47—72,22 мг/т, а в почвах глинистого элювия — 2,40—7,26 мг/т при средних 17,05 и 6,03 мг/т соответственно.

Коэффициенты концентрации золота в почвах рассматриваемых ландшафтов изменяются в пределах 0,04—2,9. Однако в подавляющем большинстве случаев (в 19 выборках из 22, т. е. 86,4%) они меньше единицы (табл. IV.13), что свидетельствует о преобладающей роли выноса золота в процессе почвообразования на остаточной коре выветривания. При формировании почв на каменном элювии его вынесено 62% ($K = 0{,}38$), а на глинистом — 67% ($K = 0{,}33$). По сравнению с аналогичными почвами безрудных районов почвы золоторудных полей, как правило, богаче золотом. Его средний кларк концентрации в почвах каменного элювия 3,2, глинистого — 1,6 при вариации коэффициентов в пределах 0,4—7,0 в первом случае и 1,1—2,6 — во втором (см. K_1 в табл. IV.13).

В целом среднее содержание золота в почвах параэлювиальных элементарных ландшафтов золоторудных полей составляет 15,08 мг/т, коэффициент концентрации равен 0,38 и кларк концентрации — 2,9. Они почти на 4 мг/т содержат золота больше, чем почвы ортоэлювиальных элементарных ландшафтов, но по коэффициенту и кларку концентрации эти почвы практически неотличимы (ср. K и K_1 в табл. IV.8 и IV.13). Повышенное содержание золота в почвах параэлювиальных ландшафтов обусловлено более высоким его содержанием в почвообразующих породах остаточной коры выветривания, главным образом ее зоны каменного структурного элювия.

Таблица IV.13

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах параэлювиальных элементарных ландшафтов золоторудных полей

Тип почв	Почвообразующая порода	Золоторудное поле	Колич. разрезов	Распределение Au					
				в породе		в почве			
				$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K_1	K
Горно-тундровый	Дресва гранитов	Оганчинское	2	41,00	86,92	2,47	3,90	1,0	0,04
Мерзлотно-таежный	Дресва гранито-гнейсов	Ключевское	13	50,70	106,50	24,98	39,72	2,4	0,4
	Дресва гранитов	»	13	113,00	237,30	72,22	114,83	6,8	0,5
Горно-таежный, дерновый	Дресва габбро	Дарасунское	1	50,00	105,00	17,00	27,20	3,1	0,3
	Дресва гранодиоритов	»	3	20,83	44,26	19,04	30,27	2,3	0,7
	Дресва гранитов	»	17	58,22	122,23	18,73	29,78	5,1	0,3
	То же	Козловское	13	40,50	85,86	14,48	23,02	3,2	0,3
	Дресва сиенитов, граносиенитов	Дарасунское	33	29,51	62,03	12,18	18,37	1,7	0,2
	Дресва порфиритов и их туфов	»	5	3,00	6,32	2,70	4,29	0,4	0,7
	Дресва гранит-порфиров	»	2	3,00	6,36	11,50	18,28	5,8	2,9
Подзолистый	Глинистый элювий известняков	Натальевское	16	2,73	5,73	6,04	9,54	1,2	1,7
	Дресва диоритов	»	27	13,05	27,33	4,65	7,39	1,2	0,3
	Дресва гранодиоритов	Центральное	53	14,25	30,21	15,00	23,70	3,9	0,8
	Глинистый элювий сланцев	Урское	15	27,71	49,88	7,26	11,47	1,4	0,2
	Глинистый элювий порфиров	»	15	24,34	43,81	5,80	9,20	1,2	0,2
Черноземный	Дресва песчаников и алевролитов	Козловское	5	5,10	10,81	5,20	8,27	1,4	0,8
	Дресва гранодиоритов	Дарасунское	8	70,50	149,46	13,94	22,16	3,8	0,2
	Дресва гранитов	Козловское	8	36,11	76,55	13,90	22,10	3,8	0,3
	Дресва сиенитов	Дарасунское	12	44,57	94,49	25,67	40,82	7,0	0,4
Каштановый	Глинистый элювий сланцев	Бакырчикское	5	5,26	9,47	5,90	9,32	2,6	1,0
	Глинистый элювий порфиров	Космурунское	4	3,80	6,84	2,40	3,79	1,1	0,6
Серо-бурый, бурый	Дресва гранодиоритов	Акбакайское	35	32,58	68,82	12,95	20,59	6,4	0,3
В среднем по почвам на каменном элювии			253	33,99	71,66	17,05	27,22	3,2	0,38
В среднем по почвам на глинистом элювии			55	15,74	28,58	6,03	9,54	1,6	0,33
В целом по ландшафту			308	30,73	63,96	15,08	24,07	2,9	0,37

Таким образом, по поведению золота почвы пара- и ортоэлювальных элементарных ландшафтов идентичны. Здесь оно также контролируется главным образом своей концентрацией в исходной породе и при почвообразовании подвижно вне зависимости от генетического типа почв золоторудных полей. Оно подвижнее всех халькофильных элементов. Из элементов-примесей выветрелых пород наиболее близки к нему барий, а из породообразующих — натрий, кремнезем, глинозем и кальций. Однако по валовому содержанию золото с этими элементами почв не коррелирует. Оно проявляет достоверные корреляционные связи с мышьяком, хромом, реже цирконием и свинцом.

В том случае, когда в почвах рассматриваемых ландшафтов отчетливо выражены генетические горизонты, золото по ним распределяется неравномерно. Более высокие его концентрации тяготеют к гумусо-аккумулятивному или иллювиальному горизонтам. В слабо дифференцированных горно-тундровых, мерзлотно-таежных, черноземных горных почвах в рудных полях золото по разрезу распределяется практически одинаково: его ультрамалые и высокие содержания обнаруживаются в любой части почвенного профиля.

Гистограмма распределения золота в почвах неоэлювиальных элементарных ландшафтов золоторудных полей имеет четко выраженный максимум в области до 4 мг/т. Его среднее арифметическое содержание по данным 278 разрезов составляет 3,92 мг/т при разбросе средних по типам почв в узком интервале — от 2,28 до 6,5мг/т. Коэффициент концентрации золота в неоэлювиальных почвах изменяется в пределах 0,4—0,8. В целом по ландшафту он равен 0,5, что свидетельствует о выносе 50% золота в процессе формирования почвах аллохтонных рыхлых отложениях золоторудных полей. В пределах исследованной мощности рыхлых отложений до 30 м кларк концентрации золота в почвах данного ландшафта всегда больше единицы при вариации в пределах 1,4—3,3 и среднем значении 1,6 (табл. IV.14).

Неоэлювиальные почвы золоторудных полей отличаются от своих аналогов безрудных районов как повышенным содержанием золота, так и высокой дисперсией и другими статистическими параметрами его распределения. Здесь более вероятными спутниками золота являются свинец и медь. С кобальтом, иногда с никелем, ванадием и хромом оно проявляет обратную корреляционную зависимость.

При формировании почв в условиях неоэлювиальных элементарных ландшафтов золото среди элементов-примесей почвообразующих рыхлых пород наиболее подвижно. Аналогичное явление наблюдалось при рас-

Таблица IV.14

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах неоэлювиальных элементарных ландшафтов

Тип почв	Почвообразующая порода	Золоторудное поле	Колич. разрезов	Распределение Au					
				в породе		в почве			
				$\bar{x}$	A	$\bar{x}$	A	K_1	K
Подзолистый	Глины и суглинки	Урское	165	4,97	9,38	3,04	4,81	1,5	0,5
		Каменушинское	21	5,23	8,89	2,58	4,08	1,4	0,5
Черноземный	Лессовидные суглинки	Змеиногорское	10	6,98	12,22	6,20	9,80	3,3	0,8
Каштановый	То же	Вавилонское	18	7,43	12,63	3,00	4,80	1,8	0,4
Сероземный	Лессы	Катрангинское	64	13,30	21,94	6,54	10,34	1,5	0,5
В целом по ландшафту			278	7,14	12,55	3,92	6,20	1,6	0,5

смотрении почв орто- и параэлювиальных ландшафтов золоторудных полей.

Таким образом, при формировании почв на породах с аномальным распределением золота происходил его вынос. Поэтому его содержания в почвах обычно ниже, чем в почвообразующих породах. Однако почвы золоторудных полей все же богаче золотом по сравнению с их аналогами в безрудных районах. Рудные поля довольно отчетливо выделяются по аномальным содержаниям его в почвах, хотя минимумы и максимумы аномальных участков не всегда пространственно совмещаются с таковыми материнских пород.

IV.2.2. Почвы золоторудных месторождений

В почвах золоторудных месторождений содержание золота варьирует от десятых долей миллиграммов до десятков граммов на тонну (табл. IV.15). Здесь его распределение контролируется не генетическим типом почв, а главным образом продуктивностью погребенного эндогенного оруденения и элементарным ландшафтом. Почвы о р т о э л ю в и а л ь н ы х ландшафтов, развивающиеся на золоторудном выходе, имеют повышенную мощность гумусового горизонта (рис. IV.12) и выдержанное высокое содержание золота. Кларк его концентрации по отдельным месторождениям колеблется от 8,3 до 189,8 (табл. IV.16). Наиболее высокий он в почвах пустынь, где золото накапливается за счет испарительной концентрации. Ему здесь сопутствуют главные элементы первичных руд. В ортоэлювиальных почвах гумидных районов спектр коррелирующихся с золотом элементов сужается. Очень низкий коэффициент корреляции устанавливается и между содержаниями золота в системе почва — рудный выход. Например, для условий почвообразования на выветрелых породах, вмещающих окисленные руды горно-таежных районов, он равен 0,15 (по данным 38 разрезов), а для системы подзолистая почва — окисленная руда не превышает 0,25 (по данным 40 разрезов).

В почвах п а р а э л ю в и а л ь н ы х ландшафтов, развивающихся на склоновых отложениях и элювиальных глинах золоторудных выходов, содержание золота почти на порядок ниже, чем в почвах предыдущего ландшафта. Понижен и кларк концентрации (K_1), оцениваемый для данных почв значениями в пределах 1,5—15,4, но он все же сохраняется достаточным для того, чтобы на фоне экзогенного ореола рудного поля выделить ореол месторождения. Это облегчается еще и тем, что в рассматриваемых почвах золоту сопутствуют многие элементы первичных руд (см. табл. IV.16).

Содержание и контрастность распределения золота в почвах н е о э л ю в и а л ь н ы х ландшафтов месторождений зависят от мощности почвообразующего аллохтона. При мощности этих пород порядка 2—5 м в почвах формируются ореолы открытого типа, по концентрации золота и другим статистическим параметрам не уступающие почвам параэлювиальных ландшафтов. В отдельных случаях ореолы в почвенно-растительном слое очень ослаблены, и исследователи, не располагающие высокочувствительной аналитической базой, относят

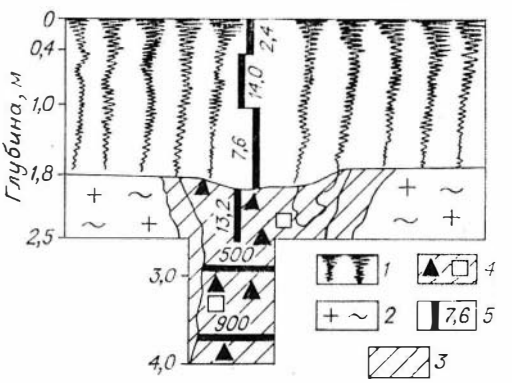


Рис. IV.12. Увеличенная мощность почвенно-растительного слоя над окисленным золоторудным выходом.
1 — почвенно-растительный слой; *2* — граниты, претерпевшие сернокислое выветривание; *3* — окисленный рудный выход; *4* — окисленные и полуокисленные импрегнации пирита и арсенопирита; *5* — место взятия бороздовых проб и содержания в них Au в усл. ед.

Таблица IV.15

Распределение золота в почвах золоторудных месторождений (чувствительность анализа 0,01 г/т)

Регион	Материал опробования	Содержание Au, г/т	Параметры ореола Au в почвах	Литературный источник
Дальний Восток	Горизонт С мерзлотно-таежных и горно-таежных почв; фракция —0,25 мм	Около 0,01	Отдельные аномальные точки (45 из 410)	[Денисова, 1974]
		0,01—3	Рудопроявление оконтуривается отчетливо (760 аномальных точек из 1700)	
		0,01—3	Отчетливо фиксируется центральная рудная зона (603 аномальные точки из 1120); смещение ореола вниз по склону до 20 м	
	То же, но фракция — 1 мм	0,01—7	Месторождение отражается, но отдельные жилы не выделяются (560 аномальных точек из 3500)	
Верхнее Приамурье	Горно-таежные почвы	0,01—1	Выделяются центральные участки рудных зон	[Негода, 1964]
Восточная Сибирь и Забайкалье	» »	0,1—30	Большие по площади (до 2 км²) и сложные по строению ореолы	[Сорокин, Гольдмахер, 1974]
	» »	0,08—3	Ореолы открытого и закрытого типов, в общем отражают положение рудных зон	[Жукова, Загоскина, 1974]
Кузнецкий Алатау	Горно-таежные, горно-тундровые почвы, горизонт A_0, фракция 1 мм	0,1—0,3	Над жилой ореолы могут порой отсутствовать; смещение вниз по склону до 50 м	[Афанасьев, 1974]
	Дерново-подзолистые почвы; фракция —1 мм	0,1—7	Узкие ореолы, длиной до 500 м, редко смещенные на 10—30 м от рудных тел	[Михалев, 1974]
Зона умеренного гумидного климата	Фракция почв —0,25 мм	0,01—1	Ореолы не смещены по склону, но иногда не совпадают с конкретным рудным телом	[Горелышев, 1967]
Северный Казахстан	Каштановые почвы	0,03—0,1	Ореолы хорошо проявлены на поверхности при мощности аллохтона до 4 м; в 20—40 раз превышают мощность жилы	[Григорьев, 1968]

Окончание табл. IV.15

Регион	Материал опробования	Содержание Au, г/т	Параметры ореола Au в почвах	Литературный источник
Средняя Азия	Сероземные почвы	0,01—0,4	Коэффициент аномальности около 30%; ореолы обнаруживаются при небольшой мощности аллохтона (1—3 м)	[Талипов и др., 1974]
Канада	Почва	0,01—9		[Boyle, 1979]
Юго-Восточная Америка	»	0,02—0,52		
Гайана	»	0,53—1,1		
Banora en Guiee	Латеритная почва	0,5—30		

их к закрытому типу [Григорьев, 1968; Жукова, Загоскина, 1974].

На большинстве изученных нами и описанных в литературе месторождений, расположенных главным образом в горных районах, почвы представлены сложным сочетанием орто-, пара- и неоэлювиальных ландшафтов (о почвах месторождений, перекрытых мощным аллохтоном, будет сказано ниже). Поэтому внутреннее строение ореолов золота в почвенно-растительном слое сложное. Ореол может быть смещен вниз по склону или сохраняться на месте. Амплитуда смещения редко превышает 50 м. При чувствительности аналитического метода определения золота в почвах, равной 10 мг/т, коэффициент аномальности составляет 0,1—0,6. Аномалии в этом случае не всегда соответствуют местоположению и размерам погребенного золоторудного выхода, что для конкретных золоторудных провинций показано в табл. IV.15. Они позволяют составить представление о площадном развитии эндогенного оруденения, и лишь при очень густой сети опробования удается оконтурить центральные участки рудных зон. Необходима большая разрешающая способность аналитического метода, позволяющая разбраковывать участки ореолов с содержаниями ниже 10 мг/т. Это особенно необходимо при поисках геохимическими методами месторождений в закрытых районах. Здесь концентрация золота в почвах при мощности аллохтона более 10 м редко превышает 10 мг/т. Его средние содержания в почвах неоэлювиальных ландшафтов трех изученных нами месторождений колеблются в пределах 6,3—9,6 мг/т (см. табл. IV.16). Но кларк концентрации (K_1) больше единицы, поэтому имеется возможность при надлежащей аналитической обеспеченности резко повысить эффективность геохимических методов поисков скрытых месторождений, что неоднократно подчеркивалось нами ранее [Росляков и др., 1975; Щербаков и др., 1979, 1980]. Геохимические поиски золоторудных месторождений в этих условиях по другим элементам первичных руд мало обнадеживающи, потому что золото с ними коррелирует редко.

О распределении золота по вертикальному профилю почв месторождений можно судить по данным, приведенным на рисунках этого и предыдущих разделов, а также табл. IV.17. Из них следует, что ураганные пробы могут встречаться в любой части разреза орто- и параэлювиальных горных почв. Но в более дифференцированном профиле почв, особенно

Таблица IV.16

Распределение золота в почвах изученных месторождений

Район	Тип почв	Элементарный ландшафт	Распределение Au				Элементы, сопутствующие золоту
			n	$\bar{x}$	A	K_1	
Забайкалье	Мерзлотно-таежный	Ортоэловиальный	130	243,0	372,2	36,8	Au—Mo
	Горные черноземы	»	32	288,7	444,6	33,9	Au—Zr
	» »	»	66	191,5	294,5	22,5	Не уст.
	» »	»	50	70,9	109,2	8,3	Au—Ni—Hg
Средняя Азия	Сероземный	Ортоэловиальный	22	234,2	360,7	189,8	Au—Ag—Pb—Cu—As—Mo
	»	»	18	200,9	309,4	162,8	Au—As
Забайкалье	Горно-таежный, дерновый	Параэловиальный	71	10,8	16,4	1,5	Au—Ag—Pb—Cu
Кузнецкий Алатау	Подзолистый	Параэлювиальный	131	63,0	97,0	15,4	Au—Bi—Pb—As—Ag
	»	»	14	31,2	48,1	7,6	Au—Cr
Восточный Казахстан	Каштановый	Параэлювиальный	10	70,4	112,0	9,3	Не опр.
Салаир	Подзолистый	Неоэлювиальный	150	8,5	19,1	5,7	Au—Pb—Cu
Средняя Азия	Сероземный	Неоэловиальный	29	6,3	9,7	3,6	Au—H *
	»	»	33	9,6	14,8	5,5	Au—H *

* По замерам pH водной суспензии почв.

Таблица IV.17

Распределение золота по генетическим горизонтам почв

Регион	Элементарный ландшафт	Горизонт почв	Содержание Au, мг/т	Литературный источник
Кузнецкий Алатау	Ортоэлювиальный (41)*	A_1	59,8	[Наши данные]
		A_2	264,3	
		B+C	31,8	
Центральный Казахстан	Неоэлювиальный (5)	A_1	7,0	
		A_2	31,0	
		B+C	15,0	
Средняя Азия	Неоэлювиальный (10)	A_1	3,1	
		A_2	12,4	
		$B_{карб}$	5,7	
		C	5,4	
Канада	Профиль I	A	810,0	[Boyle, 1979]
		B+C	2400,0	
	Профиль II	A	1100,0	
		B+C	40,0	
	Профиль III	A	40,0	
		B	20,0	
		C	9000,0	
Канада	Профиль I	A_1	<10,0	
		A_2	<10,0	
		B_2	<10,0	
		C	45,0	
		Бурый железняк	410,0	
		Сульфидная руда	10—200,0	
	Профиль II	A_0	25,0	
		A_2	15,0	
		B_1	120,0	
		B_2	220,0	
		B_3	465,0	
		Бурый железняк	17—684,0	
		Полуокисленные руды	2800,0	
		Сульфидные руды	300,0	

* В скобках — количество почвенных профилей, включенных в подсчет.

развитых по аллохтону равнинных областей, повышенные концентрации золота чаще тяготеют к горизонту A_2, приурочиваясь к его границе с горизонтом В. Глубина залегания обогащенного золотом горизонта различна. В ложбинах над окисленными сульфидными рудными телами он находится на уровне 0,5—1 м от поверхности, в других участках — 0,25—0,5 м. В почвах, как и во всех рыхлых породах месторождений, основным носителем золота является обломочный материал погребенных рудных выходов, т. е. фракция порядка +0,25 мм. Повышены его содержания также и во фракции почв менее 0,063 мм, что, вероятно, обусловлено сорбцией, испарительной и биогенной аккумуляцией. Этот горизонт в месторождениях, перекрытых мощными рыхлыми отложениями, представляет собой открытый слабоконтрастный ореол золота. Наиболее контрастный его ореол находится в нижней части аллохтона, что было показано ранее. Поверхностный почвенный ореол наложенный. В нем присутствует еще и подвижное золото, извлекаемое из почв вместе с поровыми растворами или водной вытяжкой. Характерно, что содержания такого золота в почвах месторождений всех элементарных ландшафтов соизмеримы (табл. IV.18). При этом оно практически не зависит от валового количества, а определяется pH водной вытяжки почв. По мере повышения щелочности вытяжки от кислой (pH = 5,42) до нейтральной (pH = 7,3) содержание подвижного золота в большинстве проб заметно уменьшается. Затем с дальнейшим увеличением щелочности до pH = 8,42 оно, наоборот, существенно возрастает. Описанная зависимость растворимости золота от pH растворов хорошо согласуется с теоретической, что подробно было рассмотрено ранее.

В почвах месторождений подвижное золото находится в форме комплексных соединений. Мы уже упоминали о возможном существовании в почвах очень устойчивого золото-фульватного комплекса. Не исключены и его гуматные соединения. В то же время физико-химические параметры поровых растворов и водных вытяжек почв на диаграммах Eh—pH рис. II.45 и II.46 совмещаются с таковыми покровных рыхлых отложений. Можно подумать, что в почвах теоретически вероятны также и комплексы типа AuS^-, $Au(OH)_2^-$ и др. Золото в поровых растворах и водных вытяжках почв фиксируется только над золоторудным выходом, и это служит очень важным их геохимическим индикатором.

Таблица IV. 18

Содержание подвижного и неподвижного золота в почвах, развитых над золоторудными телами

Месторождение	Элементарный ландшафт	Содержание Au		pH водной вытяжки
		подвижного, 10^{-8} моль/л	неподвижного, мг/т	
Центральное	Ортоэлювиальный (10)*	6,5—26,0 **	1,6—180,0	5,42
		13,0	18,9	
Беркульское	» (1)	0,50	20,7	5,72
Илинское	» (1)	0,17	6,8	6,77
Кенгирское	» (1)	0,02	100,0	7,30
Дарасунское	» (1)	0,08		7,38
Натальевское	Параэлювиальный (16)	3,0—50,0	6,8	6,79
		19,0		
Акбакайское	» (4)	0,19—3,1	1332,5	8,16
		1,2		
Космурунское	» (1)	20,0	1,8	8,40
Катрангинское	Неоэлювиальный (2)	20,0—150,0	6,0	8,42
		85,0		

* В скобках — количество проанализированных проб.
** В числителе — разброс частных содержаний, в знаменателе — средние арифметические содержания.

V. ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ГИПЕРГЕННЫМ АНОМАЛИЯМ И ОКИСЛЕННЫМ ВЫХОДАМ

При геохимических поисках золота важно не только выявлять аномалии, но и правильно различать среди них те, которые соответствуют скрытым и погребенным месторождениям. Рассмотренный в предыдущих разделах материал по геологии зон окисления и геохимии золота в гипергенных процессах дает основу для совершенствования методов поисков и интерпретации геохимических данных.

В настоящее время, как известно, поиски золоторудных месторождений по ореолам рассеяния элементов в рыхлых отложениях и почвах (металлометрическая съемка) проводятся главным образом в районах с маломощными склоновыми или аллохтонными образованиями — мелкосопочник Казахстана, горные районы Сибири, Приморья, Средней Азии и т. п. Применительно к таким условиям разработаны научные и практические основы геохимических методов поисков золотых руд по экзогенным ореолам [Состояние и задачи..., 1974]. В районах с маломощными рыхлыми отложениями (не более 5 м) к данному времени открыто огромное количество геохимических аномалий, в том числе и аномалий золота, требующих дальнейшей оценки. Фонд аномалий продолжает накапливаться, так как геохимические поиски заканчиваются на стадии их выявления. Как подчеркивают Н. А. Шило (1974), Л. В. Таусон (1976) и Л. Н. Овчинников (1980), необходимо дальнейшее совершенствование не только самих методов, но также приемов интерпретации геохимических аномалий.

К совершенствованию металлометрического метода поисков прежде всего относится создание и внедрение в поисковую практику достаточно чувствительных и экспрессных методов определения золота в почвах, а также расширение спектра элементов-индикаторов золота и их дифференцированное использование.

До последнего времени поиски золоторудных месторождений с применением геохимических исследований ориентировались на выявление аномалий узкого круга элементов, ассоциирующих с золотом в первичных рудах,— мышьяка, свинца, цинка, меди, реже сурьмы, висмута, серебра и др. Несмотря на определенные успехи использования элементов-спутников золота как индикаторов золотого оруденения [Shima Makoto, 1953; Mazzucchelli, James, 1966], есть основание считать, что эти элементы не дают исчерпывающей информации о присутствии на исследуемой территории погребенного золоторудного месторождения и его генетического типа. На примерах многих золоторудных месторождений мира Ю. Г. Щербаков (1977) продемонстрировал, что состав и соотношение элементов, концентрирующихся в их рудах, определяются типом земной коры, геохимической специализацией, комплексом пород — носителей золота, принадлежностью месторождений к определенным фрагментам термофлюидных систем и рудным формациям. Ю. Г. Щербаков отмечает, что в месторождениях хромит-платиноидной и золото-лиственитовой рудных формаций концентрируются Pt, Os, Ir, Ni, Co, Cr; в медноколчеданной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидно-скарновой и золото-окисно-

железистой рудных формациях — Fe, Cu, Zn; колчеданно-полиметаллической — Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Bi, Te, Se; золото-кварц-сульфидной (вкрапленно-прожилковой) — Fe, As; золото-кварцевой (жильной) — As, Sb, Hg,W, B, Mo; древних золотоносных конгломератов — U, Zr, Ti, Os, Ir, Cr; золото-серебряной — Ag, Te, Mn, Sb, Hg, Sn, Mo, Pb, Zn, Cu, Co; медно-молибденовой — Cu, Mo; золото-кварц-халцедоновой (близповерхностной) — Fe, F, Hg, Pb, Sb; золото-сульфидной (в карбонатных породах) — Fe, As, Te, Se, Bi, Pb; в медно-никелевой рудной формации — Cu, Ni, Co, Pt, Pb. Золото и серебро в разных отношениях присутствуют в рудах всех формационных типов. Нами и многими другими исследователями выявлена унаследованность почвами элементов первичных золоторудных тел, перекрытых небольшой мощностью рыхлых отложений [Аферов и др., 1968; Афанасьев, 1974; Талипов и др., 1974; Росляков, 1976а; Boyle, 1979; и мн. др.]. Из изложенного следует, что при постановке металлометрической съемки спектр элементов-индикаторов золотого оруденения должен выбираться в зависимости от ожидаемого на исследуемой территории формационного типа золотого оруденения, а также масштаба поисков. Как показано в предыдущем разделе, в ореолах рудных полей золото с элементами, концентрирующимися в первичных рудах, достоверно коррелирует редко и проявляет прямые корреляционные связи главным образом в ореолах месторождений и рудных тел. Поэтому при мелкомасштабных металлометрических поисках элементы, сопутствующие золоту в первичных рудах, не служат индикаторами золоторудных полей. Они могут давать ценную информацию при крупномасштабной съемке, целью которой служит выявление месторождений и отдельных рудных тел. Касаясь вопроса о поисках золоторудных полей и месторождений по их эндогенным ореолам, мы подчеркивали, что золото в первую очередь надо искать по его аномалиям [Росляковы, 1975]. Это в равной мере относится и к металлометрической съемке. Золото, а также серебро служат самыми прямыми указателями золоторудных месторождений. Комплекс других элементов позволяет уточнить генетический тип месторождения и дать предварительную оценку его ценности.

Повышению эффективности металлометрических методов поисков будет также способствовать районирование исследуемой территории по элементарным геохимическим ландшафтам. Это позволит более качественно выделять и интерпретировать аномалии золота и сопутствующих ему элементов в почвах. Из анализа распределения золота в почвах следует, что средние его содержания, принимаемые в поисковой практике за фоновые, в пределах даже локального участка в зависимости от элементарных ландшафтов, генетического типа почв и почвообразующих пород могут отличаться на величину тройной ошибки аналитического метода и попадать, таким образом, в разряд аномальных. Например, в условиях Восточного Забайкалья горно-таежные дерновые почвы северных склонов в зависимости от элементарного ландшафта и состава почвообразующих пород содержат золота от 2,8 до 7 мг/т (см. табл. IV.2). Столь же широко распространенные здесь горные черноземы склонов южной экспозиции содержат его от 2,2 до 13,4 мг/т (см. табл. IV.7). Как следствие, при геохимических поисках с чувствительностью аналитического метода 10 мг/т на южных склонах будут выявляться «ложные» аномалии золота в почвах. При повышенной чувствительности анализа „ложные" аномалии будут фиксироваться и на склонах северной экспозиции. И только учет при поисках элементарных ландшафтов и генетических особенностей почв позволяет избежать подобных ошибок. В этой связи есть основание считать, что одним из важных моментов при выделении новых и проверке известных геохимических аномалий золота в почвах, а в равной мере и его спутников служит классификация проб почв по их ландшафтно-генетической принадлежности. Только после этого их можно обрабатывать различными, ныне широко практикуемыми математическими методами. Тогда отпадает необходимость проводить дорогостоящие работы по проверке заведомо

«ложных» аномалий, выделенных на основе математического моделирования без учета закономерностей фонового распределения золота в почвах, что во многих случаях практикуется.

При оценке аномалий следует также принимать во внимание различную миграционную способность золота при почвообразовании. Одни типы почв (подзолистые, горно-таежные) обеднены золотом, и аномалии его могут быть ослаблены, другие содержат золото на уровне почвообразующих пород (черноземные, каштановые), третьи даже обогащены им (гипсовые горизонты, лимонитовые охры и т. д.), поэтому аномалии будут более контрастные, хотя по значимости они могут уступать ослабленным аномалиям в подзолистых почвах.

По статистическим параметрам распределения золота, его корреляционным связям с другими элементами и уровню концентрации отчетливо выделяются эндогенные и унаследованные от них экзогенные аномалии рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел. Все они имеют важное значение в прогнозировании скрытого и погребенного золотого оруденения по геохимическим данным, так как существует связь между масштабом оруденения и размерами его эндо- и экзогенных ореолов (Рослякова, Росляков, 1975; Щербаков и др., 1979, 1980).

Ореолы рудных полей крупных по запасам месторождений имеют площади в сотни квадратных километров, средних — в десятки и мелких — в первые квадратные километры.

На площади золоторудного поля частные содержания золота в элювии колеблются в пределах от 1 мг/т и меньше до первых граммов на тонну при разности содержаний в системе элювий — исходная порода порядка ± 250 мг/т. Совокупность разных по составу и содержанию золота материнских пород в пределах рудного поля придает мозаичность его распределению в выветрелых продуктах. Наряду с положительными аномалиями в пределах ореола рудного поля присутствуют участки с отрицательными аномалиями и с содержаниями золота на уровне регионального фона. На гистограммах распределения золота в элювии выделяются три области: 1) классы содержаний до 8 мг/т; 2) от 10 до 50 мг/т; 3) $>$ $>$ 50 мг/т. По сравнению с исходными породами все три области выражены более отчетливо. Первая свойственна элювию карбонатных пород. Коэффициент концентрации золота в этом элювии всего лишь 0,3. Вторая и третья области присущи корам выветривания силикатных пород рудного поля. Коэффициент концентрации золота в элювии силикатных пород варьирует в пределах 0,3—5,3. Коэффициенты корреляции содержаний золота в исходной и выветрелой породах составляют 0,5—0,7 в неполном профиле выветривания и имеют даже отрицательное значение в полном. Это вызвано тем, что максимумы и минимумы содержаний золота в элювии не совпадают с таковыми в первичных породах.

Коэффициент аномальности, характеризующий отношение аномальных проб к их общему количеству, при чувствительности аналитического метода $2 \cdot 10^{-8}$% в общем около 0,75. Золото в элювии рудных полей с халькофильными элементами не коррелирует, поэтому при геохимических поисках золоторудных полей путем опробования элювия анализировать на этот элемент необходимо все пробы. Чтобы не пропустить рудное поле со средним по запасам золоторудным месторождением, необходимо сеть опробования выбирать из расчета достоверного выявления площади порядка 50 км^2. При коэффициенте 0,75 и из расчета установления ореола не менее 30 аномальными точками, свидетельствующими о достоверности ореола, для выявления рудного поля со средним месторождением путем геохимического опробования элювия плотность отбора проб должна быть 0,8 точек на 1 км^2; что соответствует масштабу поисков 1 : 100 000. Если геохимические поиски ориентируются на выявление рудных полей, включающих крупные по запасам месторождения, то густоту опробования можно разрежать вдвое. Как показывают наши исследования и литературные

данные [Borucki a. e., 1969], выборка из 30 проб представительна как для равномерной, так и для неравномерной сети опробования.

Специфично распределение золота по вертикальному разрезу коры выветривания золоторудных полей. Здесь, как и в корах выветривания безрудных районов, развиваются горизонты вторичного золотого обогащения. Но их особенность состоит в более высокой и неравномерной концентрации благородного металла, достигающей первых граммов на тонну. Благоприятны для формирования выдержанных по простиранию и представляющих промышленный интерес горизонтов вторичного золотого обогащения золоторудные поля с мощной корой выветривания на силикатных породах и мощными (более 10—15 м) аллохтонными отложениями. При отсутствии одного из этих факторов возможность обнаружения промышленно важных горизонтов вторичного золотого обогащения снижается. Наиболее значимый горизонт локализуется в основании профиля выветривания.

Присутствие в элювии горизонтов, обогащенных золотом до промышленных концентраций, требует изменения существующей методики опробования скважин. В настоящее время при поисках и геологическом картировании в закрытых районах геохимическому опробованию подвергаются главным образом коренные породы. Рыхлые отложения, включая дезинтегрированные продукты кор выветривания, опробуются спорадически, в силу чего пропускаются горизонты вторичного золотого обогащения.

Аллохтонные отложения золоторудных полей тоже заражены золотом. При их мощности в пределах 10—30 м коэффициент аномальности золота 0,2. В аномальных участках максимальные концентрации рассматриваемого элемента достигают 100 мг/т, минимальные — 0,2 мг/т. В целом аллохтонные рыхлые отложения золоторудных полей в 2—3 раза богаче золотом по сравнению со своим аналогом безрудных районов. В лессах аномальные содержания золота составляют 9,5 мг/т, в суглинках — 6,7 и в глинах — 4,2 мг/т и более.

Распределение золота в почвах золоторудных полей контролируется его концентрацией в почвообразующих породах и их составом. Усредненные содержания золота по типам почв приведены в табл. V.1 (вторые строки). В условиях орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтов в почвах всех генетических типов распределение золота не аппроксимируется нормальной функцией. Вариационная кривая его концентраций имеет два максимума. Один находится в области 1—2 мг/т и идентичен почвам безрудных районов, другой охватывает классы содержаний золота, равные 8—20 мг/т, и свойствен только почвам золоторудных полей. Количество таких проб на площади золоторудного поля составляет 40—60%. Почти для всех типов почв пара- и ортоэлювиальных ландшафтов золоторудных полей коэффициент концентрации золота меньше единицы. Золото накапливается в почвах лишь в том случае, когда они образованы за счет пород с околокларковым его содержанием. Достоверной корреляционной связи золота в системе почва — почвообразующая порода не наблюдается, но площади распределения аномальных концентраций совпадают. Повышенные содержания золота несколько смещены по склону относительно своего источника. Принимая параметры ореолов золоторудных полей в почвах и почвообразующих породах идентичными и учитывая присущие конкретному типу почв коэффициенты аномальности (табл. V.1), можно считать, что с целью поисков золоторудных полей металлометрической съемкой в условиях орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтов густота опробования должна составлять 1,1—1,3 точки на 1 км² из расчета подсечения ореола 30 аномальными точками.

Почвы золоторудных полей, неоэлювиальных элементарных ландшафтов, особенно когда аллохтонные отложения имеют мощность 20—30 м, обычно характеризуются нормальным распределением золота с модой в об-

Таблица V.1

Распределение золота в почвах и оптимальные условия их опробования при металлометрических поисках золоторудных полей и месторождений

Главные типы почв и примеры	Элементарные ландшафты												Оптимальный горизонт опробования почв
	ортоэлювиальный (мощность аллохтона <1м)				параэлювиальный (маломощный аллохтон 1—1,5 м и кора выветривания)				неоэлювиальный (мощность аллохтона 5—30 м)				
	$\bar{x}$	K	K_1	K_A	$\bar{x}$	K	K_1	K_A	$\bar{x}$	K	K_1	K_A	
Горно-тундровые (Камчатка, Забайкалье, Кузнецкий Алатау)	3,6 200,0	0,5 0,2	55,6	0,8	2,5 5,5 270,0	0,4 0,1 0,6	2,2 108,0	0,5 0,6 0,7					A_0
Мерзлотно-таежные (Восточное Забайкалье, Дальний Восток)	2,4 23,5 243,0	0,5 0,7 0,4	9,8 101,2	0,5 0,5	10,6 48,6 54,5	0,5 0,5 0,8	4,6 5,1	0,3 0,2					A_0
Горно-таежные, дерновые (Восточное Забайкалье)	4,1 9,2 100,8	0,6 0,4 0,1	2,2 24,0	0,5 0,6	6,8 13,8 10,8	0,7 0,4 0,9	2,1 1,7	0,4 0,5	6,4 14,0	2,2 3,9			A_0
Подзолистые, дерново-подзолистые (Кузнецкий Алатау, Салаир)	3,4 6,8 500,0	0,9 0,5 1,1	2,0 147,1	0,4 0,7	4,0 9,6 59,9	0,6 0,7 0,7	2,4 15,0	0,3 0,5	2,2 2,9 8,5	0,8 0,7 0,2	1,4 3,9	0,2 0,3	$A_дB$
Черноземные, горные (Восточное Забайкалье, Западный Алтай, Северный Казахстан)	3,3 11,3 164,1	1,0 0,4 0,2	3,4 49,7	0,4 0,5	2,9 16,9 358,0	0,9 0,4 0,7	5,8 123,4	0,4 0,8	1,8 6,2 9,5	0,6 0,8 0,5	3,4 5,3	0,3 0,4	A_1
Каштановые (Западный Алтай, Центральный Казахстан)	2,0 7,1 71,8	0,9 1,8 1,0	3,6 35,9	0,6 0,5	4,6 4,3 70,4	1,7 0,8 0,8	0,9 15,3	0,4 0,7	3,0 4,2 8,3	1,8 0,4 1,4	1,4 2,8	0,3 0,4	$B_к$
Серо-бурые, бурые (Южный Казахстан)	2,4 146	0,4 0,3	6,1	0,6	2,0 13,0 334,5	0,7 0,3 0,6	6,5 167,2	0,3 0,8	1,7 6,5 33,0	0,4 0,7 0,6	3,8 19,4	0,2 0,3	$B_г$
Сероземные, слабо закрепленные пески (Средняя Азия)	1,2 19,0 219,2	0,1 0,2 0,9	15,8 182,7	0,3 0,5	1,5 9,0 293,6	0,8 0,8 0,6	6,0 195,7	0,4 0,5	1,7 6,5 8,1	0,2 0,7 0,8	3,8 4,8	0,2 0,3	$B_г$

Примечание. K_1 — отношение содержания золота в ореоле к фоновому, K_A — коэффициент аномальности — отношение числа аномальных проб к их общему числу; первая строка — региональный фон, вторая — ореолы рудных полей (местный фон), третья — ореолы месторождений.

ласти 4 мг/т. Его среднее арифметическое содержание по типам почв колеблется в пределах 2,6—6,5 мг/т. Коэффициент концентрации в целом по ландшафту равен 0,5 при разбросе по типам почв от 0,4 до 0,8. На долю аномальных проб приходится около 25%. Аномалии рудного поля слабоконтрастные. Средние содержания золота в почвах рудных полей в 1,4—3,3 раза выше регионального кларка. Поэтому при металлометрических поисках золоторудных полей, перекрытых мощным чехлом аллохтонных отложений, необходимо применять высокочувствительный аналитический метод определения золота, а сеть опробования сгущать до 2,4 точек на 1 км^2.

При интерпретации слабо выраженных аномалий золота в почвах золоторудных полей неоэлювиальных элементарных ландшафтов следует учитывать наличие корреляционных связей золота с медью, свинцом и некоторыми другими элементами первичных руд, чего не наблюдается для аналогичных почв безрудных районов.

Ореолы м е с т о р о ж д е н и й по сравнению с ореолами рудных полей характеризуются еще более контрастными содержаниями и дисперсиями распределения золота в эндогенной и экзогенной зонах. Площадь экзогенных ореолов золота у крупных месторождений составляет порядка 10 км^2, у средних — 3—5 и у малых — менее 1 км^2. Поскольку ореолы месторождений находятся в пределах ореолов рудных полей, для их выделения за фоновые содержания золота следует принимать наиболее вероятные его значения в аналогичных образованиях ореолов рудных полей (10—50 мг/т). Содержания, превышающие эти величины в ореолах элювия жильных месторождений, составляют 1/3 от общего числа, а месторождений вкрапленно-прожилковых, штокверковых и других сложных по морфологии типов — 1/2. В аллохтонных отложениях и почвах число аномальных проб уменьшается в прямой зависимости от мощности аллохтона и интенсивности развития подзоны выщелачивания в золоторудном выходе. Применительно к конкретным элементарным ландшафтам и генетическим типам почв коэффициент аномальности золота и его ориентировочные средние содержания приведены в табл. V.1. Из нее следует, что ортоэлювиальные почвы всех генетических типов имеют среднее содержание золота, обычно превышающее 100 мг/т при коэффициенте аномальности 0,5—0,8. В неоэлювиальных элементарных ландшафтах с мощным покровом аллохтона (порядка 20—30 м) коэффициент аномальности золота близок к 0,2, а среднее содержание около 8 мг/т. Следовательно, ориентируясь на поиски средних по масштабам золоторудных месторождений, имеющих площадь эндогенных или экзогенных ореолов порядка 3 км^2, густоту точек опробования элювия и почв надо принимать 20—33 точки на 1 км^2 в зависимости от материала опробования и его ландшафтной принадлежности (табл. V.2).

Таблица V.2

Густота точек опробования при геохимических поисках средних по масштабам месторождений золота [по Ю. Г. Щербакову и др., 1979]

Масштаб работ	Площадь поисков	Объект поисков	Число проб на 1 км^2					
			1	2	3	4	5а	5б
1 : 1 000 000	Рудная провинция	Рудный узел	0,5	0,3	0,1	0,2	0,3	0,5
1 : 100 000	Рудный узел (зона)	Рудное поле	2,4	1,5	0,6	0,8	1,2	2,4
1 : 10 000	Рудное поле	Месторождение	40	25	10	20	25	33
1 : 1000	Месторождение	Рудное тело	Сетка 2×50—150×150 м					

Примечание. Методы поисков: 1 — гидрогеохимический, 2 — по данным осадков, 3 — шлихо-геохимический, 4 — литогеохимический по коренным породам и их элювию, 5 — металлометрический по почвам (а — при мощности аллохтонных отложений до 5 м, б — при мощности 5—30 м).

В элювии, аллохтоне и почвах золоторудных месторождений золото имеет прямую корреляционную связь со многими элементами, которые сопутствуют ему в первичных рудах. Комплексность элементного состава ореолов в почвах служит важным критерием наличия под ними золоторудного тела. Положение этих ореолов относительно погребенных рудных тел в общих чертах унаследовано, хотя экзогенные ореолы могут быть смещены вниз по склону (см. табл. IV.15).

На фоне ореолов месторождений ореолы отдельных рудных тел проявляются в виде положительных и отрицательных аномальных зон. Установлено, что чем выше содержание золота в околорудном пространстве и чем контрастнее выражена здесь зональность ореолов, тем, при прочих равных условиях, богаче и крупнее рудное тело, которое они окаймляют. На рис. V.1. демонстрируется распределение золота в почвах, развивающихся на маломощных склоновых отложениях параэлювиального ландшафта. Металлометрические профили пройдены вкрест простирания окисленной золото-сульфидно-кварцевый жилы, залегающей в гранодиоритах и имеющей мощность первые десятки сантиметров. Из рисунка видно, что наибольшая контрастность положительных и отрицательных ореолов золота в почвах приурочена к центральной части золоторудного столба. С удалением от него по простиранию контрастность гипергенных ореолов сглаживается, но она улавливается в 65 м от богатого участка жилы. Совокупность положительных и отрицательных составляющих ореола рудного тела определяет его суммарную величину, исходя из которой выбирается густота точек литогеохимического и металлометрического опробования. Так, при металлометрических поисках жильных рудных тел среди габброидов оптимальной представляется сеть опробования 2×50 м, в порфиритах и сланцах — 5×50 м, в гранитоидах — 20×50 м. При поисках рудных тел в минерализованных зонах опробование почв можно проводить по сетке 150×150 м. Во всех случаях необходимо обращать внимание как на положительные, так и на отрицательные ореолы золота.

При крупномасштабных металлометрических поисках, ориентированных на выявление месторождений и рудных тел, необходимо учитывать также общие тенденции перераспределения золота по почвенному профилю. В хорошо дифференцированных почвах золотом всегда более обогащен или иллювиальный (В), или гумусовый (А) горизонт (см. табл. IV.2). В пробу следует включать не только фракцию порядка 0,25 мм, как это рекомендуется рядом исследователей [Качек и др., 1967], но и фракцию мельче 0,07 мм. Крупной фракцией выявляются механические ореолы рассеяния золота, тонкой — солевые. С увеличением мощности аллохтонных отложений и аридности климата поисковая роль солевых ореолов золота возрастает. Подвижное золото, извлекаемое из покровных рыхлых отложений и почв вместе с поровыми растворами или водной вытяжкой, в аналитически улавливаемых количествах (более 0,001γ), присутствует только в материале, отобранном над погребенным золоторудным телом. С увеличением в нем окисленных сульфидов в почвах и аллохтоне возрастает количество подвижного золота. Оно имеет очень важное значение при

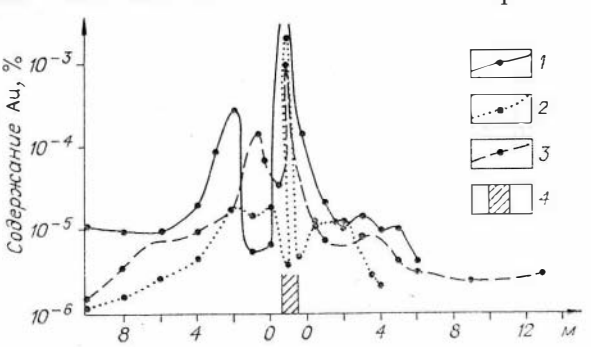


Рис. V.1. Распределение золота в почвах параэлювиального элементарного ландшафта золоторудного месторождения.

Положение профилей, пройденных вкрест простирания рудного столба: *1* — центральная часть; *2* — фланг; *3* — в 65 м от рудного столба; *4* — положение рудного тела.

детализации геохимических аномалий, так как служит прямым указателем местоположения золоторудного выхода, перекрытого мощными аллохтонными отложениями (20—30 м).

Литогеохимические и металлометрические поиски эффективны и в стадию эксплуатации действующих месторождений с целью обнаружения рудных тел, не подсеченных горными выработками или смещенных тектоническими нарушениями. По распределению элементов в околорудноизмененных породах и тектонических структурах представляется возможность по бедным подсечениям предсказывать близость золоторудных столбов, интерпретировать пережимы рудных тел и искать их смещенные части [Росляков, Звягин, 1972].

В методологическом отношении важное значение при разбраковке огромного фонда известных и вновь выявляемых аномалий принадлежит использованию закономерностей распределения золота в поверхностной части зоны окисления, обычно представленной подзоной выщелачивания и являющейся источником металла для гипергенных аномалий. В разделе II.3 сказано, что в орто- и параэлювиальных элементарных ландшафтах подзона выщелачивания очень обеднена золотом. Относительно первичных руд его содержание здесь может быть понижено на 80% и более. Глубина подзоны выщелачивания первые метры, но в благоприятных геологических и климатических условиях она может достигать 20 м и более. Примеры нами приведены выше. Имеются они и у Р. В. Бойля [Boyle, 1979]. Им описаны золото-скарновые месторождения Posita Mine in Nicaraqua и Bau Mining Sarwak, расположенные во влажных районах с обильной растительностью и имеющие подзоны выщелачивания мощностью 6 м и более. Пересчет весовых содержаний, приведенных Р. В. Бойлем, в объемные показывает, что из этих подзон вынесено около 50% золота. Следовательно, при проведении металлометрических поисков в районах, где на известных месторождениях имеются зоны окисления, необходимо при интерпретации гипергенных геохимических аномалий вводить поправочный коэффициент на вынос золота, а в равной мере и других элементов руд, из их источника. В этой связи в ландшафтах с кислым классом миграции могут представлять практический интерес даже слабо выраженные, но развитые на большой площади (3 км^2 и более) аномалии золота и сопутствующих ему элементов. И наоборот, в аридных зонах более контрастные аномалии могут быть менее перспективны.

Детальное геолого-геохимическое картирование окисленных выходов по разработанной нами методике представляется целесообразным также с целью установления местоположения и прогноза первичных руд. Как показано в разделе II.3, с увеличением степени гипергенного химического преобразования зон окисления и усложнения морфологии и состава первичных рудных тел возрастает роль выветрелых пород (а не окисленных руд) как указателей золоторудных выходов.

Наиболее простые окисленные выходы свойственны жильным месторождениям. Здесь даже при хорошо развитой в регионе коре выветривания отчетливо выделяются окисленные золотоносные жилы (рудные тела) и вмещающие их породы, испытавшие сернокислое выветривание. По ряду признаков (интенсивности осветления, лимонитизации, количеству пустот от выщелоченных сульфидов и т. п.) представляется возможность отличать окисленные выходы золото-кварцевых жил от золото-сульфидно-кварцевых и давать им прогнозную оценку (см. табл. I.2 и V.3). При формировании окисленных зон в золото-сульфидно-кварцевых жилах существенное влияние оказывали сульфиды не только жил, но и широко распространенных импрегнаций в околожильноизмененных породах. Поэтому их зоны окисления имеют более сложное строение и вдвое большую мощность по сравнению с таковыми золото-кварцевых жил. В общем, чем сложнее морфология окисленного выхода жил, тем перспективнее на золото его первичные руды.

Если в жильных месторождениях золотоносное окисленное рудное тело визуально отличается от выветрелых околожильных пород, то в месторождениях со сложной морфологией первичных рудных тел для этого необходимо проводить секционное опробование выделенных при картировании выветрелых разновидностей пород (см. табл. I.2). Это исключит разубоживание золотоносных проб за счет возможного попадания в них околорудного выветрелого материала и позволит более эффективно производить оценочные работы.

Общим для зон окисления всех морфологических и формационных типов эндогенных золоторудных месторождений является развитие главным образом двух типов изменения вмещающих пород и первичных руд: каолинизации и лимонитизации. Лишь при наличии в первичных рудах высоких содержаний пирита или пирротина процессы окисления сопровождаются еще и существенным перераспределением кремнезема. Различные количественные и качественные сочетания каолинизированных, лимонитизированных и гипергенно окремненных пород, обусловленные составом первичных руд и околорудных пород, создают специфическое морфологическое строение зон окисления и придают им пеструю окраску. Если золоторудные тела, бедные серными колчеданами, залегают в породах кислого состава, то в их окисленном выходе преобладают осветленные, каолинизированные разности (см. табл. V. 3). При окислении таких золоторудных тел, залегающих в основных и ультраосновных породах, а также в песчано-сланцевых толщах, в выходе доминируют лимонитизированные породы. Гипергенное окремнение развивается как за счет карбонатных околорудных пород, так и при выветривании силикатных пород, вмещающих серноколчеданные руды. Существенно серноколчеданные руды дают железные шляпы и опалы.

Сопоставляя вертикальные профили зон окисления и региональных кор выветривания, можно заключить, что почти на всех поименованных в табл. V.3 месторождениях зоны окисления имеют неполный профиль выветривания и относятся к открытому типу. Полный профиль зоны окисления, развитый до стадии глин, наблюдался нами только на Васильковском и Апрельском месторождениях. В этой связи следует подчеркнуть, что приведенные в табл. V.3 основные морфологические черты присущи главным образом окисленным золоторудным выходам открытого типа с выветриванием пород до стадии каменного структурного элювия. В зонах окисления закрытого типа и золоторудный выход, и выветрелые породы представлены пестроцветными глинами, обогащенными рудным материалом. Мощность глин может достигать 150 м, как это имеет место на Апрельском месторождении.

Таким образом, изучая геологическое строение окисленного выхода, можно с большой степенью достоверности реконструировать местоположение золоторудного тела и определить морфологию и формационную принадлежность его неокисленной части. Однако вещественный состав первичных руд и прогноз золотого оруденения по окисленному выходу можно надежно дать только с учетом геохимических данных. На всех месторождениях золото по вертикальному профилю зоны окисления распределяется неравномерно, образуя обедненные и обогащенные им участки, расположенные на разных гипсометрических уровнях. По этому признаку выделяются следующие подзоны (сверху вниз): 1) выщелачивания; 2) вторичного золотого обогащения; 3) окисленных руд цветных металлов; 4) вторичного золото-сульфидного обогащения. Обобщенные данные по распределению золота в этих подзонах приведены в табл. V.4.

Сложное геологическое строение зон окисления с чередованием отдельных разновидностей выветрелых пород и окисленных руд в значительной мере затрудняет прогноз эндогенного оруденения по окисленным выходам. А. Р. Маккей [Mackay, 1944], Я. В. Майллс [Mills, 1954] и др. для этих целей рекомендуют использовать чистоту золота. В. М. и Д. С. Крей-

Таблица V.3

Основные диагностические признаки окисленных золоторудных выходов

Морфологические типы золоторудных месторождений	Диагностические признаки выходов окисленных золоторудных тел	Морфологические черты выходов околорудноизмененных выветрелых пород	Примеры месторождений
	Золоторудные месторождения		
Жильный золото-кварцевый	Жильный кварц, порою превращенный в дресву, содержит пустоты от выщелоченных сульфидов и псевдоморфозы лимонита по сульфидам. Количество пустот и псевдоморфоз соответствует содержанию бывших сульфидов. Часто встречается видимое золото	В экзоконтактах жил наблюдаются реликты гидротермально измененных пород, главным образом окварцованных. Далее к периферии развиты полосы осветленных, дезинтегрированных пород, затем — пород с корками и пленками лимонита. Около рудных столбов мощность выветрелых пород в 2—3 раза превышает мощность жил	Акжальское, Знаменитое, Центральное (отдельные жилы), Бичанзорское
золото-кварц-сульфидный	Жильный кварц насыщен плотным и землистым лимонитом, обычны кварцевые губки и гипергенные рудные минералы — ярозит, скородит, англезит, смитсонит и др. В протолочках кварца и лимонита обнаруживается видимое золото. Окисленные золото-сульфидные столбы образуют отрицательные формы рельефа, а бедные сульфидами кварцевые участки жил — положительные	Граниты и другие породы кислого состава в окисленном выходе интенсивно осветлены и по мере удаления от жил обогащаются сначала местными, затем привнесенными гидратами окисного железа. Основные, ультраосновные и песчано-сланцевые образования при сернокислом выветривании обогащаются местными и привнесенными гидратами окисного железа. В экзоконтактах золоторудных столбов развиваются полосы интенсивно осветленных часто дезинтегрированных пород	Акбакайское, Берикульское, Дарасунское, Комсомольское, Оганчинское, Центральное
Штокверковый в вулканогенных породах кислого состава	Окисленные золоторудные тела в выходе представлены интенсивно осветленными породами с реликтами кварцитов и кварцевых прожилков, пустоты от выщелоченных сульфидов. Встречается видимое золото	Фон зоны окисления создают в различной степени осветленные породы. Вблизи золоторудного тела они ассоциируют с другими разновидностями выветрелых пород, приведенных в табл. I.2	Погромное, Катрангинское
Вкрапленно-прожилковый в породах кислого состава	Выход золоторудного тела представлен интенсивно осветленными породами, содержащими скородит, малахит, азурит и другие менее распространенные гипергенные рудные минералы.	Сложные морфологические взаимоотношения осветленных пород с соподчиненным комплексом других разновидностей пород зоны окисления и реликтов гипогенной ми-	Дельмачик, Васильковское, Илинское, Ключевское, Козловское

	Чем сложнее их ассоциация, тем перспективнее на золото рудный выход	нерализации	
в породах основного и ультраосновного состава	Выходу золоторудного тела соответствуют породы, интенсивно обогащенные местными гидратами окисного железа и несущие пустоты от выщелоченных сульфидов. Часты жилки лимонита и его сыпучка. С повышением в первичных рудах пирита в выходе возрастает роль осветленных пород	Преобладают породы, пропитанные привнесенными гидратами окисного железа. Процессы сернокислого выветривания не охватывают всю площадь месторождения, поэтому окисленные выходы отдельных рудных тел изолированы друг от друга	Кенгирское, Нижние Теремки
в песчано-сланцевых толщах	Окисленные золоторудные тела представлены породами, в различной степени обогащенными местными гидратами окисного железа. В более монолитных первичных породах сохраняются псевдоморфозы лимонита по сульфидам и пустоты от их выщелачивания, а также кварц-лимонитовые жилки. При содержании в первичных рудах более 10% пирита в окисленном рудном теле присутствуют осветленные породы	В породах, вмещающих окисленное рудное тело, наблюдается обилие пленок и корок лимонита, порою ассоциирующего с окислами марганца	Бакырчикское, Васильевское, Жолпак-Тюбе
на контакте силикатных пород с карбонатными	В золоторудном выходе преобладает обломочный материал в ассоциации с пестроцветными глинами и конкрециями бурых железняков. В обломках присутствует материал рудных выходов. В тяжелой фракции обнаруживается золото	Карбонатные породы пронизаны жилками лимонита, а силикатные — осветлены. Карстовые воронки развиты по простиранию рудоносных структур и тектонически ослабленных зон	Апрельское

Морфологические типы золоторудных месторождений	Диагностические признаки выходов окисленных золоторудных тел	Морфологические черты выходов околорудных измененных выветрелых пород	Примеры месторождений
З о л о т о - с к а р н о в ы е м е с т о р о ж д е н и я	Золоторудные выходы скарнов в карбонатных породах представлены гипергенно окремненными и обогащенными местными гидроокислами железа разностями. Встречаются кремнистые губки, гнезда и прожилки малахита, ассоциирующего с азуритом, лимонитом и видимым золотом. В окисленных золоторудных телах, залегающих в скарнированных силикатных породах, развиваются, кроме того●, осветленные разности	Карбонатные породы пронизаны жилками лимонита, а силикатные — осветлены. Карстовые воронки выполнены материалом разрушенных золоторудных выходов	Натальевское, Синюхинское, Амазаркан-ское
Золотосодержащие месторождения			
П о л и м е т а л л и ч е с к и е	Баритовые шляпы, реликты гипогенных кварцитов, ассоциирующих с баритом, кварцевые и баритовые губки, интенсивно осветленные породы. С увеличением в первичных рудах количества пирита в окисленно рудном теле возрастает роль пород, обогащенных местными гидратами окисного железа. Встречаются гнезда и жилки остаточного лимонита	Сложное сочетание пород, испытавших сернокислое выветривание (см. табл. I.2)	Тушканихинское, Салаирское, Степное
М е д н о к о л ч е д а н н ы е	Типичные железные шляпы, сливные оналы. С глубиной они сменяются кварцевой, ярозитовой, серной, халькозиновой, пиритовой и другими сыпучками и охрами. Максимальные концентрации золота тяготеют к серной сыпучке. Массивные железняки свойственны окисленным пирротиновым рудам, ячеистые и коллоидальные — пиритовым. Над железной шляпой часто развиты кирпично-красные глины, насыщенные обломками и конкрециями лимонита	Железные шляпы окаймляются гипергенно окремненными и пропитанными привнесенными гидроокислами железа породами. На периферии рудных тел силикатные породы осветлены. Строение окисленного выхода более простое, чем в полиметаллических месторождениях. В рельефе фиксируются понижения, обусловленные обрушением горной массы при окислении руд	Вавилонское, Космурун, Николаевское, Каменушинское, Майкаин «С», Сугатовское

теры (1946) приводят примеры оценки по выходам кварц-золоторудных месторождений с количеством сульфидов 1—3, 20—30 и более 90%. По их данным, среднее содержание золота в окисленных рудах месторождений первого типа такое же, как в первичных. В месторождениях, содержащих 20—30% сульфидов, первичные руды беднее окисленных. Зоны окисления существенно сульфидных месторождений под бурыми железняками очень обогащены золотом. Эти данные в общем объективно отражают взаимосвязь между золотом первичных и окисленных руд, но их недостаточно для надежной количественной оценки эндогенного оруденения по выходам. Наши материалы показывают, что на степень концентрирования золота в окисленных рудах оказывают влияние и количество сульфидов, и их состав, а также характер пород, вмещающих первичные руды. Руды, содержащие в различных соотношениях галенит, халькопирит и сфалерит при подчиненном значении серных колчеданов, при окислении дают довольно выдержанные коэффициенты концентрации золота, равные 0,7—2 при доминирующем порядка 1,3. Первичные руды, содержащие более 40% пирита или пирротина, придают окислениым рудам более контрастные коэффициенты концентрации. В слабо дифференцированных зонах окисления золотом обогащены железные шляпы. В интенсивно переработанных зонах окисления железные шляпы почти стерильны на золото, но оно накапливается в более глубоких горизонтах.

Имеющийся у нас материал по распределению широкого спектра элементов в поверхностной части открытых и погребенных окисленных выходов и в первичных рудах, за счет которых они сформированы, позволяет наметить следующие геохимические критерии прогноза эндогенного золотого оруденения по данным опробования поверхности.

Наряду с геологическими признаками, приведенными в табл. V.3, прямыми указателями местоположения и первичного состава золоторудного выхода являются ореолы с содержанием золота более 0,1—3 г/т, серебра — более 6 г/т, свинца — более 0,3%, мышьяка, бария и стронция — более 0,06, сурьмы — более 0,03, кадмия, таллия, ртути и висмута — более 0,001, молибдена, селена и теллура — более 0,0005%. Ореолы этих порядков в поверхностной части зон окисления пространственно накладываются друг на друга и по простиранию окисленного выхода имеют прерывистое линейно-вытянутое строение. Их количество вкрест простирания рудоносных структур обычно соответствует количеству промышленно интересных рудных тел. Отсутствие ореола высокого порядка какого-либо из вышеназванных элементов свидетельствует о малой его промышленной значимости в первичных рудах.

Ореолы с более низкими содержаниями перечисленных элементов, а также цинка и меди имеют большие размеры и не позволяют на фоне пород, претерпевших сернокислое выветривание, наметить контуры отдельных рудных тел. Они свидетельствуют лишь о возможной близости рудного тела и служат дополнительным оценочным указателем только на те выходы, в первичных рудах которых эти элементы принадлежат к элементам-примесям.

Комплекс элементов в ореолах позволяет уточнить состав сульфидов в первичных рудах. Присутствие в подзоне выщелачивания совместных ореолов Au, Pb, Bi, Ag, Mo, Se, Te убедительно свидетельствует о присутствии в первичных рудах теллуридов и селенидов благородных металлов при доминирующей роли галенита. О выходе существенно сфалеритовых руд свидетельствуют ореолы Cd, Mo, Hg, Se, In, Zn; пиритовых и пирротиновых — Co, Bi, W, Ti; арсенопиритовых — As, Co, Ti; халькопиритовых — Se, Te, Ag, In, Sb, Cu и блеклых руд — Cu, As, Sb, Se, Te. Окисленные выходы золотополиметаллических руд обычно содержат весь комплекс перечисленных элементов.

Относительное обогащение или разубоживание окисленных выходов главными элементами первичных золотоносных руд и их спутниками на

Средние содержания золота и его коэффициенты концентрации в подзонах зоны окисных из

Морфологический и формационный типы эндогенных золоторудных месторождений	Подзоны зоны окисления					
	выщелачивания			вторичного золотого обогащения		
	n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K
Жильный						
Золотокварцевые жилы	107	0,01—27,0 / 1,6	0,4—0,8 / 0,5	70	0,2—96,8 / 6,2	1,1—7,2 / 1,7
Околожильные породы	218	0,01—1,0 / 0,4	0,7—1,2 / 1,0			
Золото-сульфидно-кварцевые жилы	205	0,4—59,2 / 23,6	0,2—4,2 / 0,5	179	19,6—79,3 / 48,2	0,8—5,7 / 3,2
Околожильные породы	1123	0,07—3,1 / 0,6	0,2—8,3 / 0,8	71	0,2—8,6 / 5,2	0,6—9,5 / 5,3
Штокверковый						
Окисленные руды	510	0,74—11,3 / 2,5	0,2—0,5 / 0,3	27	3,75	1,1
Выветрелые породы	367	0,42	0,3	121	0,8	1,7
Вкрапленный и прожилково-вкрапленный						
Окисленные руды	1131	1,0—3,1 / 1,8	0,3—2,9 / 0,4	779	3,5—10,8 / 6,7	1—10,6 / 2,0
Выветрелые породы						
Золоторудные месторождения в скарнах	2715	1,1—1,9 / 1,6	0,2—0,4 / 0,3	Имеет место		
Полиметаллический	351	0,92	0,5	145	2,8	1,7
Медноколчеданный Майкаин «С»	394	8,1	5,1	372	15,9	13,8
Космурун	79	0,02—0,1 / 0,07	0,01—0,05 / 0,03	189	9—23 / 11,0	3,8—11,9 / 5,1
Полиметаллический (по литературным данным)						
Медноколчеданный (по литературным данным)						

Примечание. n — количество пробирных анализов; $\bar{x}$ — пределы средних содержаний в этом типе (в знаменателе), г/т; K — пределы средних коэффициентов концентрации золота в месторождении (в знаменателе).

каждом месторождении несколько различно. Но во всех случаях наиболее выщелочены элементы в открытом типе выхода. В погребенных же выходах некоторые из главных элементов первичных руд, в том числе и золото, наоборот, могут накапливаться. Поэтому оценка золоторудного выхода в каждом конкретном случае должна производиться с учетом следующих условий:

1) общей геологической позиции изучаемого выхода, его морфологии, степени развития региональной коры выветривания и аллохтонных рыхлых отложений;

Таблица V.4

ления золоторудных месторождений (по данным пробирных анализов, заимствован- архивных материалов)

(по распределению Au)

окисленных руд цветных металлов			вторичного золото-сульфидного обогащения			в целом по зоне окисления		
n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K	n	$\bar{x}$	K
						1827	0,01—27,7 / 17,8	0,4—1,7 / 1,4
						513	0,01—1,8 / 0,6	0,7—1,6 / 1,1
90	8,1—45,4 / 30,0	0,5—3,5 / 2,2	309	31,7—131,8 / 65,8	0,9—9,1 / 4,7	1011	0,4—131,8 / 25,7	0,2—9,1 / 2,4
77	4,4	0,7—4,4 / 3,2	122	2,8—8,8 / 5,1	3,4—10,6 / 6,2	3222	0,7—8,8 / 1,1	0,02—23,5 / 1,4
29	3,0	0,9	70	3,19—10,6 / 5,2	0,9—3,3 / 1,6	411	0,74—11,3 / 6,0	0,2—3,3 / 1,2
						488	0,4—0,8 / 0,6	0,3—1,7 / 1,0
6394	1,9—3,9 / 3,2	0,8—0,9 / 0,8	3750	2,3—9,9 / 6,5	0,9—8,5 / 3,4	12878	3,1—5,6 / 3,9	0,3—10,6 / 2,3
						178	0,4—0,8 / 0,6	1,1—2,0 / 1,6
			Масштабы обогащения малы [Щербаков, 1961]			2715	1,1—1,9 / 1,5	0,2—0,4 / 0,3
50	0,97	0,6—2 / 1,3	23	15,4	11,9	739	0,9—15,4 / 1,6	0,5—11,9 / 1,3
913	5,2—49,6 / 23,7	4,7—39,2 / 17,8	1791	8,5—155,5 / 64,7	10,8—118,1 / 56,1	3470	5,2—155,5 / 42,2	4,7—118,1 / 35,6
58	6,9—30,1 / 13,9	5,3—12,2 / 7,8	43	1,6—4,0 / 2,3	1,2—2,7 / 1,7	369	0,02—30,1 / 8,1	0,01—12,2 / 4,1
							0,5—30,0 / 6	0,7—2,0 / 1,3
							4,5—22,9 / 10	1,6—12,9 / 3,5

золота в месторождениях рассматриваемого типа (в числителе) и наиболее вероятные его содержания
рождениях рассматриваемого типа (в числителе) и наиболее вероятный коэффициент для данного

2) истории формирования зоны гипергенеза, неотектоники, уровня эрозионного среза и современных грунтовых вод;

3) физико-географических условий;

4) ассоциации типоморфных гипергенных рудных минералов;

5) специфики поведения элементов первичных руд в окислительных процессах и характера их распределения в морфологических разновидностях окисленного рудного выхода. При этом особое внимание следует обращать не только на высокие, но и пониженные содержания золота.

В поверхностной части зоны окисления более обычны содержания золота 1 г/т и ниже, особенно во вкрапленных, прожилково-вкрапленных,

Таблица V.5

Поправочные коэффициенты для прогноза содержаний золота и сопутствующих ему элементов в первичных рудах по их содержанию в поверхностной части зоны окисления

Поправочные коэффициенты	Тип золоторудного выхода	
	открытый	погребенный
0,1—0,5		Ag, As, Mn, Pb, Sr
0,5—0,8		Sb, **Au**
0,8—1,1	Sb, Sn, Ba	Cu, Bi, W, Sn
1,1—1,5	Ag	Cd, Se
1,5—2,0		Co
2—3	Bi, **Au**	Mo
3—5	As, Co, Sr, Mn	Te
5—10	Cd, Mo	
10—20	Cu, Pb	
20—30	Zn	
30—40		Zn

полиметаллических и медноколчеданных месторождениях. Низкие содержания золота, получаемые при опробовании пройденных по подзоне выщелачивания мелких горных выработок, совсем не означают, что под нею нет богатых руд. В качестве прогнозной оценки продуктивности глубоких горизонтов окисленных руд и перспектив их первичных руд приемлемы поправочные коэффициенты, приведенные в табл. V.4 и V.5.

Интерпретируя геохимические данные с учетом поправочных коэффициентов и зная морфологические особенности золоторудных выходов, можно с большой достоверностью давать прогноз месторождению в целом, а в его пределах устанавливать положение отдельных интенсивно выщелоченных выходов и производить количественную и качественную предварительную оценку их первичного состава.

Предлагаемые принципы и методы оценки первичных руд применимы при поисково-разведочных работах на новых месторождениях в районах, где развиты зоны окисления и коры выветривания, и в первую очередь на Салаире, Урале, в Казахстане, Западном Алтае, Кузнецком Алатау и в Забайкалье. В этих экономически освоенных районах известны, кроме того, законсервированные и заброшенные месторождения. Во многих из них разрабатывались только окисленные руды, а глубокие горизонты с достаточной детальностью не разведывались. Более того, в настоящее время существенно изменились в сторону меньших содержаний требования, предъявляемые промышленностью к первичным рудам. Ревизия окисленных законсервированных и заброшенных месторождений в старых горнорудных районах, несомненно, возродит некоторые из них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования по геохимии золота в корах выветривания, покровных рыхлых отложениях и почвах позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Статистическое изучение распределения золота в различных зонах региональной коры выветривания и в исходных породах с кларковым его содержанием показало, что оно противоречит нормальному закону. В процессе выветривания золото может заметно перераспределяться. Его среднее содержание в коре выветривания каолинового типа составляет 4,87 мг/т. Коэффициенты концентрации золота в отдельных зонах профиля выветривания меняются от 0,1 до 8, при среднем 1,14. Обогащенные золотом горизонты приурочены к нижним границам наиболее мощных зон профиля выветривания и контролируются изменением физико-химических условий среды.

В коре выветривания золото сосредоточено в реликтовых и новообразованных минералах. Поведение его при корообразовании в значительной степени обусловливается распределением и устойчивостью к выветриванию минералов-концентраторов исходных пород. Породообразующие и главным образом темноцветные минералы служат источниками миграционно-способного золота в коре выветривания. Преобразование их в глинистые минералы происходит практически во всех зонах, и поэтому в каждой зоне существуют источники миграционно-способного золота, которое в конечном счете соосаждается с новообразованными минералами или сорбируется ими. За пределы профиля выветривания мигрирует незначительная часть золота, и лишь при особо благоприятных условиях его вынос может составить 50—70% (латеритный профиль).

Ряды миграции элементов, рассчитанные для различных профилей региональных кор выветривания, различаются между собой и с теоретически возможными, что не может быть объяснено только различием выветривающихся пород и условий выветривания, и определенно указывает на существенное влияние наложенной минерализации на образовавшиеся профили выветривания. И поэтому, строго говоря, они не являются рядами миграции элементов в процессе кислого окислительного выветривания, а скорее отражают в какой-то степени суммарный эффект их поведения и в древнем кислом процессе, и в более поздних, наложенных, процессах.

Основными геохимическими барьерами, контролирующими гипергенное концентрирование золота при кислом классе выветривания пород с его кларковым содержанием, служат восстановительный, сорбционный, щелочной, а также кислый, кислородный и концентрационный, определяющийся устойчивостью к выветриванию минералов-носителей золота и содержанием его в них.

При выветривании пород с кларковым содержанием золота промышленных его концентраций в зоне гипергенеза не образуется. Максимальные его количества в остаточных продуктах не превышают 50 мг/т. Поэтому

более высокие содержания золота в корах выветривания служат важным поисковым критерием эндогенного золотого оруденения.

2. В процессе выветривания пород эндогенных ореолов рудных полей золото обладает повышенной подвижностью. За пределы полного профиля выветривания его мигрировало около 50%, но содержания элемента в элювии рудных полей остались более высокими по сравнению с элювием региональных кор выветривания. Наиболее интенсивно мигрирует золото в щелочных и кислых средах.

Миграция золота сопровождается его перераспределением по профилю выветривания и образованием горизонтов вторичного золотого обогащения. Наиболее выдержанный по содержанию золота и мощности горизонт тяготеет к нижней части коры выветривания. Степень золотого обогащения находится в прямой связи с интенсивностью дифференциации элементов в коре выветривания и мощностью покровных рыхлых отложений, предохраняющих ее от эрозии и современных процессов выветривания. Вторичные горизонты золотого обогащения в пределах ореолов рудных полей могут представлять экономический интерес как самостоятельные месторождения инфильтрационного генезиса.

Золоторудные поля по распределению золота в элювии выделяются более контрастно, чем по эндогенным ореолам. Коэффициент его корреляции в системе исходная — выветрелая порода может иметь даже отрицательное значение. Разность между содержанием золота в этой системе достигает ±250 мг/т.

3. В вертикальном разрезе зоны окисления по распределению золота выделяются сверху вниз подзоны: выщелачивания, вторичного золотого обогащения, окисленных руд цветных металлов и вторичного золото-сульфидного обогащения. Средний коэффициент концентрации золота в этих подзонах варьирует в пределах 0,2—0,5; 1—10; 1—1,5; 2—30 соответственно. Наложенные на древние зоны окисления гипергенные процессы осложняют эту зональность, образуя дополнительные и усиливая бывшие горизонты вторичного золотого обогащения. Могут возникать золоторудные столбы с концентрацией золота в 100—1000 раз выше, чем в первичных рудах. Горизонты вторичного золотого обогащения развиваются даже в пределах одного рудного тела на разных гипсометрических уровнях, что определяется тектоническим строением, составом руд и другими внешними факторами. Промышленные горизонты вторичных руд присутствуют не на всех месторождениях. Это в первую очередь относится к месторождениям кварц-золоторудной формации.

В результате гипергенного перераспределения элементов в зоне окисления формируются три типа рудных концентраций: остаточная, химически переотложенная и комбинированная. Гипергенное концентрирование золота контролируется теми же условиями, которые приводят к образованию аномальных горизонтов в профиле региональных кор выветривания, но здесь вступают в действие дополнительные очень важные факторы, такие как обратная зависимость растворимости золота от размера его частиц и состава растворов, гетерогенность физико-химических свойств растворов зоны окисления, влияние электродных реакций и определенного вида бактерий на окисление золотоносных сульфидов, содержание и состав сульфидов в первичных рудах, а также последовательность их окисления и химическая активность вмещающих пород. При прочих равных условиях, чем больше в рудах сульфидов, особенно серных колчеданов, мельче размер золотин, дифференцированнее зона окисления, тем большую роль в ней играют гипергенные рудные концентрации золота. Вместе с золотом накапливаются серебро, медь и некоторые другие элементы первичных руд, хотя максимумы их концентраций по вертикальному профилю разобщены.

В зонах окисления золото, как известно, находится в форме самородных частиц, в виде электрума, в тонкодисперсном состоянии в гипергене-

ных минералах. Обнаруживается оно в поровых растворах и водных вытяжках окисленных руд. Это золото представлено комплексами $Au(OH)_2^-$, $AuCl_2^-$, $Au(OH)Cl^-$ и др. По мере удаления от окисленных выходов и нейтрализации кислых сульфатных растворов их наиболее вероятная эволюция может быть представлена следующим рядом: $AuI_2^- — AuBr_2^- — AuCl_2^- — AuBr_4^- — Au(OH)Br^- — Au(OH)Cl^- — Au(OH)_2^- — Au(OH)_4^-$. С глубиной теоретически возможное многообразие комплексов золота уменьшается, начинают доминировать его сульфидные комплексы, при разрушении которых происходит гипергенное рудное концентрирование благородного металла.

Руды зоны окисления представляют собой самостоятельный формационный тип золотого оруденения и играют важную роль в россыпеобразовании.

4. Среднее содержание золота в аллохтонных рыхлых отложениях, по нашим данным, 2,7 мг/т. В пределах ореолов рудных полей аллохтон содержит повышенные концентрации золота, которые в гумидных районах тяготеют к основанию рыхлой толщи, а в аридных — к ее верхней части. В условиях засушливого климата золотом обогащается приповерхностная часть рыхлого покрова за счет испарительной концентрации, увлажненный климат способствует инфильтрации элемента к основанию разреза рыхлых образований.

Рыхлые отложения, перекрывающие золоторудные выходы, отличаются весьма неравномерным, в общем повышенным содержанием золота. При мощности аллохтонных образований порядка 30 м средний кларк его концентрации около 1,5. С уменьшением мощности рыхлого покрова он может достигать более высоких значений. Золото здесь проявляет прямые корреляционные связи с элементами первичных руд — свинцом, мышьяком, медью и др., но не коррелирует с его содержанием в подстилающих породах.

В аллохтонных отложениях, развитых над золоторудным столбом, присутствует самородное и подвижное золото, вытесняемое из рыхлых пород дистиллированной водой. Это золото находится в виде комплексных соединений типа $Au(OH)_2^-$, $Au(OH)Cl^-$ и др. Оно более чем на 50—100 м от рудного выхода не мигрирует.

5. Установлены средние содержания золота для главных типов почв, развивающихся на породах с околокларковым его содержанием. Они варьируют от 1,2 до 10,6 мг/т. Большие значения свойственны горным почвам, меньшие — почвам равнинных областей. Относительно почвообразующих пород коэффициент концентрации золота в почвах возрастает от горно-тундровых к сероземным, бурым, серо-бурым, мерзлотно-таежным, таежным дерновым, подзолистым, черноземным и каштановым почвам. При формировании кислых почв золото мигрировало, а нейтральных и щелочных почв — было инертным. Подвижности золота способствовала фульвокислота, агрессивно разлагающая исходные породы и образующая очень устойчивый золото-фульватный комплекс, а также сильно окислительная обстановка.

Почвы, развивающиеся за счет пород с аномальными концентрациями золота, характеризуются разбросом его содержаний от десятых долей миллиграмма до десятков граммов на тонну. По статистическим параметрам распределения золота в почвах отчетливо выделяются золоторудные поля и месторождения.

Золото в почвах, развивающихся за счет коренных пород эндогенных ореолов рудных полей, образует положительные и отрицательные аномалии, генетически связанные как с гипергенным перераспределением, так и с унаследованностью от первичных пород.

Почвы золоторудных месторождений также характеризуются аномальным распределением золота. Аномалии имеют сложное строение, порой

смещены по склону. По мере приближения к погребенному золоторудному выходу в них расширяется спектр коррелирующихся с золотом элементов и комплексность состава.

В районах с мощными аллохтонными отложениями содержание золота в почвах над погребенными месторождениями превышает среднее значение в 3—6 раз и составляет 6,3—9,6 мг/т. Такие содержания позволяют обнаруживать скрытое месторождение путем опробования почв, но применяемые на практике аналитические методы с чувствительностью 10 мг/т не представляют такой возможности.

Золото в почвах месторождений находится в самородном и растворенном состоянии. Растворенное золото в почвах присутствует только над золоторудными телами, притом даже тогда, когда они перекрыты мощным аллохтоном (до 30 м). Наиболее вероятные формы растворенного золота представлены золото-фульватными, сульфидными и гидроксокомплексами.

6. Разработана методика картирования зон окисления и выявлены основные морфологические черты золоторудных выходов. В зонах окисления месторождений, залегающих в породах кислого состава и содержащих в первичных рудах незначительное количество пирита или пирротина, преобладают осветленные (каолинизированные) породы. На их фоне развиваются остальные морфологические разновидности пород, претерпевших сернокислое преобразование — лимонитизированные, окремненные и др. Месторождения аналогичного состава, но залегающие в основных и ультраосновных, а также в песчано-сланцевых образованиях, в окисленном рудном выходе представлены преимущественно лимонитизированными породами, но лимонитизация не достигает стадии бурых железняков. Железные шляпы возникают при окислении только массивных серноколчеданных руд вне зависимости от состава вмещающих пород. В карбонатных породах или на их контакте с силикатными окисление сульфидов сопровождается развитием рудного карста и гипергенного окремнения.

7. На основе геологического строения окисленных золоторудных выходов и геохимических данных предлагаются принципы прогноза и поисков эндогенного золотого оруденения, перекрытого мощными аллохтонными отложениями.

Абишев В. М., Шурунов М. В. Некоторые особенности строения и состава зоны окисления и коры выветривания Васильковского месторождения.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата, 1972, с. 101—102.

Алабин Л. В., Митюшин А. М. Рудные столбы и перспективы Центрального месторождения.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 136—139.

Алабина А. А., Росляков Н. А., Сотников В. И. и др. Особенности распределения золота и молибдена в породах Давендинско-Ключевского рудного узла.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, с. 75—83.

Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М., Госгеолтехиздат, 1960а. 215 с.

Альбов М. Н. Определение зоны вторичного обогащения в жильных месторождениях.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1960б, с. 58—64.

Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах. Новосибирск, Наука, 1977. 208 с.

Аношин Г. Н., Потапьев В. В. Золото в гранитах Колыванского (Алтай) и Хангиллай-Шилинского (Забайкалье) массивов.—Геохимия, 1966, № 9, с. 1070—1075.

Аношин Г. Н., Пережогин Г. А., Мельникова Р. Д. О некоторых методических вопросах применения радиоактивационного анализа к изучению геохимии золота.— В кн.: Анализ и технология благородных металлов. М., Металлургия, 1971, с. 295—297.

Аристов В. В. К вопросу об оценке выходов золоторудных месторождений.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М., МГРИ, 1947, с. 18—25.

Афанасьев М. Н. Опыт геохимических поисков золота в пределах Саралинской группы месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 195—199.

Аферов Ю. А., Звягин В. Г., Рослякова Н. В., Росляков Н. А. и др. Золото в породах, растениях и водах Дарасунского месторождения.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3(5). Чита, 1968, с. 146—149.

Баас-Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Проблемы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1962, с. 11—84.

Бадалов С. Т., Касымов А. К. К геохимии золота и серебра в рудных месторождениях Алмалыка (УзбССР).— Узб. геол. журнал, 1961, № 5, с. 55—64.

Бадалова Р. П. Главнейшие гипергенные минералы золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана.— В кн.: Проблемы геологии полезных ископаемых. Изд. Ташкентского ун-та, 1966, с. 35—40.

Бакенов М. М. Золоторудные формации Казахстана. Алма-Ата, 1976. 288 с.

Белеванцев Б. И., Колонин Г. Р., Васпльева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах.— В кн.: Физико-химические параметры рудообразования. Новосибирск, Наука, 1981 (в печати).

Белоглазов К. Ф., Усатая Е. С. Поглощение золота из коллоидных растворов различными природными минералами.— В кн.: Материалы ЦНИГРИ. Сб. 3. М., 1938, с. 63—66.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1951. 542 с.

Болдырев А. К., Григорьев И. Ф. Карта главнейших полиметаллических месторождений Русского Алтая. М., Геолком, 1927. 35 с.

Борисов В. А. О закономерностях пространственн го размещения золотого и молибденового оруденения в Амуджикано-Давендинском рудном районе.— В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1963, с. 163—175.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 35. М., 1960. 417 с.

Бородаевский Н. И. О закономерностях размещения, генезиса и типах золотоносности рудопроявлений Калбы.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 41. М., 1962, с. 87—100.

Бугельский Ю. Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М., Наука, 1979. 286 с.

Булынников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1948. 299 с.

Васильев Б. Д. Распределение золота в скарнах Натальевского месторождения.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970, с. 216—219.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарновой золоторудной формации. Новосибирск, Наука, 1972. 240 с.

Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 1. Алма-Ата, 1957. 344 с.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.

Воларович Г. П. О закономерностях размещения золотоносных районов на территории СССР.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 38. М., 1961, с. 3—20.

Воротников Б. А., Попова Л. М., Росляков Н. А. и др. Поведение золота и его спутников в полях золоторудных месторождений северной части Кузнецкого Алатау.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1968, с. 189—196.

Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана.— Геохимия, 1968, № 4, с. 421—431.

Выветривание и литогенез/Казаринов В. П., Гратов В. И., Гурова Т. Н., Казанский Ю. П. и др. М., Недра, 1969, 456 с.

Ганженко Г. Д., Муканов К. М. Вторичная зональность медно-колчеданного месторождения Космурун в Центральном Казахстане (хребет Чингиз).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 4, с. 65—69.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962. 306 с.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968. 568 с.

Геологическая съемка районов развития кор выветривания. Л., Недра, 1973. 73 с.

Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1980. 250 с.

Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния. Чита, 1973. 124 с.

Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале/Глазовская М. А., Макунина А. А., Павленко И. А. и др. М., Изд-во МГУ, 1961. 183 с.

Геохимия серебра сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая/Парилов Ю. С., Паталаха Г. Б., Щербина В. В. и др. Алма-Ата, 1975. 296 с.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М., Госгеографиздат, 1960. 492 с.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 122—132.

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963а, с. 71—101.

Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963б, с. 87—119.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. К вопросу о возрасте коры выветривания в Центральном Казахстане.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 321—322.

Гинзбург И. И., Ольшанский Я. И., Белицкий В. В. Исследования по экспериментальной и технической петрографии и минералогии.— В кн.: Труды ИГЕМ. Вып. 59, М., 1961. 133 с.

Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР/Вифанский К. П., Воскобойников Б. П., Григорьев В. Г. и др. М.—Л., 1931. 431 с.

Горелышев А. В. Методы спектро-золотометрической съемки при поисках золоторудных месторождений. М., ЦНИГРИ, 1967. 11 с.

Горшенин К. П. Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала). М., Изд-во АН СССР, 1955. 592 с.

Грабецкая Н. А. Особенности вещественного состава покровных отложений различных климатических зон.— В кн.: Региональные типы процессов выветривания. Чита, 1970, с. 12—15.

Грибанов А. П. О вторичной зональности некоторых золоторудных месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 21—26.

Григорьев А. М. К вопросу о возможности применения биохимического метода поисков золота в Бурятии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 8. Улан-Удэ, 1962, с. 92—99.

Григорьев А. И. Опыт глубинных геохимических поисков золота в Северном Казахстане.— В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. Вып. 2. М., ВИМС, 1968, с. 267—289.

Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование. Автореферат докт. дис., М., 1971. 75 с.

Григорян С. В., Зубов М. А. Эндогенные геохимические ореолы золоторудных месторождений.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., Недра, 1972, с. 44—52.

Гуреев В.Ф., Зверева Е. А. Экзогенные процессы на площадях проявления золотой минерализации в Западном Узбекистане.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1969, с. 241—249.

Давлетов И. К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, с. 1448—1450.

Денисов Ю. П. Распределение золота в жилах Комсомольского месторождения (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970, с. 220—224.

Денисова Л. Д. Эффективность золотометрической съемки при поисках золоторудных месторождений на Дальнем Востоке.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 149—155.

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск, Наука, 1977. 351 с.

Жданов С. М., Росляков Н. А., Ушаков Г. Д. Установка высокого давления для извлечения поровых растворов из горных пород с целью изучения поведения золота в гипергенных процессах.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния. Чита, 1973, с. 34—35.

Жукова Р. И., Загоскина Е. И. Особенности вторичных ореолов рассеяния золоторудных месторождений на территории Восточной Сибири и Забайкалья.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 218—222.

Заруцкий К. М., Стульчиков В. О., Веденеев Э. В. О связи золотоносности осадочного чехла и докембрийского фундамента на Украинском щите (на примере Верховцевского района).— Докл. АН УССР, 1975. Серия Б, № 7, с. 585—588.

Захаров А. А. Золото в карстовых образованиях предъюрской коры выветривания в Присаянье.— В кн.: Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск, 1972, с. 194—196.

Звягин В. Г. Некоторые особенности локализации рудных столбов на Дарасунском месторождении.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970, с. 292—297.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М., Изд-во АН СССР, 1941. 114 с.

Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Припртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с.

Ильенок С. С. Генезис бонанц Знаменитинского золоторудного месторождения.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 153—156.

Ильин В. Б. Биогеохимия и агрохимия микроэлементов (Mn, Cu, Mo, B) в южной части Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1973. 391 с.

Казанский Ю. П. О распределении реликтовых минералов в профиле каолиновой коры выветривания.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1959, № 8, с. 90—94.

Казанский Ю. П., Боголепов К. В., Ивания Л. А. и др. Мезозойские и кайнозойские формации коры выветривания в Западной Сибири.— В кн.: Осадочные формации Сибири. Новосибирск, Наука, с. 62—76.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1958. 324 с.

Калинин А. П. Некоторые черты геологии зоны окисления Ветренского золоторудного месторождения.— Колыма, 1974, № 4, с. 37—39.

Камалов М. Р., Каравайко Г. И., Илялетдинов А. Н., Абдрашитова С. А. Роль Th. ferrooxidans в выщелачивании мышьяка из концентрата углистых золотосодержащих руд.— Изв. АН КазССР. Серия биол., 1973, № 1, с. 37—44.

Караваева Н. А. Почвы тайги Западной Сибири. М., Наука, 1973. 167 с.

Каравайко Г. И., Кузнецов С. И., Голомзин А. И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М., Наука, 1972. 248 с.

Кассин Н. Г. К характеристике четвертичных отложений Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. 4, N 2, с. 150—165.

Качек Г. А., Седова В. И., Горелышев А. В. Поиски месторождений золота.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 76. М., 1967, с. 243—256.

Каюпов А. К., Каипов А. Д. Полиморфные модификации серицитов из околорудноизмененных пород Акбастау и Космуруна (Центральный Казахстан).— В кн.: Материалы к симпозиуму по критериям рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969.

Квятковский Е. М. О методике геохимических поисков месторождений золота в Забайкалье.— Зап. ЛГИ, 1966, 51, № 2, с. 26—37.

Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л. Недра, 1977. 190 с.

Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963, с. 85—209.

Киселева З. И., Пономаренко Г. И. О возрасте золотоносных рыхлых отложений в бассейне реки Чикоя.— Зап. Заб. фил. геогр. о-ва СССР, 1971, вып. 56, с. 77—82.

Коваленко Л. Н., Латыш И. К. О золотоносности фосфоритоносных отложений Украины.— Геол. журнал, 1973, т. 93, № 6, с. 144—145.

Колчеданные месторождения мира. М., Недра, 1979. 284 с.

Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., Недра, 1975. 213 с.

Коры выветривания Сибири. М., Недра, 1979. Кн. 1—221 с., кн. 2—250 с.

Красников В. И. К вопросу об оценке золотоносности рудных месторождений и ореолов рассеяния по элементам-спутникам в условиях Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968, с. 274—296.

Красников В. И., Сейфуллин Р. С. О роли зоны окисления сульфидных месторождений в образовании золотоносных россыпей Приаргунья.— В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, 1968, с. 35—45.

Крейтер В. М. Материалы к вопросу о миграции золота в окисленных зонах колчеданных месторождений на примере Блявинского месторождения.— В кн.: Труды МГРИ, 1941, т. 17, с. 79—94.

Крейтер В. М. О поведении золота в зоне окисления.— В кн.: Труды Минцветмета, 1947, № 16, с. 23—28.

Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.

Крейтер В. М., Крейтер Д. С. Геологическая оценка золоторудных месторождений по выходам.— Сов. геология, 1946, № 17, с. 68—85.

Кренделев Ф. П., Жмодик С. М., Миронов А. Г. Экспериментальное исследование сорбции золота природными слоистыми силикатами и гидроокислами железа с использованием радиоизотопа ^{195}Au.— Геохимия, 1978, № 6, с. 891—898.

Кузнецов В. А., Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В. и др. Параметры распределения элементов как источник информации об условиях рудообразования.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., Наука, 1979, с. 3—5.

Кузьмин А. М., Шубин Г. В. Илинское месторождение (Восточное Забайкалье). Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1966. 93 с.

Кулебакин В. Г., Росляков Н. А., Цимбалист В. Г. и др. О роли тионовых бактерий в гипергенной миграции и концентрации золота.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 75—86.

Кузнецова М. Ф. Кора выветривания Николаевского медно-колчеданного месторождения и особенности распределения в ней рудообразующих и редких элементов.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, № 7, с. 120—127.

Левин Г. Б. Некоторые особенности размещения золоторудных месторождений и локализации богатых руд в Юго-Западной Калбе.— В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 82—87.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. М., ОНТИ, 1935. 394 с.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., Наука, 1973. 229 с.

Листова Л. П., Вайнштейн А. З., Рябкина А. А. О растворении золота в средах, возникающих при окислении некоторых сульфидов.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., Наука, 1966, с. 189—199.

Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960. 264 с.

Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимия зоны гипергенеза. Минск, 1975. 424 с.

Любавин В. Д. Особенности тектонического развития Забайкалья в послеюрскомеловой период.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 1(3). Чита, 1966, с. 67—70.

Малюга Д. П., Айвазян А. Д. Биогеохимические критерии при поисках рудных месторождений на Юго-Западном Алтае.— В кн.: Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по палеобиогеохимии и палеоэкологии. Баку, Изд-во Азерб. гос. ун-та, 1967, с. 22—23.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., Недра, 1971, с. 312.

Мещанинова Г. С., Мещанинов Е. З. Волластонит-кальцит-кварцевые золоторудные жилы Бичанзора.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. о-ва, 1970, вып. 23, с. 66—68.

Миков А. Д. О современных минеральных новообразованиях в кварцево-сульфидных жилах месторождения Центрального (Кузнецкий Алатау).— Изв. Томского политех. ин-та, 1969, т. 165, с. 125—128.

Миков А. Д. Термические и рентгенометрические исследования лимонитов из золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970, с. 446—454.

Миллер А. Д., Фишер Э. И., Фишер В. Л. Исследование взаимодействия гумусовых кислот с золотом в связи с образованием вторичных ореолов и анализом проб.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния. Чита, 1973, с. 43—46.

Миронов А. Г., Кренделев Ф. П., Жмодик С. М. Моделирование процессов выветривания с помощью радиоизотопов.— В кн.: Symposium Methods of Geochemical Prospecting. Pt. II. Praha, Geol. Surv. Paque, 1979, p. 137—139.

Михалев Ю. М. Результаты литохимических поисков золоторудных месторождений в одном из районов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 191—195.

Напартэ В. А. Структурно-геохимические аспекты зональности золотого оруденения на Дарасунском месторождении.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита, 1973, с. 115—116.

Нарсеев В. А. Общая схема зональности золоторудных месторождений Калбы.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 35—39.

Наумов Г. Б., Рыженко Б. П., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971. 238 с.

Негода В. М. Прогнозная оценка золоторудной минерализации одного из районов Верхнего Приамурья по результатам геохимических исследований.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 199—204.

Нестеренко Г. В., Осипцев С. Р., Воротников Б. А. и др. Вторичные ореолы и потоки рассеяния Итакинского золоторудного поля.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, 1973, с. 75—89.

Нестеров Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970, с. 242—247.

Нестеров Н. В. Ведущая роль процессов гипергенеза при концентрации золота в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 36—41.

Ниязов А. Р., Шербик С. С. Древние золотоносные коры выветривания сланцев на Южном Урале.— В кн.: Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Свердловск, 1971, с. 85—89.

Овчинников Л. Н. Геолого-геохимические условия, определяющие глубинность геохимических поисков рудных месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1980.

Оразбеков Г. Т. Коэффициенты корреляции золота и элементов-спутников в первичных ореолах месторождений Жаналык (Северный Казахстан).— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1972, № 2, с. 77—80.

Осипцев С. Р. Распределение золота и сопутствующих элементов в склоновых отложениях золоторудного месторождения Северо-Восточного Забайкалья.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, 1970, с. 82—84.

Павлов А. Л., Павлова Л. К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, Наука, 1971, с. 121—145.

Парес И. Бактериальное выщелачивание золота. Биологические исследования этого явления. Проблема практического применения. — В кн.: Труды VIII Международного конгресса по обогащению полезных ископаемых. Л., 1968.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1965. 272 с.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., Недра, 1968. 331 с.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975. 342 с.

Петров Б. Ф. Почвы Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1952. 247 с.

Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрена, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, 1960. 152 с.

Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примере некоторых золоторудных районов).— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 285—314.

Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 76. М., 1967, с. 78—112.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., Наука, 1973. 330 с.

Петровская Н. В., Андреева М. Г. Ключевское золоторудное месторождение как представитель золото-турмалинового оруденения (Восточное Забайкалье).— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., Наука, 1969, с. 36—60.

Пещевицкий Б. И., Белеванцев В. И., Земсков С. В. Новые данные по химии соединений золота в растворах.— Изв. СО АН СССР, 1976, вып. 2. Серия хим. наук, № 4, с. 24—45.

Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— Изв. Томского ун-та, 1915, кн. XII, 763 с.

Плаксин И. П., Суслов В. В. Скорость растворения золота при цианировании золотых руд и влияние на нее контакта с поверхностями минералов и металлов.— Сов. золотопромышленность, 1936, № 7, с. 41—47.

Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Наукова думка, 1966. 548 с.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений/Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С. и др. М., Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.

Поликарпочкин В. В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, Наука, 1976. 407 с.

Полькин С. И., Юдина И. Н., Панин В. В. Исследование метода бактериального выщелачивания при переработке упорных арсенопиритовых золотосодержащих концентратов.— Цветная металлургия, 1970, № 22, с. 15—17.

Полькин С. И., Юдина И. Н., Панин В. В., Ким Д. Х. К вопросу о бактериальном выщелачивании мышьяка из арсенопиритового золотосодержащего концентрата в плотных пульпах.— В кн.: Труды ЦНИГРИ, Вып. 107. М., 1973, с. 36—41.

Почвы Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1959. 382 с.

Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М., Наука, 1966. 254 с.

Роговер Г. В. Медноколчеданное месторождение Блява. М., ГОНТИ, 1939. 136 с.

Рожкова Е. В., Серебрякова М. В. Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния.— Сов. геология, 1958, № 4, с. 144—157.

Розанова Н. А. Околожильные изменения пород на Центральном месторождении и некоторые данные о распределении в этих породах золота.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 63. М., 1965, с. 165—172.

Росляков Н. А. О необходимости картирования зон окисления при поисково-разведочных работах на золото.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3(5). Чита, 1968, с. 135—137.

Росляков Н. А. Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск, Наука, 1970. 255 с.

Росляков Н. А. Формы нахождения золота в поровых растворах зон окисления.— В кн.: Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых.— Томск, Изд-во Томского ун-та, 1974а, с. 176—181.

Росляков Н. А. О происхождении и промышленном значении зон вторичного золотого обогащения.— Геол. журнал, 1974б, т. 34, вып. 6, с. 147—150.

Росляков Н. А. Золото в зоне гипергенеза золоторудных месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, Наука, 1976а, с. 112—130.

Росляков Н. А. Поведение золота в гипергенных процессах окислительного ряда.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, Наука, 1976б, с. 131—140.

Росляков Н. А. Проблемы геохимии золота в зоне гипергенеза.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978, с. 50—54.

Росляков Н. А., Звягин В. Г. Геохимические поисковые критерии золоторудных столбов в золото-кварцевых жилах.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 111—119.

Росляков Н. А., Сигилев А. Н. Морфология выходов одного золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье).— В кн.: Тезисы докладов научной конференции геологической секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965, с. 140—141.

Росляков Н. А., Лапин Б. Н., Цимбалист В. Г. Поведение золота в полях золоторудных месторождений Центральной Камчатки (на примере Оганчинского рудного поля).— В кн.: Вопросы золотоносности Дальнего Востока. Благовещенск, 1971а, с. 99—104.

Росляков Н. А., Радостева Н. Е., Цимбалист В. Г. К методике геохимических поисков золоторудных месторождений, перекрытых лессами.— В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, 1975, с. 182—185.

Росляков Н. А., Воротников Б. А., Нестеренко Г. В., Рослякова Н. В. Поиски золоторудных месторождений геохимическими методами.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 36—47.

Росляков Н. А., Непеина Л. А., Цимбалист В. Г. и др. Формы нахождения и миграции золота в коре выветривания золото-сульфидных месторождений.— В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 125—138.

Росляков Н. А., Пещевицкий Б. И., Непеина Л. А. и др. Геохимия золота в процессах образования кор выветривания.— В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1971, с. 720—721.

Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В. и др. Условия гипергенной миграции и концентрации золота.— Геол. и геофизика, 1977а, № 6, с. 99—108.

Росляков Н. А., Сухоруков Ф. В., Щербов Б. Л. и др. Золото в древних корах выветривания каолинового типа.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1977б, с. 46—75.

Рослякова Н. В. Зависимость концентрации золота в рудных столбах Старо-Бериkульского месторождения от условий их образования.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972 с. 146—153.

Рослякова Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Берикульского золоторудного месторождения (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, Наука, 1976, с. 82—104.

Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск, Наука, 1975. 132 с.

Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1974. 471 с.

Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969. 396 с.

Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов/Щербаков Ю. Г., Косалс Я. А., Рослякова Н. В. и др. Новосибирск, 1976, с. 119—176.

Русакова Л. Д., Поваренных А. С. Вторичное обогащение золоторудных месторождений.— Геол. журнал, 1973, № 33, вып. 3, с. 20—31.

Сафронов Н. И., Поликарпочкин В. В., Трушков Ю. Н. Комплексные методы поисков месторождений золота.— Сов. геология, 1960, № 4, с. 92—110.

Сахарова М. С. Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, Наука, 1972, с. 103—111.

Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.

Семашева И. Н. О процессах образования каолиновых глин на примере Ангренского буроугольного месторождения.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2, с. 387—390.

Семенов А. И. К вопросу о возрасте красно-бурых глин юго-восточной части Рудного Алтая.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, 1947, № 7.

Сидоренко А. В., Лукашев К. И. Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза.— Сов. геология, 1971, № 1, с. 3—18.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 688 с.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955. 332 с.

Солодовникова Р. С., Удодов П. А., Бернатонис В. К. и др. Роль природного органического вещества типа гумуса в формировании зон окисления золоторудных месторождений Ольховско-Чибижекского района.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 234—239.

Сорокин Г. И., Гольдмахер И. В. Опыт интерпретации вторичных ореолов рассеяния на одном золоторудном поле Северо-Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 214—218.

Состояние и задачи геохимических исследований при поисках и оценке золоторудных месторождений на территории Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Чита, 1974. 14 с.

Сухарина А. Н., Емельянова Д. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат.— Вестн. ЗСГУ и НТГУ, 1958, вып. 3, с. 19—37.

Сухоруков Ф. В., Росляков Н. А., Щербов Б. Л. Минералообразование и поведение бора, бериллия и золота в процессах выветривания силикатных пород.— В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия. Новосибирск, Наука, 1978, с. 100—113.

Талипов Р. М., Глущенко В. М., Нишанов П. Н. и др. Некоторые закономерности распределения золота и сопутствующих ему микроэлементов в растениях Алмалыкского рудного района.— Докл. АН УзбССР, 1974, № 1, с. 53—54.

Таргульян В. О., Караевский Н. А., Наумов Е. М. и др. Почвы— В кн.: Север Дальнего Востока. М., Наука, с. 234—290.

Таусон Л. В. Проблемы поисковой геохимии.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, Наука, 1976, с. 229—238.

Теняков В. А., Раковский Э. Е., Филиппова Т. П. Распространенность и некоторые черты геохимии золота в бокситах (по данным нейтронно-активационного анализа).— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2, с. 456—459.

Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М., Недра, 1972. 260 с.

Тюрин Н. Г., Каковский И. А. О поведении золота и серебра в зоне окисления сульфидных месторождений.— Изв. вузов. Цветные металлы, 1960, № 2, с. 6—13.

Тюрин Н. Г., Холманский Ю. Б. Об условиях образования гипергенных месторождений золота и серебра.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 6, с. 70—78.

Фишер В. Л. Методы выявления золоторудных месторождений в условиях Северо-Восточного Забайкалья. — Изв. Томског политехн. ин-та, 1968, т. 134, с. 202—207.

Ферсман А. Е. Геохимия. М., Изд-во АН СССР, 1933. 328 с.; 1934 — 354 с., 1937 — 503 с., 1939 — 355 с.

Филонюк В. А., Фомин Д. П., Шиверских Л. В., Алтунин Е. Г. О системе распределения золота в карстовых полостях Южной Якутии.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 5, с. 1189—1191.

Хитаров Н. И., Иванов Л. А. К геохимии молибдена в условиях окисленной зоны.— В кн.: Труды ЦНИГРИ, 1937, № 1, с. 12—27.

Хомич В. Г. Надрудный ореол гидротермального изменения пород — критерий поисков скрытого близповерхностного золотого оруденения.— В кн.: Труды Иркутского политехн. ин-та. Вып. 42. Иркутск, 1968, с. 117—185.

Хьюлин К. Д. Структурные условия отложения руд.— В кн.: Труды МГРИ. Т. XI. М., Изд-во МГРИ, 1938, с. 136—156.

Цефт А. Л., Левинская Д. Я., Выгода Р. М. Изучение кинетики растворения галенита и сфалерита.— Вестн. АН КазССР, 1959, № 2.

Цимбалист В. Г. Спектрохимический метод определения ультрамалых количеств золота.— В кн.: Анализ и технология благородных металлов. М., Металлургия, 1971, с. 310—318.

Цимбалист В. Г. Определение микроколичества золота и серебра в природных материалах методом атомно-абсорбционной спектрометрии.— В кн.: Ядерно-геохимические методы. Новосибирск, 1976, с. 86—94.

Черепнин В. К., Миков А. Д., Грибанов А. П. Вторичная зональность золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау. — Геол. и геофизика, 1973, № 11, с. 43—47.

Чудинов Б. М. Труды треста «Золоторазведка и НИГРИзолото», 1937, 4, с. 59—65.

Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— В кн.: Труды ВАГТ, 1957, вып. 3, с. 70—84.

Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1947, № 4, с. 117—126.

Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана.— М., Изд-во АН СССР, 1950.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.

Шадлун Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале.— В кн.: Труды ГИН. Вып. 96. Серия рудных месторождений, 1948. 103 с.

Шахов Ф. Н. Типы рудных выходов полиметаллических месторождений в районах Салаира.— Изв. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1946, № 1, с. 112—122.

Шахов Ф. Н. Морфологические черты зон окисления.— В кн.: Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 4. Новосибирск, 1960, с. 3—42.

Шахов Ф. Н. Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири.— Геол. и геофизика, 1961, № 10, с. 89—101.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., Недра, 1972. 296 с.

Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., Недра, 1974. 256 с.

Шило Н. А. Совершенствовать методы поисков коренных месторождений золота.— Колыма, № 4, с. 39—40.

Шлыгин Е. Д., Муканов К. М., Гринин В. М., Магомедов С. Г. О гипергенной концентрации золота на золоторудных месторождениях Северного Казахстана.— Вестн. АН КазССР, 1963, № 8, с. 43—46.

Щербаков Ю. Г. Некоторые закономерности золотооруденения на Синюхинском месторождении.— Геол. и геофизика, 1961, № 2, с. 16—30.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967. 268 с.

Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, Наука, 1974. 280 с.

Щербаков Ю. Г. Систематика месторождений золота.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 4—12.

Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота.— Геохимия, 1964, № 6, с. 518—528.

Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др. Параметры распределения элементов как источник информации об условиях рудообразования.— Геохимия, 1980.

Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В. и др. Поиски скрытых золоторудных месторождений геохимическими методами.— В кн.: Symposium Methods of Geochemical Prospecting, Pt. II. Praha, Geol. Surv. Praque, 1979, p. 168—170.

Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В. и др. Геохимические методы при поисках глубокозалегающих и перекрытых месторождений золота.— В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск, Наука, 1980.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов.— Докл. АН СССР, 1939, № 8(22), с. 508—511.

Щербина В. В. Парагенезис гипергенных минералов в зависимости от степени окисления.— В кн.: Труды ГИН. Вып. 39. М., 1940, № 8, с. 23—35.

Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений.— Сов. геология, 1955, № 43, с. 137—147.

Щербина В. В. Основы геохимии. М., Недра, 1972. 296 с.

Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 259—271.

Эльгабали М. М. Механизм связывания цинка коллоидными глинами и сходными с ними минералами.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., НЛ, 1954, с. 237—245.

Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. М., ОНТИ, 1935. 479 с.

Яговкин И. С. Вторичные обогащения сульфидов.— Горн. журнал, 1923, № 12, с. 26—31; 1924, № 1—4, с. 174—180; 295—301; 428—433.

Ясырев А. П., Никитин Н. М. Геохимия золота в осадочных процессах. Тула, 1972. 78 с.

Bateman A. M. Economic Mineral Deposits. New York, 1946. 898 p.

Boyle R. W. The Geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the elements).— Geol. Surv. Canada, 1979. 584 p.

Cameron E. M., Dhurham C. C. Geol. Surv. Canada. Pap. 74 — 1 Pt. A., 1974.

Curtin G. C., Lakin H. W., Neuerburg G. J., Hubert A. E. Utilization of Humus-Rich forest Soil (Mull) in Geochemical Exploration for Gold.— Geol. Surv. Circular 562, 1968, 10 p.

De Mumbrum L. E. K fixation as affected by mineralogy in some soils derived from argilaceous chalk.— Soil. Sci., 1958, v. 86, N 5, p. 276—281.

Dorothy C. Jon exchange in clay and other minerals.— Bul. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, N 6, p. 749—780.

Dunn E. J. Geology of Gold (South Africa , Australia, New Zealand). London, 1929.

Frondel C. Stability of colloidal gold under hydrothermal conditions.— Econ. Geology, 1938, v. 33, N 1, p. 1—20.

Gale C. W. The effect of a strong oxidizing environment on the stability of the gold iodide complex.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1971, N 750—B, p. 140—142.

Garrels R. M., Neaser C. R. Equilibrium distribution of dissolved sulphur species in water at 25°C and 1 atm total pressure.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, v.15, N 1/2, p. 113—130.

Goldschmidt V. W. Geochemistry. Oxford, 1954. 730 p.

Huggens M. L., Sun K. H. Energy additivity in oxygencontaining crystals and glasses.— J. Phys. Chem., 1946, v. 50, N 4.

Jarrell O. W. Oxidation at Chuquicamata, Chile.— Econ. Geology, 1944, v. 34, N 4, p. 251—286.

Kaspar J., Hudes I., Schiller P., Cook G. B., Kitzinger A., Wölfl E. A contribution to the migration of gold the humid mild zone. — Chem. Geology, 1972, v. 10, N 4.

Krauskopf K. B. The Solubility of Gold. — Econ. Geology, 1951, v. 46, N 8.

Kelly W., Cloke P. The solubility of gold in near — surface enviropments.— Papers Michigan Acad. Sci., Arts and Letters, 1960 (1961), Pt. 1, N 46, p. 19—30.

Lajoinie J. P., Fonteiller M. Unegite de skarns lateritises: le gisement aurifere dilly (Côte — d'Ivoire).— Chronique mines et rech. miniere, 1968, v. 36, N 373, p. 143—153.

Locke A. Leached Outcrops as Guides to Copper Ore. London, 1926. 280 p.

Machairas G. Mise en evidence differentes categories dór exodene par l'etude du mode de repartition de l'argent. Peflexions sur le cycle de l'or exodene.— Bul. Soc. franc. mineral. et cristallogr., 1967, v. 90, N 3, p. 387—393.

Mackay A. R. The pyrity of native Gold as a criterion in secondary enrichment.— Econ. Geology, 1944, v. 39, N 1, p. 56—68.

Magdziarz Andrzej. Zlato w strefie wietrzenia masymu ultrazadowego Gegofow — Jordanow na Dolnym Slasku.— Prz. Geol. Poland, 1972, v. 20, N 6, p. 289—292.

Mantei E. J., Brownlow A. H. Variation in Gold contents of the Marysville quartz diorite stock, Montana.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, N 2, p. 225—235.

Mazzucchelli R. H., James C. H. Arsenic as a quide to gold mineralization in laterite-cwered areas of Western Australia.— Trans. Inst. Mining and Metallurgy, 1966, B. 75, Nov., p. 286—294.

Mills J. W. Vertical zoning at the O'Brien Gold Mine, Kewagama, Quebec.— Econ. Geology, 1954, v. 49, p. 423—430.

Mitra S. P., Prakash D. Adsoption of potassium as influenced by concentration and pH of the solution.— Clay Minerals Bul., 1957, v. 3, N 17, p. 151—153.

Olson Harry J. Oxidation of sulfide body Glove Mine, Santa Crus County, Arizona.— Econ. Geology, 1966, v. 61, N 4, p. 731—744.

Razafimanantsoa. Contribution aux etudes de reoonnaissance des qits aurifères de la règion de Masokoamena.— Rapp. Annu. Surv. Geol., 1973, p. 139—142.

Schneiderhöhn H. Die Oxydation und Zementationszone der sulfidischen Erzlagerstätten.— Portschr. d. Mineral. (Stuttgart), 1924, v. 9, p. 469—562.

Seward T. M. The complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 3, p. 379—400.

Shima Makoto. Geochemical prospection for gold, silver, copper, lead and zinc ore deposits (I), Geochemical prospecting for gold an silver ores.— Repts. Scient. Res. Inst., 1953, v. 29, N 2, p. 111—115.

Shima Makoto. On the weathering of rocks and rocks-forming Minerals.— Sci. Papera Inst. Phys. and Chem., Res. 1959, v. 53, June, p. 74—81.

Wrucke C. T. et al. Distribution of Gold, Silver and other Metals Near Gold acres and Tenebo Lander County, Nevada.— Geol. Surv. Circylar 589, 1968. 17 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора 3
Предисловие 4
I. Постановка и методы решения проблемы 6
I.1. К истории вопроса . . . . . —
I.2. Объекты и методы исследования 10
I.2.1. Геолого-геохимические исследования 11
I.2.2. Экспериментальные разработки 18
II. Геохимия золота в корах выветривания 21
II.1. Золото в региональных корах выветривания . . . . . —
II.1.1. Коры выветривания каолинового типа 23
II.1.1.А. Геологические строения кор выветривания каолинового типа —
II.1.1.Б. Распределение золота в корах выветривания каолинового типа 25
II.1.2. Особенности строения кор выветривания латеритного типа и распределение в них золота 40
II.1.3. Место золота в миграционных рядах элементов при корообразовании 43
II.1.4. Факторы, контролирующие поведение золота при выветривании пород с его кларковыми содержаниями 48
II.2. Золото в корах выветривания золоторудных полей 59
II.2.1. Геологическая позиция золоторудных полей и распределение золота в их эндогенных породах (ореолах) . . . . . —
II.2.2. Поведение золота при выветривании пород ореолов рудных полей 63
II.2.2.А. Неполные профили выветривания (гидрослюдистые) . . . . . —
II.2.2.Б. Полные профили выветривания (каолиновые) 68
II.3. Типы зон окисления и поведение золота в процессе их образования . . . 72
II.3.1. Условия формирования зон окисления 73
II.3.2. Типы зон окисления 78
II.3.2.А. Месторождения кварцево-жильного типа . . . . . —
II.3.2.Б. Штокверковые и вкрапленно-прожилковые месторождения (золото-сульфидной формации) 86
II.3.2.В. Месторождения золото-скарновой формации 95
II.3.2.Г. Золотосодержащие месторождения 96
II.3.3. Геохимия золота в зонах окисления 108
II.3.3.А. Зоны окисления месторождений золото-кварцевой формации —
II.3.3.Б. Зоны окисления золоторудных месторождений, содержащих сульфиды 113
II.3.3.В. Основные черты распределения золота в зонах окисления золотосодержащих месторождений 132
II.3.3.Г. Формы нахождения золота в зонах окисления 142
II.3.3.Д. Условия гипергенной рудной концентрации золота 153
III. Золото в покровных рыхлых отложениях 160
III.1. Фон золота в рыхлых отложениях 163
III.2. Распределение золота в покровных отложениях рудных полей и месторождений 167
IV. Золото в почвах 176
IV.1. Поведение золота в процессах почвообразования на породах с его кларковым содержанием 179
IV.2. Аномалии золота в почвах и их связь с эндогенными месторождениями 196
IV.2.1. Почвы золоторудных полей . . . . . —
IV.2.2. Почвы золоторудных месторождений 203
V. Принципы прогноза и поисков эндогенных золоторудных месторождений по гипергенным аномалиям и окисленным выходам 209
Заключение 225
Литература 229

Николай Александрович Росляков

ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Ответственный редактор *Юрий Гаврилович Щербаков*

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Н. Г. Рязанова*
Художественный редактор *М. К. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *А. А. Надточий, А. В. Пименов*

ИБ № 10946

Сдано в набор 09.09.80. Подписано к печати 19.10.81. МН-05271. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 21. Усл. кр.-отт. 21,35. Уч.-изд. л. 20,3. Тираж 1550 экз. Заказ № 280. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.