



**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ,
ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА
И ПОИСКОВ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 533

ПЗ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ,
ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА
И ПОИСКОВ
ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск. 1983



Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены данные по геохимии, геологии и минералогии рудных и россыпных месторождений золота Сибири. Они базируются на большом количестве нейтронно-активационных, атомно-абсорбционных, рентгено- и микроспектральных анализов золота и других методик исследований. Дано теоретическое обоснование дифференциации геохимически родственных элементов в ходе развития процессов рудообразования, при формировании кор выветривания склоновых и аллохтонных отложений, россыпей, почв и химического состава вод. Показаны возможности применения геохимических и гидрогеохимических исследований при поисках и прогнозе золотого оруденения разной формационной принадлежности и ландшафтов.

Сборник предназначен для геохимиков и геологов, изучающих месторождения золота.

РЕДКОЛЛЕГИЯ:

д-р геол.-мин. наук *Ю. Г. Щербаков* (ответственный редактор), д-р геол.-мин. наук *Н. А. Росляков* (ответственный за выпуск), канд. геол.-мин. наук *Г. В. Нестеренко*, канд. геол.-мин. наук *Н. В. Рослякова*.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вряд ли кто-нибудь сомневается в том, что повышение эффективности прогноза и поисков рудных месторождений требует не только привлечения для этих целей самой широкой геологической информации, улучшения аналитической базы, но также зависит от разработанности теоретических принципов и методов сопоставления и оценки всех имеющихся в распоряжении геолога данных. Речь идет, прежде всего, о выявлении общих геохимических тенденций в развитии рудных провинций, районов и месторождений, об умении оценить и использовать геохимические данные для уточнения геологической позиции и предварительной оценки рудных объектов. Не менее важно правильно использовать знание общей геологической ситуации для интерпретации результатов анализов.

Основой развития теории прогноза и методов поиска рудных месторождений, наряду с выявлением общих планетарных, региональных и самых локальных закономерностей пространственного размещения месторождений, становится знание геохимии интересующих нас элементов и их спутников в процессах рудообразования и в ходе всей предшествующей рудообразованию геологической истории региона.

Именно эти и близкие к ним проблемы геохимии и геологии золота, вопросы общей методологии использования геохимических знаний для металлогенического анализа, для совершенствования поисковых методов уже более двадцати лет служат предметом исследований авторов настоящего сборника. Сохраняя верность давним традициям западносибирской геологической школы (В. А. Обручев, П. П. Гудков, М. А. Усов, Н. Н. Горностаев, Ф. Н. Шахов, Ю. А. Кузнецов, В. А. Кузнецов и других исследователей минеральных богатств Сибири), суть которых не только в широте охвата изучаемых проблем и тщательности их общегеологической разработки при полевых и лабораторных наблюдениях, но прежде всего в четкой практической их направленности, Отдел геохимии с самого начала работ Института геологии и геофизики СО АН СССР ведет многоплановое изучение золота и условий его рудной концентрации.

Учитывая повышенный интерес поисковиков и разведчиков золота ко всем прошлым выпускам трудов ИГиГ по актуальным вопросам геологии и геохимии золоторудных месторождений*, мы включили в сборник, как и ранее, статьи, расширяющие возможности приложения геохимии к металлогенным исследованиям, характеризующие закономерности образования и размещения месторождений разных формационных типов, освещающие поведение золота в зоне гипергенеза золоторудных полей, в осадочном процессе и в том числе при развитии россыпей. Отдельно рассмотрены результаты радиогеохимических и гидрогеохимических исследований в полях золоторудных месторождений и показаны их вновь выявленные возможности.

Ю. Г. Щербаков

* Геология и геохимия рудных месторождений Сибири / Под ред. А. С. Митропольского. Новосибирск: Наука, 1965. 254 с.; Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов / Под ред. А. С. Митропольского. Новосибирск: Наука, 1972. 217 с.; Золото и редкие элементы в геохимических процессах / Под ред. Ю. Г. Щербакова. Новосибирск: Наука, 1976. 311 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА

Описаниям закономерностей образования и глобального размещения золоторудных месторождений посвящены труды Дж. М. Макларена [MacLaren, 1908], Э. Дж. Дана [Dunn, 1929] и обширная сводка В. Г. Эммонса [Emmons, 1937] по большинству наиболее известных золоторудных объектов мира. Обширные материалы по строению, составу и геологической позиции месторождений золота приведены В. Линдгреном (1932), В. А. Обручевым (1961, 1963) и Г. Шнейдерхеном (1958). Особое значение в разработке общих принципов регионального металлогенического анализа вообще и золота в частности имели и не утратили его по настоящее время труды Ю. А. Билибина (1961). Наиболее полной по объему данных и широте рассмотренных вопросов металлогении золота в настоящее время по праву считается работа С. Д. Шера (1972, 1974). Упомянутые авторы по-разному подходили к таким проблемам, как оценка источников вещества, и в частности золота, в процессах рудообразования, систематика месторождений и провинций, генезис руд и роль в рудообразовании магматических и вмещающих комплексов пород, и т. д. Однако общей особенностью их работ является разработка в основном собственно-геологических, структурно-тектонических, петролого-минералогических, генетических или экономических аспектов. Вопросы геохимии если и затрагивались, то без рассмотрения данных о глобальном формационном распределении золота и сопутствующих ему элементов, без приложения геохимических знаний к металлогеническому анализу. Применение геохимических данных лишь для оценки физико-химических условий образования золотых руд, а не самих причин их развития в тех или иных рудных провинциях и структурно-формационных зонах определялось до недавнего времени недостаточной чувствительностью аналитических методов определения количеств золота в породах за пределами рудных полей. Мы попытались реализовать такую возможность для металлогенических целей с вовлечением результатов высокочувствительного нейтронно-активационного, а затем и атомно-абсорбционного анализа безрудных пород на золото [Щербаков, 1963, 1967; Щербаков, Пережогин, 1963, 1964]. В настоящее время работ по геохимии золота, в том числе по распределению его в рудных провинциях, настолько много, что было бы трудно перечислить даже важнейшие. Довольно полный аннотированный библиографический список по этому вопросу приведен М. Купер [Cooper, 1971]. Наиболее современное обстоятельное описание геохимии золота и его главных месторождений дано в фундаментальной монографии Р. В. Бойля [Boyle, 1979]. Однако вопросы причинной обусловленности состава, строения, формационной принадлежности, богатства, источников вещества золоторудных месторождений, как и сам факт их возникновения, по-прежнему остаются еще недостаточно разработанными и нуждаются в дополнительном изучении и, как нам представляется, прежде всего именно в геохимическом аспекте.

Поскольку объем статьи не позволяет дать полную картину геохимии золота, мы помимо самой общей его характеристики остановимся на тех особенностях распределения золота и сопутствующих ему элементов, которые можно рассматривать в качестве индикаторов источника вещества различных рудных формаций и типов провинций, фациальности оруденения и его потенциальной практической ценности. Одни из названных закономерностей выявлены ранее и уже опубликованы [Щербаков, 1967, 1974, 1979; Щербаков, Рослякова, 1979; Boyle, 1979], другие в настоящей работе публикуются впервые.

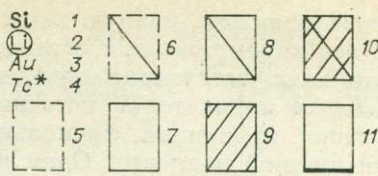
Вместе с тем рациональное использование данных по геохимии золота и других элементов в целях металлогенического анализа требует понимания не только их индивидуальных особенностей, но и общих тенденций геохимической эволюции земного вещества. Обусловленность состава, морфологии и масштабов любых природных концентраций элементов условиями их формирования выявляется наилучшим образом при систематическом сопоставлении количественных соотношений элементов в последовательных продуктах геологических процессов, приводящих к их перераспределению и в конечном счете к рудообразованию. Поэтому прежде чем приступить к рассмотрению конкретных данных по геохимии золота и сопутствующих ему элементов, остановимся на общих принципах и приемах такого анализа. В основу их мы положили геохимическую или, точнее, космогеохимическую систематику элементов по тенденциям их распределения в природе на разных иерархических уровнях организации вещества в минералах, породах, их естественных ассоциациях — формациях, провинциях, геосферах и более крупных космических системах. Именно разработка общих и сопряженных понятий, характеризующих распределение элементов в природных образованиях столь различного порядка, дает возможность вовлечь обширнейшую информацию об их составе в обсуждение генезиса и прогнозной оценки отдельных месторождений, их формационных типов и крупных рудных районов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Сохраняя ранее принятый нами принцип сопоставления относительного распределения элементов в исходных и производных космогеохимических системах [Щербаков, 1965, 1976, 1978, 1981], в рассматриваемой ниже систематике мы попытались углубить ее за счет последовательного четырехкратного дихотомического подразделения элементов с выявлением каждый раз все более частных причин, областей и особенностей их совместной концентрации. За исходные данные мы приняли космическую распространенность элементов и средние их содержания в углистых хондритах типа C1(μ), базальтоидах (ν) и глинистых сланцах (c). Отношения ν/μ и c/ν использованы для подразделения всех элементов на ассоциации, отличающиеся по областям, способам и формам концентрации.

По космической распространенности выделены **главные** ($\geq 10^3$ при $S_i = 10^6$), **малые** ($10 - 10^2$) и **редкие** (≤ 10) элементы. По относительному распределению в спектрах звезд и метеоритном веществе выделены их два типа элементов: легколетучие, образующие большую часть массы космоса, и малолетучие, преобладающие в метеоритах и внутренних планетах солнечной системы (см. рисунок). Далее они подразделены на два класса по их относительной концентрации в базальтоидах — первичном веществе земной коры и углистых хондритах C1 — наиболее отвечающих составу протомантии, т. е. по ν/μ . Элементы, накапливающиеся в базальтоидах $\nu/\mu > 1$, отличаются резким преобладанием в их геологической истории кислородных соединений и заметно отличаются по составу от группы ли-

H																	He				
Li	Be															B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg															Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr				
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc*	Ru	Rh	Rd*	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe				
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At*	Rn				
Fr*	Ra	Ac	Ku*	*	*																
		89	104	105	106																



Лантаноиды и актиноиды

Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Th	Pa	U	Np*	Pu*	Am*	Cm*	Bk*	Cf*	Es*	Fm*	Md*	Nb*	Lr*

Космогеохимическая систематика элементов.

1—4 — по космической распространенности на 10^6 атомов Si: 1 — > 1000 (главные), 2 — от 10 до 1000 (малые), 3 — < 10 (редкие), 4 — Tc* — элементы, известные лишь на полученных искусственно; 5—11 — по средству и распределению в гравитационных системах: легколетучие максимально центробежные, резко преобладающие в составе звезд и внешних планет сравнительно с метеоритами и земным веществом: 5 — оксифильные, 6 — гомеофильные; 7 — малолетучие, резко преобладающие в метеоритах и внутренних планетах, «петрогенные», и в том числе сиалические оксифилы $so = (v/\mu_c > 1$ при $c/v > 1$), центробежные; 8 — сиалические гетерофилы $sh = (v/\mu_c < 1$ при $c/v > 1$), дефицитно центробежные; 9 — фемические оксифилы $fo = (v/\mu_c > 1$ при $c/v < 1$); 10 — фемические гетерофилы $fh = (v/\mu_c < 1$ при $c/v < 1$), центростремительные; 11 — менее подвижные в каждой группе элементы. Средние содержания элементов: v — в базальтоидах, c — в глинистых сланцах, μ_c — в углистых метеоритах типа C1 учтены по А. П. Виноградову (1962); К. К. Turekian, К. Н. Wedepohl, А. G. W. Cameron (1959); E. Anders (1964); G. G. Goles (1969), и др.

тофилов В. М. Гольдшмидта. Они названы нами оксифилами (o). Большинство элементов, не накапливающихся в базальтоидах ($v/\mu < 1$), образуют в зависимости от условий разнотипные соединения с серой, кислородом, частью концентрируются в самородном состоянии и в противовес оксифилам названы гетерофилами (h); v/μ мы рассматриваем как коэффициент оксифильности или подкоровой центробежности.

Классы окси- и гетерофильных петрогенных элементов образуют по два подкласса каждый по отношению к c/v — коэффициенту сиаличности. В глинистых сланцах (c) более накапливаются сиалические ($s = c/v > 1$), в базальтоидах (v) — фемические элементы ($f = c/v < 1$). Фемические гетерофилы fh по области концентрации в космических гравитационных системах центростремительны, что определяется наибольшими плотностями и температурами концентрации образуемых ими соединений. Фемические оксифилы fo образуют менее плотные соединения ввиду преобладания связей их с кислородом и кремнием и являются минимально-центробежными. Сиалические гетерофилы sh наряду с относительно большими удельными весами их минералов отличаются невысокими температурами образования. Мы относим их к дефицитно центробежным ввиду общей их дефицитности в земной коре сравнительно с метеоритным-протомантий-

ным веществом ($v/\mu < 1$) и вместе с тем положительной внутрикоровой центробежностью — сиаличностью ($c/v > 1$). В составе метеоритов они концентрируются в основном в низкотемпературной их фазе и характерны для углистых хондритов и более удаленных от Солнца астероидов, что свидетельствует о конденсации тех и других из горячего газо-пылевого облака. Значительный дефицит этих элементов не только в базальтах, но и в земной коре континентального типа сравнительно с углистыми хондритами объясним значительным удельным весом их соединений и образованием Земли из уже остывшего газо-пылевого облака, что, по-видимому, обусловило их выпадение вслед за железо-никелевым дождем и наибольшую концентрацию в нижней мантии. Наконец, сиалические оксифилы *so* в первично «холодных» планетах типа Земли и Марса занимают центробежную позицию благодаря относительно небольшой плотности (2—3,5 г/см³) и средним температурам образуемых ими соединений. С повышением температур минералообразования до 200—300°C это место они уступают дефицитно-центробежным.

Уточнение геологической позиции каждого из четырех выделенных подклассов петрогенных элементов требует подразделения их на более-менее разобщенные с источниками вещества или, что то же самое, более или менее подвижные группы. Этого подразделения достаточно для индивидуализации каждой выделенной таким образом ассоциации элементов во всех трех рассматриваемых нами аспектах их распределения — вещественном, пространственном и генетическом (см. рисунок).

К наименее разобщенным с источниками и малоподвижным в каждой группе мы относим элементы, накапливающиеся в остаточных продуктах дифференциации. Мерой разобщенности и подвижности элемента каждой группы принята степень их концентрации в производных наиболее разобщенных системах сравнительно с исходными в пределах одного, двух, трех и т. д. порядков. Данное свойство элемента изменяется также периодически. Наименее подвижны четные элементы и, особенно в центральной части таблицы, платиноиды, а наиболее — нечетные, периферические (щелочные металлы и легкие неметаллы). С увеличением центробежности, оксифильности и подвижности элементов возрастает способность и скорость их обмена между геосферами, т. е. цикличность. Так, время пребывания элементов в океане составляет, млн. лет: для Ca — 1,2, C — 1,3, Na — 3,5, K — 8,2, Mg — 15.

Отчетливая периодичность принятых в качестве классификационных индикаторов коэффициентов подкоровой центробежности (оксифильности) v/μ и сиаличности c/v выявляет, как и следовало ожидать, наибольшую близость тенденций распределения элементов у шелл + шринк [Годовиков, 1979] аналогов: Ta — Nb, Zr — Hf, Rb — Cs и т. д., может и должна быть использована для уточнения средних содержаний ряда элементов в тех типах пород, где, судя по резким отклонениям значений названных коэффициентов, они определены недостаточно надежно.

Предложенную систематику целесообразно применять при металлогеническом анализе, потому что она рассматривает и классифицирует элементы одновременно по их сродству, совместной концентрации в ассоциациях определенного генезиса и пространственной позиции. Каждое из подразделений имеет свои специфические черты накопления в каждом рудно-формационном ряду, в каждом типе структурно-формационных зон, геохимических и соответственно металлогенических провинций, в разных по разобщенности с источниками вещества группах месторождений (см. табл. 4). Эта систематика выявляет соподчиненность геохимических свойств элементов и вскрывает как геолого-генетическую, так и физико-химическую обусловленность их выделяемых групп. Так, в ряду редких элементов четко различаются фемические и сиалические, а среди тех и других оксифилы и гетерофилы, в свою очередь подразделяемые на менее

и более подвижные с существенно отличающимися областями и генетическими условиями их концентрации. Предложение Е. А. Радкевич (1959) подразделять рудообразующие металлы и соответственно провинции их накопления на фемические и сиалические в свете данной систематики получает геохимическое подкрепление и возможность соответствующих количественных оценок данного свойства. Ценным для металлогенического анализа представляется уточнение геохимических свойств элементов, которыми определяется и ограничивается рудоносность тех или иных генетических образований. Например, с альпинотипными гипербазитами связаны только малоподвижные, фемические гетерофилы (*fh*), с нещелочными базитами — только фемические оксифильные малоподвижные элементы (*fo*), с плутоническими дифференциатами и пегматитами основных пород — подвижные фемические гетерофилы (*fh*). В такой же мере круг элементов, концентрирующихся в гранитных пегматитах чистой линии, оказывается ограничен сиалическими оксифилами. Состав более разобщенных со своими источниками гидротермалитов соответственно отражает геохимические особенности разреза рудоносных районов. При этом характерна наибольшая концентрация подвижных гетерофилов в месторождениях, приуроченных к глубинным разломам и наиболее перемещенным, удаленным от источников апикальным фациям рудообразования, и т. д. (см. рисунок, табл. 1).

Более чувствительный механизм геохимического анализа на основе рассмотренной систематики в металлогенических целях основан на применении относительных коэффициентов концентрации (ОК) геохимически родственных элементов, сравнительно с их отношением в метеоритном (С1) веществе. Данный метод позволяет сопоставлять многие отношения элементов с различными кларками и тем самым выявлять общий уровень геохимической дифференциации вещества, достигнутый любым комплексом пород и руд в процессах, предшествующих их образованию, оценивать степень фемичности — сиаличности исходного для них вещества, примерный порядок разобщенности месторождений со своими источниками, фациальность рудоотложения (корневую, стволовую, апикальную) и даже позволяет косвенно судить о вероятных масштабах оруденения и его устойчивости на глубину [Щербаков и др., 1980].

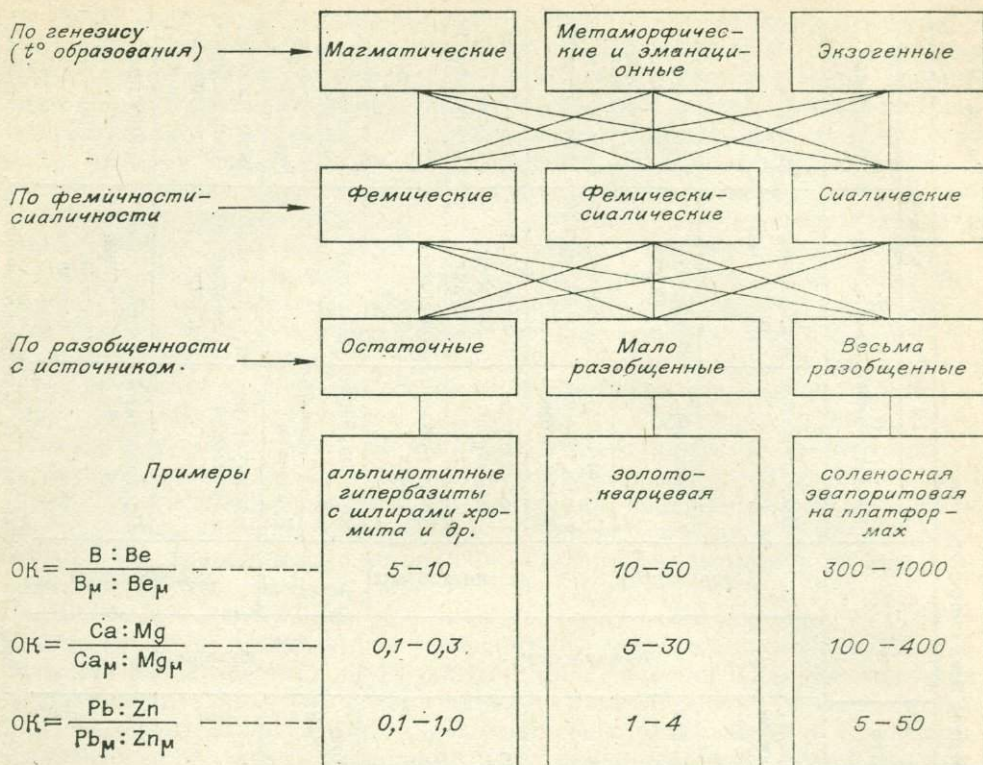
Для расширения возможностей применения предложенной систематики элементов при металлогеническом анализе проведена классификация всех известных петрогенных геологических, и в том числе рудных, формаций, так же как и провинций их развития, на три геологических типа — сиалический, сиало-фемический (переходный) и фемический. В пределах каждого из них мы различаем три основных генетических типа геологических формаций — наиболее высокотемпературный (магматический), среднетемпературный (эманационно-метаморфический) и низкотемпературный (экзогенный). Каждый генетический тип геологических образований по степени разобщенности их с исходным субстратом подразделен на три фациальные зоны развития геологических формаций — наименее (к), средне (с) и наиболее (а) разобщенную. Соответственно переходные между ними фациальные разновидности могут быть охарактеризованы как к-с, с-а и к-а. Индексация фациальных зон и подзон нами заимствована из подразделения Г. Л. Поспеловым (1962) термогидросистем на корневую (к), стволовую (с) и апикальную (а) фации. Таким образом, для каждого геохимического и генетического типа геологических, и в том числе рудных, формаций намечаются более или менее выраженные по три их ряда к, с, а с переходными между ними разностями (см. схему). В наиболее общем случае месторождения сходных генетических и фациальных типов образуют рудно-формационные ряды, отвечающие определенным группам элементов с присущей им подвижностью или степенью разобщенности с источником.

Космогеохимические группы элементов и их концентраторы

Группа элементов	Космическая система	Геосфера	Провинция	Группа пород и формаций					
				Магматические	Эманационные	Экзогенные			
H, C, N, O, F He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn	C ₀	α_0	Звезды, внешние планеты, кометы	Атмосфера, гидросфера, биосфера	Силлические	окисленные	Магматические газы	Экспозиционные	Биолиты
K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ra, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Pa, U, Th, Be, B	C ₄	αh	Хондриты	Кора континентальная			Агпайтовая	Пегматиты, грейзены	Эвапориты, инфильтраты, гидрогенные
Y, Al, Zr, Dy, Ho, Th, Er, Tu, Nb, Hf, Yb, Lu, Si, W, Ta		so			Сиенит-трахитовая, гранит-липаритовая	Кварцевые жилы глубинные	Россыпи и коры выветривания		
Cl, Br, I, S, As, Se, Sb, Te, Bi, Po, Hg, Tl, Pb	C ₃	sh	Углистые хондриты	Мантия	гетерогенные	Гранодиорит-дацитовая	Кварцевые жилы малых глубин	Углеродистые сланцы, биолиты, россыпи	
In, Sn, Cd, Ge, Ga, Mo		sh				Дпорит-андезитовая	Кварцевые штокерки и грейзены		
P, Na, Ca	C ₂	fo	Эвкриты, C1, E4	Кора океаническая	окисленные	Щелочно-базитовая	Пегматиты в габброидах	Хемогенные осадки	
Sc, Ti, V		fo				Базитовая	Россыпи		
Cu, Ag, Au, Zn, Co	C ₁	fh	Мезосидериты, палласиты, октаэдриты	Ядро	Фемические	гетерогенные	Базит-ультрабазитовая	Кварц-сульфидные залежи	Зоны цементации, медистые песчаники, россыпи
Mg, Mn, Cr, Fe, Ni, Rh, Pd, Ru, Os, Ir, Pt, Re		fh					Ультрабазитовая	Скарны, колчеданные метасоматические залежи	Хемогенные осадки, россыпи

Примечания. 1. α — летучие, o — оксифильные, h — гетерофильные, s — силлические, f — фемические, C_1 — центростремительные, C_2 — минимально-центробежные, C — дефицитно-центробежные, C_4 — центробежные, C_3 — максимально-центробежные. Подчеркнуты индексы групп относительно менее подвижных элементов.

2. Элементы каждой группы приведены в последовательности увеличения плотности их ионов в низшей валентности.



ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА

Золото, моноизотопный элемент $^{197}_{79}\text{Au}$, принадлежит к первой В подгруппе шестого периода. Высокий его атомный номер, нечетность и поэтому низкая степень симметрии нуклонов обуславливают очень малую космическую распространенность золота, всего 0,145 атомов на 1 млн. атомов кремния [Cameron, 1959]. Структура атома золота характеризуется заполненным $5d$ подуровнем, что наряду с влиянием $4f$ электронов вызывает особо слабый эффект экранизации сил связи внешнего $6s$ электрона с ядром и объясняет примерно такой же высокий, как у платиноидов, потенциал ионизации (табл. 2). Это позволило Аренсу [Ahrens, 1964] объяснить возрастание на $2v$ первого ионизационного потенциала золота $9,223v$ сравнительно с серебром в первой В подгруппе Cu-Ag-Au и его исключительную химическую инертность. Отсюда следовало допущение полной нейтральности атомов золота в силикатных породах, что, казалось, также подтверждалось выводом Винсента и Кроккета [Vincent, Crockett, 1960a, b] об отсутствии закономерных изменений содержаний золота в различных типах пород и минералов. Настоящую точку зрения до последнего времени разделяет ряд исследователей, однако полученные нами еще в 1963 г. данные о небольшом возрастании содержаний золота в породах по мере увеличения их основности привели нас к мысли о зависимости его распределения от характера кристаллической структуры петрогенных силикатов [Щербаков, Пережогин, 1964]. Наиболее убедительным признаком такой зависимости нам представляется необъяснимое иначе закономерное 3-4-кратное превышение содержаний золота в пироксенах из глубинных эклогитов сравнительно с парагенетичными им гранатами [Щербаков, 1974]. В данном случае интересно, что гранаты отличаются более высоким содержанием железа, чем пироксены. Однако, несмотря на установленную

Свойства золота и некоторых геохимически родственных ему элементов

Характеристика	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Bi	Sb	As
Заряд ядра	79	47	29	30	82	83	51	33
Атомная масса	196,967	107,87	63,54	65,37	207,19	208,98	121,75	74,9216
Космическая распространенность $Si = 10^6$ [Cameron, 1959]	0,145	0,26	212	202	21,7	0,3	0,227	1,70
Потенциал ионизации $I_{1,2,3}$ [Ahrens, 1952]	{ 9,22 20,45 30,00	{ 7,57 21,48 36,00	{ 7,72 20,29 37,08	{ 9,39 17,96 39,70	{ 7,42 15,03 31,93	{ 7,29 16,68 25,56	{ 8,64 18,60 25,32	{ 9,81 18,63 28,34
Радиус атома, Å [Pauling, 1964]	1,44	1,44	1,28	1,34	1,80	1,78	1,66	1,48
Ионный радиус [Ahrens, 1952]	{ (I) 1,37 (III) 0,85	{ (I) 1,26 (II) 0,89	{ (I) 0,96 (II) 0,72	{ 0,74 —	{ (II) 1,20 (IV) 0,84	{ (III) 0,96 (V) 0,74	{ (III) 0,76 (V) 0,62	{ (III) 0,58 (V) 0,46
Ионно-атомный радиус [Лебедев, 1969]	{ — 1,44	{ 1,45 2,02	{ (I) 1,28 (II) 1,47	{ 1,35 1,56	{ 1,75 2,10	{ 1,55 2,01	{ — 1,40	{ — 1,25
Электроотрицательность [Pauling, 1964]	{ (I) 2,3 (III) 2,9	{ — 1,9	{ (I) 1,9 (II) 2,0	{ — 1,6	{ (II) 1,6 (IV) 1,8	{ — 1,9	{ (III) 1,8 (V) 2,1	{ — 2,0
Атомная плотность	19,3	10,5	8,92	7,14	11,34	9,80	6,68	5,73
Температура, С° плавления кипения	1063 2600	960,8 1950	1083 2336	419,47 907	327,3 1620	271,3 1420—1560	630,5 1380	814 615
Нормальная энтропия S^0 [Rosler, Lange, 1966], ккал/кмоль·град, тв. фаза/газ	11,4 41,32	10,21 43,12	7,96 39,74	9,95 38,45	15,51 41,89	13,6 44,67	10,5 43,06	8,4 69,0
Нормальная энтальпия ΔH^0 , ккал/г·моль	82,92	69,12	81,52	31,19	46,34	49,7	60,80	35,7
Изобарный потенциал ΔG^0 , ккал/г·моль	72,83	59,84	72,04	22,69	38,47	40,4	51,1	25,2
Ионная плотность d [Щербаков, 1967]	18,3	17,9 —	16,1 29,7	27,3 —	24,8 —	5,14 28,8	2,91 40,0	2,58 54,5

Характеристика	Hg	Te	Fe	Co	Ni	Pt	Pd	Ir	Rh
Заряд ядра	80	52	26	27	28	78	46	77	45
Атомная масса	200,59	127,60	55,847	58,9332	58,71	195,09	106,4	192,2	102,905
Космическая распространенность $S_i=10^6$ [Cameron, 1959]	0,408	2,91	85 000	1800	27 400	1,28	0,675	0,494	0,15
Потенциал ионизации $I_{1,2,3}$ [Ahrens, 1952]	10,44	9,01	7,87	7,88	7,63	8,96	8,33	9,10	7,46
	18,75	18,59	16,18	17,05	18,15	18,56	19,42	—	18,07
	34,21	30,62	30,64	33,49	35,17	29,00	32,92	—	31,05
Радиус атома, Å [Pauling, 1964]	1,51	1,60	1,26	1,25	1,24	1,39	1,37	1,36	1,34
Ионный радиус [Ahrens, 1952]	—	(IV) 0,70	(II) 0,74	(II) 0,72	(II) 0,69	(II) 0,80	(II) 0,80	—	(III) 0,68
	(II) 1,40	(VI) 0,56	(III) 0,64	(III) 0,63	—	(IV) 0,65	(IV) 0,65	(IV) 0,68	—
Ионно-атомный радиус [Лебедев, 1969]	—	—	—	1,62	1,60	1,37	1,38	1,35	1,58
	—1,50	1,35	1,63	1,25	1,24	—	—	—	—
Электроотрицательность [Pauling, 1964]	(I) 1,8	—	(II) 1,8	1,8	1,8	2,2	2,2	2,2	2,2
	(II) 1,9	2,1	(III) 1,9	—	—	—	—	—	—
Атомная плотность	13,546	6,25	7,86	8,9	8,9	21,45	11,97	22,42	12,4
Температура, С°	—38,87	452	1535	1495,0	1455	1773,5	1549,4	2454	1966
	356,6	1390	3000	2900	2900	4300	2200	>4800	>2500
Нормальная энтропия S° [Rosler, Lange, 1966], ккал/кмоль·град, тв. фаза/газ	18,5	11,88	6,49	6,8	7,20	10,0	8,9	8,7	7,6
	41,8	43,64	43,11	42,88	43,59	45,96	39,91	46,25	44,4
Нормальная энтальпия ΔH° , ккал/г·моль	15,54	47,6	96,68	105	101,61	121,6	93	165	138
Изобарный потенциал ΔG° , ккал/г·моль	7,59	38,1	85,76	94	90,77	110,9	84	154	127
Ионная плотность d [Щербаков, 1967]	14,7	3,24	26,0	29,17	34,6	178,0	97,5	167,7	77,1
	—	43,4	44,5	53,7	—	—	—	—	89,8

нами еще ранее частую прямую корреляцию содержаний золота в породах с железом, в данном случае мы видим еще большую их зависимость от внутренней структуры минералов. Цепочные структуры пироксенов, видимо, оказываются более благоприятными для концентрации золота, чем островные структуры гранатов. Наибольшая сравнительно с другими металлами электроотрицательность золота ((I) 2,3 и (III) 2,9, по Полингу [Pauling, 1964]) характеризует тем не менее соответственно наименьшие его возможности образовать связи ионного типа и относительно большую, хотя, вероятно, все же очень низкую ковалентность. Наиболее выражена в природе способность золота давать металлические связи, концентрируясь в самородном виде.

Величина атомного радиуса золота (1,44 Å) сходна с таковым для серебра, объясняет полную смесимость этих металлов (см. табл. 2). Несколько меньшее, чем у серебра, хотя и высокое, сродство с золотом платиноидов, меди и отчасти железа связано с близостью многих физических и химических свойств этих элементов и в частности их эффективных и атомно-ионных радиусов (см. табл. 2). Проявляется эта близость свойств в составе природных смесей названных металлов — палладистого (порпецита), родистого и медистого золота. Существенным параметром поведения золота в процессах рудообразования представляется нам ионная плотность

$$d_i = \frac{A}{4/3\pi r_i^3}, \text{ где } A \text{ — атомный вес, } r_i \text{ — ионный (эффективный) радиус}$$

Au(III). Ионная плотность отражает относительный уровень свободной энергии иона и тем самым его потенциальную возможность находиться в подвижной фазе [Щербаков, 1963, 1964]. Представляя также функцию термодинамического состояния системы, ионная плотность элементов служит своеобразным параметром их парагенетических ассоциаций. При прочих равных условиях переход элементов из подвижной в твердую фазу с потерей системой тепла происходит приблизительно в последовательности понижения ионных плотностей.

Возможно, пределы устойчивости комплексных соединений также находятся в зависимости от ионных плотностей катионов. Сопоставление состава золотин из месторождений, возникших при разных температурах, позволило нам установить относительно повышенную концентрацию в высокотемпературном золоте элементов с плотностью ионов большей, чем у золота, — молибдена, мышьяка, титана и меди, а в низкотемпературном золоте — элементов с более низкими значениями ионных плотностей ртути, теллура, сурьмы, серебра и таллия. Для золота среднетемпературных месторождений характерна повышенная концентрация элементов с близкой к золоту и немного более высокой, чем у него, плотностью ионов, — цинка, свинца, кадмия, никеля, кобальта [Щербаков, 1963, 1974]. Установленная также на ряде других минералов подобная зависимость последовательности и степени концентрации элементов от их ионных плотностей позволила нам использовать эту величину в качестве своеобразной энергетической координаты рудных, и в частности золоторудных, формаций.

Характеризуя поведение золота в геохимических процессах, нужно отметить высокую подвижность его соединений в широких пределах физико-химических условий образования магматических, метаморфических, осадочных пород и особенно разного рода гидротермалитов. Множественность форм переноса золота и зависимость их от термодинамических условий охарактеризовали в 1969 г. Б. И. Пещевецкий и Г. Р. Колонин (1980). Наиболее распространенные транспортные реакции подвижных соединений золота, механизм которых состоит в ступенчатых замещениях лигандов, приведены в общем виде Х. Гундлахом [Gundlach, 1963]. При понижении температуры гидротермальных растворов постепенно

происходит смена хлор- и бром-комплексов через гидроксокомплексы к соединениям золота с сульфатной и сульфидной серой и теллуром. В этом направлении понижаются произведения растворимости, а также свободные энергии образования устойчивых подвижных соединений Au (I) и (III).

Восстановление самородного золота из различных его соединений происходит довольно легко на минералах в последовательности уменьшения их электродных потенциалов [Сахарова, 1967]. Рудная концентрация золота осуществляется двумя основными способами. Один из них — это соосаждение его с сульфидами, когда практически все золото (даже при высоких его содержаниях в минералах) находится в субмикроскопических выделениях. Другой способ характерен для кварцевых жил либо при отсутствии сульфидов, либо после выделения их основной массы и приводит к образованию сравнительно крупных зерен. В первом случае рассеянная форма золота в рудах определяется его халькофильностью (тиофильностью), во втором — его более высокая концентрация в кварце обусловлена охранными свойствами кремниеслых коллоидов в отношении золота и наибольшей осаждающей способностью самого золота ввиду максимального значения его электронного потенциала.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Основные тенденции распределения золота на Земле состоят в резко выраженной его фемичности ($c/v = 0,6$), гетерофильности ($v/\mu = 0,027$) и центростремительности, что роднит его с платиноидами и в меньшей мере с кобальтом, железом и магнием. Положительная корреляция золота с содержаниями названных элементов отмечается многими исследователями для метеоритов, магматических и других пород. Представление о центростремительности золота, т. е. об увеличении его концентраций в глубь планеты, вытекает из сопоставления его средних содержаний в исходном протопланетном веществе ($\mu = 0,15$ г/т), базальтоидах — первично коровом веществе ($v = 3$ мг/т) и глинистых сланцах ($c = 1,8$ мг/т) и составляет $C_{Au} = c/v \cdot v/\mu = c/\mu C_1 = 0,007$ [Щербаков, 1974, 1976, 1979].

Наиболее устойчивая самородная форма нахождения в природе золота наряду со сравнительно невысоким температурным уровнем (в среднем 150—300°C концентрации его твердой фазы в гидротермалитах) роднит его с гетерофилами, и не только фемическими — железом, серебром, медью и цинком, но и сиалическими, особенно более подвижными — свинцом, висмутом, теллуром и другими сопутствующими обыкновенно золоту в разного типа рудных месторождениях. Невысокие же температуры выпадения золота из горячих растворов наряду с отмеченной множественностью форм его переноса в гидротермальных условиях объясняют весьма высокую подвижность золота и способность его концентрироваться на значительном удалении от своих магматических и иных источников. Вместе с тем происходит это не всегда, поскольку резко выраженная у золота способность восстанавливаться из различных соединений позволяет ему при подходящих для этого температурах отлагаться на небольшом удалении и даже в непосредственной близости от области выноса. Отмеченные особенности миграции и концентрации золота объясняют разнообразие его рудных формаций, отличающихся масштабами разобщенности с источниками образующих их металлов и степенью их концентрации.

Однако перед тем как обратиться к анализу состава и закономерностей распределения месторождений золота, рассмотрим основные черты кларковой золотоносности главных типов пород земной коры, как мы увидим, в первую очередь и определяющие их формационную принадлежность.

В отделе геохимии ИГиГ СО АН СССР начиная с 1963 г. проведено более 20 тыс. анализов золота из пород и минералов с применением нейтронно-активационного метода с предварительным радиохимическим разделением, атомно-абсорбционным и спектрохимическими методами, систематически эталонированными по внутренним и международным стандартам, значительная часть которых нами ранее опубликована, так же как и по результатам других лабораторий и отдельных авторов. Основные выводы по содержанию золота в породах земной коры сводятся к следующему. Прежде всего, можно констатировать, что огромное большинство разновидностей горных пород, не затронутых гидротермальным метаморфизмом, обнаруживает содержания золота от 0,8 до 6 мг/т. Средние для земной коры содержания золота мы оцениваем в 3 мг/т, т. е. ниже соответствующих оценок В. М. Гольдшмидта (5 мг/т), В. В. Щербины (4 мг/т) и даже ниже наших более ранних оценок (3,5 мг/т) [Щербаков, 1979].

Среди магматических пород наименьшие содержания золота (1—1,5 мг/т) систематически обнаруживают малокальциевые граниты. У гранодиоритов и плагиогранитов они повышаются до 2—2,5 мг/т. В основных породах средние содержания золота варьируют в большинстве случаев от 1 до 6 мг/т, приближаясь к нижнему пределу у щелочных габброидов, возрастая у толеитовых до 4—6 и даже до 50—100 мг/т в долеритах трапповых интрузий, с которыми связаны медно-никелевые месторождения севера Сибирской платформы. Высокими средними содержаниями и вместе с тем наибольшим среди магматических пород их разбросом (от 1—2 до 10—30 мг/т) отличаются гипербазиты. В гранитоидных массивах некоторое повышение концентраций золота спорадически происходит в их апикальных и эндоконтактных частях. От ранних порций кристаллизации плутонов, характеризующихся несколько повышенной основностью, содержания золота обнаруживают в общем слабую и не всегда выраженную тенденцию к снижению в последующих фазах кристаллизации пород более кислого и щелочного состава. Эффузивные породы обычно на 20—40% богаче золотом, чем крупнокристаллические глубинные той же основности. Мы объясняем это более полным очищением от летучей фазы, содержащей золото пород интрузивного ряда.

Систематических отличий содержаний золота в рудоносных и безрудных гранитоидах не отмечается. Имеющиеся в литературе некоторые упоминания о закономерном повышении содержаний золота в «специализированных» на этот металл гранитах мы склонны рассматривать как волюнтарный или невольный в данном случае учет какой-то части результатов анализов пород, подвергшихся гидротермальному метаморфизму в пределах рудных полей.

Нами было также установлено и впоследствии подтверждено рядом исследователей увеличение частоты встречаемости повышенных (иногда до двух-трех порядков) содержаний золота в аксессуарных магнетитах и магнетитсодержащих биотитах и мусковитах из гранитоидов, с которыми достоверно устанавливается золотое оруденение. В данном случае мы также склонны допустить несовершенный изоморфизм золота в магнетитах. К этому выводу нас приводит высокий коэффициент корреляции содержания золота в породах и магнетитах с железом, никелем, кобальтом и другими элементами, изоморфизм которых с железом установлен давно и надежно [Щербаков, 1974]. При этом необходимо отметить, что намечается какой-то в общем не очень высокий предел изоморфной емкости магнетита по отношению к золоту, близкий к 70 мг/т, о чем позволяет судить нарушение отмеченных корреляций при включении в выборку анализов с более высокими содержаниями, а также установление в соответствующих образцах магнетита микроскопических включений свободного золота. Во всяком случае, магнетиты с повышенными содержаниями золота свидетель-

ствуют о потенциальной золотоносности гранитоидов, из которых они извлечены.

Большинство разновидностей осадочных пород отличается меньшими содержаниями золота, чем породы магматические. Главный по распространности класс осадочных пород — глины и глинистые сланцы — содержат в среднем 1—1,5 мг/т и лишь изредка более 2 мг/т. Содержания золота в песчаниках составляют в среднем 1,5—2 мг/т и редко превышают 3—4 мг/т, главным образом в граувакковых трансгрессивных фациях золотоносных провинций, содержащих пылевидное золото. Наименьшие его концентрации (0,5—1 мг/т) характеризуют аркозовые и кварцевые песчаники платформ и большинство карбонатных комплексов. В большей степени, чем песчаники, накапливают золото конгломераты, особенно развивающиеся за счет размыва золотоносных пород. Содержания золота в них, как и в некоторых разновидностях черных углеродистых сланцев, повышаются иногда в среднем до 10 мг/т. Существенно при этом, что наряду с подобными «золотоносными» конгломератами и черными сланцами значительно большая доля этих пород характеризуется невысокими содержаниями золота — в пределах 2—4 мг/т. И тем не менее названные классы отложений наряду с осадочными железными рудами мы вправе считать главными экзогенными концентраторами благородного металла.

Среди метаморфических пород наибольшими средними содержаниями (порядка 2—6 мг/т) и вместе с тем неравномерностью распределения золота отличаются метавулканы офиолитовых поясов в зеленокаменной стадии преобразования. Наименьшие концентрации золота (0,5—1 мг/т) характеризуют гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой и амфиболитовой фаций. В золоторудных районах нередко резко повышены содержания золота (до 10—30 мг/т) вокруг натровых гранитоидных массивов, образовавшихся в пределах и за счет пород с более высоким его содержанием (3—6 мг/т), чем остается в гранитах после кристаллизации гранитовой магмы. Также без явно выраженных признаков гидротермального метаморфизма в подобных областях нередко содержания золота возрастают до 10—30 мг/т в участках развития эффузивных пород и особенно вблизи вулканических аппаратов.

Наиболее неравномерно распределено золото в гидротермалитах. При этом оно понижается до уровня 0,5 мг/т в породах, подвергшихся высокотемпературному кислотному выщелачиванию, и возрастает в сотни и тысячи раз в перемещенных метасоматитах, содержащих сульфиды, а нередко и свободное золото. Еще выше содержание его в кварцевых или кварц-карбонатных жилах выполнения, секущих подобные метасоматиты и обнаруживающих многостадийность своего формирования. Перераспределение благородного металла с преобладанием выноса из больших объемов дорудной лиственизации, пропицитизации и грейзенизации пород со все большей его локализацией по мере снижения температур процесса и уменьшением проницаемости пород происходит с переходом от метасоматитов к жилам выполнения, от ранних фаз процесса к поздним и от корневых фаций термогидроколони к стволовым и апикальным. Максимум концентрации золота в гидротермальном процессе достигается чаще всего в близповерхностных жильно-штоковковых эпитермальных месторождениях, приуроченных к нэккам андезитового, дацитового и риолитового состава.

Впрочем, формулировать геохимические особенности образования золоторудных месторождений целесообразней после рассмотрения закономерностей вариации их состава, фациальной и формационной принадлежности в золотоносных металлогенических провинциях разного возраста, строения и геохимического профиля.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

При всем многообразии металлогенических провинций мира золотая минерализация проявилась в какой-то степени повсеместно, хотя и крайне неравномерно. Попытаемся проследить зависимость ее интенсивности не только от времени консолидации складчатых систем и возраста проявившегося в них золотого оруденения, как это обыкновенно и делается, но привлечь также данные об уровне сиаличности — фемичности слагающих каждую провинцию комплексов пород, а по возможности и о других особенностях их строения и геологической истории. При этом (когда позволяет общая изученность рудных полей и районов) особое внимание постараемся уделить зависимости состава и фациальности золотого оруденения от общего состава и степени геохимической дифференцированности вмещающих и подстилающих рудные поля комплексов пород. Состав и геологическую позицию рудных формаций, образующих металлогенические провинции, рассмотрим в возрастной последовательности их формирования и в порядке общего их геохимического развития от наименее дифференцированных фемических до наиболее сложных, прошедших длительную геохимическую эволюцию существенно сиалических. В качестве крупного промежуточного между названными крайними геохимическими типами металлогенических провинций рассмотрим фемическо-сиалические с характерным для них набором золоторудных формаций.

Фемическому типу геохимических провинций соответствуют области, сформированные на ранних этапах развития геосинклиналей, с проявлением ультраосновного — основного магматизма, впоследствии не преобразованные. К фемическим относятся геосинклинали, заложенные, порой предположительно, на океанической коре. Они имеют заметно меньшую распространенность на земной поверхности в сравнении с сиалическими и особенно фемическо-сиалическими. И это понятно, так как их сохранность в первозданном состоянии на протяжении истории развития Земли маловероятна.

Примером древней докембрийской фемической провинции служит Карело-Кольский фемический геоблок Балтийского щита. Сформировавшийся в основном около 3 млрд. лет назад, он практически оставался стабильным на протяжении длительного времени, и «древнее кристаллическое вещество» фундамента в нем не переработано [Боуэс, 1980; Турченко, 1978]. Характерная для него глыбовая тектоника ребольского и постребольского периодов, заложившая мобильнопроницаемые пояса с ультраосновным — основным магматизмом, в целом «фемический облик» Карело-Кольского блока не изменила.

С доробольским периодом развития среды связаны очень бедные и однообразные серноколчеданные и медноколчеданные месторождения, а с базит-гипербазитовым магматизмом — вкрапленное медно-никелевое оруденение. Золотое оруденение в этой провинции представлено некоторыми золото-сульфидными месторождениями: Воицким и Шуезерским. Они расположены в Восточной Карелии, и хотя находятся в пределах фемической провинции, но сформированы в поздний свекофенский период, с проявлением которого связано развитие соседнего свекофенского блока уже иного геохимического (фемическо-сиалического) типа.

Аналогов Карело-Кольской фемической провинции со столь обширной хорошо выраженной минерализацией «чистой линии» фемических же элементов на других щитах мы почти не находим. И все же анализ истории геотектонического развития и формирования комплекса пород ряда древних структур позволяет предположить в них существование скорее всего небольших по площади архейских фемических комплексов основания. Речь идет об основном — ультраосновном комплексе самых древних по-

род (нижней части группы Онвервахт и группы Себакве в Родезии) в пределах зеленокаменных поясов. А. Гликсон (1980) полагает, что их можно отнести к «ближайшим эквивалентам „следов начала“». К этому типу провинций могут быть присоединены и древнейший (3700 млн. лет) комплекс пород Западной Гренландии с железорудными формациями в них, а также некоторые области щитов Сибирской платформы.

Фемическим провинциям каледонского возраста более всего соответствует область каледонской складчатости Балтийского щита, продолжающаяся в северной части Великобритании и Ирландии. В целом всей этой провинции присуща убогая золотоносность. С. Д. Шер (1974) указывает, что золотая минерализация здесь известна в виде кварцевых жил или кварцевых выделений и локализована во вмещающих метаморфизованных основных породах на контакте с кварцевыми порффирами (Норвегия) или «в углистых пиритизированных сланцах и алевролитах с интрузиями среднего и кислого состава» (Великобритания). В последнем случае помимо золота концентрируются элементы также фемического профиля, в основном Fe, Cu, реже Zn, Co, Ni. Сиалические гетерофилы (As, Pb, Bi) здесь отмечаются в незначительном количестве. Кроме того, имеются сведения о добыче в прошлом золота из пиритовых залежей Южного Уэльса. В Северных Аппалачах в мощных вулканогенно-осадочных породах раннепалеозойской эвгеосинклинали, характерной для коры океанического типа [Клаповская и др., 1978], размещается медно-колчеданное оруденение с цинком, золотом, серебром. Провинции фемического типа этого же возраста имеются в Алтае-Саянской складчатой системе, где они несут марганцевую, железорудную и довольно слабую медно-колчеданную минерализацию, также с золотом. На Урале с этим геохимическим типом провинций герцинского этапа развития связаны железорудная, а также меднорудная с золотом минерализация.

К более молодым кайнозойским структурам этого типа можно отнести узкую полосу североамериканских Кордильер [Кинг, 1972]. Ее слагают мощные толщи в основном эвгеосинклинального характера. Золотое оруденение здесь нехарактерно, отмечаются лишь «минерализованная зона дробления в вулканитах» [Шер, 1972] и слабые россыпи в алеутско-алаянской части провинции. В калифорнийской части известна только ртутная минерализация.

Проявление гранитоидного магматизма на о-ве Куба (средний мел) отличается более основным характером, чем в других складчатых поясах. Кроме того, здесь широко развиты «плоские залежи ультраосновных пород» [Кинг, 1972]. Золотое оруденение в районе малоизвестно, имеется только указание на сульфидно-вкрапленную минерализацию в пропильтизированных андезитах.

Фемическо-сиалический тип геохимических провинций наиболее распространен. Во-первых, это обусловлено преобразованием фемических раннегеосинклинальных отложений последующими процессами орогенного и посторогенного этапов с возрастанием сиаличности коры и соответственно развитием гибридных рудных формаций со все более выраженным сиалическим профилем: медно-молибденовой, колчеданно-полиметаллической, золото-редкометальной. Во-вторых, смена одного цикла другими ведет к еще большему усилению сиаличности провинции. Длительность и многократность экзогенной и магматической дифференциации вещества углубляют геохимическое и металлогеническое разнообразие рудно-формационных рядов и тем более минеральных типов месторождений золота. Возрастает и общая степень концентрации рудного вещества. К фемическо-сиалическим провинциям относятся геоструктуры, которые прошли орогенную стадию развития или развивались полициклически. Для них характерны вулканогенно-осадочный комплекс пород и магматические образования от ультраосновного до кислого состава. В докембрии

этот геохимический тип провинций расположен в пределах гранит-зеленокаменных поясов.

А. Гликсон (1980) выделяет «первичные» и «вторичные» зеленокаменные комплексы. «Первичные» сложены основными — ультраосновными ассоциациями пород с подчиненным развитием кислых вулканитов. Стратиграфически они занимают низкие уровни. Во «вторичном» комплексе ведущая роль принадлежит основным — кислым разновидностям с переменным количеством ультраосновных пород. Обломочные породы состоят из вулканитов и гранитов и, залегая на «первичном» комплексе, являются более поздними по отношению к нему и гранитам. Кроме того, А. Гликсон считает, что зеленокаменные образования Канадского щита, известные нам своей золотоносностью, петрографически и геохимически «кажутся похожими» на «вторичные» комплексы. Все это позволяет отнести области развития зеленокаменных образований и локализованную в них золотую минерализацию к фемически-сиалическому типу провинций на фемическом основании.

Как уже отмечалось, Карело-Кольский геоблок Балтийского щита (фемический тип провинций) явно отличается от смежного с ним Svecofенского геоблока. Последний прошел путь более длительного и полного геосинклинального развития. В его строении преобладают породы средних и кислых эффузивов огромной мощности, широко развиты процессы гранитизации, неизменный архейский фундамент отсутствует, характерен петельно-мозаичный тип структур [Турченко, 1978]. Все вместе взятое определяет более сиалический облик провинции «новых» колчеданно-полиметаллических месторождений типа Болиден и Фалун, а также несущих иногда редкометалльную минерализацию. Для Болиден и подобных ему месторождений (Менстреск, Виханти) характерна приуроченность к зонам метаморфизованных кварцевых кератофиров, дацитов, граувакков, аргиллитов и графитистых сланцев. На месторождении Болиден выделяются «сплошные» сульфидные (в основном арсенопиритовые) руды, окруженные зоной сульфидной вкрапленности, кварц-турмалиновые золотоносные жилы и пиритовые руды. Содержание золота в жилах в среднем достигает 50 г/т. В рудах присутствуют серебро, селен, висмут, сурьма и даже уран [Шер, 1974].

С. И. Турченко указывает на колчеданно-полиметаллические месторождения со «значительным развитием редкометалльной минерализации (W, Sb, As, Au, La)». Они расположены в примыкающей части Южно-Финляндской складчатой области крупного Центрально-Финляндского гранитного массива, в целом выделяемого как редкометалльная металлогеническая зона. В северной части Svecofенского геоблока в Лапландской складчатой области находится рудная зона с медно-колчеданным, медно-никелевым и незначительным золото-сульфидным оруденением. Для месторождения типа Фалун (Оммеберг, Ориярви и др.) колчеданные тела в виде линз и столбов залегают в высокометаморфизованных кислых вулканитах с прослоями карбонатных пород, местами превращенных в скарн. В медных рудах присутствуют свинец, цинк, мышьяк и незначительное количество золота. Медно-колчеданные месторождения типа Оутокумпу, Хаммаслахти помимо основной медной минерализации содержат цинк, кобальт, серебро и около 5 г/т золота.

Таким образом, в целом для фемически-сиалической провинции Svecofенского блока Балтийского щита характерна слабо развитая собственно золотая минерализация. Часть ее ассоциирует с рудными зонами более фемической направленности, медно-колчеданными и медно-никелевыми, другая часть — с колчеданно-полиметаллическими, совмещающими в себе золотосодержащую минерализацию фемического (пиритовые руды) и сиалического гетерофильного профиля — кварц-турмалиновые жилы с селеном, свинцом, висмутом, сурьмой и др. Золото присутствует и в

редкометалльно-сульфидном оруденении с набором подвижных сиалических гетерофилов — сурьма, мышьяк и малоподвижных (оксифилов) — вольфрам, лантан, что склоняет к предположению о более локальной мобилизации, по крайней мере, этих двух элементов из вмещающих или непосредственно подстилающих рудные поля пород.

Фемически-сиалическая провинция Свекофенского геоблока Балтийского щита отличается от подобных провинций Канадского, Гвианского, Южно-Африканского, Индостанского и Западно-Австралийского щитов. Для них характерно широкое развитие зеленокаменных поясов и богатое золотое оруденение. Зеленокаменные пояса на щитах — самые древние структуры, отличавшиеся весьма активным развитием на протяжении длительного времени. Об этом свидетельствуют мощные толщи с ультраосновными — основными вулканитами и осадочными образованиями.

Золотое оруденение этих провинций на разных континентах считается сходным. Оно представлено формациями железистых кварцитов, сульфидных залежей, сульфидно-кварцевых и кварцевых жил. Почти каждый из указанных типов имеется в пределах перечисленных выше щитов, но масштаб распространенности их различен для той или иной провинции. Золотоносность железистых кварцитов наиболее проявлена в южно-африканской части щита. Меньшее распространение здесь получили месторождения золото-сульфидно-кварцевых жил и весьма подчиненное — сульфидные залежи.

Из характеристики золотоносности, приведенной Р. Фриппом (1980) по Родезийскому массиву, следует, что железистые кварциты фемических («первичных», по А. Гликсону) зеленокаменных образований группы Себакве содержат в основном рудные элементы, относящиеся к фемическим гетерофилам — медь, серебро, менее сиалическим — свинец. Кварцевые жилы, развитые в молодых («вторичных») образованиях группы Булавайо, более дифференцированных и сиалических, отличаются большей концентрацией золота. Их состав помимо фемических ведущих элементов (Fe и Zn) характеризуется уже достаточно широким спектром сиалических гетерофилов: As, Pb, Sb, Te. Иногда сурьмяная минерализация в золоторудных месторождениях, таких как Кам-Мотор, Глоб Феникс, достигает заметного, порой промышленного значения. Изредка отмечается появление в рудах вольфрама. Таким образом, на примере Родезийской провинции достаточно отчетливо проявлена зависимость состава руд от состава вмещающих их комплексов пород.

В Западно-Австралийском щите блока Йилгарн (фемически-сиалический тип провинций) наблюдается золотое оруденение, связанное с железистыми кварцитами. Этот тип минерализации представлен кварцевыми жилами, зоной кварцевых прожилков и зоной вкрапленности и послойных залежей [Шер, 1972]. Среди зеленокаменных образований блока Йилгарн выделяются «древняя» и «молодая» серии [Колотухина и др., 1974], которые соответственно сложены основными и кислыми вулканитами осадочных пород и силлами кислого состава, а также основными вулканитами с силлами кварцевых долеритов и габбро; их сменяют мощные отложения лав, туфов, песчаников и кварцитов. «Молодая» серия золотоносна. На наш взгляд, обе серии геохимически более соответствуют «вторичным» комплексам А. Гликсона. Основная золотоносная минерализация здесь представлена залежами пирита, обогащенными золотом и теллуридами. Этот тип размещен главным образом в рудном районе Калгурли и дает 2/3 добычи этой провинции. Уникальная обогащенность золотом и теллуrom сульфидных руд отличает оруденение зеленокаменных поясов Йилгарнского щита от таковых на других континентах.

Золото-кварцевый тип месторождения Леонора, хотя и развит в большей степени, золота содержит значительно меньше. Как правило, вмещаю-

щими породами здесь служат хлоритовые сланцы. В кварцевых жилах в небольшом количестве имеются сульфиды меди, свинца и реже мышьяка. Золото-кварцевые жилы и кварцево-сульфидные залежи характерны для рудного поля Норсмен. Кварцевые жилы находятся в вулканогенно-осадочной толще, в них отмечаются минералы свинца и теллуриды золота и серебра. Кварцево-сульфидные залежи приурочены к прослоям железистых кварцитов. Помимо пирита в них в малых количествах присутствуют пирротин и реже арсенопирит. Содержания золота не превышают 0,15—0,9 г/т. В некоторых месторождениях (Уилуна и др.) проявлена мышьяковая и сурьмяная минерализация. Важно указать, что для золоторудной провинции Йилгарнского щита в качестве спутников золота характерны цинк, теллур, в меньшей степени серебро, свинец, сурьма и мышьяк.

Золотая минерализация зеленокаменных поясов Дхарвара II достанского щита сходна с вышеописанной. Она представлена сульфидно-кварцевыми залежами и богатыми золотом кварцевыми жилами, но меньшим количеством в них теллуридов. Сульфидно-кварцевые залежи с повышенным содержанием теллура менее обогащены золотом. Это — одна из отличительных черт описываемой провинции в сравнении с Йилгарнской. И тем не менее геохимическая направленность золотого оруденения их достаточно сходна. Для золотого оруденения зеленокаменных поясов Канадского щита характерна также теллуровая минерализация, проявлена она, как и в Дхарварской провинции, золото-кварцевой формацией крупного рудного поля Керкленд-Лейк, хотя и не в таком масштабе, как в сульфидных залежах месторождения Йилгарн. В другом рудном районе, Поркьюпайн, оруденение, относящееся к золото-сульфидно-кварцевому типу, размещено в вулканитах и содержит меньше теллура в отличие от Керкленд-Лейк, приуроченного к комплексу преимущественно обломочных пород. На других месторождениях золото ассоциирует с медью, серебром, молибденом и вольфрамом.

Золото-сульфидная формация представлена массивными медно-колчеданными рудами месторождения Норанда. Медно-цинковые руды Маттагамы отличаются более бедным содержанием золота и присутствием селена, теллура и кадмия. В более молодых медно-цинковых месторождениях Флин-Флон, Шеррит-Гордон наряду с массивными сульфидными залежами в риолит-дацитах отмечаются и вкрапленные руды, тяготеющие к андезитовым брекчиям. В первом типе руд установлен широкий спектр высокоподвижных сиалических гетерофилов (Pb, As, Se, Te, Cd, Sb, Bi) наряду с золотом (3 г/т), серебром, никелем и кобальтом.

В фемически-сиалических провинциях самых древних структур докембрия собственно золоторудные месторождения наблюдаются на всех континентах. Представлены они золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формациями. Наиболее распространена последняя, в большинстве случаев и более золотоносная. Золото-кварцевый тип тяготеет к более сиалическому ряду пород — гранитоидам, терригенно-осадочным толщам в сравнении с вкрапленно-прожилковыми сульфидными залежами корневой фации, расположенными, как правило, в базитах. Кроме того, для золото-кварцевой формации характерны элементы сиалической группы гетерофилов, а иногда и оксифилов, что очень редко наблюдается в золото-сульфидной (месторождение Калгурли).

Золото-сульфидно-кварцевый тип представляет стволую фацию гидротермального оруденения в породах повышенной железистости и отличается резким преобладанием в рудах фемических элементов [Щербаков, 1979; Щербаков, Рослякова, 1979].

Распространение золотосодержащих медно-колчеданных, медно-цинковых, колчеданно-полиметаллических месторождений и железистых кварцитов в рудных провинциях континентов варьирует в широких пределах

в зависимости от местных условий. Масштабы их в большинстве случаев мелкие и средние.

Фемически-сиалическими провинциями каледонского возраста являются Аппалачская, Лакланская, Алтай-Саянская и северная часть Казахстанской складчатой области.

Северные и Южные Аппалачи развивались неодинаково. Северная часть более фемическая в силу развития офиолитовой серии. Южные Аппалачи имеют более сложное строение, вопрос о существовании эвгеосинклинали окончательно не решен, хотя и с определенными оговорками ее признать можно [Кинг, 1969]. Эта часть провинции более сиалическая.

Рудная минерализация Северных и Южных Аппалачей различна по геохимическому профилю рудных формаций. В Северных Аппалачах развиты значительные колчеданно-полиметаллические месторождения рудных районов Бачанс и Батерст, залегающие в вулканогенно-осадочных палеозойских образованиях. Они содержат цинк, свинец, медь и в небольшом количестве (до 1 г/т) золото, серебро и их теллуриды. При этом рудный район Бачанс сложен вулканогенно-осадочными, а Батерст — осадочно-вулканогенными породами [Клаповская и др., 1978], что должно подчеркивать преобладание осадочного комплекса в последнем случае, а в нашем понимании и более сиалический его характер. Видимо, также не случайно в рудах месторождения Батерст расширяется спектр сиалических гетерофилов (As, Sb, Bi, Sn, Cd, In, Ge), не свойственных фемическому субстрату. Собственно золоторудные месторождения здесь связаны с еще дифференцированным, сиалическим комплексом пород песчано-сланцевых флишеидных толщ и представлены золото-кварцевой жильной формацией с более высокими содержаниями золота, чем в колчеданно-полиметаллических месторождениях. Здесь же отмечается золото-вольфрам-медное оруденение [Тюрнор, 1959] с низкими содержаниями золота, локализующееся в основном в докембрийских — нижнепалеозойских породах. Значительная редкометалльная минерализация пространственно разобщена с золото-редкометалльной.

В Лакланской складчатой системе Восточной Австралии к фемически-сиалическим провинциям примерно того же возраста, что и Аппалачская, относятся о-в Тасмания и Новоюжноуэльско-Викторианский сегмент. Они развивались с нижнего кембрия как эвгеосинклинальные зоны. В среднем кембрии произошло накопление песчано-сланцевых толщ с прослоями известняков, которые достигают особой мощности в ордовике. Интрузивная деятельность наиболее значительна была в девоне, хотя неоднократно проявлялась в ордовике и силуре.

Многочисленные складчатые движения способствовали развитию структурно-формационных зон фемически-сиалического ряда. Рудоносность этой провинции характеризуется значительными медно-колчеданными месторождениями типа Маунт Лайелл с содержанием серебра и золота 0,03 г/т и колчеданно-полиметаллическими типа Рид-Розбери со свинцом, цинком, медью, серебром, золотом до 3 г/т, а также селеном и кадмием. Они приурочены к кембрийско-ордовикским вулканогенно-осадочным комплексам. Месторождение Кобар размещено в осадочной песчано-сланцевой толще с переслаивающимися кварцитами силура — девона. Массивные сульфидные залежи, кварцевые жилы, линзы и зоны сульфидной вкрапленности содержат свинец, цинк, медь, серебро, мышьяк, висмут, сурьму и золото (до 5 г/т). Месторождения Бендиго, Балларат, Коэн и другие золото-кварцевой формации в данной провинции известны своей уникальностью и богатством. Они также приурочены к песчано-сланцевым толщам, но нижнеордовикского возраста; характерен мышьяк, в небольшом количестве сфалерит, галенит, изредка отмечаются повышенные содержания молибдена и сурьмы.

Алтае-Саянская складчатая система имеет сложное строение. Начало развития ее было связано с верхнепротерозойской—кембрийской эпохой. Мощные образования этого периода геохимически соответствуют фемическому типу, затем они сменяются более сиалическими и песчано-сланцевыми отложениями с локальным явлением кислого вулканизма. Начавшаяся дифференциация вещества еще более усиливается последовавшими затем процессами метаморфизма и гранитоидного магматизма. Эти провинции соответствуют фемически-сиалическому типу и занимают в пределах Кузнецкого Алатау площади, превышающие фемические. К ним приурочены собственно золоторудные месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации. В основном размещение рудных формаций связано с вулканогенно-сланцевыми толщами, их контактами с карбонатными отложениями и гранитоидными массивами. Руды представлены кварцевыми жилами, штокверками и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Помимо обычного набора сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит) с фемическими элементами концентрируются сиалические гетерофилы (As, Mo и др.) [Щербаков, 1967, 1974].

Мезозойская складчатая система североамериканских Кордильер соответствует также фемически-сиалическому типу геохимических провинций. Она прошла сложное, многоэтапное развитие от докембрия до кайнозоя. Ее геохимический облик определяют мощные фемические вулканогенные комплексы эвгеосинклинального типа и разного состава осадочные толщи палеозоя и мезозоя. К нескольким эпохам принадлежат широко развитые в регионе массивы гранитоидов. Кайнозой завершился мощным площадным излиянием кислых эффузивов. Отложения палеозойской и мезозойской эпох сильно дислоцированы, первые многократно. Ф. Кинг (1972) отмечает, что местами стратиграфическая последовательность отложений совершенно затупевана, и многократная их переработка устанавливается данными по абсолютному возрасту. К этому комплексу пород приурочены богатые месторождения Мадзер Лоуд, Грасс-Валли, Джуно-Тредвелл и другие золото-кварцевого жильного типа. Вмещающими породами в основном служат черные филлитовидные сланцы, зеленокаменноизмененные вулканыты, гранодиориты и реже серпентиниты. Содержания сульфидов в жилах невелико, в порядке убывания они представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом. Изредка отмечаются теллуриды. В месторождении Джуно-Тредвелл проявлена минерализация молибдена, сурьмы и мышьяка.

Таким образом, провинцию фемически-сиалического типа североамериканских Кордильер с вышеупомянутыми месторождениями золото-кварцевой формации характеризует наибольшее развитие сиалических гетерофилов. С. Д. Шер (1972) отмечает для региона почти полное отсутствие проявлений золото-сульфидной, колчеданной формаций, что довольно необычно для типичных эвгеосинклиналей. В данном случае, как и во многих районах, мы убеждаемся в том, что наиболее крупные и богатые объекты собственно золото-кварцевой формации возникают лишь в пределах существенно сиалических отложений. В описываемой провинции имеется оруденение и более молодого возраста, чем вышеописанное, относимое к мезозойско-кайнозойской активизации [Шер, 1972]. Оно отличается большим разнообразием и представлено в основном стволовой и апикальной фацией собственно золото-кварцевой или кварц-халцедоновой формаций месторождений Голдфилд, Комсток, Крипл-Крик и др. Распространены здесь и золотосодержащие месторождения медно-порфировой формации типа Бингхем, медной типа Бьютт, свинцово-цинковой (Тинтик, Лидвилл) и золото-серебряной (Топопа, Цекатекас). Для собственно золоторудных месторождений региона характерно появление «юного» типа золото-халцедон-кварцевого состава с варьирующим содержанием сульфидов и порой постепенным переходом в золото-сульфидно-кварцевую. Месторождения

золото-кварцевой формации, как обычно, богаче других золотом и содержат серебро, медь, цинк, реже Te , As , Bi , Hg , Mo и даже U , т. е. большинство гетерофилов, концентрировавшихся в регионе с докембрия.

Фемическо-сиалическая провинция, рассмотренная нами на примере Курильских островов, Филиппин, Новой Зеландии, относится к мезозойско-кайнозойскому периоду. На Курилах герцинская геосинклиналь развивалась на досилурийском, возможно докембрийском, фундаменте. С ранним периодом формирования эвгеосинклинальных фемических отложений связана колчеданная минерализация, не представляющая интереса в отношении золота. После короткого орогенного периода в мезозое продолжается геосинклинальное развитие, сопровождаемое андезит-риолитовым вулканизмом и становлением гранитов. Золотое оруденение этого периода незначительно и представлено золото-сульфидно-кварцевой и золото-скарновой формациями. Характерна золото-теллуровая минерализация в кварцевых жилах, иногда она сопровождается вольфрамовой. В сравнении с провинцией североамериканских Кордильер мезозойское золотое оруденение Курил развивалось несколько иначе, в пределах одного этапа без многократной дорудной концентрации золота. Кайнозойской золотоносности в этом отношении предшествовали иные условия. Дальнейшее развитие мелового орогенного периода, с которым связано проявление предыдущей золотой минерализации, сменилось стабильным этапом и накоплением континентальных угленосных формаций. Последовавший в неогене андезит-дацит-риолитовый магматизм сопровождается разнообразной золоторудной минерализацией, в том числе типа «куроко». Наиболее распространены здесь золото-халцедон-кварцевая формация с серебром, свинцом, цинком, медью, иногда сурьмой и селеном; месторождения золото-сульфидной формации типа «куроко» содержат в небольших количествах свинец, цинк, медь, серебро и золото.

Месторождения золото-халцедон-кварцевого типа известны на Филиппинах, в рудном районе Багуйо. В нем значительно развиты теллуриды и меньше — сурьмяное и ртутное оруденение. В сравнении с Северо-Американской провинцией мезозойско-кайнозойской активизации минерализация Курил скромнее и более фемична. Если развитие Филиппин и Курил сравнительно сходное, то в Новой Зеландии оно существенно отличается прежде всего тем, что докембрийские образования и геосинклинальные отложения каледонского этапа здесь относятся к формациям сиалического профиля (предположительно для первых и достоверно для вторых). Терригенно-вулканогенные толщи с проявлениями кислых гранитоидов каледонского этапа сменяются длительным перерывом в осадконакоплении. В последующий период (от перми до юры) происходит формирование вулканогенно-осадочных толщ и внедрение интрузий. В кайнозое мощная вулканическая деятельность отмечается только на Северном острове Новой Зеландии. Все золотое оруденение разделяется по возрасту на дотретичное и третичное. Для Южного острова выделены только дотретичные месторождения, которые подразделены столь же условно на докембрийские, раннепалеозойские и мезозойские. Интерес представляет месторождение Рифтон (предположительно докембрийское), приуроченное к грауваккам, песчаникам, аргиллитам. Оно представлено жильной зоной, состоящей из серии мелких кварцевых жил. Основные сульфиды — минералы мышьяка, реже сурьмы, местами встречаются галенит и молибденит. Палеозойская и мезозойская золотоносность фиксируется главным образом в россыпях. В отличие от южной части острова в северной развито кайнозойское оруденение. Здесь пермско-юрские осадочные породы подстилают комплекс конгломератов, известняков, сланцев, андезитов, дацитов и риолитов третичного периода. В последних размещена золотая минерализация в виде жил, где кальцит преобладает над кварцем. Чаще всего в них присутствует арсенопирит, иногда — галенит и теллуриды се-

ребра. Кроме жил для части месторождений характерны метасоматические тела, состоящие из кварца, кальцита, адуляра и вкрапленности сульфидов свинца, цинка и серебра. Иногда в пробах отмечается селен.

Сиалическому типу геохимических провинций соответствуют геоструктуры, выполненные преимущественно мощными осадочными, в том числе флишеидными, молассовыми и другими терригенными образованиями, сформированными в течение одного или нескольких тектонических циклов. Обычно они отличаются проявлением кислого магматизма и образованием калиевых гранитов. К сиалическому типу также относятся амагматичные платформенные области с особенно характерной для них наибольшей концентрацией максимально центробежных и отчасти центробежных оксифилов. К существенно сиалическим провинциям докембрия, по-видимому, можно отнести Бразильский щит, провинции Черчилл и Гренвилл Канадского щита, Дальсландский геоблок Балтийского щита, складчатые пояса Теннант-Крик, Аделаида Западно-Австралийского щита, Кибалийскую складчатую систему Центрально-Африканского щита, Араваллийско-Делийскую провинцию Индийского щита. Слоистые существенно первичноосадочные комплексы названных провинций смяты в складки, метаморфизованы и инъецированы интрузиями. Возраст этих образований датируется протерозоем. Развитие протерозойских геосинклиналей здесь происходило также на сиалическом основании, и, как отмечает Дж. Тарни (1980), «протерозой является периодом переработки коры, а не ее возникновения».

Рудная минерализация северо-восточной части Бразильского щита уникальна: здесь широко представлены W, Bi, Sn, Ta, Nb, Li, Be, редкие земли, Th и U. Золотое оруденение развито не столь широко, как в фемических-сиалических провинциях. Крупнейший представитель золотых месторождений региона — Морру-Велью — кварцево-жильного типа, где помимо золота извлекаются As и Ag. В месторождениях Паминского массива наряду с вольфрамово-висмутовыми и кварц-касситеритовыми жилами отмечаются и золото-кварцевые.

На других континентах в провинциях этого же геохимического типа золото ассоциирует с редкими сиалическими гетерофилами. Это известные районы Хатчес-Крик, Пайн-Крик и Теннант-Крик Западно-Австралийского щита. В их пределах широко проявилась разнообразнейшая минерализация с W, Bi, Sn, U, Ag, Cu, Pb и Au, часто при ведущей роли оксифильных элементов. Провинция с богатыми редкометалльными месторождениями есть в складчатой системе Кибаро-Урунди центральноафриканской части щита. Золоторудная минерализация здесь малоизвестна. В месторождении Кампа-Кампена иногда золото отмечается с касситеритом [Колотухина и др., 1964]. Значительная по масштабам золотоносность с редкометалльным оруденением обычно пространственно разобщена. Приурочена она чаще к менее метаморфизованным толщам филлитов, углистым сланцам, аркозам, конгломератам, реже к известнякам. Рудные зоны часто представляют тела замещения в карбонатных толщах. К их числу относятся месторождения Кило и Мото. Золото встречается в свинцово-цинковом месторождении Брокен-Хилл (до 1 г/т), полиметаллическом стратиформном Маунт-Айза, из руд которого извлекаются также кадмий, селен, теллур и таллий.

В отличие от золотосодержащих месторождений фемически-сиалических провинций здесь доминируют элементы сиалические. Золотоносные конгломераты такого рода сиалических провинций — Жакобина Бразильского щита, Наллагайн (блок Пилбара), Тарква Леоно-Либерийского щита значительно беднее золотом и сульфидами фемических элементов, чем конгломераты Витватерсранда.

Таким образом, для сиалических провинций докембрия характерна распространенность в спектре ее рудоносности преимущественно сиали-

ческих оксифилов, менее — гетерофилов при подчиненном значении фемических элементов.

Провинция Северного Квинсленда Лакланской складчатой системы также в большей мере соответствует сиалическому типу. История ее формирования отличается отсутствием нижнепалеозойских эвгеосинклинальных отложений, столь характерных для фемически-сиалических провинций этой же складчатой системы. Кроме того, она развивалась по соседству с выступом докембрийского фундамента Джорджтаун, породы которого залегают здесь на небольшой глубине. Минерализация представлена в основном оловорудными, вольфрамово-висмутовыми и серебро-свинцовыми месторождениями. Последние содержат золото, иногда молибден, медь и мышьяк.

Европейская часть герцинской складчатости в целом по геохимической направленности также относится к сиалическому типу провинций. Она включает крупные выступы древних массивов, испытавших ассинтскую или более древнюю складчатость «омоложенных» варисским тектогенезом, к которым относятся Центрально-Французский, Чешский, Армориканский массивы и Лузитано-Галисийская глыба. В их пределах доминирует сиалическая редкометальная минерализация — олово-вольфрамовая, оловорудная, вольфрам-висмутовая, а также бериллиевая, урановая, мышьяковая и свинцовая. Золото здесь чаще всего кварцево-жильное, небогатое. Собственно золоторудные месторождения невелики по масштабам и несут обыкновенно сиалическую редкометальную минерализацию. Оловянное и олово-серебряное оруденение, связанное с проявлением третичного магматизма, локализуется в виде жильных зон, штокверков среди дацитов, палеозойских сланцев и кварцитов. В месторождениях этого типа отмечаются вольфрамит, сульфиды мышьяка, цинка, меди, а также индий и германий. Этот ряд рудных формаций практически не золотоносен.

В целом же существенно редкометальная провинция сиалического геохимического типа в отношении золота в сравнении с другими очень обеднена. Преобладают в месторождениях здесь сиалические оксифилы.

* *
*

Наиболее важным параметром металлогенических провинций мира формировавшихся от глубокого архея вплоть до альпийского этапа, служит степень фемичности — сиаличности комплексов пород, слагающих рудоносные структурно-формационные зоны. Основная тенденция геохимической и вместе с тем металлогенической эволюции состоит в направленном расширении спектра концентрирующихся элементов от наиболее распространенных в первичной коре эвгеосинклиналей фемических элементов железа, магния, марганца, никеля, хрома, фосфора до все более редких и сиалических. Ведущая роль в начальном эвгеосинклинальном этапе рудообразования главных по распространенности элементов объясняется малыми значениями коэффициентов их рудной концентрации. Параллельно с отмеченной тенденцией, но уже отчетливо с относительным и абсолютным накоплением осадочных комплексов увеличивается роль в рудах элементов, все более высококонцентрируемых. С появлением в области регионального и тем более гидротермального метаморфизма карбонатных толщ рудно-формационные ряды пополняются свинцом и вольфрамом, местный кларк которых в этих толщах повышен.

В еще большей мере на развитии металлогенического профиля рудных провинций сказывается вовлечение в сферу проявления рудогенерирующих процессов флишoidных и первоначально глинисто-сланцевых и черносланцевых толщ, особенно предварительно подвергшихся зеленокаменному метаморфизму, облегчающему впоследствии экстрагирование

металлов из пород метаморфогенными и другими циркулировавшими в них нагретыми водами.

Третья черта эволюции, выраженная не столь ярко, состоит в увеличении оксифильности рудных комплексов по мере насыщения провинции плутоногенными магматическими комплексами. И если причиной отмеченного возрастания сиаличности пород все более поздних структурно-формационных комплексов является главным образом экзогенная дифференциация вещества, приводящая к обособлению от силикатных толщ кальция, магния, железа и натрия, то в повышении оксифильности, видимо, главная роль принадлежит магматическому процессу, магматической и постмагматической дифференциации вещества, при которой от рудоносных плутонов «отгоняются» сравнительно низкотемпературные и подвижные гетерофилы, в том числе золото, а многовалентные малоподвижные оксифилы (Ta, Nb, Zr, W, Th, Be и др.) концентрируются преимущественно в куполах батолитов кислого и щелочного состава. Для такого рода комплексов, как мы видели на примере Бразильского щита, наибольшее значение приобретает редкометальное оруденение с особенно высокой концентрацией малоподвижных сиалических оксифилов, а золотая минерализация затухает, локализуясь в небольшом количестве отдельных разрозненных узлов и нередко совмещаясь с редкометальной оксифильной — урановой, вольфрамовой и др.

Наконец, четвертая геохимическая особенность и направленность металлогенической эволюции континентов, как нам представляется, состоит в определенном возрастании интенсивности накопления высококонцентрируемых и наиболее подвижных гетерофилов, и в том числе золота, с усилением гидротермального метаморфизма, с увеличением разобщенности между областями концентрации металлов и их источниками, с развитием отчетливо наложенных, часто несогласных разрывных нарушений, с приближением участков рудоотложения к поверхности и проявлением их все более апикальной фации. В данном случае возрастает концентрация элементов со все более низкой ионной плотностью и при все более низких температурах, порядка 150 — 250°C. Эта линия дифференциации вещества, обусловленная исключительно гидротермальными процессами, ярче всего проявилась в областях юной тектонической активизации вдоль глубинных разломов, разделяющих нередко крупные блоки с разным типом и направлением движений, что мы видим, например, в Забайкалье по простиранию Монголо-Охотского пояса, в Трансильвании и на плато Колорадо.

Еще одним, чрезвычайно важным, региональным фактором металлогенического развития и подчас коренного различия рудных провинций со сходным строением и составом рудовмещающих структурно-формационных зон служит различие их геологической истории и состава складчатого основания. С его формированием, как мы видели на примерах Южной Африки, Канадского, Бразильского и Австралийского щитов, связано предварительное накопление тех или иных редких металлов в достаточных масштабах, без чего даже при всех благоприятных последующих обстоятельствах крупные месторождения не возникают.

В свете отмеченных тенденций металлогенической эволюции кратко суммируем данные, характеризующие общие черты металлогении золота.

Основным первоисточником золота в земной коре служат базальтоиды первичной океанической коры. Однако отсутствие сколько-нибудь заметных золоторудных месторождений на этапе их появления свидетельствует о том, что общей значительной массы золота в субстрате еще далеко не достаточно для их возникновения. Первые в истории развития инициальной металлогенической провинции вначале небольшие концентрации благородного металла наблюдаются в сульфидных месторождениях более, чем золото, распространенных фемических гетерофилов — железа, меди, цин-

ка. Они связаны с медно-колчеданной, отчасти хромитовой и платиновой раннегеосинклинальными рудными формациями. Проявления вкрапленно-прожилкового золото-сульфидного и кварц-сульфидного типа на этом этапе, по-видимому, в основном представляют интерес как источник россыпей. Резкое увеличение интенсивности золотого оруденения и расширение спектра собственно золотых и даже золотосодержащих рудных формаций происходит с переходом от фемических к фемически-сиалическим провинциям, т. е. с появлением в составе геосинклинальных отложений молассовых, флишoidных и карбонатных комплексов, а главное, с проявлением орогенного существенно натрового гранитоидного магматизма. В этом случае особенно характерна приуроченность золотоносных площадей к структурно-формационным зонам дифференцированного вулканогенно-осадочного состава с преобладанием андезито-базальтов и зеленокаменных продуктов их метаморфизма. Специфичны для данного типа металлогенических зон золото-скарновые месторождения, сопровождающиеся золото-сульфидно-кварцевыми и золото-сульфидными. Усложнение геохимического профиля вулканогенных геосинклинальных отложений за счет повышения в них роли эффузивов кислого состава, а также горизонтов терригенных и карбонатных пород приводит к смене медно-колчеданной месторождений колчеданно-полиметаллическими с золотом и повышенной ролью серебра.

Характеризуя условия золотоносности орогенного этапа развития складчатых областей, необходимо подчеркнуть прямую зависимость ее интенсивности от сложности геологической истории строения и состава комплексов основания. Приведенные выше примеры убеждают нас в том, что рудные провинции полициклического типа отличаются большей рудной, в том числе золоторудной продуктивностью, чем моноциклические, либо необходимым условием развития крупных золоторудных районов служит многократное концентрирование и перераспределение золота. Наиболее благоприятное, а быть может, и уникальное стечение обстоятельств, заключающееся в длительном, многократном и значительном концентрировании благородного металла, привело в конечном счете к формированию Витватерсранда. Таким образом, не просто аналогии возраста, структур либо состава соответствующих комплексов пород и даже всего этого вместе могут служить основанием для прогноза любых и особенно уникальных по масштабам месторождений. В основе подобных прогнозов всегда должен быть обстоятельный анализ всей истории геологического и металлогенического развития интересующих нас участков земной коры.

Увеличение сиаличности состава складчатых областей и орогенных комплексов приводит в наиболее общем случае не к рассеянию, а скорее ко все большей локализации перераспределяемого при их формировании «породного» золота. Иллюзия рассеяния возникает, пожалуй, потому, что далеко не всегда и не все созданные в ходе седиментационной дифференциации материала скопления золота (как, например, в нижней молассе, питавшейся за счет быстрой эрозии древних и мощных золотоносных кор выветривания) впоследствии вовлекаются в сферу магмо- и рудообразования. Неизбежным следствием увеличения сиаличности геохимических провинций является все большая и большая локализация любых месторождений гетерофилов, гибридность их состава за счет заимствования из вмещающей среды все большего набора сиалических, а нередко и оксифильных элементов, сходных по условиям рудоотложения. Подобным образом развиваются так называемые золото-редкометалльные ассоциации в частности золото-урановая, золото-вольфрамовая, золото-сурьмяная и др.

Наконец, последним крупным этапом золотого оруденения металлогенических провинций представляется этап тектоно-магматической активизации золотоносных древних и предпочтительно полициклических по ус-

ловиям формирования крупных блоков земной коры. В этом случае, как мы уже отмечали, образуются в основном месторождения апикальной фации гидротермального рудообразования, отличающиеся наиболее высокими из известных концентрациями «бонанцевого» золота, наибольшими смещениями ОК геохимически родственных рудообразующих элементов. Судя по сопутствующему нередко щелочно-базальтоидному дайковому магматизму, по региональному характеру рудораспределяющих структур, по аномалиям силы тяжести Буге и ряду других признаков, эти месторождения вулканогенного, а иногда и плутоногенного типа по источнику концентрирующихся в них золота и сопутствующих ему висмута, серебра, теллура, ртути, сурьмы и других металлов относятся, как справедливо отмечает Н. А. Шило (1981), к числу наиболее глубоких, хотя рудоотложение на них нередко происходит в близповерхностных условиях. Специфична для данного типа провинций золото-кварц-халцедоновая формация. Реконструкция места, причин и обстоятельств образования золоторудных и золотосодержащих месторождений более сложного, чем рассмотренные, состава возможна в каждом конкретном случае при максимальном использовании всей доступной по ним и их обрамлению геологической информации. Определенную помощь в подобном анализе, как надеются авторы, сможет оказать предпринятое в настоящей статье сопоставление геохимических свойств совместно концентрирующихся элементов, общих тенденций их космического, глобального, регионального и локального распределения со многими чертами развития и строения металлогенических провинций. Если приведенные в нашей статье данные и соображения в какой-то мере этому помогут, то авторы будут считать свою задачу выполненной.

ЛИТЕРАТУРА

- Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах.— В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83—117.
- Билибин Ю. А. Вопросы общей металлогении и металлогении золота.— В кн.: Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 460 с.
- Боуэс Д. Р. История развития архейской коры на Балтийском щите.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 478—486.
- Годовиков А. А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979. 309 с.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
- Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. 178 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 268 с.
- Клаповская Л. И., Топунова Г. А., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Канадско-Гренландского щита. М.: Наука, 1978. 250 с.
- Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М.: Наука, 1974. 270 с.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М.: Наука, 1964. 304 с.
- Линдгрен В. Месторождения золота и платины.— ОНТИ, 1932. 186 с.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири.— Избр. труды. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 13—549.
- Обручев В. А. Геология золоторудных месторождений Сибири.— Избр. труды. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 17—155.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 28—40; № 12, с. 40—57.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 25—59.
- Сахарова М. С. Электрохимическое исследование процессов отложений золота на сульфиде.— Геол. рудных месторожд., 1967, № 4, с. 46—55.
- Тарни Дж., Далзил Н., де Вит М. Дж. Комплекс краевого бассейна «Рокас вердес» в Южном Чили — модель образования архейских зеленокаменных процессов.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 143—159.

- Турченко С. И.** Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 120 с.
- Тюрнор Ф. С.** Металлогенические провинции и эпохи.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с. 34—93.
- Фриш Р. Е. П.** Металлогения золота в архее Родезии.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 454—466.
- Шило Н. А.** Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.
- Шнайдерхем Г.** Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958.
- Шер С. Д.** Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М.: Недра, 1972. 256 с.
- Шер С. Д.** Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 295 с.
- Щербаков Ю. Г.** О парагенетических ассоциациях и ионных плотностях элементов в рудных месторождениях.— Геохимия, 1963, № 7, с. 702—707.
- Щербаков Ю. Г.** О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 359—362.
- Щербаков Ю. Г.** Периодичность кларковых отношений и геохимическая эволюция земной коры.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 2, с. 451—455.
- Щербаков Ю. Г.** Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 267 с.
- Щербаков Ю. Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.
- Щербаков Ю. Г.** Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 6—14.
- Щербаков Ю. Г.** Геохимическая эволюция и рудные формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 217—229.
- Щербаков Ю. Г.** Источники вещества и типизация месторождений золота.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 33—41.
- Щербаков Ю. Г.** Некоторые тенденции распределения элементов в космогеохимических системах.— Геол. и геофиз. (в печати).
- Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др.** Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования.— Геохимия, 1980, № 11, с. 1662—1673.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А.** О геохимической связи золотого оруденения с интрузивными и вмещающими породами в Западной Сибири.— Геохимия, 1963, № 9, с. 851—858.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А.** К геохимии золота.— Геохимия, 1964, № 6, с. 518—528.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В.** Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 129—135.
- Ahrens L. H.** The significance of the chemical bond for controlling the geochemical distribution of the Elements. Pt 1. Physics and Chemistry of the Earth, 1964, 5.
- Boyle R. W.** Geochemistry of gold and its deposits. Geological Survey bulletin 280.— In: Energy Mines and Resources. Canada, 1979. 584 p.
- Cameron A. G. V.** A revised table of abundance of the elements.— Astrophysic J., 1959, 129, p. 676—699.
- Cooper M.** Selected annotated bibliography on the geochemistry of gold.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1337, 1971. 63 p.
- Dunn E. Y.** Geology of Gold. L., 1929, p. 289—303.
- Emmons W. H.** Gold deposits of the World. N. Y., 1937.
- Gundlach H.** Chemische Aspekte des Transportes von Metallen in gidrothermalen Lösungen.— In: Symposium problems of Postmagmatic ore deposition. Prague, 1963, p. 402—409.
- Maclaren J. M.** Gold ist geolog occurrence and geographical distribution. The Mining J., L., 1908.
- Pauling L.** Die Natur der chemischen Bindung. 2 Aufl. Weinheim Bergstraße, V. Chemie, 1964.
- Vincent E. A., Crocket I. H.** 1. Studies on the geochemistry of gold. 1. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960a, 18, N 1/2, p. 130—142.
- Vincent E. A., Crocket I. H.** 2. Studies on the geochemistry of gold. II. The gold content some basic and Ultrabasic rock and stone miteorites.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960b, 18, N 1/2, p. 143—148.
- Shcherbakov Yu. G.** The Distribution of Elements in the Geochemical Provinces and Ore Deposits. Origin and Distribution of the Elements. Pergamon Press, Oxford — N. Y., 1979, p. 689—695.

Н. В. РОСЛЯКОВА, Ю. Г. ЩЕРБАКОВ, Н. Ф. АГЕЕНКО,
Д. И. ПОРТЯННИКОВ, С. Б. БОРТНИКОВА, Н. Е. РАДОСТЕВА

УСЛОВИЯ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Издавна известна золото- и сереброносность большинства полиметаллических месторождений мира. Из них попутно с основными металлами (свинцом, цинком, медью и другими, а также с баритом) из рудных концентратов извлекаются серебро и сравнительно небольшое количество золота, что в общем мировом балансе добычи серебра составляет 60—70%, золота — около 10%. Золото на Салаире начали добывать в зонах окисления полиметаллических месторождений около двухсот лет назад. Тогда же возникло и сохранилось до наших дней представление о преобладании в Салаирском рудном поле сульфидно-баритовых рудных залежей с невысокими содержаниями золота. В 30-е годы прошлого столетия были открыты мелкие золотые россыпи системы рч. Талмовой, а отдельные небольшие кварцевые жилы с золотом здесь частично обрабатывались старателями. Установилось мнение о разобщенности двух главных типов золотого оруденения в районе — полиметаллического с попутным золотом и золото-кварцевого, связанного с диоритовой интрузией и развитого в основном за пределами полиметаллических рудных полей [Булыньников, 1934, 1948; и др.].

Проведенные нами исследования золотоносности Салаирского кряжа позволили получить новые данные о генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения. Рассмотрим этот вопрос на примерах Салаирского барит-полиметаллического и Урского колчеданно-полиметаллического рудных полей, геологическая позиция которых широко освещена в литературе, а генезис месторождений дискусионен. Анализы на золото и серебро проводились атомно-абсорбционным с чувствительностью $2 \cdot 10^{-8}\%$ и точностью $\pm 25\%$ и пробирным методами, на остальные элементы — спектральным.

САЛАИРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Анализ строения Салаирского полиметаллического рудного поля приводит нас вслед за М. А. Усовым и Г. Л. Поспеловым к выводу о приуроченности его к кембрийскому палеовулканическому куполу, вытянутому в околомеридиональном направлении на 4 км при ширине 1,5 км. Купол залегает среди мощного комплекса карбонатных пород нижнекембрийского возраста. Сложен он порфирами липарит-дацитового и дацитового состава, туфами, туффитами и андезитовыми порфиритами с маломощными прослоями сланцев и известняков и субвулканическими телами дацитовых кварцевых порфиров (рис. 1). В результате интенсивного регионального метаморфизма, динамометаморфизма и гидротермального метасоматоза породы, слагающие рудное поле, сильно рассланцованы и превращены в порфиroidы, серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и тому подобные сланцы и гидротермальные кварциты. Перечисленные образования, в том числе полиметаллические рудные тела, пересекаются диабазовыми дайками пермского, по Э. Г. Дистанову (1977), возраста.

Наименее измененные породы изучены по рч. Ур в районе пос. Горскино, в так называемом горскинском разрезе, пересекающем почти вкрест простирания эффузивно-осадочную толщу кембрия от пос. Горскино до пос. Васильевка, где наблюдаются в достаточном количестве ее выходы на дневную поверхность. Это самый удаленный от известных рудных по-

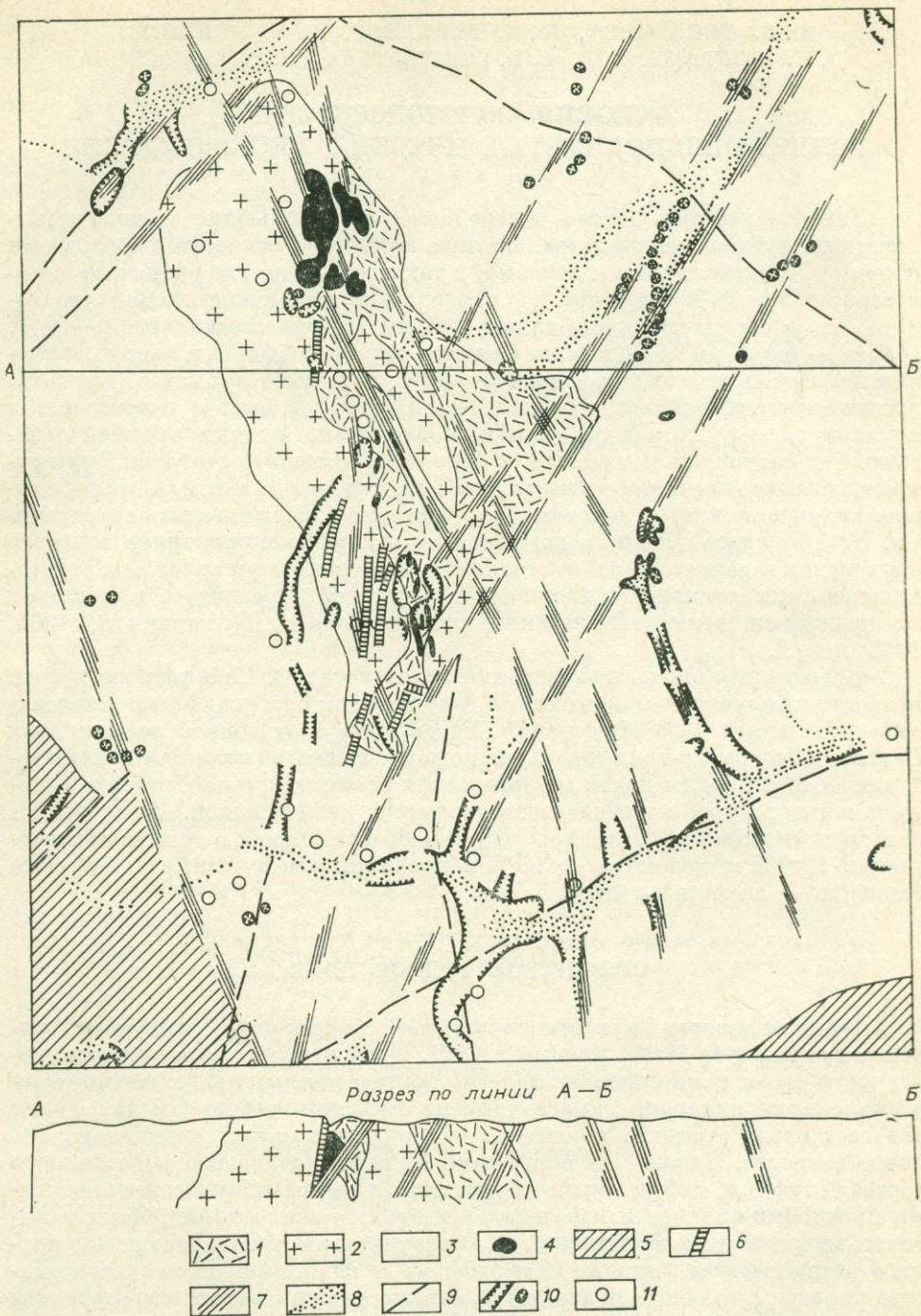


Рис. 1. Соотношения собственно золотого и барит-полиметаллического оруденения в Салаирском рудном поле. Составлена по данным С. С. Геринга, Г. Л. Поспелова, А. С. Лапухова, Э. Г. Дистанова, Е. И. Сороки, Н. И. Овсянникова, Е. Г. Тазеевой с изменениями и дополнениями.

1 — вулканогенно-осадочные породы ϵ_1 ; 2 — субвулканические дацитовые порфиры ϵ_1 ; 3 — карбонатные отложения ϵ_{1-3} ; 4 — барит-полиметаллические руды ϵ_1 ; 5 — конгломераты, песчаники, туфы ϵ_2 ; 6 — диабазы и порфиры PZ; 7 — структуры, контролирующие кварц-карбонатную с золотом минерализацию PZ; 8 — проявления шлиховой золотоносности; 9 — тектонические нарушения; 10 — старинные отработки золота; 11 — гидрогеохимические аномалии золота, по данным Б. А. Воротникова.

лей разрез, его породы слабее всего испытали гидротермальный метаморфизм в связи с формированием месторождений района.

В целом весь разрез представлен эффузивно-осадочной толщей, восточная часть которой сложена преимущественно туфобрекчиями, главным образом андезитового и андезито-базальтового состава. Размеры обломков от микроскопических до 2 см и более. Среди них встречаются известняк и отдельные зерна плагиоклаза, пироксена, реже кварца. Структура туфобрекчий литокристаллокластическая. Цемент хлорит-серицит-альбитовый с эпидотом, магнетитом, лейкоксеном, иногда со значительным количеством карбоната. Доля цемента изменчива. В отдельных участках он почти отсутствует. В остальной части разреза доминируют андезито-базальтовые и базальтовые порфириды и кварцевые и кварц-полевошпатовые, дацитовые, риолит-дацитовые порфиры. Местами эти породы превращены в кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы. Вкрапленники порфиритов представлены пироксеном (диоксидом, авгитом) и плагиоклазами. Размер их 1—1,5 мм. В основной массе кроме стекла присутствуют альбит, пироксен, хлорит, эпидот-цоизит, лейкоксен, тонкая сыпь магнетита, ильменита, нередко встречаются кварц и карбонат, а в базальтовых разностях — оливин. В некоторых участках пород наблюдаются следы течения. Плагиоклазы в различной степени сосюритизированы и серицитизированы. Для порфиров характерны вкрапленники кварца округлой формы, размером до 2, реже 5—6 мм, и идиоморфные кристаллы плагиоклаза в 3—5 мм. В риолито-дацитовых порфирах преобладает кварц, в дацитовых — андезин. Основная масса пород (60—80%) состоит из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза), зерен кварца, небольшого количества серицита, иногда со следами течения.

Интрузивные породы габброидного состава выходят в западной части разреза, вблизи пос. Васильевка. Они имеют сложение от средне- до мелкозернистого и на 50—60% состоят из плагиоклаза (лабрадора), около 40% — моноклинного и ромбического пироксена. В небольшом количестве присутствует кварц. Плагиоклаз в значительной степени сосюритизирован и альбитизирован. Пироксены интенсивно, иногда почти полностью хлоритизированы.

Диабазовые и габбро-диабазовые дайки мелкозернистые, с диабазовой структурой, состоят из лабрадора, андезина и моноклинного пироксена, рассекают все породы разреза. Мощность их 0,5—2,5 м. В значительном количестве в них присутствует лейкоксен.

В пределах рудного поля полиметаллические рудные тела оконтурены по результатам опробования и представляют собой сложные линзообразные гидротермально-метасоматические залежи сливных и прожилково-вкрапленных руд, окруженные ореолом бедной минерализации, по объему значительно превышающей масштабы промышленного оруденения.

Сопоставление данных разведочного бурения, первичной документации подземных выработок, результатов структурного анализа полиметаллического поля, проведенного Г. Л. Поспеловым и А. С. Лапуховым (1971), Э. Г. Дистановым (1977), Е. Г. Тазеевой и другими, а также данные геологических съемок разного масштаба и собственных наблюдений вскрывают несоответствие границ развития барит-полиметаллического и собственно золотого оруденения. Полиметаллические месторождения Салаира локализованы исключительно в печеркинской вулканогенно-осадочной, свите нижнего кембрия (E_{1pc}) и отчетливо тяготеют к дацит-порфировым субвулканическим штокам, комагматичным с вулканическими образованиями свиты. Золотое же оруденение в палеовулканическом сооружении Салаирского рудного поля связано в основном с системой северо-западных тектонических зон, секущих и смещающих полиметаллические залежи, и выходит за пределы вулкано-плутонического комплекса в перекрывающие его карбонатно-сланцевые отложения анчешевской свиты (E_{1an}

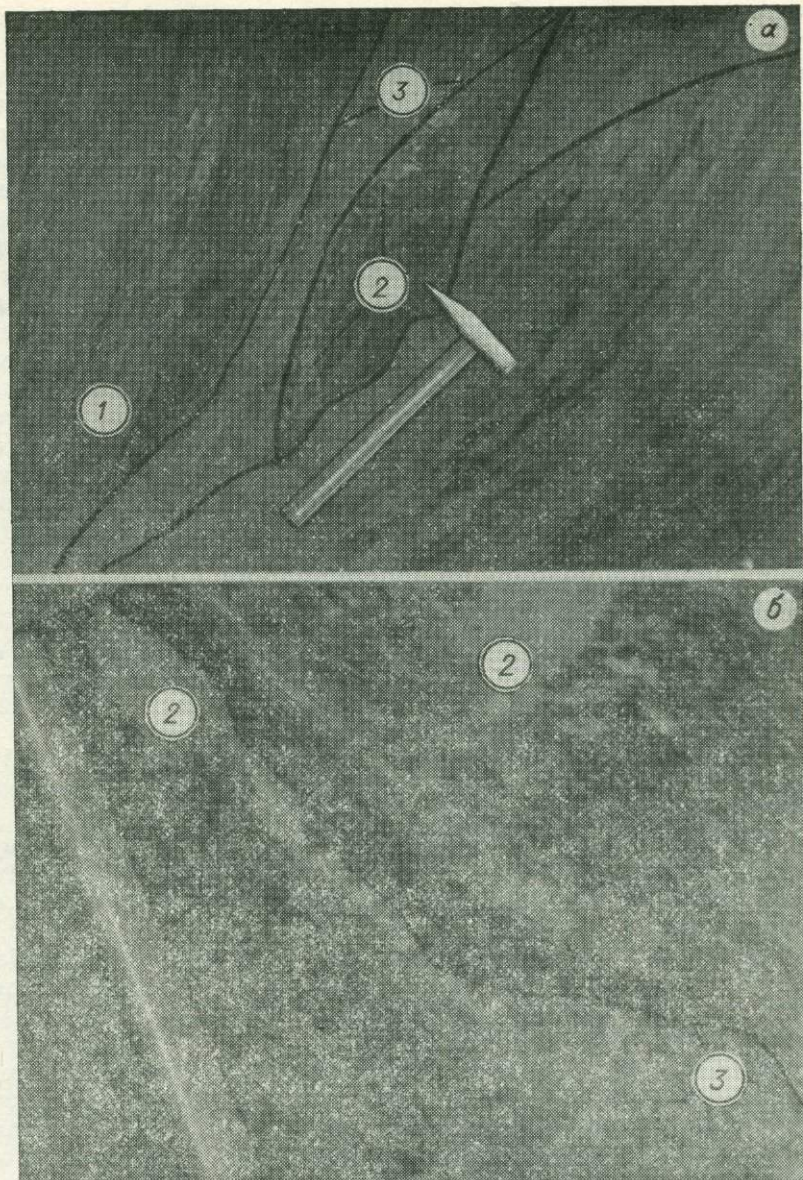


Рис. 2. Внутреннее строение зоны рассланцевания с кварц-карбонатным золоторудным штокверком в забое штрека, Салаирское рудное поле (а, б).

1 — рассланцовка в дацитовых порфирах; 2 — кварц-карбонатные жилки; 3 — нарушения, смещающие рассланцовку и контролирующие кварц-карбонатные жилки.

и более молодые породы (см. рис. 1). Золотоносная кварц-карбонатная минерализация захватывает также многочисленные диабазовые дайки верхнепалеозойского возраста, секущие палеовулканический комплекс, и другие кембрийские и вплоть до девонских отложения. Помимо несомненно важных для развития золотоносных линейных штокверков северо-западных разломов, проявляющихся в виде зон интенсивного рассланцевания пород (рис. 2), рудоконтролирующее значение имеют также северо-восточные нарушения, относящиеся к системе «аламбайских». Они,

наряду с северо-западными «салаирскими», определяют направление золотоносных россыпей, их богатых участков, кварцевых жил, трассированы с поверхности следами многочисленных старинных старательских работ, интенсивными геохимическими и гидрогеохимическими аномалиями содержания золота. Возможно, особый интерес по золоту представляют участки их сопряжения и пересечения. Площадь распространения золотоносных жильно-штокерковых зон не совпадает с площадью полиметаллического рудного поля и лишь частично с ним совмещается.

Важная особенность собственно золотого оруденения в пределах рудных полей, принципиально отличающая его от полиметаллического, в том, что в его рудах в значительном количестве встречается свободное золото. Как известно, рудная золотосодержащая формация полиметаллических месторождений разных районов мира отличается не только довольно постоянными и невысокими концентрациями золота, но и субмикроскопическими размерами его выделений в сульфидах. Мы пришли к заключению, что несколько повышенная золотоносность салаирских полиметаллических месторождений вызвана частичным наложением на полиметаллическое оруденение самостоятельного золотого.

Рассматриваемые золотые руды обладают в общем теми же чертами, что и обычные жильно-штокерковые. Температуры гомогенизации газожидких включений от 500 до 50°C, замерены в образцах как из золотых руд за пределами полиметаллических, так и из кварцевых жилок с блеклой рудой, рассекающих полиметаллические сливные тела и диабазовые дайки. Как видно из табл. 1, этот температурный интервал практически полностью перекрывает область температур образования барит-полиметаллических руд, что подчеркивает самостоятельность процесса образования золоторудного кварц-карбонатного штокерка, проходившего после формирования собственно полиметаллического месторождения. Для создания растворов с такой высокой температурой был необходим новый, достаточно сильный генератор энергии. Если полиметаллические руды были связаны с кембрийским вулканизмом, то золотые — с диабазовыми дайками. Г. Л. Поспелов еще в 1942 г., изучая геологию и структуру Салаирского рудного поля, отметил, что полиметаллические салаирские месторождения венчают здесь весь вулканический комплекс, а с диабазами, пересекающими образования рудного поля в меридиональном и широтном направлениях, связаны новые проявления оруденения — шеелиноносные и золотоносные кварцевые жилы.

Данные опробования рудного поля за период его разведки и эксплуатации показывают, что для значительной части проб из полиметаллических руд и их ореолов характерно резкое (10—100 и более кратное) преобладание серебра над золотом и повышенные концентрации цветных металлов и бария. Другая же часть проб отличается более высокими содержаниями золота и сравнительно низкими серебра. Эти пробы в основном относятся к кварц-карбонатным жилкам, образующим постполиметаллические линейные протяженные штокерки самостоятельной более поздней эпохи минерализации, поражающей диабазовые дайки и проникающей вдоль разломов далеко за пределы вулкано-плутонического купола, т. е. за пределы отложений в данном случае печеркинской свиты нижнего кембрия.

Изучение распределения золота и сопутствующих ему компонентов и сопоставление относительных коэффициентов концентрации (OK) пар геохимически родственных элементов в разных типах руд и пород по методике, предложенной ранее [Щербаков, 1979], позволили отчетливо различить и геохимически охарактеризовать два названные типа концентрации золота — в барит-полиметаллических и собственно золотых рудах (табл. 2). Последние значительно беднее серебром и цветными металлами, но богаче золотом и теллуром. При этом различия интервалов и средних

Таблица 1

Температура гомогенизации газово жидких включений в минералах Салаирского рудного поля

Объект исследования	Стадия	Минерал	Тип включений	Температура гомогенизации, С°	Кол-во замеров	Агрегатное состояние
Барит-полиметаллические руды	Окварцевание, серицитизация, пиритизация	Кварц из кварцитов		550—450* 300—200**		
	Продуктивная барит-полиметаллическая	Барит Сфалерит		400—250* 200—270**		
	Пострудная кварц-карбонатная	Кальцит		150 и менее * **		
Золотоносный кварц-карбонатный штокверк и жилы	Окварцевание, серицитизация, пиритизация	Кварц	Первичные	410	1	Жидкость
				350—300	5	»
				182	1	»
	Белокварцевая (раннего кварца)	Кварц I	Первичные	500—467	7	Жидкость
				» 447—407	16	»
				» 395—350	22	»
				» 335—310	14	»
				» 300—245	33	»
				Вторичные 235—210	6	»
				» 196—170	11	»
	» 150—100	9	»			
	» 70—80	6	»			
	Продуктивная (кварц)-карбонатно-сульфидная с золотом	Кварц II	Первичные	300—283	2	Жидкость
				» 270—200	36	»
				» 182—145	18	»
Вторичные 132—100				6	»	
Карбонат		Первичные	» 95—50	35	»	
			» 260	1	»	
			» 210—200	4	»	
			» 180—145	8	Жидкость и газ	
Кварц III	»	» 130	1	Жидкость		
		» 270—200	3	»		
Кварц-карбонатные жилы в диабазовых дайках	Кварц	Первичные	460—410	5	Жидкость	
			» 395—320	9	»	
			» 300—200	20	»	
			» 190—155	8	»	
			Вторичные 128—100	7	»	
			» 87—70	14	»	
	Кальцит	Первичные	120	1	»	
			» 65	1	»	

* По А. С. Лапухову, 1975.

** По Э. Г. Дистанову, 1977.

Таблица 2

Относительные коэффициенты концентрации (ОК) элементов в полиметаллических и золотых рудах Салаирского рудного поля

Объект исследования	$\frac{Ag: Au}{Ag: Au_{\text{пр}}}$	$\frac{Cu: Au}{Cu: Au_{\text{пр}}}$	$\frac{Pb: Cu}{Pb: Cu_{\text{пр}}}$	$\frac{Pb: Zn}{Pb: Zn_{\text{пр}}}$	$\frac{Zn: Cu}{Zn: Cu_{\text{пр}}}$
Гранитоиды и риолиты *	$\frac{6,8-34^{***}}{20}$	5,2	$\frac{34-140}{106}$	$\frac{4,2-83}{67}$	$\frac{0,6-0,8}{0,7}$
Габброиды и базальтоиды *	10	30	6,2	10	0,5
Дацитовые порфиры печеркинской свиты ** (11)	$\frac{3,3-45}{17}$	$\frac{1,3-91}{8}$	$\frac{0,3-190}{33}$	$\frac{2,2-284}{29}$	$\frac{0,4-9,0}{1,2}$
Диабазовые дайки ** (10)	$\frac{2,8-25}{8,5}$	$\frac{9,1-354}{46}$	$\frac{1,3-20}{2,3}$	$\frac{4,4-27}{7,8}$	$\frac{0,1-1,0}{0,3}$
Сливные барит-полиметаллические руды (30)	$\frac{2,4-4132}{54}$	$\frac{0,03-24}{0,8}$	$\frac{66-9973}{942}$	$\frac{14,5-11389}{54}$	$\frac{0,4-164}{18,5}$
Золотые руды за пределами полиметаллических (по данным разведочного опробования) (21)	$\frac{0,003-35}{3,7}$	$\frac{0,06-47,0}{1,9}$	$\frac{8,5-2333}{73,7}$	$\frac{3,5-4114}{31,5}$	$\frac{0,01-31,5}{2,3}$
То же, по нашим данным (71)	$\frac{0,01-344}{0,6}$	$\frac{0,0001-135}{0,04}$	$\frac{0,1-6667}{123}$	$\frac{1,25-10417}{51}$	$\frac{0,002-104}{2,4}$

* Данные для земной коры [Щербаков, 1979], пересчитанные по метеоритам типа С1.

** Породы горскинского разреза.

*** Здесь и в следующих таблицах: в числителе «от»—«до», в знаменателе — средние величины; в скобках приведено количество анализов.

значений ОК для барит-полиметаллических и золото-кварцевых руд соответствуют отличиям ОК кислых пород от основных для земной коры в целом и дацитовых порфиров печеркинской свиты, опробованных за пределами известных рудных полей, от диабазов Салаирского кряжа в частности. Такое совпадение может быть обусловлено, по нашему мнению, генетическими связями барит-полиметаллического оруденения с кислым кембрийским вулканизмом, а золотого — с более поздним базальтоидным. Вертикальная зональность распределения металлов по их ОК в пределах рудного поля наиболее резко выражена для полиметаллических руд, выявляя в них существенное изменение с глубиной в пользу элементов более фемических и центростремительных (табл. 3); в золотых же рудах при тех же тенденциях подобной контрастности нет (табл. 4). В полиметаллических рудах, видимо гораздо менее глубинных, к поверхности быстро возрастают содержания и, главное, относительные концентрации серебра сравнительно с золотом, свинца сравнительно с цинком и медью и т. д. В золотом типе оруденения, проявившемся в виде кварц-карбонатных жильно-штокверковых зон, распространенных в полиметаллическом поле по наложенным на него разломам и за его пределами, значения ОК большей частью отчетливо более низкие. Закономерности в вариациях интервалов ОК и их средних не наблюдается. И это не только еще раз подчеркивает генетическую самостоятельность двух рассматриваемых типов минерализации, но и свидетельствует о более выдержанном на глубину собственно золотом оруденении, его более глубинном характере и существенно базальтоидном источнике металлов.

Следует заметить, что в отличие от предыдущей публикации [Щербаков и др., 1981] в данной статье ОК рассчитаны относительно метеоритного вещества типа С1, как, вероятно, более близкого к протомантийному. Это делает выявленные закономерности более наглядными. Низкие зна-

Таблица 3

Распределение ОК элементов в полиметаллических рудах Салаирского рудного поля

Горизонт	$\frac{\text{Ag: Au}}{\text{Ag}\mu\text{: Au}\mu}$	$\frac{\text{Cu: Au}}{\text{Cu}\mu\text{: Au}\mu}$	$\frac{\text{Pb: Zn}}{\text{Pb}\mu\text{: Zn}\mu}$	$\frac{\text{Pb: Cu}}{\text{Pb}\mu\text{: Cu}\mu}$	$\frac{\text{Zn: Cu}}{\text{Zn}\mu\text{: Cu}\mu}$
I(130)	$\frac{0,6-4132,2}{26,1}$	$\frac{0,03-590,5}{2,6}$	$\frac{1,0-9973,4}{209,1}$	$\frac{1,1-1562,5}{52,27}$	$\frac{0,04-344,3}{4,2}$
II(92)	$\frac{1,0-2295,7}{19,2}$	$\frac{0,07-656,1}{3,6}$	$\frac{10,0-4000,0}{147,1}$	$\frac{3,3-991,1}{42,2}$	$\frac{0,4-293,9}{3,7}$
III(7)	$\frac{1,4-21,2}{9,2}$	$\frac{0,2-1107,2}{5,2}$	$\frac{0,07-1333,3}{55,6}$	$\frac{4,7-23,4}{10,9}$	$\frac{0,01-79,6}{5,3}$

Таблица 4

Распределение ОК элементов в золотых рудах Салаирского рудного поля

Горизонт	$\frac{\text{Ag: Au}}{\text{Ag}\mu\text{: Au}\mu}$	$\frac{\text{Cu: Au}}{\text{Cu}\mu\text{: Au}\mu}$	$\frac{\text{Pb: Cu}}{\text{Pb}\mu\text{: Cu}\mu}$	$\frac{\text{Pb: Zn}}{\text{Pb}\mu\text{: Zn}\mu}$	$\frac{\text{Zn: Cu}}{\text{Zn}\mu\text{: Cu}\mu}$
II(44)	$\frac{0,03-34,8}{0,68}$	$\frac{0,0001-135,0}{0,04}$	$\frac{10,5-2327,0}{94,4}$	$\frac{3,3-468,7}{41,8}$	$\frac{0,006-31,2}{2,2}$
III(8)	$\frac{0,013-6,1}{1,45}$	$\frac{0,8-7,9}{1,0}$	$\frac{8,5-66,7}{34,9}$	$\frac{3,3-104,2}{8,3}$	$\frac{0,2-4,2}{3,9}$
IV(3)	$\frac{1,8-11,6}{6,7}$	$\frac{1,1-19,7}{0,7}$	$\frac{2,0-6666,7}{1555,5}$	$\frac{11,2-10416,7}{455,7}$	$\frac{0,6-4,2}{3,3}$
V(5)	$\frac{0,6-2,2}{2,0}$	$\frac{0,9-7,4}{5,0}$	$\frac{6,7-200,0}{13,5}$	$\frac{4,7-312,5}{25,4}$	$\frac{0,02-13,9}{0,5}$

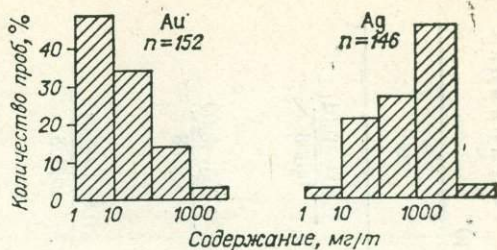
Таблица 5

Распределение золота, серебра (%) и их ОК по типам изменения пород Салаирского рудного поля

Порода	Au	Ag	ОК
Дацитовые порфиры, тип изменения			
I	$\frac{1,1 \cdot 10^{-7}-2 \cdot 10^{-6}}{4,4 \cdot 10^{-7}(25)}$	$\frac{1 \cdot 10^{-6}-3 \cdot 10^{-4}}{2,5 \cdot 10^{-5}(16)}$	$\frac{1,9-996}{47}$
I+II	$\frac{1,2 \cdot 10^{-7}-8 \cdot 10^{-5}}{4,5 \cdot 10^{-6}(36)}$	$\frac{9,4 \cdot 10^{-7}-5,4 \cdot 10^{-5}}{5,3 \cdot 10^{-5}(15)}$	$\frac{1,0-773}{9,7}$
Андезитовые порфиры, тип изменения			
I	$\frac{1 \cdot 10^{-7}-4,8 \cdot 10^{-7}}{2,1 \cdot 10^{-7}(15)}$	$\frac{8 \cdot 10^{-7}-2,4 \cdot 10^{-5}}{4,8 \cdot 10^{-6}(7)}$	$\frac{2,9-99,5}{19}$
I+II	$\frac{4,8 \cdot 10^{-6}-3,6 \cdot 10^{-5}}{2,0 \cdot 10^{-5}(2)}$	$\frac{5 \cdot 10^{-5}-1,6 \cdot 10^{-4}}{1 \cdot 10^{-4}(2)}$	4,1

чения минимальных частных ОК серебра к золоту в полиметаллических рудах, приведенные в табл. 2 и 3, возможно, обусловлены наложением на эти руды позднего золоторудного процесса. В это же время высокие значения максимальных частных ОК серебра к золоту в золотых рудах (см. табл. 2), по-видимому, объясняются тем, что среди опробованных нами жил, прожилков, штокерков помимо заведомо принадлежащих к самостоятельному золоторудному процессу есть и кварц-карбонатный

Рис. 3. Гистограммы распределения золота и серебра в породах Салаирского рудного поля.
n — количество анализов.



материал, завершающий этап формирования полиметаллических руд. Достаточно четкие критерии визуального различения тех и других пока не установлены. Табл. 4 построена только по пробам, материал которых не вызывает сомнения в принадлежности к процессу образования собственно золотых руд.

Видимо, такое сложное сочетание в одном рудном поле двух самостоятельных процессов минералообразования и служит причиной неоднозначности понимания генезиса полиметаллических руд. Наши наблюдения показали, что в пределах всего Салаирского рудного поля породы в той или иной степени подвержены гидротермальному метаморфизму и значительно отличаются по составу от пород за пределами рудного поля. Из-

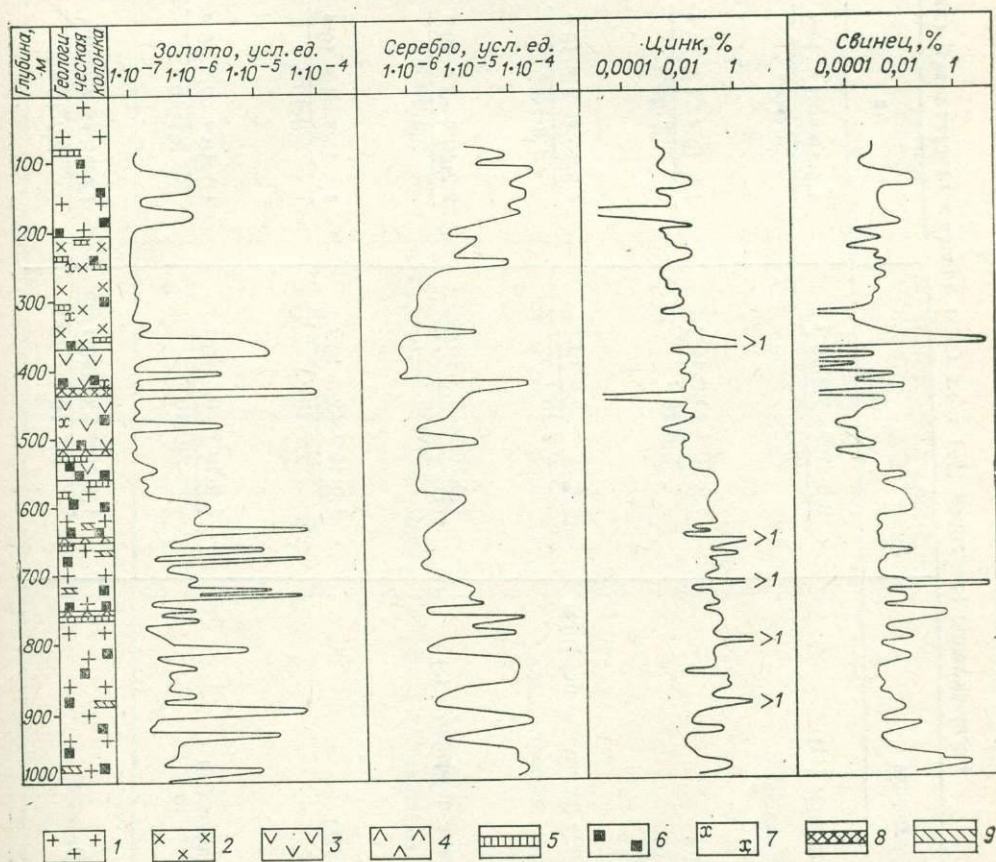


Рис. 4. Распределение золота, серебра, цинка и свинца в породах рудного поля. Западный фланг месторождения Кварцитовая сопка, скв. 568, Салаирское рудное поле. 1 — крупнопорфировый дацитовый порфир; 2 — базокварцевый порфир; 3 — андезитовые порфиры; 4 — диабазовые дайки; 5 — кварцевые и кварц-карбонатно-сульфидные жилки и прожилки; 6 — пиритизация; 7 — хлоритизация; 8 — сливные барит-полиметаллические руды; 9 — прожилково-вкрапленная кварц-сульфидная минерализация.

Распределение элементов (%) и их ОК в породах печеркинской свиты (горский разрез по рч. Ур)

Таблица

Порода	Au	Ag	Pb	Zn
Дацитовые порфиры (11)	$\frac{8,0 \cdot 10^{-8} - 7,2 \cdot 10^{-7}}{3 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,4 \cdot 10^{-6} - 1,7 \cdot 10^{-5}}{6 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{<5 \cdot 10^{-5} - 0,005}{0,001}$	$\frac{0,003 - 0,01}{0,006}$
Порфириты (10)	$\frac{1,4 \cdot 10^{-7} - 1,0 \cdot 10^{-6}}{3,6 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,3 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}}{6,8 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{<1 \cdot 10^{-4} - 0,001}{0,0002}$	$\frac{0,003 - 0,03}{0,008}$
Рассланцованные дацитовые порфиры (5)	$\frac{1,2 \cdot 10^{-7} - 4,8 \cdot 10^{-7}}{2,2 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{4,5 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}}{1,5 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,0003 - 0,002}{0,001}$	$\frac{0,003 - 0,015}{0,008}$
Рассланцованные порфириты (2)	$\frac{1,2 \cdot 10^{-7} - 6,8 \cdot 10^{-7}}{4,0 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{2,2 \cdot 10^{-5} - 2,6 \cdot 10^{-5}}{2,4 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,0003 - 0,002}{0,0012}$	$\frac{0,007 - 0,01}{0,0085}$
Туфобрекчии (12)	$\frac{1,0 \cdot 10^{-7} - 2,8 \cdot 10^{-7}}{1,7 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,8 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}}{4,8 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{<5 \cdot 10^{-5} - 0,001}{0,0009}$	$\frac{<0,003 - 0,03}{0,007}$
Диабазовые дайки (10)	$\frac{1,0 \cdot 10^{-7} - 6,5 \cdot 10^{-7}}{3,6 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,1 \cdot 10^{-6} - 7,9 \cdot 10^{-6}}{3,7 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{<0,0003 - 0,001}{0,0005}$	$\frac{0,003 - 0,015}{0,011}$
Известняки (4)	$\frac{1,4 \cdot 10^{-7} - 3,5 \cdot 10^{-7}}{2,5 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{1,0 \cdot 10^{-6} - 4,4 \cdot 10^{-6}}{2,2 \cdot 10^{-6}}$	$\frac{0,0005 - 0,001}{0,0009}$	$\frac{0,003 - 0,01}{0,004}$

Порода	Cu	$\frac{Ag: Au}{Ag\mu: Au\mu}$	$\frac{Cu: Au}{Cu\mu: Au\mu}$	$\frac{Pb: Cu}{Pb\mu: Cu\mu}$	$\frac{Pb: Zn}{Pb\mu: Zn\mu}$	$\frac{Zn: Cu}{Zn\mu: Cu\mu}$
Дацитовые порфиры (11)	$\frac{5 \cdot 10^{-3} - 0,01}{0,002}$	$\frac{3,3 - 45,0}{16,7}$	$\frac{1,3 - 90,8}{7,8}$	$\frac{<4,0 - 190,0}{33,2}$	$\frac{2,2 - 284,4}{28,9}$	$\frac{0,2 - 9,0}{1,2}$
Порфириты (10)	$\frac{0,002 - 0,01}{0,005}$	$\frac{4,1 - 37,3}{15,6}$	$\frac{7,4 - 56,2}{16,4}$	$\frac{<1,9 - 10,0}{2,6}$	$\frac{<3,3 - 16,7}{4,4}$	$\frac{0,2 - 4,1}{0,7}$
Рассланцованные дацитовые порфиры (5)	$\frac{0,0003 - 0,01}{0,002}$	$\frac{16,6 - 311,1}{56,5}$	$\frac{0,7 - 98,4}{10,7}$	$\frac{6,6 - 265,9}{33,2}$	$\frac{10 - 115,5}{21,1}$	$\frac{0,2 - 14,0}{1,7}$
Рассланцованные порфириты (2)	$\frac{0,003 - 0,005}{0,004}$	$\frac{31,7 - 152,1}{49,9}$	$\frac{8,7 - 29,5}{11,8}$	$\frac{4,0 - 44,2}{20,0}$	$\frac{5,5 - 48,9}{23,3}$	$\frac{0,8 - 1,0}{0,9}$
Туфобрекчии (12)	$\frac{0,002 - 0,007}{0,005}$	$\frac{5,3 - 62,2}{23,4}$	$\frac{14,7 - 82,6}{27,8}$	$\frac{<1,3 - 39,8}{14,9}$	$\frac{<5,5 - 48,9}{22,2}$	$\frac{<0,2 - 2,5}{0,7}$
Диабазовые дайки (10)	$\frac{0,003 - 0,03}{0,014}$	$\frac{2,8 - 25,2}{8,5}$	$\frac{9,1 - 354,2}{45,9}$	$\frac{<1,3 - 20,0}{2,3}$	$\frac{<5,1 - 24,4}{7,8}$	$\frac{0,1 - 1,0}{0,3}$
Известняки (4)	$\frac{0,0002 - 0,001}{0,0007}$	$\frac{2,8 - 26,5}{7,2}$	$\frac{1,0 - 8,4}{3,3}$	$\frac{66,4 - 332,3}{85,5}$	$\frac{16,7 - 56,7}{37,8}$	$\frac{1,2 - 4,2}{2,4}$

Распределение элементов и их ОК

Порода	Au	Ag	Pb	Zn
Дацитовые порфиры (103)	1,1—1600 74	<9,4—20000 1000	0,0001—0,3 0,03	0,003—1,0 0,12
Сланцы по дацитовым порфирам (43)	1,6—1800 110	69—10000 1700	0,0002—0,3 0,03	<0,003—1,0 0,14
Андезитовые порфириты (17)	1,0—360 26	9,5—1600 230	<0,0005—>1,0 0,06	0,003—1,0 0,08
Сланцы по андезитовым порфиритам (12)	1,1—56 6,8	8—2000 280	<0,0003—0,07 0,003	<0,003—0,007 0,018
Диабазовые дайки (11)	0,3—3,8 1,8	Не опр.	0,0003—0,07 0,0023	<0,005—0,1 0,029
Известняки (22)	0,8—13 2,0	Не опр.	<0,0005—0,01 0,0015	<0,007—1,0 0,049

Примечание. Здесь и в последующих таблицах Au и Ag даны в усл. ед., остальные

в породах Салайрского рудного поля

Cu	$\frac{Ag: Au}{Ag: Au}$	$\frac{Cu: Au}{Cu: Au}$	$\frac{Pb: Cu}{Pb: Cu}$	$\frac{Pb: Zn}{Pb: Zn}$	$\frac{Zn: Cu}{Zn: Cu}$
0,0003—1,0 0,02	0,12—995 11,6	0,11—295 3,8	0,3—1333 81,2	0,5—670 38,9	0,2—84 2,2
0,001—0,2 0,011	<3,2—376 12,8	0,02—44 1,2	1,9—6667 181,8	2,6—469 33,5	<0,2—30 5,3
0,001—0,3 0,05	<0,9—412 7,3	1,6—1181 21,2	<0,07—1333 66,7	<0,8—156 132,4	<0,01—4,2 0,67
0,001—0,3 0,04	<0,9—1033 34	2,5—1181 69,5	<0,07—267 5,0	<1,6—45 26,0	<0,06—12,6 1,1
0,001—0,05 0,011	10,7—369 72,2	2,3—199 13,9	3,4—120 12,4	<0,2—42 1,1	
0,0001—0,02 0,002	0,7—107 11,8	1,7—667 50,0	1,5—26 4,8	0,2—70 10,3	

элементы — в %.

менения выражены главным образом в интенсивной серицитизации, окварцевании, пиритизации (сульфидизации), хлоритизации (по породам основного состава) и карбонатизации и являются результатом воздействия на вмещающие породы двух названных выше рудообразующих процессов. Определить, какие изменения связаны с первым, а какие со вторым из них, очень трудно. Удалось лишь установить, что гидротермальный метаморфизм не был одноактным. Отчетливо выделяются два типа изменений. Ранний проявился по всему объему рудного поля развитием тонкочешуйчатого серицита, мелкозернистого пирита и кварца, более поздний — локально. Для него характерно развитие резко выделяющихся агрегатов, состоящих из относительно крупных кристаллов пирита, на которые нарастает гидротермальный, стебельчатый кварц, в свою очередь обрастаемый крупночешуйчатым серицитом или хлоритом (в порфиритах). Иногда серицит или хлорит нарастают прямо на пирит. Эти породы различаются и по содержанию золота и серебра (табл. 5).

В участках проявления второй стадии гидротермального метаморфизма содержания золота в среднем выше на порядок, чем вне их. При этом заметно меняется и ОК серебра по сравнению с золотом: приближается к ОК в диабазовых дайках и золотых рудах, в то время как в дацитовых порфирах, где не проявлена последняя стадия, он ближе к сливным полиметаллическим рудам (ср. табл. 2 и 5). Это, с одной стороны, еще раз свидетельствует в пользу генетической связи полиметаллического оруденения с кембрийским кислым вулканизмом, с другой — позволяет предположить, что вторая из отмеченных выше стадий гидротермального метаморфизма является составной частью процесса формирования собственно золотых руд, его началом.

Геохимическое опробование показало, что во вмещающих породах Салайрского рудного поля высока неравномерность распределения элементов. Разброс содержаний золота здесь в пределах пяти порядков, в то время как в породах горьковского разреза — всего лишь от 0,8 до 10 мг/т (табл. 6, 7). Соотношение количества проб с разными классами содержания золота и серебра приведены на рис. 3. Такое распределение и в среднем повышенные содержания элементов во вмещающих породах распространяются до исследованной глубины (табл. 8, рис. 4).

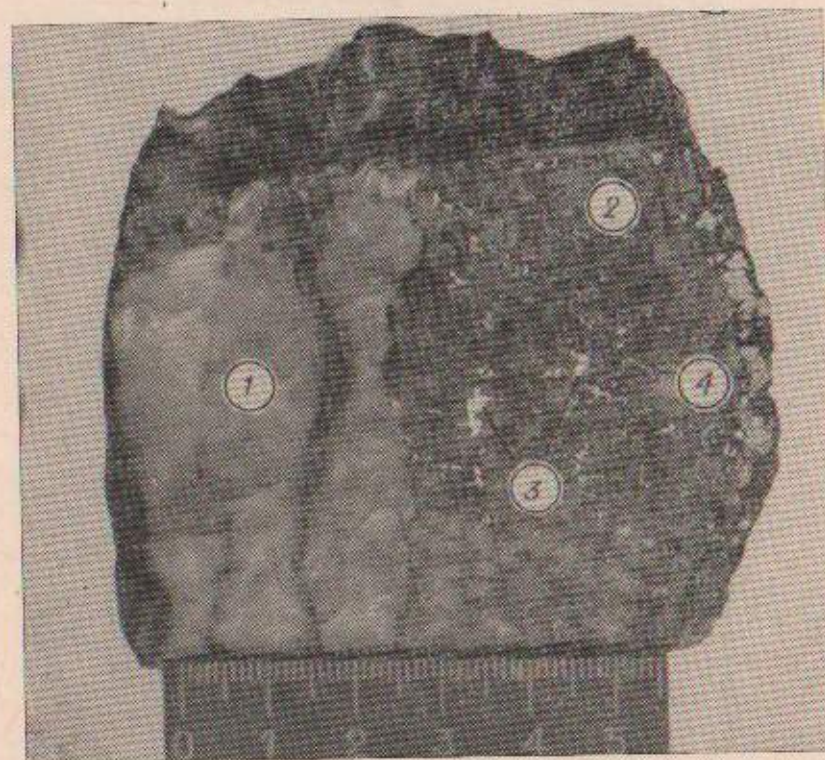


Рис. 5. Образец Ш-7 из участка золоторудной минерализации Салайрского рудного поля, 30 м к юго-востоку от барит-полиметаллического рудного поля.

1 — ранний высокотемпературный белый кварц (500—245°C); 2 — кварц-карбонатный агрегат с золотом (300—130°C); 3 — золото; 4 — пирит в зальбинде илиды. Часть минералочек совместно с золотом выщелочена галенитом с обильными включениями теллуридов свинца, золота и серебра (светло-серое, несколько темнее золота), теннантитом, сфалеритом (темно-серое) и др.

Все фотографии штудов и шлифов выполнены С. Г. Моторным.

Состав золотых руд

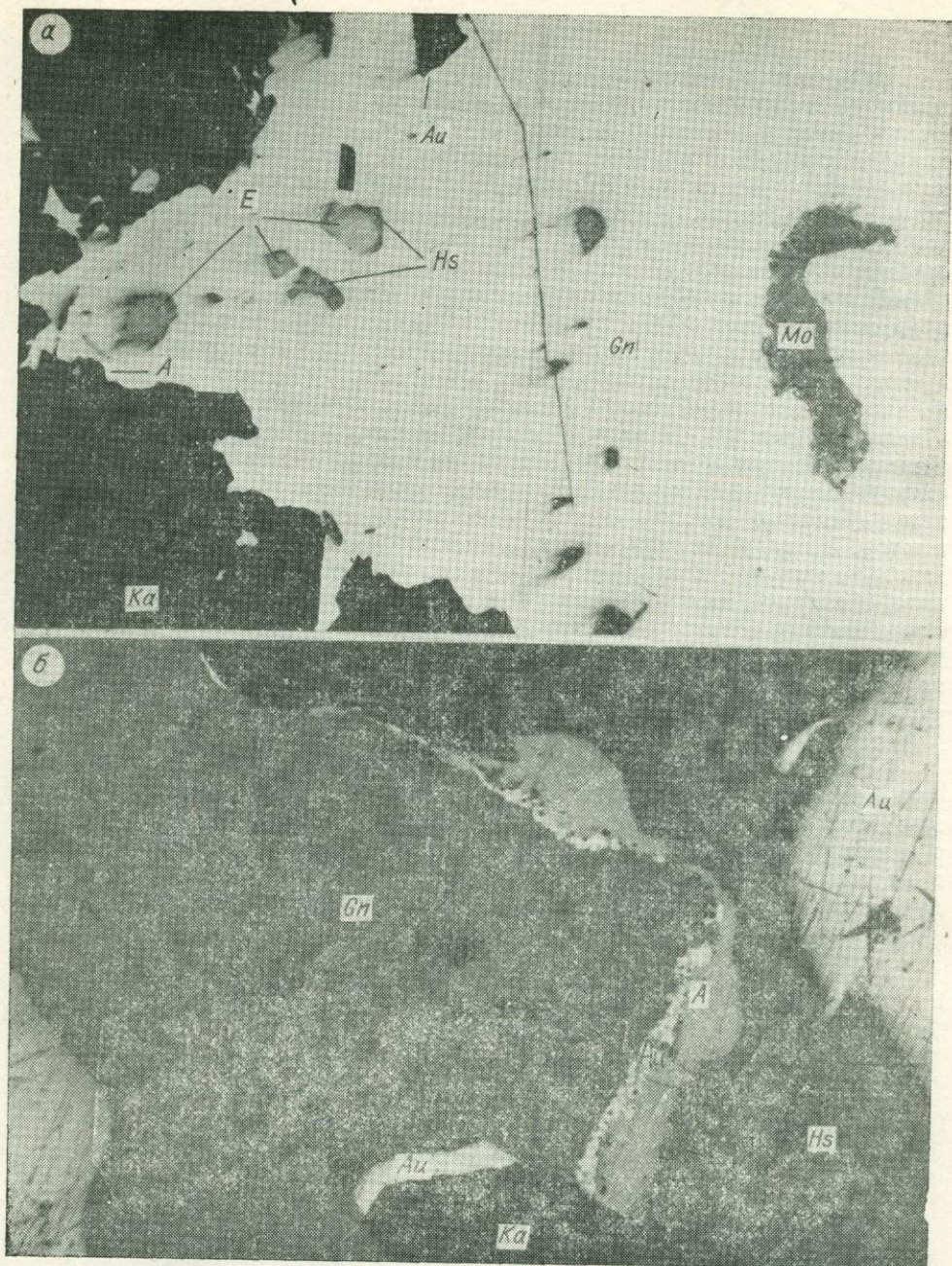
Визуально в подземных горных выработках и штуфах отчетливо выделяются две главные стадии рудообразования. Наиболее широко проявившаяся ранняя, высокотемпературная (500—245°C), представлена белым кварцем с пиритом и карбонатом; вторая, продуктивная (300—140°C), — кальцитом, серым кварцем, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, золотом, теннантитом, аргентитом и заметным количеством теллуридов золота, серебра и свинца (петцит, гессит, эмпрессит, алтаит) и др. Взаимоотношения образований этих стадий хорошо видны на рис. 5. Нередко белый кварц раздроблен и сцементирован кварц-карбонатным агрегатом продуктивной стадии. Теллуридный состав золотых руд, бедных серебром, — еще одна важная их особенность. Выделения теллуридов пространственно и по времени тесно связаны с галенитом и золотом. Они и по отдельности, и в разных сочетаниях образуют многочисленные включения в галените (рис. 6). Наряду с перечисленными выше теллуридами с помощью сканирующего микроскопа марки Jeol JSM-35 и лазерным микроспектральным анализом установлено присутствие в этой ассоциации молибденосодержащего агрегата сложного состава, диагностика которого продолжается. Этот агрегат распространен сравнительно с другими теллуридами довольно широко. Его зерна, часто раздробленные, наблюдаются в галените, сфалерите, халькопирите и кальците. Трещинки залечены галенитом с зернышками золота, кальцитом, сфалеритом (см. рис. 6, *д*, *е*; рис. 7, *в*). Взаимоотношения этого агрегата с другими теллуридами хорошо видны на рис. 6, *е*, которые совместно с кальцитом замещают его. Создается впечатление, что он отлагался значительно раньше других теллуридов (схема 1).

Золото имеет довольно высокую пробу — от 820 до 880, в среднем 860 (микронзондовое определение Г. В. Нестеренко и С. Р. Осинцева, см. статью этих авторов в данном сборнике). Оно совместно с теллуридами и частично с галенитом выполняет пространство между зернами карбоната, кварца и других сульфидов. Нередко оно как бы цементирует обломки кварц-карбонатного агрегата данной стадии, т. е. отлагается после внутретадий-

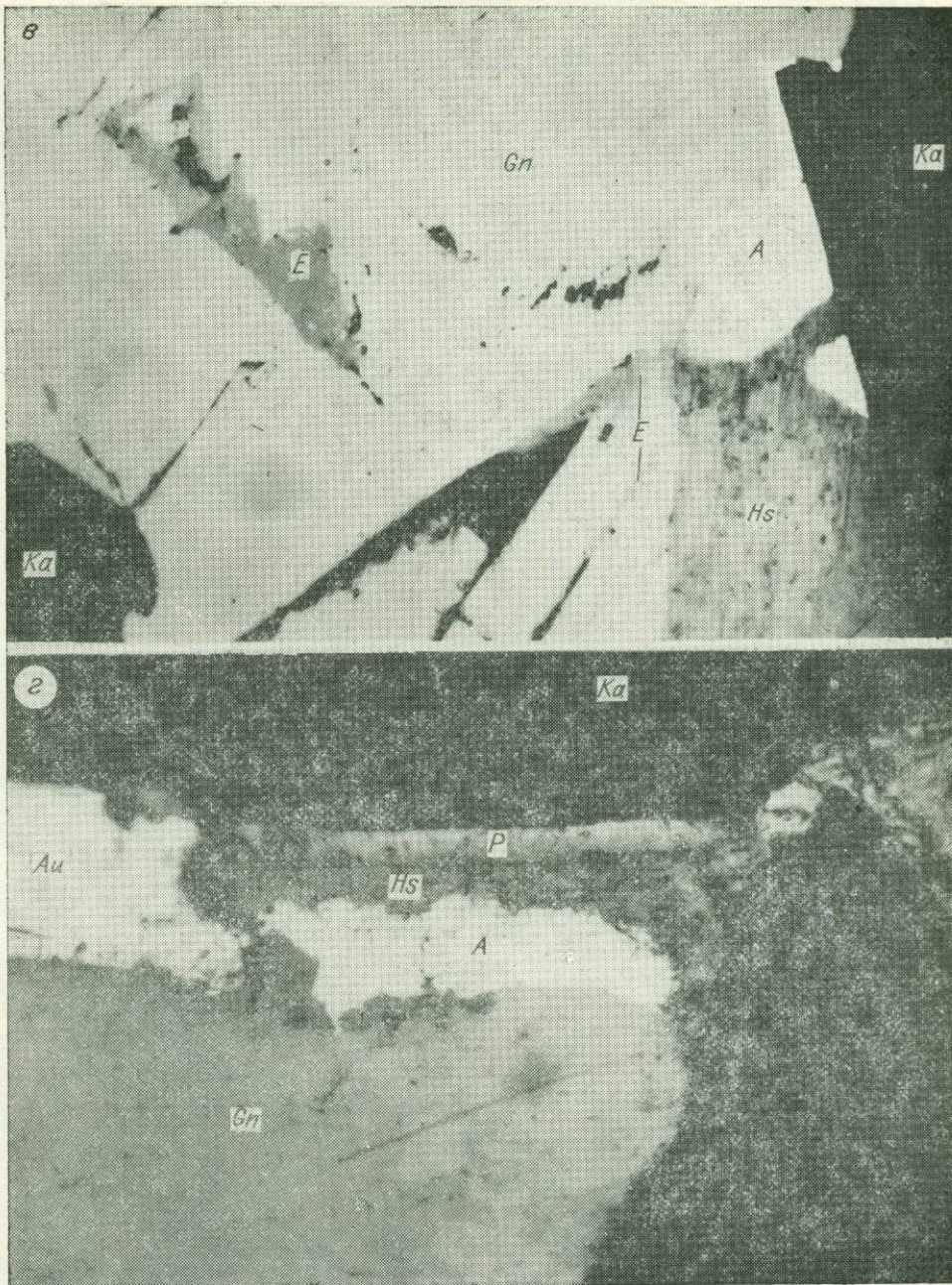
Минерал	С т а д и я		
	белокварцевая, 500—245 °С	продуктивная, 300—130 °С	пострудная, 150—60 °С
Кварц	—		
Карбонат	—		
Пирит	—		
Халькопирит		—	
Кубанит		—	
Теннантит		—	
Мо-содержащий агрегат		—	
Сфалерит		—	
Галенит		—	
Алтаит			—
Гессит			—
Эмпрессит			—
Теллурид Ag*			—
Петцит			—
Самородное золото			—

* Точные соотношения Ag и Te в минерале не установлены.

Схема 1. Последовательность отложения минералов в рудах Салаирского рудного поля.



ных подвижек, падения температуры и расходования серы на образование сульфидов. Общее представление о распределении золота в рудах дает рис. 5. Из рис. 6 и 7 видно, что золото отлагалось одновременно с галенитом и после него, совместно с теллуридами свинца, золота и серебра. Его микрожилочки пересекают сфалерит, халькопирит и другие минералы. На рис. 7а, б видно, как более мелкие его выделения проникают между зернами и по трещинкам в кальцит. При исследовании золотин из полиметаллических руд Г. В. Нестеренко и С. Р. Осинцев выявили отчетливое их разделение по пробности на две группы. Одна из них идентична золоту из собственно золотых руд (800—850), другая значительно отличается



(580—710). По-видимому, последняя и есть типичный представитель золота этапа образования полиметаллических руд.

Те же температурные интервалы отложения кварца и рудных минералов установлены в образцах из кварцевого штокверка с глубины 800—900 м от поверхности (рис. 8). Как уже отмечалось, распределение золота в околорудном пространстве тоже характеризуется устойчивостью по вертикали месторождения (см. табл. 8).

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить ранее не замеченную совмещенность в пределах одного рудного поля двух типов и этапов оруденения: древнего близповерхностного барит-полиметалличе-

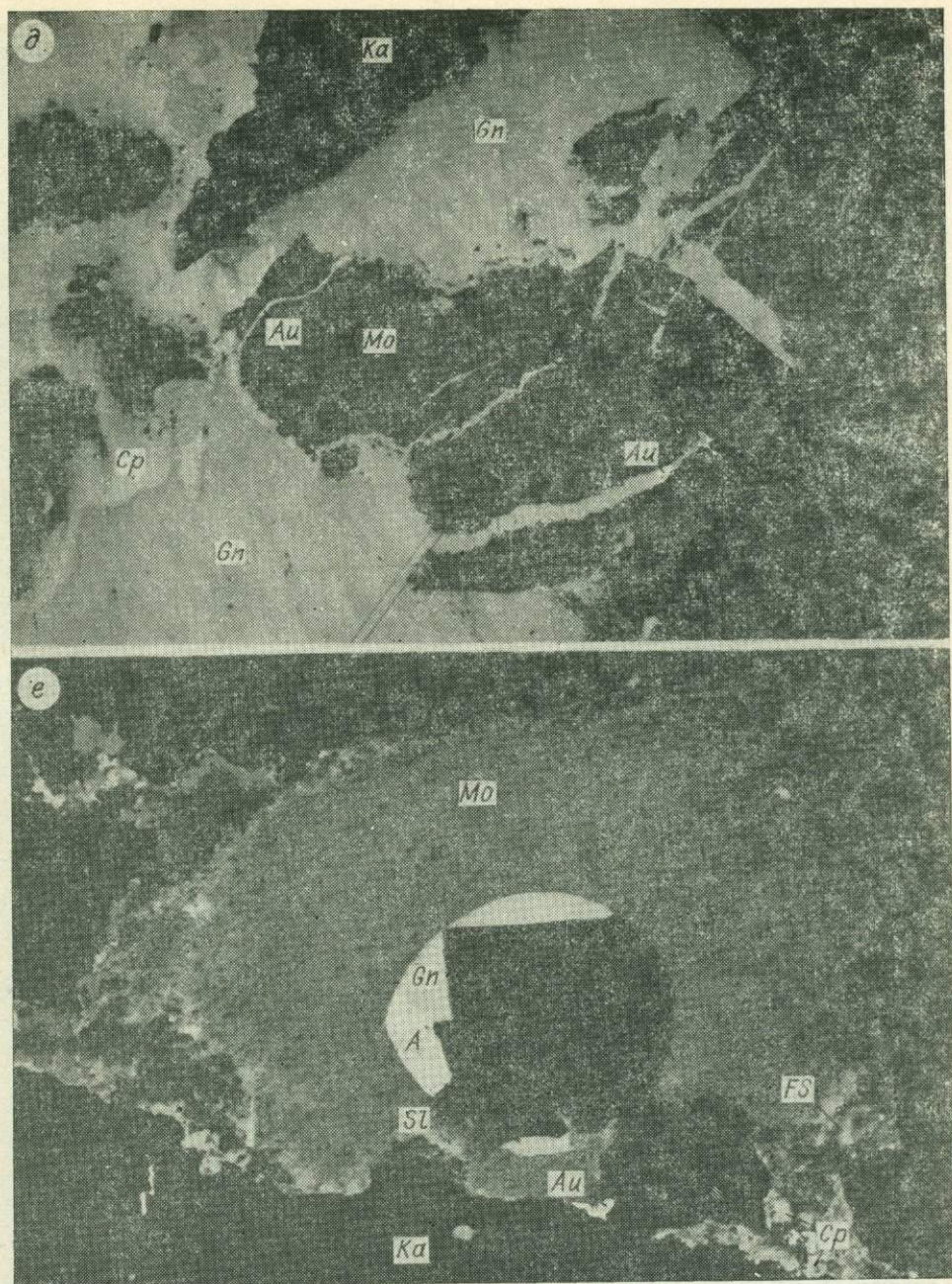


Рис. 6. Распределение теллуридов в руде и взаимоотношения их между собою и с другими минералами. Салаирское рудное поле, золоторудная зона. Аншлиф.

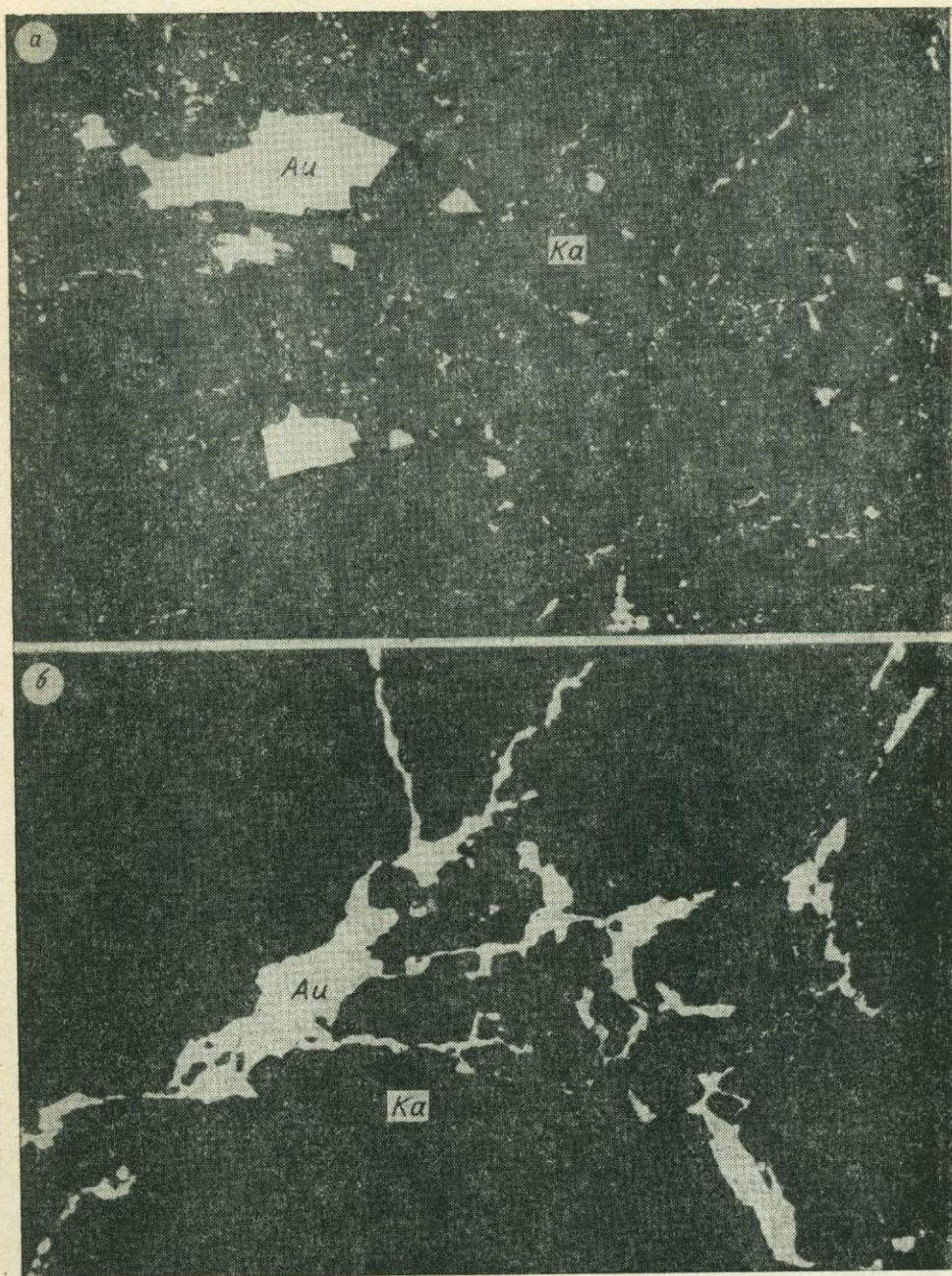
a — галенит (Gn) с включениями теллурида Mo и Ag(Mo), гессита (Hs) в сростании с эмпресситом (E), алтанта (A) и золота (Au) на контакте галенита с кальцитом (Ka), ув. 95; *б* — сростание галенита (Gn), золота (Au), алтанта (A) и гессита (Hs). Ka — кальцит. Золото и алтаит проникают в галенит по спайности, ув. 95; *в* — эмпрессит (E) развивается по спайности в галените (Gn). A — алтаит, Hs — гессит, Ka — кальцит, ув. 620; *г* — ассоциация алтанта (A), гессита (Hs), петцита (P) и золота (Au) на контакте галенита (Gn) и кальцита (Ka), ув. 1295; *д* — раздробленный теллурид Mo-содержащий агрегат (Mo) замещается и цементируется галенитом (Gn) с золотом (Au). Слева зерна Mo — Ag-теллурида оконтурены халькопиритом (Sp). Ka — кальцит, ув. 90; *е* — замещение Mo-содержащего агрегата теллурида (Mo) кальцитом (Ka), галенитом (Gn), алтантом (A), сфалеритом (Sl), блеклой рудой (Fs, мелкие серые зернышки с гладкой поверхностью), халькопиритом (Sp, мелкие зернышки в сростании с блеклой рудой) и золотом (Au), ув. 306.

ского с большими содержаниями серебра и невысокими — золота и более молодого, не содержащего серебра золото-сульфидно-кварц-карбонатного с теллуридами и более высокими содержаниями золота. Собственно золотое оруденение локализовано в протяженных линейных штокверковых зонах северо-западного и, видимо, северо-восточного простирания, связано с диабазовыми дайками верхнего палеозоя, интенсивным метасоматозом древних пород и, возможно, частичной регенерацией барит-полиметаллических руд. Собственно золотое оруденение в Салаирском рудном поле установить было трудно, так как золотые руды здесь замаскированы рассеянной вкрапленно-прожилковой кварц-карбонатной минерализацией, завершающей этап барит-колчеданного рудообразования. Наличие в рудном поле двух стадий образования кварц-карбонатных и кварцевых жил и четок отмечали еще в 30-х и 40-х годах С. С. Геринг и Г. Л. Поспелов, указывая на их локализацию в виде отдельных «столбобразных потоков». Специально проведенные С. Б. Бортниковой наблюдения позволили проследить переход кварцевых жил от диабазов в рассланцованные порфиры и полиметаллические руды. Золотоносность кварцевых жил, связанных с диабазами, как уже указывалось, отмечал Г. Л. Поспелов, хотя он и не увязывал их с золотоносностью рудного поля.

УРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Геологическое строение Урского и Салаирского рудных полей имеет много общего. Поле сложено дацитовыми порфирами и их туфами, порфиритами, кварц-альбит-хлоритовыми, глинисто-хлоритовыми, углистыми и другими сланцами, песчаниками, алевролитами с маломощными прослоями известняков печеркинской свиты (ϵ_1 рс), залегающими среди известняков анчешевской свиты (ϵ_1 ан). Урское рудное поле включает несколько колчеданно-полиметаллических месторождений, расположенных цепочкой в пределах полосы выходов печеркинской свиты в северо-западном направлении.

Все породы рудного поля претерпели гидротермальный метаморфизм, выразившийся в интенсивной серицитизации, хлоритизации, пиритизации, карбонатизации и окварцевании вплоть до образования крупных тел гидротермально-метасоматических кварцитов. Распределение элементов-примесей и их ОК в гидротермально измененных породах около колчеданно-полиметаллических рудных тел приведено в табл. 9. Д. И. Портяников рассмотрел распределение золота в полиметаллических рудах и показал, что относительно повышенные его содержания прослеживаются в виде полос, вытянутых в северо-северо-западном направлении. Для более детального изучения в Урском рудном поле был выбран северный его участок с интенсивным окварцеванием, в значительной степени сложенный кварцитами. Бурением установлено, что кварциты согласно вмещающими их рассланцованными дацитовыми порфирами падают на юго-запад под углом $40-60^\circ$ и на глубину прослежены более чем на 300 м. Развиваются они по дацитовым порфирам, различная степень окварцевания легко выявляется в разных частях кварцитовых тел. В них часты реликты порфировой текстуры первичной породы с полным сохранением вкрапленников кварца размером от 1—2 до 3—5 мм. По керну макроскопически легко различимы кварциты, образованные по порфирам, туфам и туфобрекчиям (рис. 9). Обломки в туфобрекчиях имеют остроугольную форму, вытянуты длинной осью по рассланцовке. Размер их от 2 до 7 см. Большая часть кварцитов массивной или полосчатой текстуры, выражающейся в чередовании светло-серых, серых, иногда бурых полос мощностью от долей миллиметра до 3—5 см. По простиранию полосы невыдержанные, прерываются, выклиниваются, ветвятся, образуя линзы, пятна. Основная масса породы сложена мелкими



(0,01—1, чаще 0,1—0,3 мм) зернами кварца с неровными, зубчатыми контурами. Все зерна удлинены и ориентированы в одном направлении. На фоне мелкозернистой массы наблюдаются выделения кварца (0,5—5, редко 10 мм) линзовидной, копьевидной, веретенообразной и ленточной формы. Особенность данных кварцитов — в наличии топаза, который по распространенности среди минералов в кварцитах идет вторым после кварца. Химический состав рассматриваемых топазовых кварцитов (табл. 10) несколько варьирует в зависимости от интенсивности прошедшего замещения и в целом близок химическому составу по Н. И. Наконнику (1964).

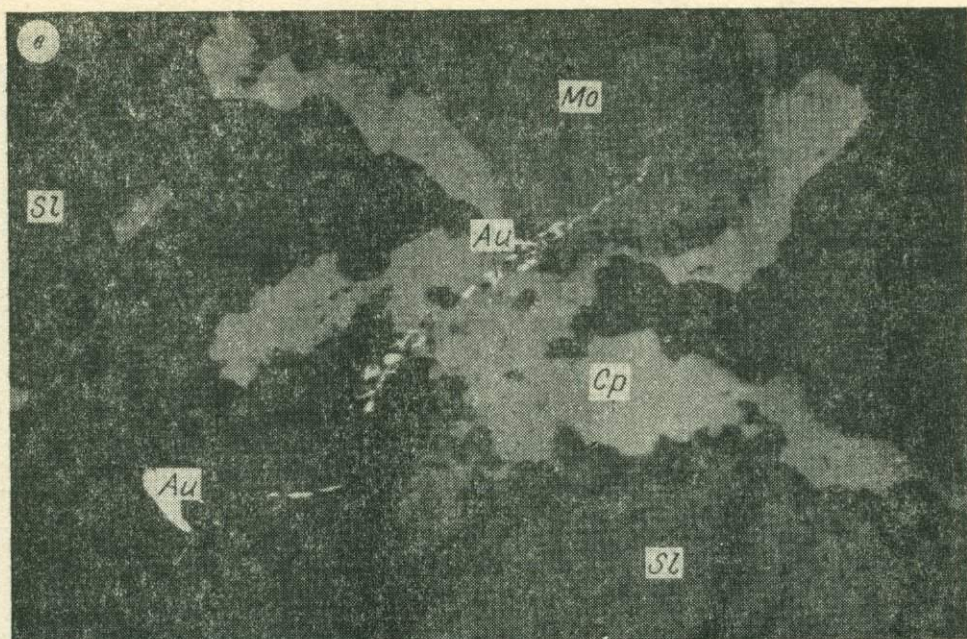


Рис. 7. Золото (Au) выполняет интерстиции между зернами кальцита (Ca) (а), развивается по трещинкам в нем (б) и в рудных минералах (в). Салаирское рудное поле. Аншлиф.

а — ув. 95, б — ув. 90, в — микротрещинка, пересекающая Мо-содержащий агрегат (Мо), халькопирит (Sp) и сфалерит (Sl), выполнена золотом (Au). По трещинкам в теллурид проникает сфалерит. Ув. 322.

Среднее содержание топаза 15—29% при колебаниях от 10 до 70—80%, т. е. его распределение весьма неравномерно: от единичных зерен до гнездовых, линзовидных, пятнистых и полосчатых образований. Это подчеркивает полосчатость кварцитов, совпадающую со сланцеватостью пород (см. рис. 9).

Как показали наши исследования, топазовые кварциты образованы в начальную стадию колчеданно-полиметаллического рудообразования (схема 2). Тонкозернистый (тысячные доли мм) топаз отлагался одновременно с мелкозернистым кварцем: топазовые зерна находятся внутри кварцевых и пересекают их. Форма зерен топаза — от неправильной до призматической с редкими мелкими сферолитами. В микродрозовых полостях мелкозер-

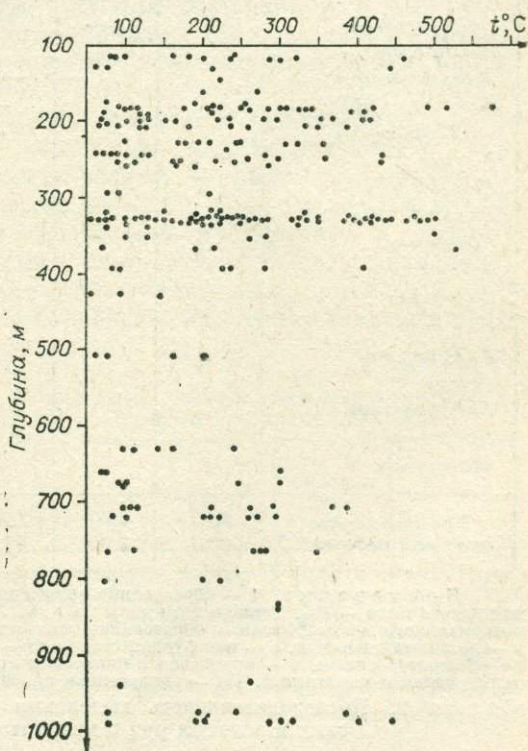


Рис. 8. Температуры гомогенизации включений в кварцах золоторудного штокверка и жил Салаирского рудного поля.

Распределение элементов и их ОК в гидротермально

Месторождение	Au	Ag	Pb	Zn	Cu
Ново-Урское	50—500 250(36)	800—20 200 4240(36)	0,01—0,22 0,03(36)	0,01—0,54 0,14(36)	0,01—0,9 0,09(36)
Самойловское	50—800 166(29)	50—17 000 3 800(27)	<0,001—1,0 0,02(900)	<0,001—1,0 0,02(882)	0,01—1,0 0,07(566)
Беловключевское	3—500 111(32)	100—9800 1834(16)	<0,001—1,0 0,02(1413)	<0,001—1,0 0,09(1372)	<0,001—1,0 0,06(1435)

нистого топаза наблюдаются хорошо ограниченные его кристаллы, заключенные в одном-двух зернах кварца. В основном минерал бесцветный, но нередко встречаются желтоватые зерна. Кроме кварца и топаза здесь

Минерал	П р о ц е с с					
	I				II	
	С т а д и я					
	1	2	3	4	1	2
Магнетит	—	—	—	—	—	—
Титаномагнетит	—	—	—	—	—	—
Ильменит	—	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—	—	—
Топаз	—	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—
Серицит	—	—	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—	—	—
Арсенопирит	—	—	—	—	—	—
Пирротин	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	—	—	—	—	—	—
Блеклая руда	—	—	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	—	—
Золото	—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—	—	—
Мелонит	—	—	—	—	—	—
Алмаз	—	—	—	—	—	—
Калговерит	—	—	—	—	—	—
Гетит	—	—	—	—	—	—
Гидрогетит	—	—	—	—	—	—
Ковеллин	—	—	—	—	—	—
Малахит	—	—	—	—	—	—
Температура гомогенизации, °C	500— 400	450— 300	300— 270	150— 70	420—70	

Примечание. I — образование колчеданно-полиметаллических месторождений Урского рудного поля — Pz. Температуры даны по А. С. Ланухову (1975). 1 — предрудная стадия гидротермального метаморфизма — образование топазовых кварцитов, 2 — серноколчеданная стадия, 3 — полиметаллическая, 4 — пострудная стадия. II — развитие золотого оруденения — Pz. Данные по температуре наши. 1 — кварцевая с пиритом и арсенопиритом, 2 — продуктивная, сульфидно-теллуридная с карбонатом, III — гипергенное преобразование.

Схема 2. Последовательность выделения минералов колчеданно-полиметаллических и золотых руд в кварцитах Урского рудного поля.

Таблица 9

измененных породах Урского рудного поля

Mo	$\frac{Ag:Au}{Ag:Au}$	$\frac{Cu:Au}{Cu:Au}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb:Zn}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb:Cu}$	$\frac{Mo:Cu}{Mo:Cu}$
Не опр.	4,1—57,7 14	0,2—28,4 4,2	5,0—2000 35,7	0,7—216,7 22,2	
<0,0001—0,01 0,0001(662)	48,9	5,0	166,7	19,0	0,13
<0,0001—0,001 0,0005(1397)	13,6	6,4	37,0	22,2	0,76

присутствуют серицит, рутил, пирит и реликтовые минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит. Серицит составляет от 0,5 до 10—20%, в рассланцованных разностях — до 30—40%. Количество рутила в кварцитах менее 1%, размер его зерен 0,001—0,005 мм. Пирит этой стадии представлен мелкими (около 0,01 мм) рассеянными в породе включениями с реликтами вмещающих пород. Магнетит, титаномагнетит и ильменит нередко наблюдаются в виде включений в пирите.

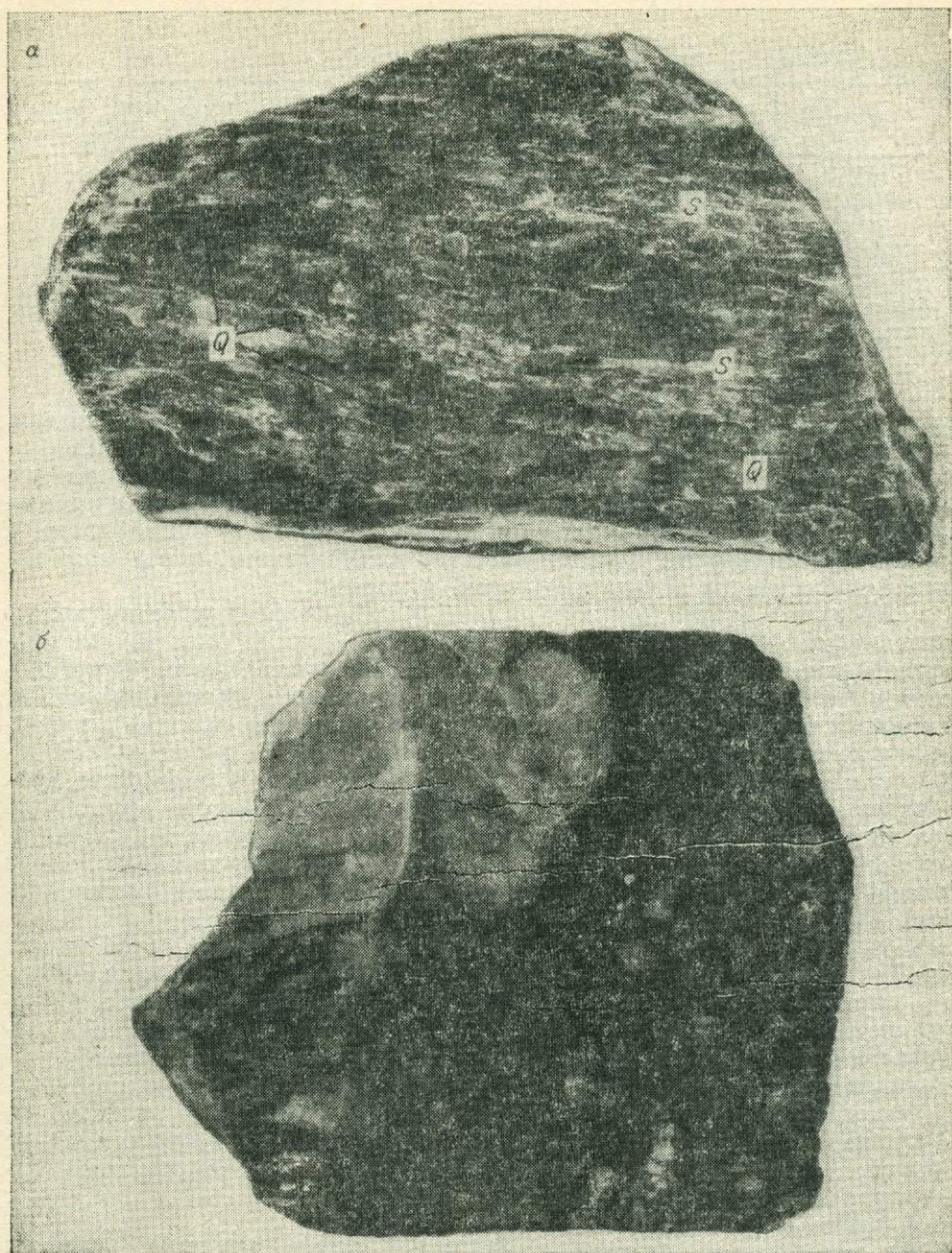
Продукты второй (серноколчеданной) стадии формирования колчеданно-полиметаллических руд Урского рудного поля на этом участке проявились значительно слабее, чем в соседних Беловключевском, Самойловском и Ново-Урском. Они встречаются в отдельных участках кварцитов, выполняя пространство между их обломками в виде прожилков и вкрапленников в них. В восточной части участка имеется небольшое серноколчеданное тело. В результате этой стадии возникают брекчиевые, прожилково-вкрапленные и полосчато-вкрапленные текстуры (рис. 10). На фоне темно-серого кварца с обильной сульфидной минерализацией выделяются светло-серые угловатые обломки размером до 3,5 см, почти лишенные сульфидов. Формирование прожилково-вкрапленных пиритовых руд сопровождалось собирательной перекристаллизацией кварца, топаза, пирита и серицита с укрупнением их зерен. Топаз этой стадии представлен обычно более крупными (до 0,3—0,4 мм) кристаллами с хорошо выраженной пинакоидальной спайностью, хотя встречаются и тонкозернистые его агрегаты в виде тонких прослоек — жилок. В участках развития второй стадии пирит составляет до 10% и более от объема породы, выделяясь в виде идиоморфных кристаллов кубического и пентагон-додекаэдрического габитуса, а также неправильных зерен размером до 4 мм, нередко зоналси. Микроскопически хорошо выявляется нарастание пирита на кристаллы топаза. В свою очередь, на грани пирита перпендикулярно нарастает стебельчатый кварц. В этой ассоциации часто присутствует крупночешуйчатый серицит (до 0,5 мм), нарастающий на кристаллы пирита и зерна стебельчатого кварца. Пирит часто разбит трещинами, выполненными минералами следующей стадии. Золото в пирите серноколчеданной стадии установлено только аналитически (табл. 11).

Третья стадия (полиметаллическая) практически завершает этап формирования кол-

Таблица 10

Химический состав топазовых кварцитов Урского рудного поля, %

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
SiO ₂	69,21—89,23	MgO	0,1—0,3
Al ₂ O ₃	5,03—22,16	MnO	0,02—0,07
FeO	0,57—3,35	P ₂ O ₅	0,02
TiO ₂	0,25—0,53	S	0,01—1,21
CaO	0,14	F	2,5—4,5



чеданно-полиметаллических руд. Она характеризуется образованием халькопирита, блеклой руды, сфалерита, галенита. В эту стадию произошло отложение небольшого количества золота, не превышающего его обычное содержание в колчеданно-полиметаллических месторождениях. Данная стадия в пределах рассматриваемого месторождения проявилась еще слабее, чем предыдущая, потому что сульфиды ее имеют очень ограниченное распространение, из них халькопирит составляет от 1 до 10%. Выделения его представлены аллотриоморфными зернами, размеры которых колеблются от 0,01 до 3—4 мм, и вкрапленностью в виде эмульсии и зернышек размером до 0,01 мм в сфалерите. Халькопирит выполняет пространство между зернами раннего пирита, нарастает на

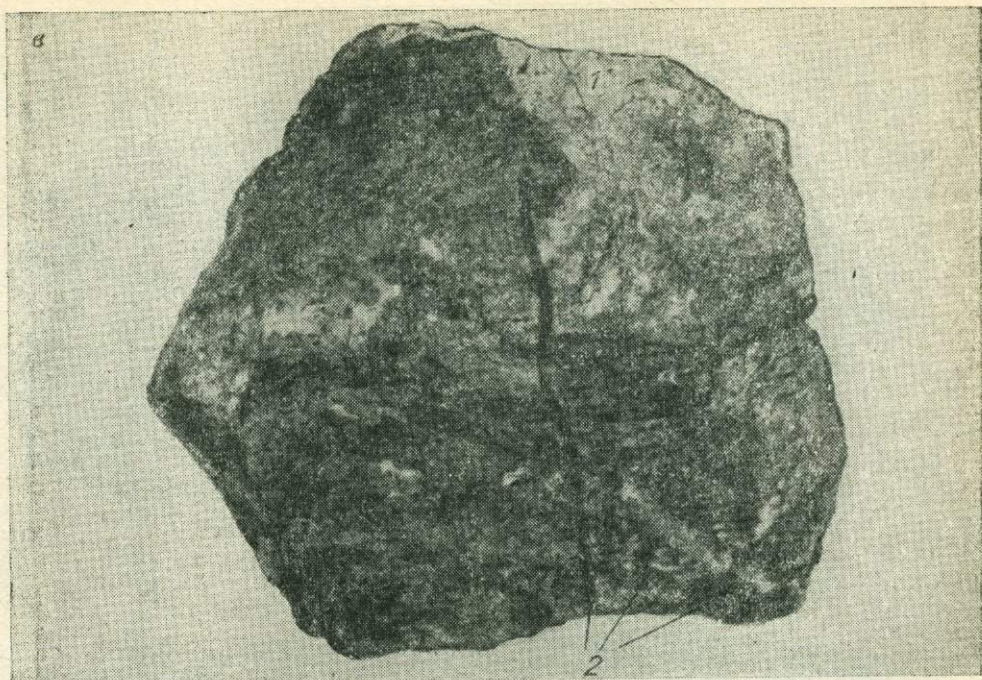


Рис. 9. Топазовые кварциты Урского рудного поля. Штуфы.

a — полосчатый кварцит, развитый по дацитовому порфиру. Полосчатость подчеркивается чешуйками серицита (S) и вытянутостью реликтов вкрапленников кварца (Q), ув. 1,7; *б* — кварцит, развитый по туфобрекчи, ув. 1,2; *в* — «топазит» с полосчатым распределением топазовых агрегатов, (1) и кварца (2); порода раскалывается кварцевой микрожилкой. Natur. вел.

него и проникает в него по трещинкам. Блеклая руда нарастает, в свою очередь, на халькопирит, образуя изометричные выделения. Сфалерит встречен в виде единичных ксеноморфных зерен в кварце. В ассоциации с ним и так же редко встречается галенит, который образует каемки и выполняет пространство между зернами сфалерита. Золото, отложившееся в эту стадию, микроскопически наблюдать не удалось. Его наличие установлено с помощью атомно-абсорбционного анализа как в целом в колчеданно-полиметаллических рудах, так и в сульфидной, главным образом пиритовой, и легкой, преимущественно кварцевой, фракциях кварцитов (см. табл. 11; табл. 12). В протолочках проб из золоторудных зон А. И. Сучков и З. В. Смычкова установили не встреченные нами молибденит, анатаз, турмалин, эпидот и др.

Низкотемпературные образования, завершающие этап формирования колчеданно-полиметаллических руд, представлены, видимо, отдельными маломощными кварцевыми жилками с небольшим количеством карбоната и флюорита. Флюорит образует тонкозернистые выделения (до 0,5 см), в центральной части светло-фиолетовые, к периферии — зеленовато-белые. Эти минералы, как нам представляется, в кварцитах не имеют широкого распространения. Зато наложение более позднего кварцевого штокверка с небольшим количеством сульфидов, теллуридами и самородным золотом проявлено в значительной степени. Развивается штокверк в виде линейных зон, пересекающих кварцитовые тела в северо-северо-западном направлении и выходящих за их пределы в рассланцованные, интенсивно серицитизированные дацитовые порфиры. В этом же направлении среди полиметаллических руд, расположенных немного южнее Ново-Урского, Самойловского и Белоключевского месторождений данного рудного поля, вытягиваются участки с относительно повышенным содержанием благородного металла. Температуры гомогенизации включений в этом кварце

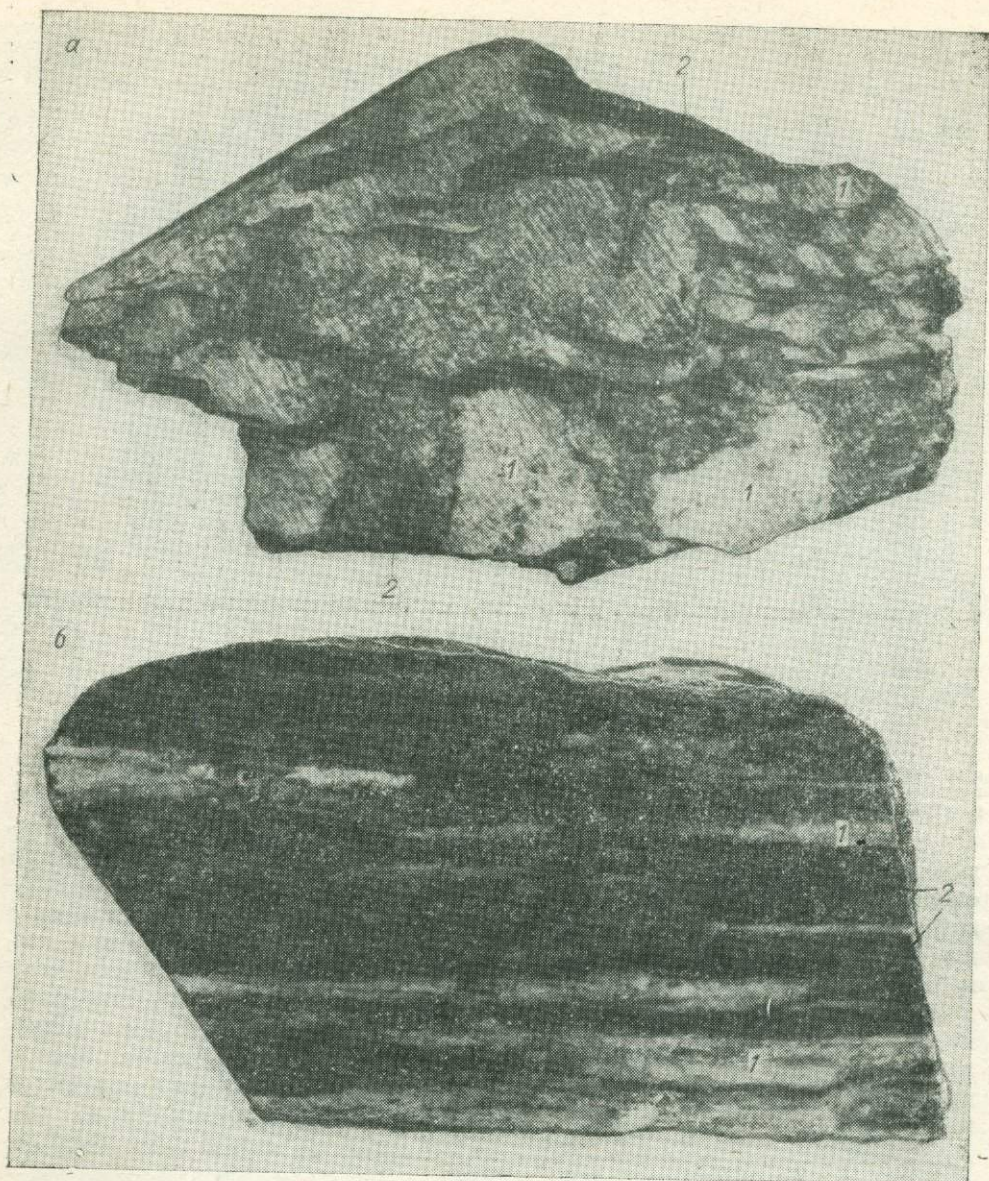


Рис. 10. Брекчиевая (а) и полосчатая (б) колчеданные руды в топазовых кварцитах Урского рудного поля.

1 — обломки и полосы кварцита, а также кварц, синхронный пириту; 2 — пирит. «Штриховка» обломков кварцита (а) возникла в процессе бурения. Штуфы, ув. 1,5.

420—70°C, т. е. те же, при которых происходило формирование колчеданно-полиметаллических руд (см. схему 2; рис. 11). Следовательно, для развития процесса кварцево-штокверкового золотого оруденения был необходим новый источник энергии, нежели для колчеданно-полиметаллического, т. е., подобно кварц-карбонатному золоторудному штокверку Салаирского рудного поля, Урский является результатом нового, самостоятельного процесса минералообразования, наложенного на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Судя по сходству геологического строения Урского и Салаирского рудных полей, можно предположить, что процесс образования в них (и, видимо, в целом по Северо-Восточному Салаиру) самостоятельных, собственно золоторудных тел шел одновремен-

Таблица 11

Распределение элементов и их ОК в сульфидной фракции (более 95% пирита) кварцитов Урского рудного поля

Порода	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Bi
Вмещающие кварциты (9)	$\frac{31-2200}{800}$	$\frac{330-5300}{1400}$	$\frac{0,0035-0,01}{0,006}$	$\frac{0,0005-0,2}{0,03}$	$\frac{0,02-0,3}{0,13}$	$\frac{<0,0005-0,01}{0,001}$
Золоторудные зоны (4)	$\frac{630-1900}{5800}$	$\frac{350-9100}{2600}$	$\frac{0,002-0,006}{0,004}$	$\frac{0,0005-0,01}{0,006}$	$\frac{0,006-0,15}{0,05}$	$\frac{0,001-0,006}{0,001}$

Окончание табл. 11

Порода	As	Sb	$\frac{Ag:Au}{Ag\mu:Au\mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu\mu:Au\mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb\mu:Cu\mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb\mu:Zn\mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn\mu:Cu\mu}$
Вмещающие кварциты (9)	$\frac{0,2->0,3}{0,27}$	$\frac{<0,0005-0,006}{0,001}$	$\frac{0,7-26,3}{2,1}$	$\frac{1,6-23,4}{5,9}$	$\frac{0,5-62,5}{1,5}$	$\frac{0,8-153,8}{2,9}$	$\frac{0,07-4,1}{0,5}$
Золоторудные зоны (4)	$\frac{0,1-0,3}{0,22}$	$\frac{<0,0005-0,003}{0,001}$	$\frac{0,3-1,1}{0,5}$	$\frac{0,01-5,0}{0,3}$	$\frac{1,25-15,6}{2,5}$	$\frac{3,1-92,3}{10,2}$	$\frac{0,1-0,7}{0,2}$

Таблица 12

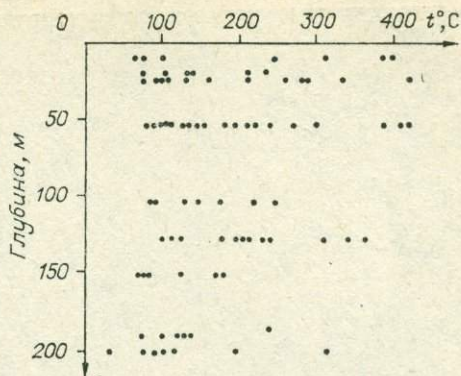
Распределение элементов и их ОК в легкой фракции (главным образом кварц) кварцитов Урского рудного поля

Порода	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo
Вмещающие кварциты (8)	$\frac{2,5-200}{5,5}$	$\frac{52-270}{100}$	$\frac{<0,0001-0,0045}{0,001}$	$\frac{<0,0005-0,04}{0,01}$	$\frac{0,004-0,025}{0,01}$	$\frac{0,0001-0,0045}{0,001}$
Золоторудные зоны (4)	$\frac{19-160}{110}$	$\frac{50-160}{94}$	$\frac{0,001-0,07}{0,002}$	$\frac{0,0005-0,012}{0,004}$	$\frac{0,007-0,01}{0,009}$	$\frac{0,0005-0,01}{0,005}$

Окончание табл. 12

Порода	Bi	Sb	$\frac{Ag:Au}{Ag\mu:Au\mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu\mu:Au\mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb\mu:Cu\mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb\mu:Zn\mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn\mu:Cu\mu}$	$\frac{Mo:Cu}{Mo\mu:Cu\mu}$
Вмещающие кварциты (8)	$\frac{<0,0001-0,004}{0,0007}$	Не обн.	$\frac{1,4-25,4}{2,2}$	$\frac{3,2-191,4}{6,6}$	$\frac{0,9->23,5}{3,1}$	$\frac{<0,04->23,1}{1,5}$	$\frac{0,2->13,6}{2,0}$	$\frac{0,9-22,2}{6,7}$
Золоторудные зоны (4)	$\frac{<0,0005-0,003}{0,0013}$	$\frac{0,001-0,002}{0,0015}$	$\frac{0,45-7,1}{1,0}$	$\frac{1,6-19,1}{3,0}$	$\frac{3,1>218,7}{6,9}$	$\frac{23,1->89,7}{7,7}$	$\frac{0,1-2,4}{0,9}$	$\frac{3,3-95,2}{37,0}$

Рис. 11. Температуры гомогенизации включений в кварцах золоторудного штокверка по вертикали в Урском рудном поле.



но. Особенность этих руд, как и в Салаирском рудном поле, состоит в присутствии заметных количеств теллуридов, а также часто обнаруживаемого золота микроскопически и в протолочках. Но в отличие от Салаирского поля здесь среди теллуридов преобладает мелонит, что отражает специфику руд Урского рудного поля, т. е. их колчеданность и более высокую фемичность.

Характеристика золотых руд

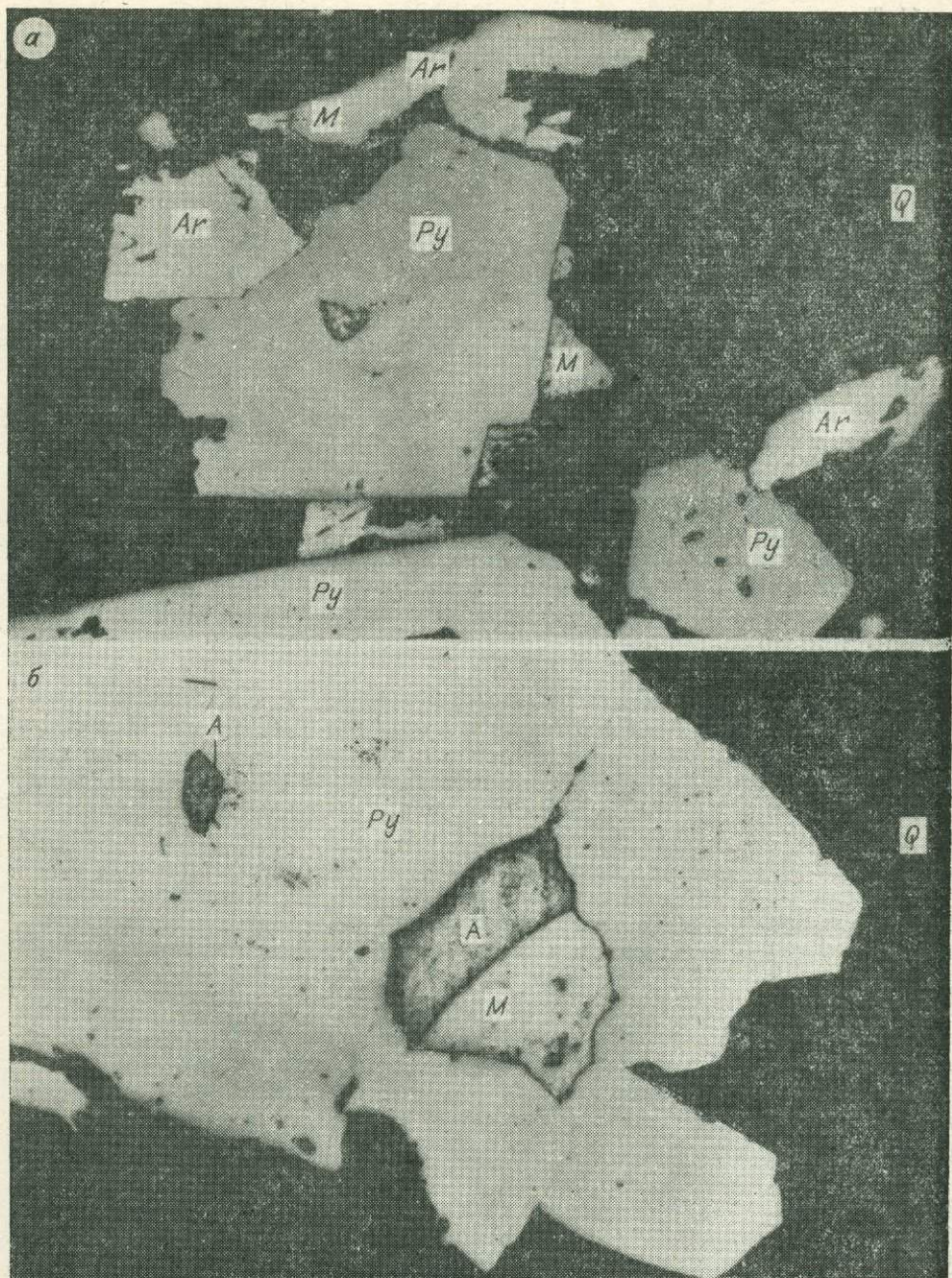
Штокверковый кварц чаще серый и по цвету обычно сливается с вмещающими его кварцитами, что очень затушевывает и затрудняет визуальное обнаружение золотоносных штокверковых руд. Лишь при очень тщательном осмотре и при наличии в кварце прозрачных участков удается обнаружить штокверк. Поэтому золотоносные зоны здесь установлены и прослежены только благодаря изобнованию. Кварц образует мелкие (0,1—0,2 мм) изометричные зерна.

Среди сульфидов наиболее распространен пирит (до 90%), меньше арсенопирит, халькопирит, реже встречаются галенит и пирротин. Они образуют вкрапленность в кварце, совместно с которым развиваются по трещинам в кварците. Изредка встречаются гнезда с 25—30% сульфидов.

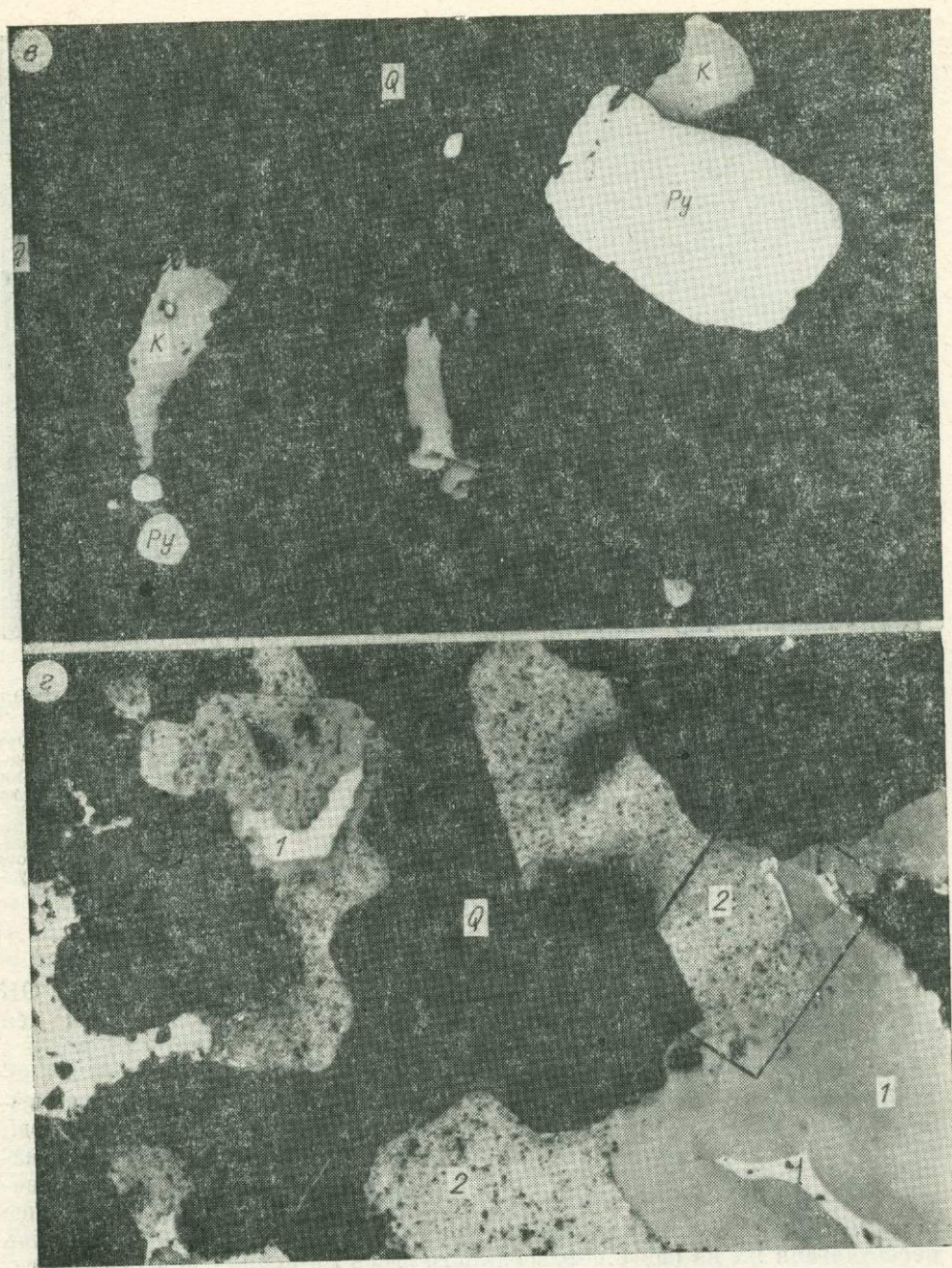
Вкрапленники пирита правильной, чаще кубической формы, от стых долей до 1—2 мм. Встречаются и неправильные зерна. Арсенопирит наблюдается в сростаниях с пиритом, иногда в виде самостоятельных зерен с ромбовидными сечениями размером от 0,08 до 1 мм. Эти минералы часто подроблены. По трещинкам в них проникает халькопирит, иногда в сростаниях с галенитом, сфалеритом или пирротином, обычно в сопровождении небольшого количества карбоната. И хотя ввиду слабой распространенности сульфидов в этих рудах выделение стадий их минералообразования затруднено, описанные взаимоотношения минералов позволяют предположить, что пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит отложились позже, нежели пирит, арсенопирит и кварц (см. схему 2). Выделения халькопирита, как правило, мелкие — от тысячных до десятых долей миллиметра. Зерна остальных минералов этой ассоциации еще мельче. Кроме мелонита, о котором уже упоминалось, из теллуридов присутствуют алтаит и калаверит. Они часто встречаются совместно и нередко ассоциируют с галенитом (рис. 12), видимо, завершая продуктивную стадию. Диагностика теллуридов подтверждена с помощью сканирующего микроскопа.

Мелонит в сростаниях с галенитом и алтаитом наблюдается по границе зерен пирита и арсенопирита, нарастает на них или развивается в виде редких выделений в кварце и пирите, размером 0,01—0,2 мм (см. рис. 12, а, б). При небольших увеличениях очень хорошо видно, что теллуриды совместно с кварцем проникают в ранее отложенный материал по отдельным микрозонкам. На рис. 12, в зерна калаверита и цепочки отдельных мелких зернышек кварца вытянуты в этом направлении. Калаверит нарастает на встречающиеся зерна пирита и проникает в них по трещинкам.

Золото наблюдается в кварце в виде редких зерен неправильной, близкой к изометричной или удлинненно-овальной формы, размером от <0,001 до 0,03 мм, иногда до 0,1—0,5 мм. Кроме того, оно образует свой собственный минерал — теллурид, в других минералах присутствует в



тонкодисперсном состоянии и устанавливается здесь только аналитически (см. табл. 11, 12). При окислении руд на месте теллурида золота, точно соответствуя его конфигурации (ср. рис. 12, *в*, *г*), образуется «горчичное» золото — очень мелкие зернышки, равномерно распределенные в лимоните. На контакте бывших пиритовых и теллуридных зерен иногда наблюдаются и более крупные золотишки (рис. 12, *д*). Из гипергенных минералов наиболее распространены лимонит (лепидокрокит, гетит), часто образующий псевдоморфозы по пириту, и ковеллин, развивающийся по халькопириту в виде сетки из иголочек и пластинок, а также в виде каемок и по трещинкам. Окисленные руды по отдельным трещинам в кварцитах встречаются на глубине более 100 м.



**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОПАЗНЫХ КВАРЦИТОВ
В ЗОНАХ, НЕСУЩИХ КВАРЦЕВО-ШТОКВЕРКОВОЕ
ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ**

Изучение распределения золота, свинца, меди и молибдена в золотоносных зонах в целом и вне их показало, что в рассмотренных объектах различны соотношения (ОК) $Ag : Au$, $Cu : Au$, $Mo : Cu$, в то время как ОК $Pb : Cu$ имеют близкие значения (табл. 13), потому что содержания Pb и Cu в золоторудных зонах и вне их находятся примерно на одном уровне. Их ОК близок таковому в гидротермально измененных породах

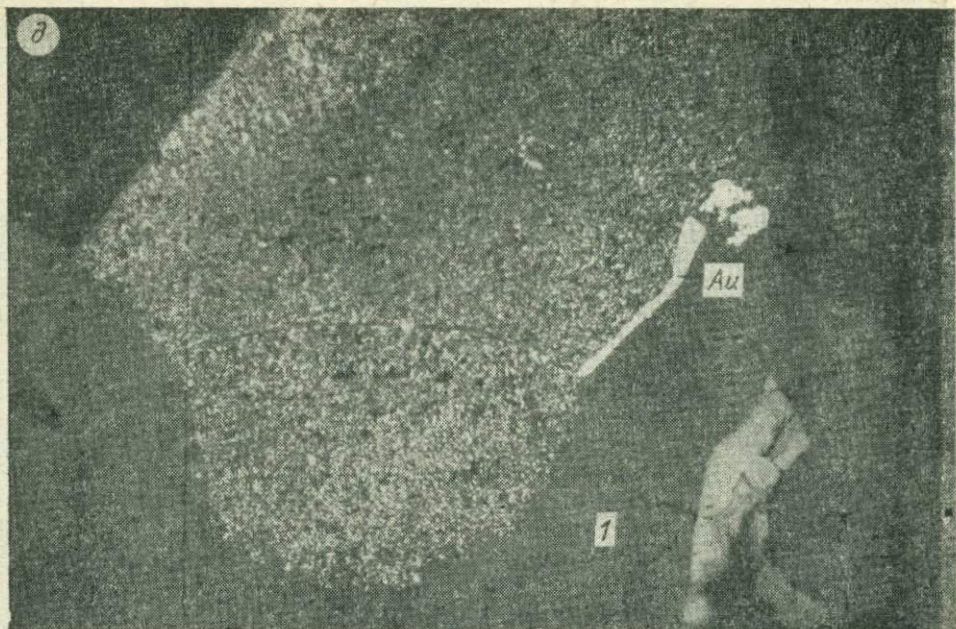


Рис. 12. Взаимоотношения теллуридов с другими минералами золотых руд. Рудная зона в кварцитах Урского рудного поля. Аншлифы.

a — мелонит (М, зерна с низким рельефом и неровной поверхностью) обрастает зерна пирита (Pу) и арсенопирита (Ar) и проникает в них; Q — кварц, скв. 960, глубина 184 м, ув. 100; *b* — включения мелонита (М) и алтаита (А) в пирите (Pу), возникшие за счет их проникновения между зернами пирита и по трещинам в нем. Q — кварц, скв. 960, глубина 184 м, ув. 270; *в* — зерна калаверита (К) и кварца (Q) той же стадии в кварците (все поле), вытянутые в одном направлении. Pу — пирит, скв. 1018, гл. 111 м, ув. 130; *г* — окисленная золотая руда. Зерна пирита замещены гидроокислами железа (1), часто метаколлоидного строения, а на месте золотого теллурида образовалось «горчичное» золото, распыленное в лимоните (2), Q — кварц, скв. 1018, гл. 111 м, ув. 196; *д* — «горчичное» золото (увеличенная деталь *г*, ув. 600). На контакте с бывшим пиритовым зерном (1) более крупные золотишки (Au).

других месторождений Урского и Салаирского рудных полей, а ОЖ Ag : Au даже в кварцитах вне золотоносных зон значительно отличается (см. табл. 9 и 13), так как около колчеданно-полиметаллических рудных тел Ново-Урского, Самойловского и Белоключевского месторождений значительно шире развита присущая этим рудам сульфидизация с более высоким отношением Ag : Au. Поскольку средние содержания свинца и меди в золотоносных зонах и вмещающих их кварцитах весьма близки, напрашивается вывод о бедности этими элементами гидротермальных растворов, паложивших золотое оруденение на топазовые кварциты. Еще более важно, что эти растворы вообще не привносили свинец и медь, они лишь переотлагали их из ранее образованного здесь материала, в частности галенита. Поэтому на исследованном участке, где сульфидов (особенно галенита, сфалерита, халькопирита) очень мало, гидротермальные растворы при взаимодействии с ними не могли обогатиться данными элементами. На тех участках, где эти же растворы взаимодействовали с полиметаллическими рудами, пересекая их, в золотых рудах наблюдается значительное количество галенита, сфалерита и халькопирита. Сравнение содержаний элементов-примесей в пиритах (сульфидная фракция) и кварцах (легкая фракция) из кварцитов золотоносных зон и вне их вскрывает ту же тенденцию. В сульфидной фракции из зон заметно меньше становится свинца, цинка и меди, примерно на том же уровне остаются висмут, сурьма и мышьяк, возрастает количество золота и в меньшей степени серебра (см. табл. 11). В легкой фракции из золотоносных зон, представленной

главным образом кварцем, увеличиваются содержания висмута, сурьмы и молибдена. Приведенные данные позволяют заключить, что содержание золота в гидротермальных растворах золотообразующего процесса было значительно выше, чем при формировании колчеданно-полиметаллических руд. Это, наряду с генетической связью золотооруденения с более богатым золотом основным магматизмом, было результатом большей глубины и большего вертикального диапазона действия растворов на породы, в пределах которых они циркулировали.

Распределение золота и серебра по вертикали в изученных золотоносных зонах и вмещающих их кварцитах показало, что содержания этих элементов на глубину практически не меняются (рис. 13). Количества свинца с глубиной падают, меди — возрастают. Соответственно изменяется и их ОК (табл. 14). Возрастает ОК Cu : Au. Аналогичные колебания ОК Pb : Cu наблюдаются в колчеданно-полиметаллических рудах Ново-Урского месторождения (табл. 15). Устойчивость на глубину содержания золота и серебра, изменчивость их у свинца и меди как в золотоносных зонах, так и вне их совершенно однозначно свидетельствуют о том, что причины установленного распределения для пар Au и Ag, Pb и Cu различны, т. е. обусловлены разными процессами. На распределении золота и серебра даже во вмещающих зоны кварцитах сказалось влияние самостоятельного, более позднего, процесса формирования золотых руд в золотоносных зонах.

Таким образом, геохимические и минералогические особенности руд, наряду с явным структурным наложением на топазовые кварциты и связанные с ними полиметаллические руды кварцево-штокверкового золотого оруденения и повторением температурного интервала образования, со всей определенностью свидетельствуют о принадлежности их к разным гидротермальным процессам.

Приведенные по Салаирскому кряжу данные о совмещенности в одном рудном поле разновозрастных полиметаллического и золотого оруденений, генетически связанных с проявлениями разного магматизма, несомненно, представляют значительный теоретический интерес.

Углубленное геохимическое изучение месторождений, наряду с общегеологическим, минералого-петрографическим и физико-химическим, позволило существенно расширить и уточнить критерии оценки золоторудных объектов. Очень информативными в этом отноше-

Таблица 13
Распределение элементов и их ОК в золотоносных зонах и вмещающих их топазовых кварцитах Урского рудного поля

Порода	Au	Ag	Pb	Cu	Mo	Ag: Au Agм.: Auм.	Cu: Au Cuм.: Auм.	Pb: Cu Pбм.: Cuм.	Mo: Cu Moм.: Cuм.
	$\frac{0,65-72,0}{2,6}$	$\frac{0,003-0,8}{0,24}$	$\frac{0,0005-0,01}{0,001}$	$\frac{0,001-0,06}{0,008}$	$\frac{0,0005-0,015}{0,004}$	$\frac{0,002-0,04}{0,07}$	$\frac{0,003-1,4}{0,04}$	$\frac{0,04-76,0}{8,3}$	$\frac{2,9-438,0}{44,0}$
	$\frac{0,0014-0,93}{0,15}$	$\frac{0,001-1,3}{0,15}$	$\frac{0,00005-0,03}{0,001}$	$\frac{0,0005-0,1}{0,01}$	$\frac{0,00005-0,03}{0,002}$	$\frac{0,007-66,0}{0,8}$	$\frac{0,006-295,0}{0,8}$	$\frac{0,2-190,0}{6,6}$	$\frac{2,1-751,0}{17,5}$

Распределение элементов (%) и их ОК на глубину в топазовых кварцитах Урского рудного поля

Горизонт (кол-во анализов)	Pb	Cu	Mo	$\frac{Ag: Au}{Agm: Aum}$	$\frac{Cu: Au}{Cum: Aum}$	$\frac{Pb: Cu}{Pbm: Cum}$	$\frac{Mo: Cu}{Mom: Cum}$
----------------------------------	----	----	----	---------------------------	---------------------------	---------------------------	---------------------------

Золотоносные зоны

I(31)	$\frac{0,0002-0,01}{0,03}$	$\frac{0,001-0,1}{0,004}$	$\frac{0,0002-0,005}{0,002}$	$\frac{<0,4-3,1}{0,7}$	$\frac{0,002-1,7}{0,04}$	$\frac{0,4-663,8}{49,8}$	$\frac{0,5-263,1}{43,8}$
II(24)	$\frac{0,001-0,01}{0,002}$	$\frac{0,001-0,02}{0,008}$	$\frac{0,0002-0,002}{0,001}$	$\frac{<0,04-2,1}{0,5}$	$\frac{0,009-1,2}{0,07}$	$\frac{3,4-7,6}{19,6}$	$\frac{4,4-438,1}{16,4}$
III(25)	$\frac{0,0001-0,002}{0,001}$	$\frac{0,003-0,03}{0,016}$	$\frac{0,0003-0,003}{0,001}$	$\frac{<0,04-1,9}{0,14}$	$\frac{0,03-1,2}{0,14}$	$\frac{1,7-13,2}{4,0}$	$\frac{1,4-13,2}{5,5}$

Кварциты вне зоны

I(120)	$\frac{0,0001-0,01}{0,002}$	$\frac{0,001-0,1}{0,004}$	$\frac{0,0002-0,03}{0,002}$	$\frac{<0,006-4,2}{0,9}$	$\frac{0,02-4,0}{0,11}$	$\frac{0,6-663,8}{33,2}$	$\frac{4,4-438,1}{43,8}$
II(67)	$\frac{0,0005-0,01}{0,002}$	$\frac{0,003-0,03}{0,006}$	$\frac{0,0002-0,01}{0,002}$	$\frac{<0,04-16,5}{0,1}$	$\frac{0,06-11,8}{0,4}$	$\frac{1,7-1329,7}{20,0}$	$\frac{2,1-263,1}{26,3}$
III(37)	$\frac{0,0005-0,02}{0,001}$	$\frac{0,001-0,02}{0,01}$	$\frac{0,0002-0,03}{0,001}$	$\frac{<0,14-1,6}{0,54}$	$\frac{0,13-1,2}{0,45}$	$\frac{0,6-39,8}{7,2}$	$\frac{0,9-263,1}{9,7}$

Распределение средних содержаний элементов (%) и их ОК на глубину в колчеданно-полиметаллических рудах Ново-Урского месторождения

Тип руд	Горизонт (кол-во анализов)	Pb	Zn	Cu	$\frac{Pb:Zn}{Pb_{\text{пр}}:Zn_{\text{пр}}}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb_{\text{пр}}:Cu_{\text{пр}}}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn_{\text{пр}}:Cu_{\text{пр}}}$
Сливные	I(68)	0,15	2,7	1,5	22,2—25,5	29,8—97,6	3,8—9,6
	II(38)	0,21	3,5	3,0	3,3—18,9	13,2—99,1	0,3—3,4
	III(21)	0,25	2,3	0,6	7,7—52,2	7,2—35,9	0,2—4,1
Вкрапленные	I(14)	0,05	1,8	0,3	34,4	106,4—363,8	1,2—1,8
	II(9)	0,26	2,3	0,9	10,0—17,7	3,0—119,1	1,3—5,4
	III(4)	0,06	1,9	4,5	0,3	0,02	0,08

нии являются характер распределения золота, серебра и других элементов в породах и рудах и относительные коэффициенты концентрации таких пар, как $Ag : Au$, $Cu : Au$, $Pb : Zn$, $Pb : Cu$ и др.

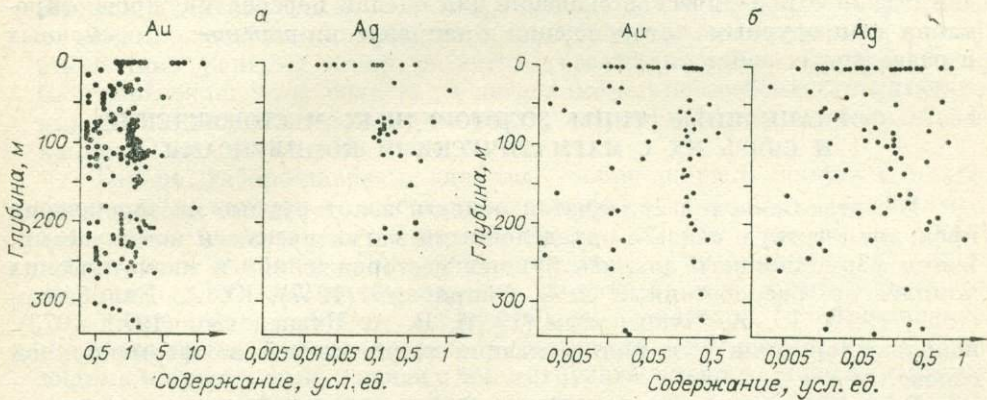


Рис. 13. Распределение золота и серебра на глубину в золотоносных зонах (а) и во вмещающих их кварцитах (б). Урское рудное поле.

ЛИТЕРАТУРА

- Булытников А. Я. Золото Салаирского кряжа. — В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Т. 1. Новосибирск: ОГИЗ, 1934, с. 214—220.
- Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во ТГУ, 1948. 299 с.
- Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 339 с.
- Поспелов Г. Л., Лапухов А. С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля). — В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск: Наука, 1971, с. 8—56.
- Щербаков Ю. Г. Источники вещества и типизация месторождений золота. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 33—41.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Агеев Н. Ф. и др. О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения в Салаирском рудном поле. — Геол. и геофиз., 1981, с. 68—73.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Геологическое строение, минеральный состав, морфологические и геохимические особенности золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области рассмотрены в монографиях А. Я. Булыникова (1948), В. А. Вахрушева (1972), Ю. Г. Щербакова (1974) и в публикациях Л. В. Алабина, В. И. Баженова, П. С. Бернштейна, А. В. Бозина, В. А. Булыникова, Б. Д. Васильева, В. А. Врублевского, А. И. Гончаренко, В. В. Зайкова, С. С. Ильенка, Д. И. Калининкова, А. Ф. Коробейникова, Л. В. Ли, Н. А. Охупкина, К. Р. Рабиновича, Н. А. Розановой, Н. В. Росляковой, Д. А. Тимофеевского и др. Тем не менее вопросы связи золотого оруденения с магматическими комплексами, с типами тектонических структур, различающихся по режиму развития, с глубинным строением земной коры, вопросы вертикального распространения золотого оруденения остаются еще недостаточно разработанными. Вместе с тем решение их, и прежде всего выяснение проявления золотого оруденения во времени и размещении его в пространстве, приобретает наряду с теоретическим важное практическое значение для оценки перспектив, прогнозирования золоторудных месторождений и направления поисковых, оценочных и разведочных работ.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И СВЯЗЬ ИХ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

В Алтае-Саянской складчатой области золоторудные месторождения проявляют четкую связь с определенными магматическими комплексами. Метод формационного анализа рудных месторождений и магматических комплексов, разработанный С. С. Смирновым (1947), Ю. А. Билибиным (1955, 1961), Ю. А. Кузнецовым (1964), В. А. Кузнецовым (1972, 1973), используется нами для конкретизации таких связей на формационной основе.

В складчатых структурах Алтае-Саянской горной страны распространены колчеданные и колчеданно-полиметаллические золотосодержащие месторождения, сложенные вкрапленно-прожилковыми рудами вплоть до колчеданных залежей существенно пирит-пирротинового состава. В колчеданных рудах развиты также халькопирит, сфалерит, галенит, реже тетраэдрит и барит. Золото находится в них в виде мельчайшей эмульсионной вкрапленности в сульфидах, преимущественно в пирите, халькопирите, сфалерите, галените. Колчеданно-полиметаллические месторождения сопровождаются метасоматически измененными породами — вторичными кварцитами с серицитом, сульфидами, гематитом, баритом и золоторудной минерализацией. Золото распространено в них в сульфидах, а также в свободном состоянии, иногда совместно с серебром. Пробность его невысока (370—560).

Встречающиеся в колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях кварцевые и кварцево-карбонатные прожилки и небольшие жилы сложены кварцем, кальцитом, анкеритом с зернами актинолита, альбита, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, барита и золота пробностью от 760 до 960. Жилы и прожилки не выдержаны по простиранию. Околожилные изменения представлены зонами актинолитизации, альбитизации, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и сульфидизации вмещающих пород. Вертикальный размах оруденения соответствует мощности вмещающих пород.

Толщи, вмещающие описываемые колчеданные, колчеданно-полиметаллические золотосодержащие залежи и вторичные кварциты с золоторудной минерализацией, сложены вулканическими породами основного и кислого состава, которые чередуются с туффитами, темными углисто-глинисто-кремнистыми, песчано-алевролито-кремнистыми сланцами, известняками, доломитами. Вулканические и осадочные породы нередко рассланцованы и превращены в зеленые актинолит-альбит-хлорит-серпентиновые и кремнисто-карбонатные сланцы. Последние соответствуют кремнисто-карбонатной формации.

Вулканические породы по минеральному и химическому составу разделяются на основные и кислые. Среди них по структурно-текстурным особенностям и петрографическому составу выделяются диабазы, диабазовые порфириды, базальтовые порфириды, спилиты, кварцевые порфиры, фельзиты, кератофиры, туфы порфиритов и порфиритов. Основные и кислые вулканические породы структурно и пространственно тесно связаны, залегают совместно, образуют постепенные переходы друг к другу через кератоспилиты и вейльбургиты, описанные В. В. Велинским (1968). Все это свидетельствует о принадлежности их к единому комплексу.

Структурная приуроченность основных и кислых вулканических пород, вмещающих колчеданные и колчеданно-полиметаллические золотосодержащие месторождения, к подвижным тектоническим зонам, значительная их мощность (1,5—2,5 км), ассоциация с позднедокембрийскими и раннепалеозойскими кремнисто-карбонатными отложениями, соответствующими раннему этапу развития геосинклинальной системы Алтае-Саянской складчатой области, и петрохимические особенности позволяют выделить их в *спилито- и кератофиро-диабазовую* формации, по классификации Ю. А. Кузнецова (1964).

Габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, плагиограниты, с которыми ассоциируют золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, слагают дайки, силлы, штоки, реже акмолиты. По петрографическому и химическому составу они аналогичны вулканическим породам, комагматами которых и являются.

Размещение габбро, габбро-диабазов, диабазов, габбро-диоритов, плагиогранитов контролировалось региональными разломами и опережающими их разрывами, в связи с чем интрузивы имеют хорошо выраженную линейную ориентировку и располагаются среди интенсивно дислоцированных и рассланцованных вышеописанных позднедокембрийских — раннепалеозойских вулканогенно-осадочных пород. По структурно-тектоническому положению и петрохимическому составу они выделяются в *габбро-диорит-диабазовую и габбро-плагиогранитовую* формации [Кузнецов, 1964].

Таким образом, золотосодержащие колчеданные, колчеданно-полиметаллические месторождения Алтае-Саянской складчатой области размещаются среди осадочно-вулканических пород спилито-диабазовой, кератофиро-диабазовой, кремнисто-карбонатной формаций и ассоциируют с габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитовой формациями, которые вместе со спилито-диабазовой и кератофиро-диабазовой образуют единую раннегеосинклинальную комагматичную *вулканоплутоническую* ассоциацию. Обнаруживающие с этой ассоциацией пространственную, временную и генетическую связь месторождения выделяются в *золотосодержащую колчеданную и золотосодержащую колчеданно-полиметаллическую* рудные формации.

Рудопроявления колчеданного и колчеданно-полиметаллического формационных типов пользуются значительным развитием в Алтае-Саянской складчатой области. Вместе с тем большинство из них изучены крайне слабо. Все они заслуживают тщательного исследования и оценки как комплексные месторождения.

Собственно золоторудные месторождения Алтае-Саянской складчатой области, несмотря на размещение в различных по петрографическому и литологическому составу породах, близки по минералогическим, геохимическим и морфологическим особенностям [Булытников, 1948; Вахрушев, 1972; Щербаков, 1974]. Среди них преобладают кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, системы жил, реже встречаются зоны прожилково-вкрапленной минерализации, штокерки и рудные тела неправильной формы, характерные для метасоматических залежей и скарнов.

Рудные минералы в кварцево-жильных и штокерковых месторождениях представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, шеелитом, пирротинном, теинантитом, тетраэдритом, висмутом, золотом (пробность 560—820) и чаще всего относятся к умеренно сульфидной минеральной ассоциации, по классификации Н. В. Петровской (1973). Из нерудных минералов в жилах наряду с кварцем распространены в резко подчиненном количестве карбонаты, эпидот, хлорит, серицит, реже актинолит, апатит, циркон, турмалин; в метасоматических телах совместно с карбонатами развиты кварц, альбит, актинолит и эпидот. В связи с тем, что формирование месторождений происходит в несколько стадий (три и больше), рудные и нерудные минералы в них представлены несколькими генерациями.

Кварцевые, кварцево-карбонатные жилы, системы жил, штокерки размещаются в материнских гранитоидных массивах, в их сателлитах; в габбро, габбро-диабаззах, диабазх, габбро-диоритах, диоритах; в вулканических и вулканогенно-осадочных породах. Рудные тела наиболее выдержаны по простиранию, мощности, протяженности на глубину, по минеральному составу и содержанию металла в однородных алюмосиликатных магматических и осадочных породах, менее — в чередующихся вулканогенно-осадочных, где их размеры резко колеблются и параметры оруденения непостоянны.

Интересным по четкости проявления, закономерностям и связи золотого оруденения с магматическими породами является Центральное рудное поле, располагающееся в центральной части одноименного крупного гранитоидного массива (рис. 1). Последний залегает среди среднекембрийских андезитовых и андезито-базальтовых вулканических пород, с которыми имеет активные контакты. Его периферическая зона сложена диоритами, сиенито-диоритами; центральная, или ядерная, — гранодиоритами и гранитами. Все петрографические разновидности пород связаны между собой постепенными переходами и рассечены дайками гранит-аплитов, аплитов, пегматитов (дайки этапа I) и микродиоритов, диоритовых порфиритов, спессартитов (дайки этапа II).

Кварцевые золоторудные жилы пересекают дайки этапа I и секутся дайками этапа II.

Размещение кварцевых жил в рудном поле контролируется трещинами скалывания и отрыва. В южной части поля вблизи крупного регионального разлома преобладают трещины скалывания северо-западного простирания, параллельные разлому, в северной — северо-восточного, параллель-

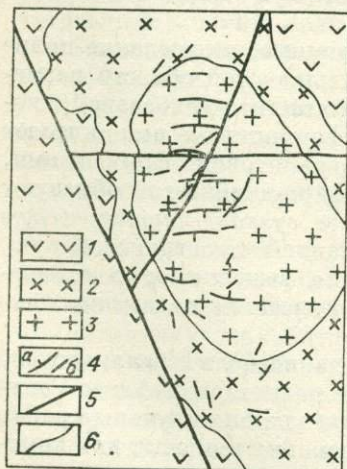


Рис. 1. Геологическое строение золоторудного месторождения, располагающегося в гранитоидном массиве (Центральное рудное поле).

1 — среднекембрийские андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, туфы порфиритов; верхнекембрийско-ордовикские: 2 — диориты, кварцевые диориты, 3 — гранодиориты, граниты; 4 — зоны кварцевых жил (а), отдельные кварцевые жилы (б); 5 — разломы; 6 — геологические границы

ные разлому, опоярющему региональный. В центральной части рудного поля развиты трещины отрыва субширотного направления, к которым приурочена большая часть кварцевых жил. Примечательно, что в северной половине рудного поля жилы в зонах трещиноватости и золоторудной минерализации падают на юг к центру массива под углами 45—65°, в южной части — на север также к центру массива под теми же углами. Это обстоятельство свидетельствует о том, что на закономерное размещение кварцевых жил в рудном поле наряду с трещинами скальвания и отрыва оказывали существенное влияние контракционные трещины, возникающие при остывании гранитоидного плутона.

В рудном поле четко проявлены горизонтальная и вертикальная минералого-геохимическая зональность, соответствующая термической зональности массива, впервые установленная А. Я. Булыньниковым, Д. А. Тимофеевским и в дальнейшем детализированная автором, В. И. Баженовым (1971), В. А. Булыньниковым (1977). От периферии рудного поля к центру и на глубину до 1 км (по данным скважин колонкового бурения), т. е. от ранее остывшей периферической зоны массива к остывавшей позже его ядерной зоне, устанавливается последовательная смена минеральных ассоциаций: кварц-пирит-арсенопиритовой → кварц-пирит-арсенопирит-галенит-сфалерит-халькопиритовой (кварц-полиметаллической) → кварц-пирит-халькопирит-молибденит-шеллит-турмалиновой. В этом направлении происходит смена геохимических зон: мышьяковой (в которой наряду с As, Sb, Bi встречаются в подчиненном количестве Pb, Zn, Cu) → полиметаллической (преобладают Pb, Zn, Cu) → редкометаллической (Mo, W, Pb, Zn, Cu). В этом же направлении в кварцевых жилах, в березитах, в пирите кварцевых жил и березитов уменьшается содержание Cr, Ni, Co, Ti, Mn, заимствованных гидротермальными растворами из кварцевых диоритов, останцов порфиритов, слагающих периферическую зону массива, и увеличивается количество Be, Sr, Ba, Mo, привнесенных гидротермальными растворами из ядерной зоны массива, сложенной гранодиоритами и гранитами. От периферии к центру массива повышается температура кристаллизации кварцевых жил; по данным гомогенизации газово-жидких включений в кварце [Булыньников и др., 1978], в них появляются шеллит, турмалин, увеличивается размер золотин и пробыность золота.

Вместе с тем исследование зональности массива и рудного поля в целом показывает, что резких морфологических и минералого-геохимических изменений в строении и составе кварцевых жил с глубиной не наблюдается [Алабин, 1979]. С учетом эрозионного среза, геологического строения и геофизических данных о нижней кромке, или границе, подошвы гранитоидного массива, залегающей в 4—5 км ниже современной поверхности, можно говорить о значительной глубине расположения зоны корневой гидротермально-рудной системы.

Небезынтересно отметить, что эндогенная зональность гранитоидного массива и рудного поля, установленная в процессе петрологического, минералогического и геохимического изучения, отчетливо подчеркивается и результатами гидрогеохимических исследований, публикуемых в настоящем сборнике. Это обстоятельство еще раз свидетельствует о четкости проявления гидротермальных и рудных процессов на месторождении, о целесообразности отработки на его примере модели формирования и развития рудно-магматической системы. Создание такой модели имеет наряду с теоретическим важное практическое значение для разработки геолого-геофизических и гидрогеохимических методов оценки флангов и глубоких горизонтов, направления поисковых и разведочных работ в подобных или в близких по геологическому строению рудных полях.

Пространственная совмещенность кварцевых золоторудных жил и гранитоидных пород массива; контроль размещения кварцевых жил конт-

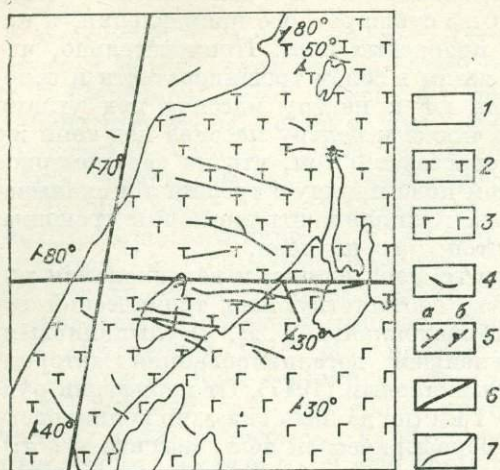


Рис. 2. Геологическое строение золоторудного месторождения, располагающегося в сиенитах.

1 — позднекембрийские-раннепалеозойские мраморизованные известняки, углисто-глинисто-кремнистые, актинолит-альбит-хлорит-серицитовые сланцы, чередующиеся с базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфитами; 2 — верхнекембрийско-ордовикские сиениты, диорито-сиениты; 3 — среднекембрийские габбро; 4 — золотоносные кварцевые жилы; 5 — элементы залегания слоистости (а), кристаллизационной сланцеватости (б); 6 — разломы; 7 — геологические границы.

рациональными трещинами, возникающими в процессе остывания массива; одновременность формирования кварцевых жил и магматических пород массива (кварцевые жилы пересекают дайки I этапа — гранит-анлиты, анлиты, пегматиты и пересекаются дайками II этапа — микродиоритами, диоритовыми порфиридами, спесартитами); геохимические особенности кварцевых жил, соответствующие геохимическим особенностям пород массива [Алабин, 1979]; минералого-геохимическая зональность продуктивных ассоциаций жил, соответствующая петрографической и термической зональности массива, — все это свидетельствует о генетической связи золотого оруденения с гранитоидным массивом, т. е. о единой рудно-магматической системе.

Близкое по геологическому строению и аналогичное по минеральному составу золоторудное поле размещается в гастингситовых, пироксен-гастингситовых, оливин-пироксен-гастингситовых, гастингсит-биотитовых сиенитах (рис. 2). Сиениты контактируют на западе с позднекембрийскими-раннепалеозойскими мраморизованными известняками, переслаивающимися с кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, актинолит-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами, базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиридами; на юго-востоке — с габбро пироксен-оливиновыми, пироксеновыми, оливиновыми с керсутитом и биотитом. Сиениты контактово изменяют вмещающие породы, габбро и содержат их останцы, находящиеся в различной степени метасоматического преобразования и сиенитизации.

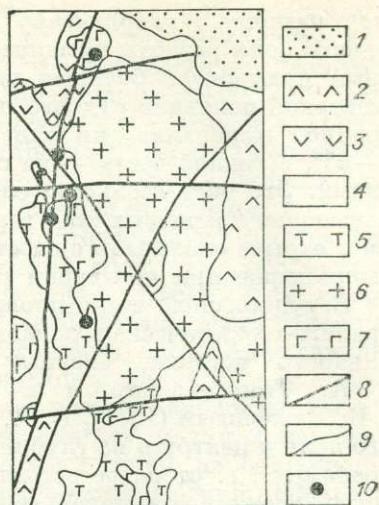


Рис. 3. Схема размещения золоторудных месторождений в контактовой зоне гранитоидного массива.

1 — мезозойские терригенные отложения южной окраины Западно-Сибирской низменности; 2 — нижне-среднедевонские терригенно-вулканогенные породы; 3 — среднекембрийские андезитовые, андезито-базальтовые порфириды, туфы порфиритов; 4 — позднекембрийские-раннепалеозойские мраморизованные известняки, доломиты, углисто-глинисто-кремнистые, актинолит-альбит-хлорит-серицитовые сланцы, чередующиеся с базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфитами; верхнекембрийско-ордовикские: 5 — сиениты, диорито-сиениты, граносиениты, 6 — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, диориты, 7 — среднекембрийские габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы; 8 — разломы; 9 — геологические границы; 10 — золоторудные месторождения.

Золотоносные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы располагаются главным образом в сиенитах. Они выполняют трещины отрыва и контракции субширотного простирания и часто залегают совместно с дайками лампрофиров спессартит-вогезитового ряда. При выходе из сиенитов в габбро и во вмещающие породы жилы постепенно выклиниваются и продуктивные минеральные ассоциации в них сменяются безрудными. Иными словами, золотое оруденение, располагающееся в сиенитах, проявляет зональность в размещении по отношению к сиенитам и генетически связано с ними. По возрасту сиениты являются раннепалеозойскими [Довгаль, Широких, 1980] и, по нашим данным, представляют собой щелочной вариант раннепалеозойских гранитоидов.

Одно из аналогичных по минеральному составу кварцево-жильное золоторудное поле размещается в небольшом штоке, сложенном среднекембрийскими габбро-пироксеновыми, оливин-пироксеновыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми габбро-диоритами, диоритами (рис. 3). Габброиды, слагающие шток, подвергаются ороговикованию и гранитизации со стороны раннепалеозойского гранитоидного массива и пересекаются дайками гранитов, гранит-аплитов, аплитов и пегматитов, которые нередко контролируют размещение кварцевых золоторудных жил. Рудное поле находится в юго-восточной части штока вблизи контакта гранитоидного массива и ореола его термального и гидротермального влияния. Жилы располагаются в ослабленных зонах северо-восточного простирания, параллельно региональному нарушению.

В рудном поле проявляется четкая горизонтальная зональность. С юго-востока на северо-запад при удалении от контакта с гранитоидным массивом в габброидных породах наблюдается ослабление ороговикования и гранитизации, амфиболизации, альбитизации, калишпатизации, биотитизации и окварцевания. В этом же направлении, т. е. при удалении от контакта с гранитоидным массивом, по данным Ю. П. Денисова и В. А. Булышниковой, происходит постепенная смена в кварцевых жилах продуктивных минеральных ассоциаций безрудными, уменьшение интенсивности околожильных изменений, понижение термоэлектрических и термолюминесцентных свойств пиритов и кварца, понижение температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце. Вместе с тем по вертикали до глубины 800 м не наблюдается резкого изменения морфологии рудных тел, их минерального состава и геохимических особенностей, что указывает на глубокое (1,5—2,5 км) расположение от современной поверхности зоны контакта габброидного штока с гранитоидным массивом и коревой системой рудного поля.

Южнее находится аналогичное по минеральному составу золото-кварцевое рудное поле, размещающееся в андезитовых и андезитобазальтовых порфиритах среднего кембрия, контактирующих с тем же гранитоидным плутоном (см. рис. 3). Кварцевые жилы в рудном поле контролируются трещинами скола северо-западного и северо-восточного простирания и трещинами отрыва субширотного направления. С востока на запад, т. е. при удалении от контакта с гранитоидным массивом, в вулканических породах, вмещающих кварцевые жилы, происходит уменьшение степени ороговикования и гранитизации. В этом же направлении в кварцевых жилах отмечается смена продуктивных высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. По вертикали резких изменений морфологии и температурных условий формирования кварцевых жил не наблюдается [Щербаков, 1974].

Комбинированный — жильный и штокерковый — тип золоторудных полей проявляется среди интенсивно дислоцированных и рассланцованных карбонатно-терригенно-вулканогенных пород позднего докембрия — раннего палеозоя, пронизанных многочисленными дайками, силлами, штоками, сложенными габбро, габбро-диабазами, диабазами, диабазовы-

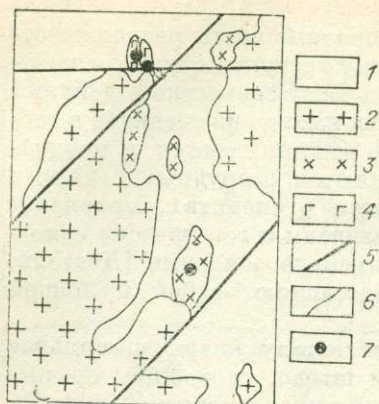


Рис. 4. Схема размещения золоторудных месторождений в контактовой зоне гранитоидного массива.

1 — позднекембрийские-раннепалеозойские мраморизованные известняки, доломиты, углисто-глинисто-кремнистые, актинолит-альбит-хлорит-серпичитовые сланцы, чередующиеся с базальтовыми, андезито-базальтовыми порфиридами, туфами порфиритов, туфитами; 2 — верхнекембрийско-ордовикские граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, диориты; 3 — среднекембрийские габбро-диориты, диориты, диорито-сиениты, монзониты; 4 — позднекембрийские-раннепалеозойские габбро, габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириды; 5 — разломы; 6 — геологические границы; 7 — золоторудные месторождения.

ми, пироксен-плагиоклазовыми порфиридами, габбро-диоритами, диоритами и комагматичными им вулканическими породами. Такие рудные поля, как и предыдущие, находятся в контактовых ореолах раннепалеозойских гранитоидных массивов. Одно из них (рис. 4), представленное кварцевыми, кварцево-карбонатными жилами и прожилково-вкрапленными рудными телами, образующими штокверки, контролируется зонами повышенной нарушенности пород, соответствующими трещинам скола северо-восточного и северо-западного простирания и узлам их пересечения с трещинами отрыва субширотного направления. Рудные тела располагаются в дайках, силлах, штоках габбро-диабазов, диабазов, диабазовых, пироксен-плагиоклазовых порфиритов, диоритов, в прослоях песчано-глинисто-кремнистых сланцев. При выходе рудных тел из названных пород в карбонатные они сменяются метасоматическими окварцованными породами, сульфидными залежами, которые быстро выклиниваются и затухают, так как алюмосиликатные и кремнистые породы, в силу своей жесткости и хрупкости, легче поддаются нарушению и дроблению с образованием многочисленных и различно ориентированных трещин по сравнению с пластичными неподдающимися трещинообразованию карбонатными породами, среди которых они залегают или с которыми переслаиваются.

В рассматриваемом рудном поле устанавливается ороговикование и гранитизация вмещающих пород, интенсивность которых уменьшается в северо-восточном направлении при удалении от контакта с гранитоидным массивом. Продуктивные рудные ассоциации концентрируются в ореоле альбит-эпидот-роговиковой фации метаморфизма на некотором удалении от непосредственного контакта гранитоидных и вмещающих пород. При выходе габбро-диабазов, диабазов, диоритов, порфиритов из зоны альбит-эпидот-роговиковой фации контактового метаморфизма продуктивность рудных тел в них затухает, и габбро-диабазы, диабазы, диабазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириды, диориты становятся безрудными.

Изложенный материал, прежде всего вещественный состав и пространственное размещение рассмотренных золоторудных полей, позволяет сделать ряд интересных в теоретическом и практическом отношении выводов. Во-первых, золоторудные месторождения, располагающиеся в раннепалеозойских гранитоидных, сиенитоидных массивах и проявляющие генетическую связь с ними, обладают одинаковым минеральным составом и геохимическими особенностями с золоторудными месторождениями, располагающимися в дайках, силлах, штоках, сложенных разновозрастными габбро, габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиридами, габбро-диоритами, диоритами [Булытников, 1948; Щербаков, 1974; Коробейников, 1978]; во-вторых, золотое оруденение проявляется только в тех габбро, диабазовых, диоритах, порфиридах, которые подвергаются контактовому воздействию со стороны

раннепалеозойских гранитоидных массивов; в-третьих, в золоторудных месторождениях, располагающихся в габбро, диабазах, диоритах, порфиритах, проявлено зональное размещение продуктивных минеральных ассоциаций относительно раннепалеозойских гранитоидных массивов; в-четвертых, габбро, диабазы, диориты, порфириты вне ореолов контактового воздействия раннепалеозойских гранитоидных массивов незолотосносны. Все это свидетельствует о генетической связи главного золотого оруденения Алтае-Саянской складчатой области с раннепалеозойским гранитоидным магматизмом, а не с малыми телами разновозрастных габбро, габбро-диабазов, диоритов, порфиритов, которые предшествуют внедрению раннепалеозойских гранитоидов и, располагаясь в контактовых ореолах последних, нередко вмещают золоторудные тела, генетически связанные с гранитоидами.

Приведенный материал позволяет полагать, что дайки, силлы, штоки габбро, габбро-диабазов, диабазов, диоритов, порфиритов, попадая в период становления раннепалеозойских (раннеорогенных) гранитоидных массивов в их термальное поле, образуют термостатированные системы. Такие природные системы, размещающиеся к тому же среди слабо проницаемых карбонатных пород, являются хорошими флюидопроводниками [Летников, Нарсеев, 1971]. Именно стационарностью флюидных потоков, генерируемых гранитоидным магматизмом, можно объяснить их высокую рудную продуктивность, значительную вертикальную протяженность золотого оруденения и близость минерального состава с оруденением, размещающимся в гранитоидных массивах. Поэтому в рассматриваемых рудно-магматических системах следует ожидать, как минимум, два этажа золотого оруденения: верхний — во вмещающих породах, нижний — в материнских гранитоидных массивах.

В свете изложенного выше непосредственный интерес представляют зоны расланцевания позднекембрийских — раннепалеозойских вулканогенно-терригенно-карбонатных пород, контролируемые разрывными нарушениями, пронизанные многочисленными дайками, силлами, штоками габбро, габбро-диабазов, диабазов, диоритов, порфиритов, и размещающиеся в надинтрузивных или в контактовых ореолах раннепалеозойских гранитоидных массивов. В таких зонах распространена золоторудная минерализация жильного, прожилково-вкрапленного (штокверкового), скарнового типов; к ним приурочены некоторые аллювиальные, делювиальные, делювиально-элювиальные золотосные россыпи с пластинчатым, слабо окатанным золотом, часто в сростании с породой и с крупными самородками. Такие зоны заслуживают первоочередного опоскования и оценки для открытия в них месторождений золота.

Наряду с этим заслуживают оценки глубокие горизонты и фланги золоторудных месторождений, размещающиеся в ореольных зонах гранитоидных массивов и в самих гранитоидных массивах.

В Алтае-Саянской складчатой области пользуется значительным развитием золоторудная минерализация в скарнах [Булытников, Врублевский, 1960; Вахрушев, 1972; Щербаков, 1974]. Среди золоторудных скарнов преобладают гранат-кальцитовые, гранат-пироксен-магнетитовые, диопсид-воластонитовые, воластонит-тремолитовые. В скарнах ряда месторождений среди агрегата зерен магнетита, диоксида, серпентина, актинолита и тремолита встречаются реликты шпинели, форстерита, флогопита, хондродита, свидетельствующие о замещении магнезиальных скарнов известковыми. Золоторудная минерализация проявляется как в магнезиальных, так и в известковых скарнах и имеет одинаковый минеральный состав с рассмотренными выше кварцево-жильными и штокверковыми месторождениями, что подчеркивает их генетическое родство. Золото-скарновые месторождения, как и кварцево-жильные, проявляют пространственную, временную и генетическую связь с раннепалеозойскими гранитоидами.

Особый интерес в связи с золотоносностью скарнов приобретают скарново-магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области. Они, ввиду близкого состава магматических пород, минерального состава золоторудных и железорудных скарнов и наличия в скарновых золоторудных полях магнетитовых тел, заслуживают самого тщательного изучения и опробования на золото.

Раннепалеозойские гранитоиды, с которыми проявляют пространственную, временную и генетическую связь охарактеризованные выше золоторудные месторождения, получили подробную петрохимическую, геохимическую, петрологическую характеристику в работах Л. В. Алабина (1966, 1971), Интрузивные комплексы... (1967), Г. С. Федосеева (1969), Ю. А. Кузнецова и др. (1971), Г. В. Полякова (1974), Г. В. Полякова и др. (1978). Формирование таких гранитоидов происходит в раннеорогенный этап развития геосинклинальной системы Алтае-Саянской складчатой области, становление их завершает стабилизацию подвижных зон. По структурно-тектоническому положению, вещественному составу, времени и условиям формирования они выделяются в раннеорогенную формацию *гранитоидных батолитов пестрого состава* [Кузнецов, 1964].

Золоторудные месторождения, пространственно и генетически связанные с раннеорогенной плутонической формацией гранитоидных батолитов пестрого состава, выделяются в *золото-сульфидно-кварцевую* и в *золото-скарновую* рудные формации.

В Алтае-Саянской складчатой области известен ряд месторождений и рудопроявлений золота, которые обнаруживают связь с гранитами, гранит-порфирами, граносиенитами, щелочными гранитами, сиенитами, диоритами и комагматичными им вулканическими породами [Булытников, 1948; Зайкова, Зайков, 1969; Амшинский и др., 1977]. Эти месторождения изучены еще недостаточно. Но уже сейчас можно сказать, что они сложены кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами, системами жил, прожилково-вкрапленной минерализацией в пропилитизированных, гидротермально измененных и скарированных породах, во вторичных кварцитах. Рудные минералы в них представлены сульфидами и сульфосолями железа, цинка, свинца, висмута, молибдена, сурьмы, арсенидов железа и кобальта, а также гематитом, шеелитом, серебром и золотом. Пробность золота колеблется от 350 до 750 и выше.

Граниты, гранит-порфиры, граносиениты, щелочные граниты, сиениты, диориты и комагматичные им вулканические породы, с которыми ассоциирует золоторудная минерализация, залегают в виде штоков, лополитов, систем даек, силл и вулканических потоков. Интрузивы имеют резкие, секущие контакты с вмещающими породами, в том числе с раннепалеозойскими гранитоидами, обладают порфировыми структурами и хорошо выраженными зонами закалки. Для химического состава гранитоидных, сиенитоидных пород и комагматичных им вулканитов характерны высокая щелочность, пересыщенность глиноземом, низкое содержание кальция и магния. Магматические породы среднего состава обладают нормальными петрохимическими параметрами. Образование описываемых золотоносных магматических комплексов связано с общесводовым поднятием позднедокембрийских и раннепалеозойских геосинклинальных структур, формированием наложенных прогибов и впадин, выполненных среднепалеозойскими вулканическими и осадочными породами, т. е. с орогенным этапом развития складчатых структур.

По структурно-тектоническому положению, строению, условиям залегания, петрохимическому составу описанные интрузивные породы выделяются в формацию *субвулканических гранитов, сиенитов, диоритов*; вулканические — в *липаритовую (трахилипаритовую), липарито-андезитовую* формации [Кузнецов, 1964], которые образуют единую среднепалеозойскую орогенную *вулкано-плутоническую* породную ассоциацию.

Золоторудная минерализация, связанная с орогенной вулканоплутонической ассоциацией, выделяется в *золото-кварцевую*, *золото-сульфидно-кварцевую*, *золото-серебряную* и *золото-редкометальную* рудные формации. Углубленное изучение названных орогенных рудных формаций имеет важное значение. Прежде всего потому, что в одном из районов Алтае-Саянской складчатой области установлена совмещенность полиметаллической орогенной золоторудной минерализации золото-кварцевого формационного типа *; кроме того, на востоке страны в генетической и парагенетической связи с вулканоплутоническими комплексами, подобными описанным, известны золото-серебряные и золото-редкометальные формационные типы месторождений [Золоторудные формации..., 1969; Найбородин, Сидоров, 1971; Ивсен, Левин, 1975].

В Алтае-Саянской горной области установлены признаки золоторудной минерализации, связанные с мезозойской активизацией, вызвавшей проявление щелочно-ультраосновного, траппового магматизма и развитие вдоль долгоживущих глубинных разломов ргутного, висмут-никель-кобальтового, редкометального и золотого оруденения [Дмитриев и др., 1963; Широкушкин, Тюлькин, 1971; Митропольский, Кулик, 1975; Геология..., 1978]. В аналогичных по возрасту складчатых структурах Саяно-Байкальской горной области, обрамляющих Сибирскую платформу с юго-востока, распространены золоторудные месторождения золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-серебряного и золото-редкометального формационных типов, формирование которых связано с мезозойской активизацией и гранитоидным магматизмом. Признаки мезозойского гранитоидного магматизма известны и в складчатых структурах Алтае-Саянской горной области, обрамляющих Сибирскую платформу с юго-запада. Все это позволяет поставить вопрос о более детальном изучении мезозойского магматизма и золотого оруденения Алтае-Саянской складчатой области.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формационный анализ магматических комплексов и ассоциирующих с ними золоторудных месторождений позволяет конкретизировать типы тектонических структур, вмещающих золотое оруденение, и тем самым наметить региональные закономерности размещения главных формационных типов золоторудных месторождений.

Золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, залегающие в позднедокембрийских-раннепалеозойских спилито-диабазовой и кератофиристо-диабазовой формациях и проявляющие связь с комагматичными им габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитовой формациями, образующими единую вулканоплутоническую ассоциацию, располагаются в структурно-формационных зонах, соответствующих ранним этапам развития геосинклинальных систем. Эти зоны характеризуются значительной мощностью отложений; преимущественным развитием вулканических пород базальтового состава; линейной складчатостью; повышенной мощностью «базальтового» слоя по сравнению с «гранитно-метаморфическим», которые соотносятся как 1,8 : 1, и, как следствие этого, обладают повышенными гравиметровыми и магнитными полями [Тектоника..., 1973]. Такие структурно-формационные зоны по геологическому и глубинному строению соответствуют внутренним эвгеосинклинальным прогибам (трогам) ранних этапов формирования геосинклинальных систем и отвечают участкам земной коры *фемического*

* См. в наст. сборнике: Рослякова Н. В., Щербаков Ю. Г., Агеев Н. Ф. и др. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений.

типа. Развитие зон контролируется глубинными разломами, вдоль которых они прослеживаются на значительные расстояния. Зоны вмещают золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения и образуют с ними *золотосодержащие колчеданно-полиметаллические рудные пояса*. Однако рудоносность таких поясов изучена еще недостаточно, особенно слабо исследована золотосодержащая колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, которые могут представлять собой комплексные объекты.

Собственно золоторудные месторождения золото-сульфидно-кварцевого и золото-скарнового формационных типов, связанные с раннепалеозойской (раннеорогенной) плутонической формацией гранитоидных батолитов пестрого состава, размещаются в структурно-формационных зонах, отличающихся от предыдущих меньшей мощностью отложений и сложным фаціальным профилем пород, меняющихся по простиранию от вулканических к терригенно-карбонатным. Наряду с линейной в них проявлена брахиформная складчатость. Им свойственна изменчивая мощность «базальтового» и «гранитно-метаморфического» слоев, соотношения между которыми колеблются от 1,8 до 1,2 : 1, и гравиметровые и магнитные поля переменных знаков [Тектоника..., 1973]. Эти структурно-формационные зоны являются переходными от описанных выше эвгеосинклинальных прогибов к внутригеосинклинальным поднятиям или устойчивым массивам, сложным терригенно-карбонатными толщами сокращенной мощности, и классифицируются нами как внешние эвгеосинклинальные прогибы. По геологическому и глубинному строению они соответствуют участкам земной коры *фемически-сиалического* типа.

Развитие внешних эвгеосинклинальных прогибов, как и отмеченных ранее внутренних, контролировалось глубинными и оперяющими их разломами. Внешние эвгеосинклинальные прогибы с размещающимися в них раннепалеозойскими (раннеорогенными) гранитоидными массивами и ассоциирующимися с ними золоторудными месторождениями золото-сульфидно-кварцевого и золото-скарнового формационных типов, прослеживаются на большие расстояния и образуют самостоятельные *золоторудные пояса*, параллельные отмеченным выше золотосодержащим колчеданно-полиметаллическим. В золоторудных поясах целесообразно усилить поиски наряду с жильными прожилково-вкрапленных (штокверковых) рудных зон, узлов и полей.

Золоторудные месторождения золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-серебряного, золото-редкометалльного формационных типов орогенного этапа формировались в период общесводового поднятия геосинклинальных складчатых структур, образования наложенных межгорных прогибов, впадин, грабен-синклиналей и проявления вулкано-плутонического магматизма. Они обнаруживают пространственную и генетическую связь со среднепалеозойскими субвулканическими гранитами, сиенитами, диоритами и комагматичными им вулканическими породами. Формирование орогенных тектонических структур с размещающимися в них золотосодержащими вулкано-плутоническими комплексами контролировалось продольными и поперечными глубинными разломами, которые в совокупности обусловили линейно-блоковую тектонику складчатых структур Алтае-Саянской складчатой области и *п о я с н о - у з л о в о е* размещение в них орогенных золоторудных месторождений.

Золоторудная минерализация, связанная с мезозойской активизацией, как подчеркивалось выше, еще недостаточно изучена. Тем не менее ее приуроченность к долгоживущим глубинным разломам геосинклинального и орогенного этапов развития складчатых структур свидетельствует также о ее поясно-узловом характере размещения.

Анализ структурно-тектонического размещения золотого оруденения орогенного и послеорогенного этапов развития складчатых структур Ал-

тае-Саянской горной области показывает, что орогенные структуры и структуры послеорогенной (мезозойской) активизации золотоносны, как правило, в тех случаях, когда они формируются и развиваются в пределах геосинклинальных тектонических структур, соответствующих внутренним и внешним эвгеосинклинальным прогибам или участкам земной коры фемического и фемически-сиалического типа. Показательно, что в таких геосинклинальных тектонических структурах, по данным Ю. Г. Щербакова (1974), повышены содержания золота, железа, меди, цинка и свинца по сравнению со смежными, сложенными терригенными и карбонатными породами и соответствующими участкам земной коры сиалического типа.

* *
*

Подводя итог, можно сформулировать главные условия золотоносности Алтае-Саянской складчатой области.

1. В Алтае-Саянской горной стране проявлены золоторудные месторождения и рудопроявления собственно геосинклинального, раннеорогенного, орогенного и послеорогенного этапов развития складчатых структур.

2. Золотое оруденение собственно геосинклинального этапа развития представлено золотосодержащей колчеданной и колчеданно-полиметаллической рудными формациями, связанными с габбро-диорит-диабазовой, габбро-плагиигранитовой интрузивными, спилито-диабазовой, кератофибро-диабазовой вулканическими формациями, образующими коагматичную вулканоплутоническую ассоциацию.

3. Раннеорогенный этап развития представлен золото-сульфидно-кварцевой и золото-скарновой рудными формациями, проявляющими связь с плутонической формацией гранитоидных батолитов пестрого состава.

4. Золоторудные месторождения орогенного этапа развития образуют золото-кварцевую, золото-сульфидно-кварцевую, золото-серебряную, золото-редкометалльную рудные формации, формирование которых связано с субвулканическими гранитами, сиенитами, диоритами и коагматичными им вулканическими породами.

5. Золоторудная минерализация послеорогенного этапа развития, вызванная мезозойской активизацией, проявлена вдоль глубинных разломов. Ее связь с магматическими и метаморфическими комплексами пока еще недостаточно изучена.

6. Проявляется усложнение минерального состава и увеличение количества золоторудных формаций от ранних к поздним этапам развития складчатых структур.

7. Золоторудные месторождения формируются в тектонических структурах, соответствующих эвгеосинклинальным прогибам (внутренним и внешним) и участкам земной коры фемического и, главным образом, фемически-сиалического типа.

8. Тектонические структуры раннегеосинклинального и раннеорогенного этапов развития с размещающимися в них золоторудными месторождениями контролируются геосинклинальными глубинными разломами. Такие металлогенические структуры прослеживаются вдоль глубинных разломов на большие расстояния и образуют рудные пояса: раннегеосинклинальный золотосодержащий колчеданно-полиметаллический и раннеорогенный золоторудный.

9. Структуры орогенного и послеорогенного этапов развития с размещающимися в них золоторудными месторождениями и минерализацией контролируются продольными и поперечными глубинными разломами, обуславливающими поясное размещение золоторудных месторождений.

10. В золоторудных поясах и узлах максимальная концентрация рудных полей и месторождений приурочена к участкам пересечения разрывных нарушений, интенсивного и неоднократного проявления разновозрастного магматизма и гидротермального метаморфизма. Такие участки характеризуются сложностью и контрастностью: тектонических движений; магматических, метаморфических, метасоматических пород; физических (гравиметровых, магнитных, электрических) полей и геохимических аномалий.

11. В золоторудных поясах, узлах, полях устанавливается два этапа оруденения.

12. Закономерности временного проявления и пространственного размещения золотого оруденения, выявленного в Алтае-Саянской складчатой области, имеют подобие в складчатых структурах Казахстана [Абдулкабиров и др., 1971; Нарсеев, 1973], Средней Азии [Бадалова, Палей, 1965; Гарьковец и др., 1970; Бабаев, 1976; Сорокин, Фельдман, 1980], Урала [Жудрявцева и др., 1973; Самарцев и др., 1980] и других складчатых поясов Советского Союза и мира [Шер, Рожков, Васильченко, 1967; Шер, 1972, 1974; Матвеевко, 1973; Бородаевская, Рожков, 1974; Бородаевский, Левитан, 1974; Ивенсен, Левин, 1975; Радкевич, 1976; Моисеевко, 1977; Закономерности..., 1978; Иванкин и др., 1979; Мельникова и др., 1980]. Это позволяет типизировать закономерности размещения золоторудных месторождений, а также методы и принципы их прогноза, поисков и разведки. Например, развитие в палеозойских геосинклиналях Урала и Рудного Алтая золотосодержащих колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений дает основание прогнозировать аналогичные формационные типы месторождений в подобных тектонических структурах Алтае-Саянской складчатой области. Формирование в Казахстане, Средней Азии, на востоке страны, в Северной и Южной Америке золоторудных месторождений золото-серебряного и золото-редкометального формационных типов, связанных с вулкано-плутоническими орогенными комплексами, поясами мезозойской активизации, и рудных тел, размещающихся в трубках взрыва и в эксплозивных брекчиях, требуют выяснения возможности проявления подобных формационных и морфологических типов месторождений золота в рассматриваемом регионе. Наличие в Алтае-Саянской складчатой области оруденения золото-скарнового формационного типа допускает поиски его в других аналогичных по геологическому строению и тектоническому развитию регионах Советского Союза.

Таким образом, типизация закономерностей размещения золотого оруденения на формационной основе способствует углублению изучения металлогении золота, качественному и количественному прогнозированию месторождений золота конкретных формационных типов, направлению поисковых, оценочных и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабиров М. А., Анкинович О. С., Гришин В. М. и др. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 167 с.
- Алабин Л. В. К геологии, петрологии и геохимии Кундатского гранитоидного массива (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1966, с. 49—60.
- Алабин Л. В. Центральниинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 169—213.
- Алабин Л. В. Оценка глубоких горизонтов золоторудного месторождения по комплексу геолого-геохимических данных.— In: Symposium Methods of Geochemical Prospecting (MGP). V. 4, part 1. Prague, 1979, p. 21—22.
- Амшинский Н. Н., Бульников В. А., Рабинович К. Р. и др. Вертикальная геохимическая зональность магматических и рудных тел — основа глубинного прогноза.—

- В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 94—103.
- Бабаев К. Л.** Классификация золоторудных и золотосодержащих месторождений.— Зап. Узбек. отд. Всесоюз. минер. о-ва. Ташкент: Фан, 1976, вып. 37, с. 39—43.
- Бадалова Р. П., Палей Л. З.** Основные черты металлогении золота в Западном Узбекистане.— Геол. рудных месторожд., 1965, № 5, с. 38—46.
- Баженов В. И.** О проявлении горизонтальной зональности в Центральном рудном поле.— Изв. Томского политех. ин-та. Томск, 1971, т. 177, с. 3—9.
- Билибин Ю. А.** Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
- Билибин Ю. А.** Основные проблемы геологии золота.— В кн.: Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 166—176.
- Бородаевская М. Б., Рожков И. С.** Месторождения золота.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1974, с. 5—77.
- Бородаевский Н. И., Левитан Г. М.** О некоторых закономерностях размещения золота в провинциях складчатых областей фанерозоя.— Сов. геология, 1974, № 9, с. 72—77.
- Булытников А. Я.** Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во ТГУ, 1948. 299 с.
- Булытников А. Я., Врублевский В. А.** О контактовых месторождениях золота Алтае-Саянской горной страны.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Наука, 1960, с. 426—434.
- Булытников В. А.** Структурно-морфологические особенности и зональность Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1977, с. 40—48.
- Булытников В. А., Денисенко Н. П., Андреева Т. А.** Температурные условия формирования кварцевых жил Центрального рудного поля.— В кн.: Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск, 1978, с. 125—129.
- Вахрушев В. А.** Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.
- Велинский В. В.** Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 154 с.
- Гарьковец В. Г., Бабаев К. Л., Давлетов И. К. и др.** Главнейшие черты металлогении золота Тянь-Шаня.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М.: Наука, 1970, с. 182—194.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области/В. А. Кузнецов, В. И. Васильев, А. А. Оболенский, И. П. Щербань.** Новосибирск: Наука, 1978. 259 с.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г.** Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 903—905.
- Довгаль В. Н., Широких В. А.** История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1960. 216 с.
- Зайкова Е. В., Зайков В. В.** О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1, 1969, с. 72—76.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей/Под ред. В. И. Смирнова и др.** М.: Наука, 1978. 241 с.
- Золоторудные формации Дальнего Востока/Отв. ред. Е. А. Радкевич.** М.: Наука, 1969. 137 с.
- Иванкин П. Ф., Воларович Г. П., Иншин П. В., Потапов В. В.** Основные черты процесса формирования субвулканических золото-серебряных месторождений.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 32—44.
- Ивенсен Ю. П., Левин В. И.** Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации.— В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 5—120.
- Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края/Под ред. Г. В. Вoitkevich.** Новосибирск: Наука, 1967. 260 с.
- Коробейников А. Ф.** Распределение золота в гранитоидах золоторудных полей центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978, с. 85—91.
- Кудрявцева И. А., Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Левитан Г. М.** Некоторые закономерности размещения золотого оруденения в пределах герцинской складчатой области (по материалам региональных геофизических исследований).— В кн.: Прогнозирование эндогенных месторождений по геофизическим данным. М.: Наука, 1973, с. 40—46.
- Кузнецов В. А.** Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Кузнецов В. А.** Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 309—317.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.
- Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971, с. 38—43.
- Матвеев В. Т. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X. М.: Наука, 1973, с. 213—229.
- Мельникова К. М., Мессерман И. З., Прочкий А. Г. Классификация и генезис золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1980, № 6, с. 132—135.
- Митропольский А. С., Кулик Н. А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 306—313.
- Моисеев В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 303 с.
- Найбородин В. И., Сидоров А. А. О вулканогенно-плутоногенном ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 3—12.
- Нарсеев В. А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973. 237 с.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.
- Поляков Г. В., Богнибов В. И., Кривенко А. П., Балыкин П. А. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском плутоне маинского плагиигранитного комплекса (Западный Саян).— В кн.: Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 21—40.
- Радкевич Е. А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1976. 95 с.
- Самарцев И. Т., Гусева Л. Д., Иншина В. М. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1980, № 11, с. 98—108.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Зап. Сосюз. минер. о-ва, 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.
- Сорокин В. Н., Фельдман А. А. Зональность золоторудных узлов Западного Тянь-Шаня и прогноз оруденения.— Разведка и охрана недр, 1980, № 10, с. 13—15.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области/В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев и др. М.: Недр, 1973. 144 с.
- Федосеев Г. С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона. Восточный Саян. М.: Наука, 1969. 91 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недр, 1972. 296 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недр, 1974. 256 с.
- Шер С. Д., Рожков И. С., Васильченко С. Ф. Размещение месторождений золота в геотектонических провинциях Земли.— В кн.: Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. М.: Наука, 1967, с. 22—44.
- Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г. О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971, с. 110—114.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.

Л. К. ПАВЛОВА

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СКАРНАХ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ГОРНОГО АЛТАЯ

В Алтае-Саянской складчатой области известны собственно золоторудные скарные месторождения и золотосодержащие железорудные, медные и полиметаллические. Все они пространственно и генетически связаны с раннепалеозойскими гранитоидами формации «пестрых» батолитов,

по классификации Ю. А. Кузнецова (1964) залегающими среди вулканогенно-осадочных пород кембрия. В разрезе толщ преобладают эффузивы основного и среднего состава (андезито-базальтовые порфириды) с содержанием золота до 3,0—4,0 мг/т [Щербаков, 1967]. Для массивов характерны повышенная основность и золотоносность в краевых частях, многофазность, явления гибридности. В пределах контактовых ореолов массивов содержания золота поднимаются до 10 мг/т и выше и связаны с вынесенным из гранитной магмы и отложенным в виде магнетита железом [Щербаков, 1974]. Условия золотого оруденения в месторождениях скарновой формации рассмотрены ниже на примере трех месторождений с разными типами скарновых зон. На Натальевском месторождении развиты магнезиальные скарны магматического этапа, апомагнезиальные и известковые — послемагматического. На Синюхинском распространены постмагматические известковые экзоскарны на удалении от контакта с интрузией в пределах вулканогенно-осадочной толщи на границе карбонатных и алюмосиликатных пород. Лебедское месторождение представлено известковыми эндоскарнами, развитыми по интрузивным породам и порфиридам и лишь в незначительной степени по карбонатным породам. В зависимости от характера процесса и замещаемых пород формируются метасоматические колонки различного минералогического состава и разные ассоциации сульфидных минералов и золота в рудах.

На вышеназванных месторождениях автором статьи изучено распределение золота и элементов-примесей во всех типах пород: вулканогенно-осадочных, интрузивных, скарнах и рудах. Для этой цели в полевых условиях взяты пробы по разрезам вкострости простирания скарновых зон по поверхности месторождений, в карьерах, горных выработках и скважинах. Выделенные основные разновидности неизмененных и в различной степени измененных пород скарнов и руд изучались микроскопически, с применением химического, полуколичественного и количественного спектрального, рентгеноструктурного, атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного анализов. Из основных разновидностей скарнов и руд автором были выделены фракции минералов и также изучены с помощью вышеназванных анализов.

Геологическое строение **Натальевского** месторождения, условия формирования скарнов и оруденения, минералогия скарновых зон, связь золотого оруденения с магматизмом изучались В. А. Врублевским (1960, 1964), Б. Д. Васильевым (1964, 1970), В. А. Вахрушевым (1972) и автором статьи. Месторождение приурочено к контактовой зоне небольшого массива пестрого состава — от габбро до кварцевых сиенитов, расположенного среди переслаивающихся мраморов, доломитовых мраморов, доломитов, порфиридов, туффитов, туфоконгломератов, карбонатно-кремнистых сланцев нижнего и среднего кембрия. Массив располагается согласованно со складчатой структурой пород в висячем боку Кийской ветви Кузнецко-Алатауского регионального глубинного разлома. Натальевский массив относится к Мартайгинскому гранитоидному комплексу, с которым генетически связаны кварцево-жильные, скарновые и штокверковые золотые месторождения района [Булытников, 1948].

На месторождении развиты биметасоматические и инфильтрационные магнезиальные скарны магматического этапа. Биметасоматические скарны сформировались непосредственно на контакте массива при магматическом замещении доломитов и доломитовых известняков вмещающих пород. Форма магнезиальных скарнов — пластообразная оторочка в контакте массива с карбонатной породой. Мощность зоны скарнов невелика — от десятков сантиметров до 2—3 м. Среди магнезиальных скарнов встречены инъекции магматического материала в основном сиенитового состава, что подтверждает магматический этап формирования этого типа скарнов [Вахрушев, 1972]. Зональность магнезиальных скарнов такова:

Химический состав скарновых зон Натальевского месторождения, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.	Σ
Мраморизованный известняк	1,90	0,05	0,64	0,22	0,40	0,01	2,34	52,19	0,35	0,10	41,68	100,02
Доломит	1,02	—	—	—	0,34	0,02	20,09	31,92	0,21	0,05	46,42	100,15
Кальцифир	14,64	0,34	3,00	0,81	1,41	0,03	16,24	32,62	0,18	0,05	30,10	99,42
Скарн												
пироксен-волластонитовый	39,65	0,75	14,46	9,22	0,57	0,32	5,84	27,00	0,46	0,11	2,96	101,34
гранат-пироксеновый	50,48	0,09	8,07	10,86	0,96	0,08	5,52	21,36	0,16	0,09	1,61	99,28
тремолитовый	48,47	0,53	7,75	5,07	2,95	0,31	5,95	19,02	3,80	3,90	2,92	100,67
Диорит	59,27	—	3,30	0,05	2,28	—	21,70	11,80	0,86	0,38	—	99,64
Спелит	56,89	0,30	16,58	1,42	4,81	0,20	4,82	4,19	4,66	2,30	2,89	99,06
Порфирит андезитовый	51,37	0,60	19,37	2,35	4,02	0,07	2,74	9,84	3,86	3,23	1,58	99,04
Эпидозит	49,00	0,70	14,90	8,65	—	0,16	10,10	9,80	1,82	1,13	4,26	100,52
Эпидозит	64,00	0,45	15,85	5,70	—	0,06	2,90	3,75	4,06	2,07	1,31	100,15

Примечание. Анализы выполнены Е. М. Зыряновой и А. П. Сердюковой. Химический состав спелита приведен по В. А. Вахрушеву (1972).

сиенито-диорит — диопсид-ортотлазовая околоскарновая порода — диопсид-шпинельный скарн или форстерит-шпинель-диопсидовый скарн с флогопитом — кальцифир с форстеритом и шпинелью или форстеритом и флогопитом — доломитовый известняк. В отдельных участках формировался периклазовый мрамор, так как по скважинам отмечены бруситовые мраморы в контакте с флогопит-серпентиновым кальцифиром. Присутствие бруситовых мраморов в контактовой зоне свидетельствует о температуре процесса выше 350°C, вследствие того, что MgCO₃ разлагается на MgO — периклаз и CO₂ (температура термического разложения MgCO₃ — 350°C, по [Кей, Лэби, 1962]). Периклаз в последующих процессах переходит в брусит Mg(OH)₂.

Состав первичных магнезиальных скарнов прост: диопсид, форстерит, шпинель. Для формирования такого парагенезиса по доломитам необходим привнос SiO₂ и Al₂O₃, которые поступают со стороны интрузии и взаимодействуют с карбонатной породой (табл. 4). Магнезиальные скарны и кальцифиры, не измененные постмагматическими процессами, содержат золота на порядок и более выше, чем в карбонатных породах (в доломитах и известняках — 2, в скарнах — 110, кальцифирах — 15 усл. ед.) Вероятнее всего, золото поступает с кремнийсодержащими флюидами и концентрируется в шпинели, диопсиде, форстерите (табл. 2, 3).

На удалении от контакта в зонах нарушений среди карбонатных пород развиты трубообразные и линзообразные тела инфильтрационных магнезиальных скарнов диопсидового и диопсид-форстеритового состава. В послемагматический этап эти скарны были почти нацело замещены тремолитом, интенсивно окварцованы и сульфидизированы. Эти тела целиком рудные; определить первоначальное содержание золота в неизмененных разновидностях скарнов невозможно.

На послемагматическом этапе по магнезиальным скарнам развиваются тремолит, везувин, флогопит, клиногумит, хондрит, серпентин, хлорит — минералы более сложного состава, содержащие фтор, хлор, гидроксильную группу и щелочи — калий и натрий. Содержания золота в апомагнезиальных скарнах такие же или несколько ниже, чем в магнезиальных, — в среднем 24,0 усл. ед.

Известковые скарны послемагматического этапа распространены на месторождении широко, располагаются непосредственно на контакте интрузии с вмещающими карбонатными или алюмосиликатными поро-

Содержание золота в породах скарных зон Натальевского месторождения, усл. ед.

Порода, кол-во анализов	Золото	Среднее
Диориты, 16	2,7—11,0	3,4
Диориты скарпированные, 16	4,7—72,0	30,0
калиплатизированные, окварцованные, сульфидизированные, 31	25,0—1000,0	240,0
Мраморы, известняки, доломиты, 20	1,0—2,8	2,0
Карбонатные породы скарпированные, кальцифиры, 8	2,7—28,0	15,0
Скарны		
гроссуляр-везувиановые, 8	2,4—30,0	5,0
шпинель-форстеритовые, 8	90,0—170,0	110,0
гранат-пироксен-волластонитовые, 20	6,0—100,0	60,0
гранат-пироксен-амфиболовые, 9	12,0—880,0	100,0
гранат-пироксен-волластонит-амфиболовые, тремолитовые с кварцем, кальцитом, сульфидами и золотом, 20	230,0 — видимое золото	

Примечание. Анализы выполнены В. Г. Цимбалист атомно-абсорбционным методом в ИГиГ СО АН СССР.

дами или по трещинам, параллельным контакту среди вмещающих пород и пород массива, по зонам дробления, плоскостям напластования. Наиболее распространены скарны гранат-пироксен-волластонитовые, гранат-везувиановые, пироксен-волластонитовые, гранат-амфиболовые, в различной степени измененные последующими гидротермальными процессами и оруденелые. Минералогический состав скарнов зависит от состава пород, по которым они развиваются. Внешнюю зону скарнов составляют волластонитовые и пироксен-волластонитовые разности, затем следуют гранат-пироксеновые и гранат-пироксен-амфиболовые, по интрузивным породам развиты пироксен-гранатовые и скаполитовые скарны.

Таблица 3

Содержание золота в минералах Натальевского месторождения

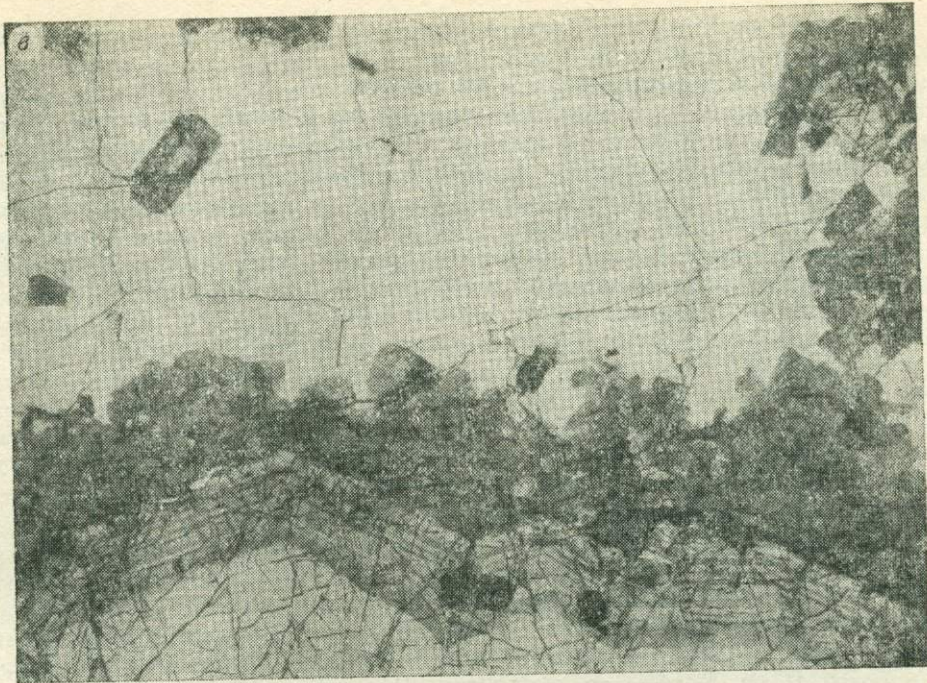
Парагенетическая ассоциация	Минерал	Золото, мг/т
Перекристаллизованный гранат-пироксеновый скарн с крупнокристаллическим кальцитом, кварцем и пиритом	Гранат	40,0 — видимое золото
	Кварц	79,4 — » »
	Кальцит	2,7 — » »
	Пирит	Пирит + видимое золото
Гранат-пироксен-волластонитовый скарн, пятнами перекристаллизованный с кварцем	Гранат	113,5—115,0
	Диопсид	33,0 — видимое золото
	Волластонит	45,0 — » »
Волластонитовый скарн, окварцованный с халькопиритом	Волластонит	27,0 — » »
	Халькопирит	Халькопирит + видимое золото
Тремолитовый скарн, окварцованный с борнитом	Тремолит	37,0—42,0
	Борнит + видимое	золото
Сливные арсенопирит-халькопиритовые руды в крупнозернистом мраморе	Кальцит	120,0—133,0
	Халькопирит + видимое	золото
	Арсенопирит +	» »
Форстерит-шпинелевый скарн	Форстерит	107,0—190,0
	Шпинель	90,0—120,0

Примечание. Анализы выполнены Р. Д. Мельниковой нейтронно-активационным с радиохимическим разделением методом в ИГиГ СО АН СССР.



По способу образования скарны биметасоматические, по составу минералов отвечают высокотемпературной фации (600—800°C), фации малой железистости и нормальной щелочности по В. А. Жарикову [Жариков, 1968].

Содержания золота в зоне известковых скарновых зон от 2,4 до 100 мг/т и превышают содержания его в замещаемых породах благодаря привнесу со стороны интрузии. В заключительный этап скарнового процесса происходит перекристаллизация минералов с образованием крупнокристаллических агрегатов волластонита и тремолита, анизотропных



a — интенсивное проявление кварц-сульфидной стадии. Внутренняя часть скарна волластонит-пироксенового состава выполнена кристаллами кварца, хлоритом, эпидотом с вкрапленниками халькопирита и золота. Натальевское месторождение, гор. 300 м. Прозрачная пластинка, ув. 10; *б* — грубошестоватый тремолитовый скарн. Натальевское месторождение, гор. 34 м. Прозрачная пластинка, ув. 10; *в* — жильный тип перекристаллизованных гранатовых скарнов. Сложнозональные гранаты замещаются актинолитом, здесь отлагаются сульфиды и золото, внутренняя часть жилы выполнена кварцем. Прозрачная пластинка, ув. 10. Майское месторождение, карьер.

кристаллов более железистых, чем ранние, гранатов. Эти изменения происходят в участках трещиноватости и имеют локальный характер. Прилегающие к таким участкам алюмосиликатные породы осветлены, калишпатизированы и альбитизированы.

Анализ минерального состава и химические анализы скарновых зон показывают, что при формировании известковых скарнов происходит привнос со стороны интрузии кремнезема, железа, натрия и калия (см. табл. 1).

Гидротермальный этап является продолжением скарнового и сопровождается разложением скарновых минералов с выделением кварца, хлорита, эпидота, кальцита. В этих перекристаллизованных и гидротермально измененных участках скарновых зон совместно с кварцем и сульфидами концентрируется золото (см. рисунок). На данном этапе привносятся кремнезем, сера, мышьяк, цинк, медь, висмут, золото и другие элементы.

Ф. Н. Шахов отмечал, что «процесс скарнирования развивается на значительном отрезке понижающихся температур и, можно думать, силикаты будут возникать до тех пор, пока обстановка будет позволять кремнезему входить в сложные соединения. При некоторых низких температурах мы вправе ожидать замены процесса скарнообразования развитием зон окремнения и сульфидизации» [Шахов, 1947, с. 19].

Для зоны известковых скарнов характерно невысокое содержание сульфидов (до 1—3%) и простой их состав. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, редко встречаются галенит, сфалерит, тетрамит. Золото присутствует в свободном состоянии в виде гнезд, комочков, отдельных зерен в кварцевых прожилках по трещинкам в скарнах, в межзерновых пространствах скарновых минералов.

При гидротермальном изменении диопсид-тремолитовых скарнов произошли их окварцевание и сульфидизация. Кварц заполняет промежутки между зернами диопсида и тремолита и замещает их. Сульфиды располагаются в интерстициях скарновых минералов и частично замещают их (см. рисунок, б). Такие взаимоотношения скарновых минералов, кварца и сульфидов свидетельствуют о высоких температурах процесса. Измерения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце показали 240—380°C [Баженев и др., 1975]. По линзам диопсид-тремолитовых скарнов развита золото-медно-висмутовая минерализация штокверкового типа с широким набором сульфидных минералов. Рудные минералы составляют в среднем 5—6%, наблюдается зональность в распределении сульфидов и золота. В висьях боку линз степень окварцевания и сульфидизации максимальна. В зоне мощностью 1,5—2 м наблюдаются участки сливных руд сложного состава, в которых содержание золота на порядок выше, чем в остальной части рудного тела, и находится в прямой зависимости от содержания сульфидов [Врублевский, 1964].

В пределах трубчатых тел магнезиальных скарнов рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, борнитом. Незначительно развиты сфалерит, галенит, пирротин, молибденит, висмутин, базовисмутит, тетрадимит, самородный висмут, золото. Наблюдаются в виде микроскопических примесей в основных сульфидах и редко встречающиеся минералы — кубанит, алтаит, макинавит, зигенит, тетраэдрит, теннантит. Описание рудных минералов и их взаимоотношений приведено в работах В. А. Врублевского (1964) и В. А. Вахрушева (1972).

Золото в линзах диопсид-тремолитовых скарнов в основном заключено в сульфидах в виде субмикроскопических включений. Как показали анализы (см. табл. 3), максимальные количества золота заключены в медных минералах: халькопирите и борните. В верхних частях скарновых тел были встречены кварцевые жилки и линзы с крупным видимым золотом в ассоциации с самородным висмутом. Характер границ (плавные закругленные контакты и каплевидные взаимные прорастания) свидетельствует об одновременном их образовании. Самородный висмут является минералом-термометром, температура плавления которого 269°C [Рамдор, 1962]. Образование самородного висмута происходит в щелочных условиях [Колонин и др., 1976]. Сульфидизация и золотое оруденение выходят за пределы скарновых тел в прилегающие карбонатные породы. Здесь образовались сливные халькопирит-арсенопиритовые и халькопирит-пиритовые руды и рассеянная вкрапленность в крупнокристаллическом мраморе. Мощность таких рудных тел составляет первые метры. Все золото здесь заключено в сульфидах.

Золотое оруденение, связанное с проявлением кварц-сульфидной стадии, располагается в зонах более высокотемпературной перекристаллизации скарновых минералов, в зонах гидротермального изменения и разложения с окварцеванием и сульфидизацией и среди практически неизмененных гидротермальными процессами скарнов и околоскарновых пород по системам трещиноватости в кварц-сульфидных прожилках.

Натальевское месторождение выделяется своеобразием состава минеральных парагенезисов скарнов, которое отражает длительную историю формирования. Отличительная черта его — повышенная магнезиальность метасоматических образований: наличие шпинель-диопсидовых, шпинель-форстерит-диопсидовых скарнов с содержанием MgO до 21,70% и развитие магнийсодержащих минералов (тремолита, флогопита, везувiana, хондродита, клиногумита, серпентина, апофиллита) на этапе известковых скарнов.

Основной вывод, сделанный нами при изучении месторождения, состоит в том, что поступление золота в скарновые зоны происходило на всех этапах совместно с кремнеземом, алюминием, железом, щелочами и

летучими, такими как хлор, фтор, но основное количество золота поступает в кварц-сульфидную стадию гидротермального процесса совместно с Fe, Cu, Pb, Zn, Bi, S, и сопровождается перекристаллизацией скарнов, разложением скарновых минералов, окварцеванием и сульфидизацией.

Синюхинское рудное поле располагается в западном контакте многофазной гранитоидной Саракокшинской интрузии с вулканогенно-осадочными породами кембрия. В районе месторождения массив залегает среди андезито-базальтов и туфов нижнего и среднего кембрия и имеет диоритовый, гранодиоритовый, габбро-диоритовый состав [Щербаков, 1961, 1967, 1974]. Скарны развиваются в экзоконтакте интрузии среди переслаивающихся вулканогенно-осадочных пород и приурочены в основном к карбонатному горизонту. Отдельные линзы скарнов располагаются среди горизонта лабрадоровых порфириров. Скарны имеют форму линз и неправильных залежей мощностью до 50 м. По минеральному составу выделяются волластонитовые, пироксен-волластонитовые, пироксен-гранат-волластонитовые, гранат-пироксеновые и гранатовые разновидности скарнов. В незначительном количестве развиты гранат-магнетитовые и везувиановые разновидности. Минеральный состав скарнов зависит от состава замещающих пород. По карбонатным породам развиты безжелезистые минералы: волластонит, диопсид, гроссуляра, по алюмосиликатным — салит, геденбергит, гранат, содержащий до 50% андрадитовой молекулы, магнетит. В рудном поле значительно распространены околоскарновые породы. По карбонатному горизонту образуются крупнокристаллические мраморы или мраморы с пятнами волластонита, гроссуляра, везувиана, диопсида. Алюмосиликатные породы близ скарнов осветляются: альбитизируются, калишпатизируются, карбонатизируются, в них пятнами развиваются скаполит, гранат, пироксен, роговая обманка, биотит и другие минералы.

На Синюхинском месторождении так же, как и на Натальевском, при образовании скарнов постмагматического этапа флюидами привносились кремнезем, глинозем, железо, щелочи и летучие компоненты. В процессе скарнирования происходило заимствование золота тех пород, по которым формировались скарновые зоны с некоторым привнесом со стороны магматического очага. Как показали наши ранние исследования [Щербаков, Рослякова, 1972; Щербаков, 1974], вулканогенные породы андезито-базальтового состава содержат золота до 3,7 мг/т, карбонатные — до 2,0 мг/т. Исходя из этого в скарнах, развитых по карбонатным породам, содержания золота составляют 2,4 мг/т, по алюмосиликатным — 8,3 мг/т. Кроме того, повышенные содержания золота (до 4,0 мг/т) обнаружены в краевой части интрузии гранодиоритового и габбро-диоритового состава, в то время как в центральных частях массива, представленных гранитами, его не более 2 мг/т. Значительная часть золота сосредоточена в ореольной зоне интрузии в магнетите, рассеянном в эффузивах экзоконтактовой области. Золото поступило совместно с избыточным против гранитной эвтектики железом [Щербаков, 1967]. В таких магнетитах концентрируется от 30,0 до 500,0 мг/т золота.

В заключительный этап скарнового процесса происходила перекристаллизация скарновых минералов с образованием друзовых и шестоватых структур. Волластонит перекристаллизовывается в грубошестоватый агрегат, в этих участках обнаружен пектолит, что свидетельствует об участии в процессе натрия и гидроксильной группы и более низких температурах, чем при образовании ранних скарнов. Отчетливо проявляется замещение гранатом и пироксеном раннего волластонитового скарна. Развиваются зонарные анизотропные гранаты с более высокой, чем в ранних скарнах, железистостью (до 80% андрадитовой молекулы).

Дальнейшее изменение скарнов происходит на фоне понижающихся температур в гидротермальный этап с разложением скарновых минералов и замещением их кварцем, эпидотом, кальцитом, отложением сульфидов

и золота. Температурный интервал этого этапа 130—350°C [Щербаков, Рослякова, 1972]. При гидротермальном метаморфизме в породах, прилегающих к зонам оруденелых скарнов, происходят разложение темноцветных минералов и магнетита — основных носителей золота, эпидотизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация и серицитизация. Эти процессы проявились локально вдоль систем трещиноватости, привели к мобилизации золота, заключенного в эффузивах, и перетолжению его в вышележащих скарнах [Щербаков, Рослякова, 1972].

Золотое оруденение в зонах скарнов связано с проявлением кварц-сульфидной стадии гидротермального процесса и локализовано в перекристаллизованных и гидротермально измененных скарнах. На кварц-сульфидной стадии процесса происходит основной привнос золота совместно с кремнеземом, щелочами, железом, медью, свинцом, цинком, висмутом и другими элементами.

Рудные минералы представлены борнитом, халькозином, халькопиритом, пиритом; в незначительных количествах присутствуют магнетит, кубанит, галенит, галенобисмутит, висмутин, линнеит, калаверит, алтаит, молибденит, арсенопирит, тетрадимит, золото. Отмечается отчетливая связь золотого оруденения с медь- и висмутсодержащими минералами. При микроскопическом изучении сульфидов обнаружены зерна золота размером в несколько миллиметров в халькопирите, борните, халькозине. Характер границ между минералами свидетельствует об одновременности их отложения: плавные закругленные линии или капли одного минерала в другом, взаимные прорастания. В пирите и других минералах видимые золотины обнаружены не были, вероятно, золото здесь только субмикроскопическое [Щербаков, 1974; Щербаков и др., 1972].

Данные нейтронно-активационного анализа подтверждают микроскопические наблюдения. Больше всего золота содержат халькопирит, борнит, халькозин, несколько меньше его в пирите и магнетите.

Широкое проявление процессов перекристаллизации в скарновых зонах, гидротермальное изменение скарнов и прилегающих вмещающих пород приводит к образованию зон обогащения и истощения золотом и элементами-примесями. По данным спектрального анализа зоны локализации золота выделяются повышенными содержаниями меди, свинца, цинка (до десятых долей процента); только в пределах этих зон обнаружены висмут, серебро, теллур, селен, молибден, сурьма. Эти данные можно использовать для поисковых целей.

Майское (Лебедское) месторождение золотого оруденения в магнетитовых скарнах вначале было изучено как магнетитовое. Лебедскую цепь магнитных аномалий описали Р. А. Пипар и В. А. Вахрушев (1959); затем Л. К. Баталов и Н. Е. Бевзенко обнаружили здесь первое золото. Геологическое строение месторождения, его минералогия и генезис, околорудные изменения и зона окисления изучались разными исследователями: В. И. Ярыгиным (1966), В. А. Сараевым (1968), Н. Ф. Столбовой (1976), С. С. Ильенко, Н. Ф. Столбовой (1969), Л. К. Павловой (1976).

Майское месторождение приурочено к восточному контакту раннепалеозойского Майского гранитоидного массива, который относится к Лебедскому (Садринскому) интрузивному комплексу [Поляков, 1962; Кузнецов, 1964]. С массивами лебедского магматического комплекса связаны многочисленные золоторудные проявления района, представленные зонами окварцевания и сульфидизации в контактовых зонах интрузий, кварцевыми жилами, вторичными кварцитами, скарнами и скарноидами. Вмещающими породами являются вулканогенно-осадочные образования нижнего кембрия, представленные пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, туфами, вулканомиктовыми гравелитами, песчаниками и алевролитами с маломощными линзами мраморов. Породы собраны в субмеридиональные складки, осложненные разрывными нарушениями.

На размытой поверхности интрузии и вулканогенно-осадочных пород залегают красноцветные песчаники, конгломераты и алевролиты среднего девона.

Майский массив, с которым генетически связаны зоны скарнов, небольшого размера, вытянут в субмеридиональном направлении. По геофизическим данным, массив соединяется на небольшой глубине с другими массивами комплекса. Он сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, сиенитами, габбро-диоритами и приурочен к системе разрывных нарушений, круто падающих на запад и восток. В обнажающейся части массива встречено большое число ксенолитов порфиритов, участки гибридных и гнейсовидных пород. Для контактовой зоны характерны многочисленные участки пироксеновых и пироксен-амфиболовых роговиков, гранат-амфибол-магнетитовых, гранат-магнетитовых, магнетитовых, гранат-пироксен-волластонитовых скарнов, участки эпидотизации, калишпатизации, альбитизации. Скарновые тела располагаются в эндоконтакте массива по интрузивным телам, по ксенолитам порфиритов и известняков и формируют прерывистую зону вдоль восточного контакта. Наиболее изучена северная часть зоны, вскрытая карьером; ее описание и приводится.

На северном участке месторождения наиболее широко представлены гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-магнетитовые, магнетитовые и гранат-амфиболовые скарны. При этом наблюдаются участки почти мономинеральных пироксеновых, гранатовых и магнетитовых скарнов, разделенных резкими границами. По структурным признакам различаются сливные, мелко-, средне- и крупнозернистые разности вплоть до гигантозернистых. Они отражают этапы формирования скарновой зоны. Ранние гранат-пироксеновые скарны имеют сливную или мелкозернистую текстуру и состоят из идиоморфных зерен граната и пироксена. Гранаты в них изотропные с содержанием андрадитовой молекулы до 70—80%, пироксены представлены геденбергитом. В южной и северо-восточной частях скарновой зоны, где скарны образовались по линзам мраморов, гранаты содержат 50—75% гроссуляровой молекулы и до 2—10% пиральспитовой [Ильенок, Столбова, 1969]. Пироксены здесь представлены диопсидом. Состав скарнов в случае замещения карбонатных пород волластонитовый и пироксен-волластонит-гроссуляровый.

На следующем этапе скарнового процесса происходило отложение магнетита. Магнетитовые скарны развивались по пироксеновым и гранатовым скарнам, языками проникая в околоскарновые и гидротермально измененные породы. Отложение магнетита предваряется калишпатизацией (площадной и локальной) в виде пятен калиевого полевого шпата по интрузивной породе с образованием очковой текстуры, когда вокруг пятен шпата нарастает оторочка из мелких зерен граната и магнетита, и в виде прожилков калиевого полевого шпата и альбита, пересекающих ранние скарны. Форма магнетитовых тел — пластовые залежи и линзы, гнезда. Угол падения тел 60°, на юг длина 100—400 м, мощность от 2,5 до 38 м [Столбова, 1976]. Магнетитовые тела прослежены на глубину 120 м. В следующий этап по нарушениям северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений возникли жилкообразные тела пифилитрационных сложнзональных разнозернистых скарнов. Состав жил различен. В сплошных магнетитах возникли магнетитовые жилы, состоящие из крупных зонарных кристаллов магнетита, растущего вершинками внутрь жилы, нарастающих прямо на сливные или мелкозернистые магнетиты. Внутренние полости жил заполнены кварцем, кальцитом или актинолитом, нередко с сульфидами и золотом.

В гранат-пироксеновых разностях ранних скарнов возникли жилы, пятна, друзы сложнзональных разноцветных гранатов, также растущих внутри трещины. Зоны одного цвета широкие, состоят из большого числа

Результаты химического анализа гранатов Майского месторождения, вес. %

№ п/п	Цвет граната	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Zr ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Σ
<i>Ранние сливные гранаты</i>														
1	Темно-зеленый	37,40	5,40	20,42	0,67	0,21	1,24	33,27	0,24	0,10	0,062	0,20	0,50	99,61
2	Розовый	40,30	17,35	5,80	1,64	0,30	0,68	33,05	0,24	0,19	0,042	He	0,40	99,97
3	Бурый	37,10	4,34	22,39	1,49	0,33	0,33	32,46	0,28	0,14	0,062	0,40	0,40	99,72
4	Черный	36,60	3,72	24,07	1,19	0,20	0,74	32,70	0,24	0,07	0,072	He	0,40	100,00
5	Коричневый	37,30	4,30	23,50	2,01	0,23	0,68	31,03	0,24	0,10	0,062	0,10	0,50	100,05
6	»	37,60	4,04	21,90	1,93	0,39	0,46	32,22	0,25	0,16	0,062	0,70	0,30	100,01
<i>Зоны зонарных гранатов жильного типа</i>														
7	»	36,90	4,61	22,63	1,27	0,24	0,55	32,69	0,24	0,14	0,062	0,30	0,40	100,03
8	»	37,70	5,60	20,65	1,34	0,32	0,67	32,60	0,24	0,08	0,062	0,20	0,50	99,96
9	Зеленый	36,90	4,34	23,20	0,63	0,20	0,74	33,17	0,24	0,07	0,072	0,40	0,10	100,06
10	Коричневый	36,60	1,35	28,03	0,67	0,13	0,27	32,10	0,28	0,16	0,083	0,20	0,30	100,17
11	Розовый	37,00	3,52	23,80	0,67	0,17	0,58	32,93	0,24	0,13	0,072	0,40	0,40	99,91
12	Черный	58,30	15,58	3,04	2,75	0,04	1,86	6,54	0,04	3,62	0,027	0,60	7,30	99,78
13	»	41,00	1,35	22,29	4,62	0,21	2,44	26,95	0,20	0,03	0,062	0,30	0,40	99,85
14	Коричневый	36,90	1,08	28,12	0,60	0,13	0,27	32,40	0,28	0,11	0,072	He	0,10	100,06
15	Черный	36,30	2,17	26,94	0,74	0,24	0,71	31,98	0,28	0,14	0,072	0,40	He	99,97
16	Желтый	36,20	0,14	29,09	0,45	0,08	0,13	32,90	0,24	0,14	0,072	0,46	0,21	100,04
17	Бурый	35,80	0,54	28,79	0,60	0,13	0,10	32,60	0,28	0,11	0,072	0,60	0,50	100,12
18	Черный	30,70	2,70	27,72	8,41	0,40	2,16	23,06	0,12	0,14	0,042	1,00	3,50	99,95
19	Коричневый	35,10	0,68	28,98	1,34	0,21	0,39	32,10	0,22	0,04	0,077	0,20	0,70	100,03

Примечание. Анализы выполнены Е. М. Зыряновой; гранаты относятся к андрадиту, рентгеноструктурные определения выполнены В. М. Новожиловой.

тонких анизотропных зон. По химическому составу ранние и жильные гранаты различны (табл. 4). В табл. 4 с 1 по 6 приведены анализы ранних сливных гранатов, с 7 по 19 — анализы отдельных зон разного цвета зонарных гранатов жильного типа. В жильных гранатах более высокие содержания железа, меньше алюминия, в них обнаружены цинк, медь, мышьяк, висмут, серебро, золото, молибден, элементы-спутники рудной стадии. В ассоциации с перекристаллизованными гранатами находятся актинолит, эгирин-авгит [Ильенок, Столбова, 1969]. Жилки имеют незначительную мощность. При увеличении мощности жил внутренне их части заполняются кварцем, в меньшей степени кальцитом, а сложнзональные кристаллы гранатов нарастают актинолиты, а внутри располагается кварц с прекрасно ограненными зонарными кристаллами гранатов или кварц с пучками лучистого тремолита или актинолита (см. рисунок, е).

Такие жильные гранатовые скарны во внутренних частях содержат сульфиды и золото. Сульфиды и золото отлагались по актинолитам, зонам гранатов, пироксенов, магнетитов совместно с кварцем, проникали по трещинам в сливные гранаты на границе с перекристаллизованными скарнами, а также совместно с кварцем в зонах дробления скарнов, около-скарновых и гидротермально измененных пород.

Наиболее поздние образования гидротермального этапа на месторождении представлены кварц-кальцитовыми линзами и жилами с магнетитом, пиритом, гематитом и зоной окремнения с кварцином [Вахрушев, 1972] вблизи главного разлома.

Содержание золота в мономинеральных пробах скарновых и сульфидных минералов, мг/т

№ п/п	Минерал, кол-во проб	Золото	Среднее
1	Магнетит I стадии, 5	3,0—40,0	6,3
2	Магнетит перекристаллизованный, 10	0,3—59,8	30,0
3	Гранат I стадии, 11	2,6—43,0	6,5
4	» перекристаллизованный, 12	0,5—250,0	56,7
5	Пироксен I стадии, 3	1,4—2,8	2,0
6	Актинолит, 3	0,85—48,0	12,0
7	Эпидот, 6	0,3—0,5	0,4
8	Кварц, 5	0,3—1,2	1,0
9	Кальцит, 5	0,5—1,0	0,65
10	Гематит, 2	3,3—3,5	3,4
11	Пирит, 5	83,6 — видимое золото	
12	Халькопирит, 2	Видимое золото	
13	Магнетит, 10	6,7—252,0	30,5
14	Пирротин, 5	50,0—800,0	70,0
15	Пирит, 12	6,5 — видимое золото	
16	Халькопирит, 5	Видимое золото	
17	Галенит, 5	»	»
18	Арсенопирит, 5	»	»

Примечание. Анализы выполнены Р. Д. Мельниковой нейтронно-активационным с радиохимическим разделением методом.

Н. Ф. Столбова (1970) выделила четыре стадии послемагматического этапа: золото-висмут-теллуридная, кварц-эпидот-гематитовая, кварц-сульфидно-арсенидная и карбонатно-сульфидная. Наиболее распространены на месторождении следующие рудные минералы: тетрадимит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гематит, мушкетовит; редкие: золото, калаверит, вейссит, висмутин, лелленгит, борнит, пирротин, галенит, сфалерит, алтаит. В целом содержание сульфидов не превышает 1—5%. Золото находится совместно с тетрадимитом, висмутином, калаверитом, вейсситом, халькопиритом. У этих минералов структуры взаимных границ, прорастаний и включения. Золото в виде комочков, пластинок, пленок, сrostков кристаллов, цепочек зерен совместно с другими сульфидами располагается на гранях кристаллов граната, магнетита, выполняет промежутки зерен ранее образованных минералов.

Распределение золота в породах рудного поля подчиняется следующим закономерностям. В неизмененных порфиритах, туфах, диоритах его 3,0 мг/т, что не превышает средние по региону значения. В скарнированных и гидротермально измененных породах содержания увеличиваются на порядок и более, резко увеличивается дисперсия распределения золота и других элементов, что свидетельствует о перераспределении и некотором привносе золота и сопутствующих элементов гидротермальными растворами с одновременным перераспределением в измененных породах. Если же в породах отлагаются сульфиды, содержания золота значительно увеличиваются и достигают десятков граммов на тонну. Содержания золота в мономинеральных пробах скарновых и сульфидных минералов из разновременных образований показывают, что в процессе перекристаллизации происходит перераспределение золота (табл. 5). С одной стороны, в перекристаллизованных кристаллах гранатов и магнетитов обнаружены низкие содержания золота (до 0,3—0,5 мг/т), с другой — оно в значительных концентрациях отлагается по трещинам, вростает в минералы совместно с кварцем и сульфидами.

Изучение нами температур гомогенизации газово-жидких включений и определение состава вещества включений в гранатах и кварцах позволяют утверждать, что скарны и руды месторождений сформированы в

температурном интервале 700—280°C под воздействием щелочных восстановительных растворов, окисление которых в зоне разгрузки гидротерм привело к образованию данных минеральных ассоциаций. Эти выводы подтверждены расчетами образования таких характерных для месторождения минералов, как андрадит, диопсид, магнетит, сульфиды меди, цинка, самородного золота [Павлов, Павлова, 1971].

В табл. 5 под номерами 13—18 включены содержания золота в минералах сульфидной стадии типичных скарново-магнетитовых месторождений Тельбесского района Горной Шории. На этих месторождениях, так же как на золоторудных скарновых, наблюдается увеличение содержания золота при скарнировании на порядок и более, чем в неизмененных породах, и высокие (до граммов на тонну) в сульфидах кварц-сульфидной стадии. Максимально высокие содержания и видимое золото были обнаружены нами в интенсивно окварцованных, пронизанных арсенопиритом магнетит-людвигитовых скарнах Аргыштага. Эти данные свидетельствуют о преимущественном отложении золота в кварц-сульфидную стадию общего скарнового процесса [Павлова и др., 1974].

Основной вывод, полученный нами при изучении золотого оруденения скарновых месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, состоит в том, что, несмотря на разные типы метасоматических колонок скарновых зон и некоторое различие в их минеральном составе, поведение золота в скарновом процессе и характер оруденения одинаковы для всех месторождений. Золото привносится в зону скарнирования на всех стадиях процесса, золотое оруденение связано с наложением кварц-сульфидной стадии гидротермального процесса.

Необходимо отметить еще одну характерную закономерность золотой минерализации скарновых месторождений. На всех месторождениях проявлена золото-медно-висмут-теллуридная ассоциация. Несмотря на незначительное распространение таких минералов, как тетрадимит, виттихенит, висмутин, самородный висмут, сильванит, калаверит, эмплектит, нагиагит, алтаит, вейссит и других, они составляют продуктивную минеральную ассоциацию, с ними всегда совместно находится золото. Это минералы одностадийного комплекса, у них структуры взаимных границ и включения одних минералов в других.

Как указывает Д. А. Тимофеевский (1971), в числе наиболее распространенных минеральных ассоциаций в золоторудных месторождениях разных формаций находится золото-медно-теллур-висмутовая. Золото здесь присутствует в свободной форме в сростании с теллуридами и висмутом или в виде теллуридов золота и серебра.

Золото с висмутом, теллуrom и селеном отмечается в колчеданных месторождениях Южного Урала, где частота встречи такой ассоциации увеличивается от руд, образованных в серноколчеданную стадию, до золото-полиметаллических руд поздних стадий [Шеничный, 1976]. Золото-висмут-теллуридная ассоциация характерна и для жильных месторождений Урала [Берзон, Карышев, 1973]. На скарновых месторождениях Казахстана проявлена золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая ассоциация [Кузнецова, Кузнецов, 1975]. Для всех групп месторождений отмечается максимум содержания золота там, где проявлена золото-медно-висмут-теллуридная ассоциация.

В пределах Кузнецкого Алатау кварц-халькопирит-теллуру-висмутовая минерализация выделена А. Ф. Коробейниковым на месторождении «Коммунар», золото-висмут-теллуридная — на Лебедском месторождении Н. Ф. Столбовой, золото-виттихенит-борнит-халькозиновая и золото-виттихенит-борнит-халькопиритовая с самородным висмутом — на Синохинском и Натальевском месторождениях нами [Щербаков и др., 1972; Щербаков, Рослякова, 1972] и В. А. Вахрушевым (1972). По данным, любезно предоставленным нам Ю. Г. Щербаковым и Г. Н. Анопи-

тым, на Синохинском месторождении в концентратах руд содержания селена и теллура составляют в среднем 0,02%, висмута—0,06%. По данным В. А. Вахрушева (1972), селен и теллур обнаружены во всех сульфидных минералах скарновых и жильных месторождений региона в количествах от 0,0001 до 0,005%, в отдельных минералах скарновых месторождений (халькопирите и борните) — до 0,143%. Содержания висмута в тысячные доли процента отмечены нами для всех проб руд с содержаниями золота в 1 г/т; в тех пробах, где содержания золота более 5 г/т, количества висмута достигают десятых долей процента и в среднем составляют 0,03%.

Содержания висмута от 0,001 до 0,005% повсеместно отмечены нами в пробах золотых руд кварцево-золоторудных месторождений Центрального, Комсомольского, «Сараль», «Комунара». Присутствие висмута в пробах и минералов висмута и теллура в рудах является важнейшим признаком золотоносности руд региона. Поэтому необходимо вслед за А. Я. Бульниковым выделять золото-висмут-теллуридную ассоциацию на месторождениях Кузнецкого Алатау как характерную для скарновых и кварц-золоторудных.

Для прогноза и поисков золотого оруденения в пределах скарновых зон возможно использование следующих признаков. Макроскопически зоны перекристаллизации и гидротермального изменения скарнов выделяются структурами и минеральным составом. Неперекристаллизованные скарны имеют моно- или биминеральный состав и сплошные текстуры. Для зон перекристаллизации и гидротермального изменения характерны друзовые, неравномерно-крупнозернистые текстуры и полиминеральный состав, проявление кварц-сульфидного оруденения. Спектральные анализы измененных пород показывают содержания свинца, меди, цинка до десятых долей и целых процентов. Только в пределах гидротермально измененных скарнов, несущих золотое оруденение, встречены такие элементы, как As, Ag, Mo, Bi, Te, Se, Sb, Be, W, Sc.

Для поиска золота возможно использование магнитной восприимчивости пород. В зоне контактового ореола повышенной магнитной восприимчивостью обладают породы с рассеянной вкрапленностью магнетита: роговики, эффузивы, скарны. В зонах гидротермального изменения пород и скарнов в связи с проявлением кварц-сульфидной стадии магнетит растворяется и возникают зоны с отрицательной магнитной восприимчивостью [Щербаков и др., 1972]. Эти зоны четко фиксируются при магнитной съемке и подлежат проверке на золотоносность [Бакшт, 1972].

ЛИТЕРАТУРА

- Баженов В. И., Васильев Б. Д., Коробейников А. Ф. Условия формирования золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 251—260.
- Бакшт Ф. В. Геофизические методы как средство изучения золоторудных столбов на скарновых месторождениях Горного Алтая.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 165—168.
- Берзон Р. О., Карышев Ю. М. Селен и теллур в золоторудных месторождениях Урала.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1615—1619.
- Бульников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Томск: Изд-во ТГУ, 1948, с. 248.
- Васильев Б. Д. К петрохимии пород мартайгинского и кийского интрузивных комплексов.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: изд. Томского отд-ния МОИП, 1964, вып. 2, с. 132—140.
- Васильев Б. Д. Распределение золота в скарнах Натальевского месторождения.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во ТГУ, 1970, с. 103—109.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972. 238 с.

- Врублевский В. А.** Золотоносные скарны Натальевского месторождения в Мариинской тайге.— Уч. зап. ТГУ, 1960, № 36, с. 114—120.
- Врублевский В. А.** Интрузивные комплексы северо-восточной части Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1964, с. 224—228.
- Жариков В. А.** Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—303.
- Ильенок С. С., Столбова Н. Ф.** Происхождение и состав гранатов Лебедской скарновой зоны.— В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк: изд. НТГО, 1969, с. 152—155.
- Кей Дж., Лэби Т.** Таблицы физических и химических постоянных. М.: Изд-во физ.-мат. литературы, 1962, с. 247.
- Колонин Г. Р., Лаптев Ю. В., Птицын А. Б., Широносова Г. П.** Минеральные равновесия в гидротермальных рудных системах.— В кн.: Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1976, с. 49—67.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 378 с.
- Кузнецова Е. И., Кузнецов Э. Ф.** Висмут в скарново-рудных месторождениях Саянской группы.— В кн.: Минералогия и генетические особенности месторождений Казахстана.— Зап. Каз. отд-ния ВМО, Алма-Ата, 1975, вып. 1.
- Павлов А. Л., Павлова Л. К.** Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования.— В кн.: Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1974, с. 121—147.
- Павлова Л. К.** Геохимия золота в Майском золоторудном месторождении.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 105—112.
- Павлова Л. К., Мельникова Р. Д., Цимбалист В. Г.** Геохимия золота в полях скарновых железорудных месторождений Горной Шории.— Тез. докл. симпозиума «Минералогия и геохимия золота». Ч. II. Владивосток, 1974.
- Пшеничный Г. Н.** Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений Южного Урала и их типоморфизм.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: изд. Башкирского отд-ния ВМО, 1976, с. 11—16.
- Пипар Р. А., Вахрушев В. А.** Коурчакское (Майское) месторождение и магнетитовые аномалии его района.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 315—319.
- Поляков Г. В.** О генетических связях железоруднения с интрузиями.— Геол. и геофиз., 1962, № 6, с. 3—15.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962. 1132 с.
- Сараев В. А.** Геология и металлоносность Лебедской скарновой зоны (Горная Шория).— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, т. 134, с. 141—145.
- Столбова Н. Ф.** Разновременные магнетиты Лебедского месторождения как индикаторы условий его формирования.— В кн.: Вопросы геологии месторождений золота.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1976, т. 289, с. 97—100.
- Тимофеевский Д. А.** О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР.— Тр. ЦНИГРИ, 1974, ч. 4, вып. 96.
- Шахов Ф. Н.** К теории контактовых месторождений.— Тр. Горно-геол. ин-та. Новосибирск, 1947, вып. 1, с. 94.
- Щербаков Ю. Г.** Некоторые закономерности золотооруднения на Сихотлинском месторождении.— Геол. и геофиз., 1961, № 2, с. 16—31.
- Щербаков Ю. Г.** Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967, с. 268.
- Щербаков Ю. Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В.** Золоторудные столбы в скарнах Сихотлинского месторождения.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 160—165.
- Щербаков Ю. Г., Павлова Л. К., Мельникова Р. Д., Цимбалист В. Г.** Геохимия золота в Сихотлинском скарново-рудном поле (Горный Алтай).— В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 7—20.
- Ярыгин В. И.** К петрографии Лебедского габбро-плагиогранитного массива.— Тез. докл. Новосибирской конференции молодых ученых и специалистов. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1966, с. 39—40.

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Радиогеохимические исследования как метод изучения условий формирования золоторудных месторождений вызывают большой интерес с тех пор, как была установлена тесная ассоциация золоторудной и урановой минерализаций на крупнейших в мире месторождениях золота в Южной Африке (Витватерсранд) и наличие золота в урановых рудах многих месторождений на разных континентах. В связи с открытиями последнего десятилетия особого внимания заслуживают данные о приуроченности к однотипным геологическим формациям — углеродистым сланцам — наиболее крупных по запасам месторождений как золота, так и урановых руд. В некоторых случаях на урановых месторождениях в углеродистых сланцах, например на Джабилукском месторождении Австралии, содержания золота достигают 23 г/т и запасы его достаточны для рентабельной добычи [Rountree, Mosher, 1976]. Поэтому так актуально изучение закономерностей поведения урана, золота и сопутствующих им элементов в различных геологических процессах: при осадконакоплении, метаморфизме, магматической и гидротермальной деятельности. Особый интерес представляют исследования закономерностей распределения урана и золота в древних докембрийских толщах.

Автор провел радиогеохимические исследования в ряде провинций страны: на Енисейском кряже, в Ленском районе, на Урале, Дальнем Востоке и др. Проанализировано распределение радиоактивных элементов (по данным гамма-спектрометрического лабораторного анализа с прецизионным определением трех радиоактивных элементов: урана (по радию), тория и калия, золота и серебра (по спектрохимическим и атомно-абсорбционным анализам) и других элементов по спектрографическим и химическим определениям в метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах докембрия (главным образом верхнего протерозоя) в обрамлении Сибирской, Русской и Китайской платформ. Исследованы рудовмещающие породы и руды большинства золоторудных месторождений Уральского пояса, Енисейского кряжа, Ленского, Селемджинского и других золотоносных районов. Проведено исследование закономерностей распределения радиоактивных элементов в интрузивных породах, обнаруживающих пространственно-временную связь с золоторудной минерализацией в ряде провинций страны.

В каждом случае при отборе радиогеохимических проб проводились по возможности детальные радиометрические измерения общей радиоактивности, гарантировавшие выявление участков с наиболее характерными концентрациями радиоактивных элементов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЗОЛОТА В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Для выявления этих закономерностей изучены опорные разрезы докембрийских толщ в обрамлении Сибирской платформы: Енисейский кряж в пределах центральной золотоносной полосы и западной Приенисейской зоны (правобережье Ангары и Линейно-Рассохинский узел); Ленский район — Бодайбинский синклиниорий (бассейн рек Бодайбинка, Ныгри, Хомолхо, Бол. Патом) и Тонодское поднятие (реки Кевакта и Чертово Корыто); Юдомо-Майский район — раз-

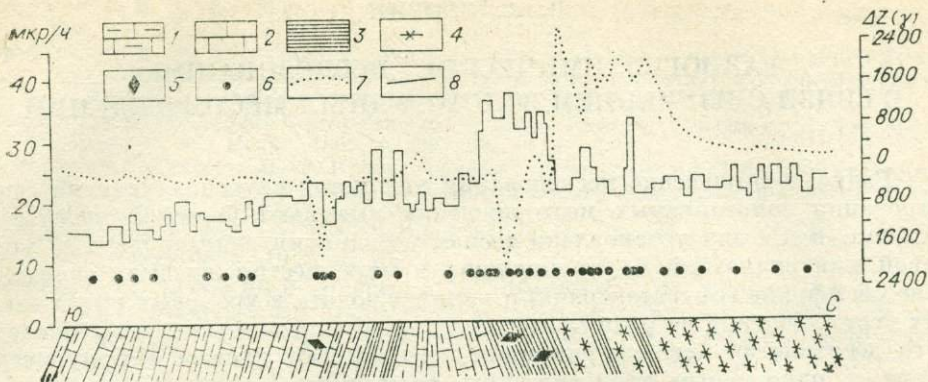


Рис. 1. Геологический разрез пенченгынской — кординской свит с графиками общей радиоактивности и магнитометрии, Енисейский кряж, р. Севагликон — правый приток р. Юж. Кодра.

Пенченгынская свита: 1 — слоистые мраморы верхней части, 2 — светлые мраморы; кординская свита: 3 — графитовые кристаллические сланцы, 4 — хлоритовые сланцы; 5, 6 — участки пирротинизации (5) и отбора проб (6); 7, 8 — графики магнитометрии (7) и общей активности (8).

резы по рекам Курун-Урях, Мая, Маймакан. Для сравнения с ними исследованы опорные разрезы в обрамлении Русской платформы — западный склон и центральная зона Урала: р. Ай (Липовые горы), Саткинский и Байкальский карьеры и их окрестности, р. Юрюзань в районе г. Юрюзань, окрестности г. Златоуста. В обрамлении Китайской платформы наиболее подробно изучались разрезы по левобережью Амура на участке р. Дичун — село Союзное, а также вдоль железной дороги Облучье — Виробиджан в пределах Мал. Хингана. Древние породы Монголо-Охотского пояса опробованы по разрезам в бассейне р. Селемджа и ее притока — р. Харгу и др.

Наиболее высокие концентрации радиоактивных элементов связаны с метаморфизованными в той или иной степени аналогами терригенно-глинистых отложений. Фоновые (кларковые) концентрации урана составляют при этом в подавляющем большинстве случаев 1—3 г/т. Более высокие содержания (до 10 г/т) рассматриваются как повышенные на кларковом уровне. Породы с такими концентрациями урана обладают повышенной по сравнению с фоном радиоактивностью и весьма отчетливо выделяются в геологических разрезах при систематических измерениях общей радиоактивности пород. Наиболее типичные примеры залегания пород с повышенными концентрациями урана в докембрийских толщах обрамления Сибирской, Китайской и Русской платформ приведены на рис. 1—4.

Как установлено для Енисейского кряжа, а затем подтверждено для других районов [Злобин, Вьюшкова, 1977; Злобин и др., 1975, 1979; Злобин, 1980], наиболее высокие концентрации урана возникают в высокоуглеродистых сланцах, залегающих обычно в участках смены карбонатных (известковых) отложений карбонатно-терригенными и терригенными с прослоями кремнистых пород (кварцитов). Ассоциирующие с высокоуглеродистыми сланцами породы (карбонатные, кремнистые (кварциты), а также высокоглиноземистые сланцы, алевропесчаники и песчаники) содержат в подавляющем большинстве случаев меньшие концентрации урана. При увеличении в разрезах прослоев и пачек псаммитовых пород количество высокоуглеродистых сланцев сокращается.

В отличие от урана торий накапливается главным образом в высокоглиноземистых сланцах (пурпульская свита Ленского района — до 20 г/т, Енисейский кряж — до 18—19 г/т) и отдельных разностях псам-

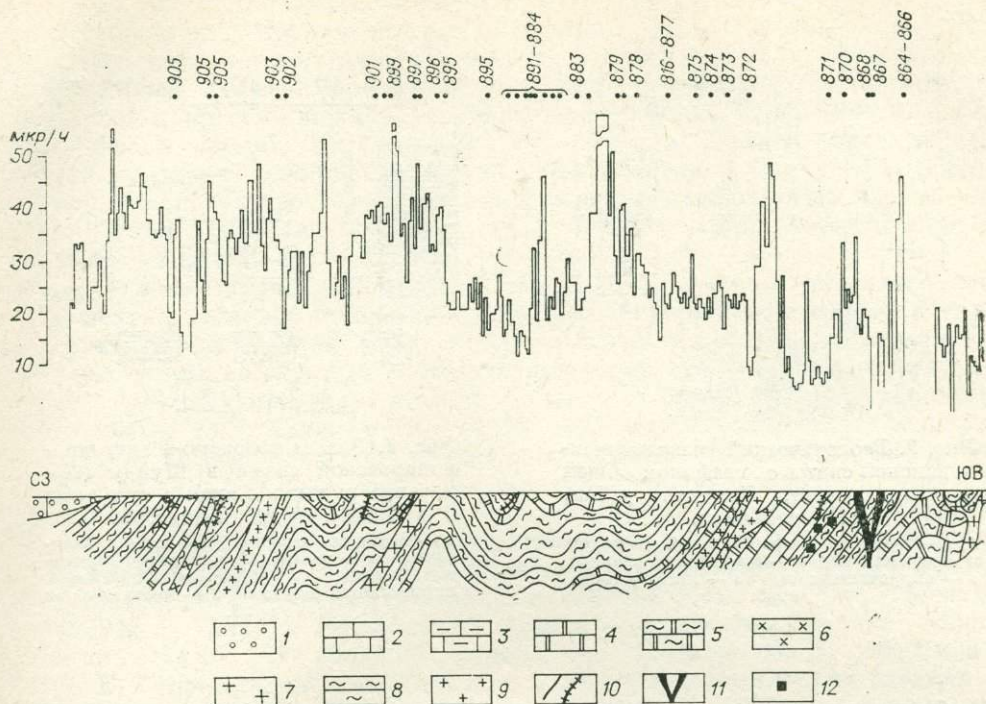


Рис. 2. Разрез по левому берегу р. Амур выше Ястребиного утеса и р. Белой на участке распространения графитовых отложений союзенской свиты с графиками общей радиоактивности.

1 — конгломераты юры; мраморы: 2 — мелкозернистые, 3 — графитовые мелкозернистые, 4 — белые крупнокристаллические; 5 — переслаивание мраморов и кварцитов; 6 — дайки аплитов; 7 — крупнокристаллические граниты; 8 — графитовые сланцы; 9 — турмалиносодержащие граниты; 10 — кварцевые жилы; 11 — дайки основных пород; 12 — участки развития пирротина и пирита.

митов с галькой гранитоидных пород (айская свита, конгломераты — до 40 г/т).

Высокоуглеродистые сланцы в докембрийских (верхнепротерозойских) отложениях рассматриваемых районов обычно образуют пласты и пачки мощностью до нескольких десятков, реже сотен метров. Отдельные высокорadioактивные прослои чередуются с обедненными ураном (см. рис. 1—4). По простиранию пачки углеродистых пород прослеживаются на расстояние до нескольких километров [Злобин и др., 1976] и представляют более или менее крупные уплощенные линзы, залегающие в определенных стратиграфических подразделениях.

На Енисейском кряже вследствие цикличности осадконакопления высокоуглеродистые сланцы на уровне тейской, сухопитской и тунгусикской серий встречаются шесть раз, соответственно с шестью выделенными циклами осадконакопления [Злобин и др., 1975].

На Мал. Хингане в обрамлении китайской платформы высокоуглеродистые сланцы наиболее широко распространены в верхней части союзенской свиты (серии), вмещающей крупнейшее месторождение графита (см. рис. 2). Кроме того, высокоуглеродистые сланцы с повышенным на кларковом уровне содержанием урана установлены в отложениях дитурской и рудоносной свит в районе пос. Известковый Завод [Злобин, Вьюшкова, 1979].

В Ленском районе (см. рис. 3) высокоуглеродистые сланцы распространены в джемкуканской (р. Бодайбинка) и хомолхинской свитах (руч. Сухой Лог при впадении его в р. Ныгри) [Злобин, Вьюшкова, 1977;

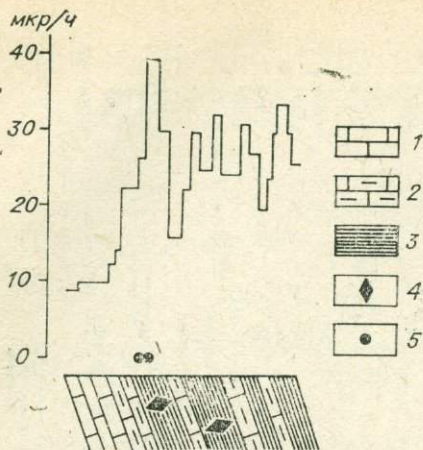


Рис. 3. Геологический разрез джекукановской свиты с графиком общей радиоактивности, Ленский район, р. Бодайбинка.

1, 2 — мраморы джекукановской свиты (1) и слюдястые (2); 3 — графитовые сланцы; 4 — пирротинизация; 5 — места отбора проб.

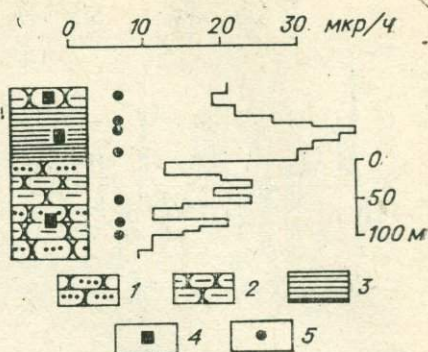


Рис. 4. Разрез отложений зигазино-комаровской свиты в Шуйдинском карьере рудника Бакал с графиком общей радиоактивности.

1 — кварциты светлые; 2 — сланцо-кварциты; 3 — углеродисто-кварцево-слюдястые сланцы; 4 — участки интенсивной пирротинизации пород; 5 — места отбора проб.

Злобин и др., 1979], в обнажениях аунакитской свиты в приустьевой части руч. Верного и др. Так же как на Енисейском кряже, эти образования занимают вполне определенное положение, локализуясь в участках смены карбонатных пород мариинской, баракуновской и имняхской свит терригенными отложениями. Последние представлены в нижних частях разреза кристаллическими сланцами, а в верхах — филлитовидно-глинистыми.

На Урале полных аналогов сланцам Сибири и Дальнего Востока мы не выявили. Возможно, это объясняется весьма высоким распространением псаммитовых разностей среди терригенных осадков. Карбонатные породы в уральском разрезе докембрия большей частью завершают осадочные циклы, а не открывают их, как в рифейских толщах обрамления Сибирской и Китайской платформ. Наиболее высокие содержания урана в докембрийских отложениях Урала, по нашим определениям, в углеродистых глинисто-кремнистых сланцах зигазино-комаровской свиты в карьерах Бакала. Их положение отчасти аналогично карбонатно-терригенным циклам Сибири и Дальнего Востока, так как рассматриваемые породы находятся выше карбонатно-терригенных отложений бакальской свиты. Максимальные содержания урана в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты составляют 4—5 г/т, что несколько меньше, чем в углеродистых породах Енисейского кряжа, Ленского района, Мал. Хингана. В докембрийских разрезах Монголо-Охотского пояса (Селемджинский район) и в Юдомо-Майском районе высокоуглеродистых отложений с повышенными содержаниями урана мы не обнаружили, возможно, из-за весьма плохой обнаженности территорий и неполноты изучения разрезов.

Полученные материалы позволяют считать, что в верхнем протерозое Урала, Сибири и Дальнего Востока в накоплении урана в осадочных породах на значительных территориях прослеживается четкая закономерность. Наиболее благоприятны для этого карбонатно-терригенные формации, в состав которых, помимо карбонатных и карбонатно-терригенных пород, входят высокоуглеродистые и высокоглиноземистые сланцы и кварциты. Подобная картина наблюдается и в других регионах. В част-

ности, подобную формационную принадлежность имеют высокоуглеродистые сланцы Восточного Саяна [Жданова, 1974]. Аналогичная картина наблюдается в отложениях нижнего протерозоя Австралии. Как известно, формация нижнего протерозоя — Кулпин — представлена ассоциацией карбонатных отложений, углеродистых сланцев и кремнистых пород (включая кремнистые брекчии). Углеродистые сланцы залегают здесь так же, как в докембрийских отложениях Сибири и Дальнего Востока, — между карбонатными осадками внизу и перекрывающими их кремнистыми породами [Sullivan, Matheson, 1952; Roberts, 1960; Aures, Eadington, 1975; Langford, 1974; Dodson, 1974].

Состав высокоуглеродистых сланцев докембрия, изученных нами, и других регионов приведен в таблице. Рассматриваемые отложения представлены алюмосиликатными породами с повышенными, как правило, содержаниями кремнезема. Концентрация углерода в этих породах варьирует в широких пределах: от 2 до 25 вес. % и более. Высокоуглеродистые сланцы с содержаниями $C_{орг}$ до 10 — 25 вес. % обнаружены в нижних частях рифейских толщ Енисейского кряжа (р. Севагликон, приток Юж. Кадры), но особенно знамениты высокоуглеродистые отложения союзненской свиты, вмещающей крупнейшие месторождения графита.

Концентрация золота в рассматриваемой группе пород наиболее высокая и достигает 10 мг/т. Такие концентрации зафиксированы в кристаллических графитоносных сланцах союзненской свиты [Злобин, Вьюшкова, 1979], в сланцах Енисейского кряжа — в среднем 6,8 мг/т [Злобин и др., 1975]. В Ленском районе, по данным В. Б. Шергина и А. Е. Гапона, концентрация золота в углеродисто-глинистых сланцах ряда свит также находится обычно на уровне 6—7 мг/т, что выше средних кларковых (1—3 мг/т) в 2—6 раз, как и для урана. Содержания других элементов приведены в таблице. Концентрация большинства элементов-примесей существенно варьирует в разных регионах. В целом в рассматриваемых отложениях, помимо урана и золота, повышены концентрации серебра, меди, свинца, цинка, никеля, хрома, ванадия, молибдена и других элементов.

Причины совместного накопления столь разных элементов рассматривались неоднократно. Наиболее важной из них, вероятно, является действие восстановительной обстановки при накоплении органического вещества, которая способствует накоплению как урана, так и золота [Анопин, Злобин, 1969]. В условиях сероводородного заражения может происходить накопление помимо этих металлов также сульфидов железа и других элементов. Часть элементов, возможно, накапливается непосредственно в органическом веществе в процессе жизнедеятельности микроорганизмов.

Весьма интересно, что повышенные концентрации урана, золота и сопутствующих им элементов сохраняются в углеродистых сланцах вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма. Это свидетельствует об ограниченных условиях мобилизации рудных элементов при собственно метаморфических преобразованиях осадков с повышенными концентрациями тех или иных металлов. Наиболее вероятна мобилизация металлов при магматическом замещении, ультраметаморфизме, интенсивном гидротермальном метаморфизме рудоносных толщ.

Таким образом, радиогеохимические исследования при изучении метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ позволяют выявлять в весьма мощных, как правило сложено дислоцированных толщах, пакки, пласты с наиболее высокими концентрациями золота и сопутствующих ему элементов. Практика показывает, что в пространственной близости от таких участков располагаются многие, в том числе наиболее значительные золоторудные месторождения в осадочных толщах [Злобин и др., 1976, 1979].

Химический состав и содержания микроэле

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	80,9	63,4	56,5	72,8	59,03	66	67
TiO ₂	0,3	0,29	0,6	0,75	0,66	0,4	0,7
Al ₂ O ₃	2,6	4,31	9,68	11,4	10,38	14,3	13,1
Fe ₂ O ₃	0,08	0,51	1,47	1,64	0,6	1,7	0,55
FeO	0,57	1,40	0,29	0,86	0,75	2,3	3,5
MnO	0,04	0,06	0,08	—	0,06	0,1	0,04
MgO	0,44	0,27	1,55	0,16	0,71	2,2	1,8
CaO	1,95	3,50	4,14	0,23	1,09	—	1,4
Na ₂ O	0,54	0,22	0,34	0,46	1,68	0,4	0,4
K ₂ O	0,1	0,19	1,28	2,83	4,98	3,3	2,8
П. и. ц.	12,67	25,4	24,23	8,25	20,28	Нет данных	
P ₂ O ₅	0,05	0,1	0,08	—	0,05	»	»
Au	7,8			6,2	Нет данных	6,6	13,0
Ag	76,4			145,0	»	100—1700	
Pb	15			40	46	37	
Cu	30			17	10	95	190
Zn	3,0			2,5	7,0	132	280
Mo	13			25,0	30	10	37
Cr	130			550	700	60	60
Ni	13			6,5	60	71	106
Co	3,0			2,5	4,0	13	8
V	300			800	1500	110	110
Zr	200			300	280	170	220
Be	5,0			7,0	10		
Y						100,0	40
U	22,1			7,6	10,7	7,2	8,6
Th	5,6			6,9	8,6	9,4	9,2
C _{орг}	12—20					2,0	3,3
Sr	400			200	250	30	Нет данных
Ba	1400				2050	1800	123

Примечания: 1, 3—5 — Мал. Хинган, графитоносные сланцы союзенской свиты, бицкая толща); 8—12 — Ленский район, хомолхинская свита, углеродистые сланцы с прожилково-свиты; 14 — Урал, западный склон, средние значения по сланцам с повышенным содержанием жашими урана, по Л. В. Исаевой (1974); 16 — углеродистые сланцы Формации Култия в бассейне 2. Содержания породообразующих элементов даны в вес.%; микроэлементы — г/т; Au и

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ЗОЛОТОСПЫХ ИНТРУЗИЯХ

В качестве золотоносных мы рассматриваем интрузии, обнаруживающие пространственно-временную связь с проявлениями золоторудной минерализации и в отдельных случаях непосредственно вмещающие ее. Как и проявления золоторудной минерализации, они имеют обычно поясовое распространение, фиксируя зоны глубинных разломов. По петрографи-

ментов в углеродистых сланцах докембрия

8	9	10	11	12	13	14	15	16
50,62	65,78	52,5	56,5	54,9	Нет данных			6,9
1,02	0,70	1,0	0,94	0,9	»			0,6
17,74	12,3	18,81	17,92	19,06	»			18
3,6	3,03	5,35	2,18	1,85	»			3,36
4,38	2,05	2,0	2,8	3,08	»			
0,19	0,08	0,05	0,04	0,04	»			0,02
3,01	2,24	2,30	3,42	3,4	»			2,49
0,83	0,42	1,53	0,56	0,14	»			0,05
0,92	0,54	0,85	0,92	1,14	»			0,23
3,48	2,71	3,81	3,68	3,8	7,6			2,39
13,65	9,35	12,15	10,44	11,9	Нет данных			
0,12	0,10	0,2	0,13	0,17	»			0,9
—	Нет данных	—	—	—	2,6			Нет данных
20	»	176	33	20	75			»
50	»	32	10	3	11	10	30	51
30	»	32	50	30	37	25	210	117
200	»	30	30	32	50	50	210	Нет данных
3	»	2	1	0,5	1,7	0,4	50	5
150	»	100	100	100	83	120,0		132
70	»	50	15	20	26	22,0	70	67
15	»	20	3	2	2,6			8
300	»	200	100	100	159	100	300	454
300	»	70		150	118	350	760	116
0,5	»	1	1	1	Нет данных			
30	»	5	10	13	10	40	160	54
19,6	17,0	13,4	11,3	10,8	12	3,8	19,9	103
8,0	5,0	9,0	6,2	8,6	6	9,0	6,1	3,3
	Нет данных		~4%		3—12			
100	»	100	100	100	Нет данных			
Нет данных	1000	Нет данных	300	300	300	Нет данных		

Левый берег Амура; 8, 7 — Енисейский край (6 — средние значения по всем свитам, 7 — наименее развитой минерализацией); 13 — средние значения по высокоуглеродистым сланцам хомолхин-Углерода; 15 — Восточный Саян, сланцы иайишской свиты протерозоя с наиболее высокими содержанием Аллигатор, по Ю. К. Ауге, Р. Г. Eadington (1975). Ag — в мг/т.

ческим и петрохимическим особенностям золотоносные интрузии достаточно разнообразны, но в большинстве случаев принадлежат к типу гранитоидов повышенной основности и натросты, представляются как массивами той или иной величины, так и сопровождающими их дайками [Изох, 1975, 1978].

Многочисленные определения концентраций радиоактивных элементов в гранитоидах, обнаруживающих пространственно-временную связь с золоторудной минерализацией [Злобин, Пономарев, 1978; Злобин,

Куруленко, 1981], показали, что радиогеохимические исследования могут найти широкое применение, с одной стороны, для выделения и диагностики потенциально рудоносных комплексов и наиболее перспективных для формирования руд проявлений магматической деятельности, с другой стороны, способствовать выяснению природы золотоносных магм и условий их кристаллизации.

Так, было обнаружено, что в пределах золоторудных поясов породы магматических комплексов, продуктивных на золото, обладают сходными радиогеохимическими характеристиками, отличающимися их от редкометалльных интрузивов. В частности, в большинстве случаев в золотоносных гранитоидах понижены содержания радиоактивных элементов (урана, тория и калия), что сближает эти образования, в том числе и наиболее кислые их разновидности — плагиограниты и адамеллиты, с породами основного — среднего состава. Яркий пример — плагиограниты кунушского комплекса Калбы, с которым большинство исследователей этого региона связывает проявления золоторудной минерализации. В плагиогранитах этого комплекса содержания тория составляют 1,3—2,0 г/т, урана — 0,3—1,4 г/т, что по абсолютной величине соответствует таковому в базитах. В редкометалльных калбинских гранитах, отличающихся от кунушских соотношением щелочей ($\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в кунушских плагиогранитах около 4, в калбинских — 1—0,8), тория — 9,7—9,8 г/т, урана — 2,1—2,8 г/т.

Понижены концентрации радиоактивных элементов в плагиогранитах Бокалинского массива (Западный Узбекистан), относящегося к продуктивной на золото бокалинской серии [Изох, 1975], плагиогранитах Джетыгары (Западный Казахстан) и Кузнецкого Алатау, Степнякского комплекса Северного Казахстана, Уральского золотоносного пояса и др. Обычно содержание тория в плагиогранитах — адамеллитах не превышает 4—5 г/т. Характерной особенностью золотоносных магматических комплексов является низкое Th/U отношение, составляющее во многих случаях 1—2.

В продуктивных массивах, в экзоконтактах или в непосредственной близости от них наблюдаются проявления золоторудной минерализации, концентрация радиоактивных элементов несколько возрастает по абсолютной величине, что сопровождается уменьшением Th/U отношения. Исследования биотитов из продуктивного Кунушского массива и полностью идентичного ему Жиландинского массива кунушского комплекса, вблизи которого проявлений золоторудной минерализации не выявлено, подтверждают закономерность. Увеличение концентрации радиоактивных элементов в биотитах при снижении Th/U отношения сопровождается увеличением содержаний многих элементов, в том числе Au, Ag, Pt, Cu, Cs, U, Th, Hf, Zr, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb [Злобин и др., 1981].

В отличие от биотитов редкометалльных интрузий в биотитах из плагиогранитов кунушского комплекса резко повышены содержания магния (в 1,5—3 раза) и соответственно меньше железистость, высоки содержания хрома, никеля, бария, а в продуктивном на золото Кунушском массиве и золота. В противоположность этому в биотитах редкометалльных гранитоидов в несколько раз выше содержания радиоактивных и редкоземельных элементов и редких металлов [Злобин и др., 1981].

Таким образом, радиогеохимические исследования помогают определять тип золотоносных магматических комплексов и выявлять их природу, в частности, подтверждают связь их во многих случаях с базитовыми субстратами.

Иной характер распределения радиоактивных элементов наблюдается в гранитоидах Центральной золотоносной полосы Енисейского кряжа: Каламинском, Чиримбинском, Аяхтинском, Татарском массивах, в гранитоидах мыса Скородум на Ангаре, отличающихся повышенными содержаниями тория и в целом высокими Th/U отношениями. Примечательно,

что вмещающие их терригенные породы обладают такими же радиогеохимическими особенностями [Злобин, Пономарева, 1978; Злобин и др., 1975]. Это свидетельствует о возникновении как осадочных терригенных толщ Енисейского края, так и прорывающих их гранитоидов Центральной золотоносной полосы за счет субстрата одного и того же состава, характерной чертой которого была повышенная ториеенность. Однако так же, как в гранитоидах, обнаруживающих связь с базитами, продуктивные интрузии отличаются пониженными отношениями Th/U.

Торий-урановое отношение так же, как абсолютная концентрация радиоактивных элементов, может являться важной петрохимической характеристикой обогащенности кристаллизовавшихся магм летучими компонентами.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Мысль о возможности использовать радиогеохимические (радиометрические) данные для выявления золоторудной минерализации возникла давно. Основанием для этой идеи первоначально послужили факты, показывающие наличие тесной ассоциации золота и радиоактивных элементов в рудах Витватерсранда. К настоящему времени во многих золоторудных провинциях проведены исследования закономерностей распределения радиоактивных элементов в рудах и рудовмещающих породах [Островский и др., 1970; Островский, 1973; Блюменцев и др., 1974; Радиогеохимические..., 1976; Злобин, Вьюшкова, 1977; Злобин, Пономарева, 1978; Злобин и др., 1979; и др.].

По данным радиометрических исследований, в подавляющем большинстве случаев для собственно золоторудных месторождений нехарактерны участки с аномально высокими значениями общей радиоактивности. В отдельных случаях такие аномалии обусловлены гипергенными процессами за счет инфильтрации урана грунтовыми водами по ослабленным рудным зонам повышенной трещиноватости. В других весьма редких случаях отдельные аномалии связаны с пространственным совмещением разноэтапных золоторудной, урановой и ториевой минерализаций. Один из примеров пространственного совмещения урановых и золотых руд описан Г. А. Лисицыной и П. А. Раудонисом (1968). В целом при обследовании значительного числа собственно золоторудных месторождений в разных золоторудных провинциях совместное образование золотых и урановых, золото-уран-ториевых руд не наблюдалось.

По геохимическим данным [Аношин, Злобин, 1969], в наиболее общем случае совместное образование урановой и золотой минерализации возможно в весьма ограниченном поле — поле устойчивости углерода. К такому типу принадлежат витватерсрандские руды, содержащие в качестве одного из наиболее характерных компонентов антракосилит (тухолит). По-видимому, органическое вещество присутствует и в золото-урановых рудах Австралии. Теоретическое обоснование этого типа руд было сделано до их открытия [Аношин, Злобин, 1969]. В большинстве случаев золотые и урановые руды пространственно разобщены.

Тем не менее исследование закономерностей распределения радиоактивных элементов в полях золоторудных месторождений представляет значительный интерес. Установлено, что в различных золоторудных месторождениях радиоактивные элементы ведут себя по-разному в зависимости от характера рудообразующих процессов. Систематика их представляет значительные трудности. Одним из факторов изменчивости минерального состава руд, их геохимических особенностей, характера взаимодей-

ствия рудоносных растворов с рудовмещающими породами является удаленность от участков интенсивного проявления магматической деятельности, а также обычно и сопряженных с ними метаморфических преобразований рудовмещающих пород (регионально-контактового метаморфизма). Условно проявления золоторудной минерализации подразделяются на три зоны: околоинтрузивную, промежуточную и удаленную. В названном ряду изменяются не только состав руд, но и особенности поведения целого ряда элементов, в том числе и радиоактивных [Злобин, Пономарчук, 1979; Злобин и др., 1979].

На месторождениях околоинтрузивной зоны, приуроченных к экзоконтактам магматических тел, к участкам широкого распространения даек, интенсивного метаморфического преобразования проявлены разнообразные метасоматические процессы, начиная от скарнирования, полевошпатизации, пропилитизации, березитизации, турмалинизации, окварцевания и др. Широко распространены кварцевые, сульфидно-кварцевые и сульфидные золотоносные жилы и прожилки. На месторождениях этого типа в рудовмещающих породах в большинстве случаев фиксируются зоны интенсивного калиевого метасоматоза [Радиогеохимические..., 1976; Злобин, Вьюшкова, 1977; Злобин и др., 1979]. Концентрация калия в рудных зонах возрастает в 2—3 раза по сравнению с фоном и достигает нередко 7—8 вес. %. Одновременно с калиевым метасоматозом в рудных зонах фиксируется увеличение в 1,5—2 раза содержания урана и тория. Оно весьма стабильно и наблюдается в рудных зонах большинства околоинтрузивных месторождений многих золоторудных провинций [Злобин и др., 1979].

В месторождениях промежуточной зоны, располагающихся обычно в слабо метаморфизованных терригенных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях, представленных, как правило, филлитами, гидротермальный метаморфизм выражен значительно слабее. Однако в рудовмещающих породах также постоянно наблюдается интенсивная серицитизация (серицит в рудных зонах интенсивно замещает хлорит). С серицитом ассоциирует кварц, в тех или иных количествах появляется импрегнация сульфидов — пирита и арсенопирита. Присутствует в рудных зонах также анкерит. В подавляющем большинстве случаев в рудных зонах, так же как на месторождениях околоинтрузивных зон, наблюдается значительный привнос калия до 6—8 вес. % (на фоне 2—3%) и одновременное увеличение концентраций урана и тория в 1,5—2 раза.

На месторождениях удаленных зон, приуроченных к слабо метаморфизованным терригенным и вулканогенно-осадочным отложениям, чаще всего к филлитовидноглинистым сланцам, алевролитам и песчаникам, ассоциирующим с ними, изменения проявлены весьма слабо и выражаются чаще всего в сульфидизации пород. С сульфидами ассоциируют хлорит, в тех или иных количествах серицит, карбонат. Обычно месторождения удаленных зон сурьмяно-золотые или золото-сурьмяные, в отдельных случаях золото-колчеданные. Концентрация калия в рудных зонах или сохраняется на уровне фоновой, или повышается в весьма незначительной мере. Повышенных концентраций урана и тория (выше кларковых для соответствующего типа пород) не обнаружено.

Таким образом, на собственно золоторудных месторождениях в рудных зонах концентрация урана и тория в подавляющем большинстве случаев или сохраняется фоновой, или увеличивается в 1,5—2 раза пропорционально привносу калия (в отдельных случаях, по-видимому, и натрия). При рассмотрении глобальной зональности в ряду месторождений от околоинтрузивной зоны к удаленной снижается интенсивность калиевого метасоматоза и меньше накапливается в измененных породах урана и тория. Случаи выноса радиоактивных элементов редки и проявлены локально в зонах окварцевания.

В золотоносных кварцевых жилах и прожилках, сульфидах и других минералах золоторудных месторождений содержания радиоактивных элементов весьма низки. Минимумы на гамма-каротажных кривых фиксируют в терригенных толщах обычно местоположение кварцевых жил или кварцево-жилных зон. Исключений из этого правила практически нет. Количество урана в кварцевых жилах и зонах окварцевания большей частью настолько малы, что находятся ниже чувствительности гамма-спектрометрического анализа (0,5 г/т урана и тория). Все это привело некоторых исследователей к мысли, что низкая концентрация радиоактивных элементов в рудах золоторудных месторождений указывает на подкоровое (мантийное) происхождение последних. Подчеркивалось [Загружина, Пинский, 1979], что заимствование радиоактивных элементов из вмещающих пород гранитного слоя имело резко подчиненное значение.

Изучение микропримесей в золотоносных кварцевых жилах значительного числа золоторудных месторождений разных провинций нейтроно-активационным методом [Злобин, Пономарчук, 1979] позволило выявить фоновые концентрации урана и тория непосредственно в жилах, содержащих золото. Эти концентрации малы и варьируют для урана от 20 мг/т (в месторождениях околоинтрузивной зоны) до 24 мг/т (месторождения удаленной зоны), торий соответственно от 103 до 2,2 мг/т. Так же изменяются концентрации редких земель и металлов [Злобин, Пономарчук, 1979].

Таким образом, даже в тех случаях, когда не наблюдается накопления в рудах радиоактивных элементов, их можно использовать как индикаторы условий образований золоторудных месторождений, для выяснения их зональности. По данным о мобилизации урана и тория при образовании кварцитов можно с большой достоверностью выяснять зональность рудных тел. Это подтверждают радиометрические исследования на близповерхностных месторождениях [Бабкин и др., 1978; Островский и др., 1970; Островский, 1973; и др.]. Возможно, что интенсивность радиометрических аномалий, ширина их площадного распространения указывают не только на возможные рудные тела, но и могут быть использованы в целом для предварительно прогнозных оценок запасов золота на тех или иных территориях.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЕТЕ РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рассмотренные материалы и данные по геохимии золота и радиоактивных элементов показывают, что в абсолютном большинстве горных пород концентрация радиоактивных элементов по крайней мере в 1000 раз превышает содержание золота. Несколько меньше эта разница лишь в основных и ультраосновных породах, где соотношение U/Au может составлять 10—100. Некоторый избыток золота над ураном и торием может возникать лишь в отдельных случаях: в кварцитах и кремнистых сланцах; в пластах, пачках и толщах с россыпными концентрациями золота, так как минералы урана в большинстве случаев не обладают достаточной механической прочностью для сохранения в россыпях, а минералы тория могут отсутствовать в питающей провинции, как это обычно бывает в пределах золоторудных месторождений.

В золоторудных месторождениях в большинстве случаев наблюдаются значительные первичные ореолы золота [Щербаков, 1974; Росляков, Росляков, 1975]. Максимальные концентрации последнего практически на всех месторождениях во всех золоторудных провинциях наблюдаются в зальбандах золотоносных кварцевых жил и прожилков [Злобин и др.,

1979]. По мере удаления от золотоносных жил и прожилков (во многих случаях это наблюдается макроскопически) содержание золота уменьшается. Концентрации золота в ореолах его рассеяния, по нашим наблюдениям, превышают фоновые в 10 и 100 раз [Злобин и др., 1976, 1979]. Содержания радиоактивных элементов, как говорилось, превышают фоновые лишь в 1,5—2 раза в месторождениях околоинтрузивных и промежуточных зон, а в близповерхностных золото-серебряных месторождениях с широкими полями вторичных кварцитов наблюдается даже вынос урана и тория.

Характер гидротермальных изменений на золоторудных и урановых месторождениях в большинстве случаев однотипен. В подавляющем большинстве случаев на тех и других месторождениях проявлена березитизация пород, другие типы изменения (пропилитизация, аргиллизация, полевошпатизация всех типов как с участием альбита, так и калиевых полевых шпатов — адуляра) тоже общие. В жилах и гидротермально измененных породах присутствуют большей частью одни и те же минералы: сульфиды и, что особенно примечательно, карбонаты, имеющие огромное значение для формирования урановых руд вследствие образования уранил-карбонатных комплексов. На золоторудных месторождениях практически во всех случаях наблюдается широкий набор карбонатов, из них особенно распространен анкерит, имеющий большое значение для формирования урановых руд. Углекислотные включения, как известно, являются самыми характерными в самородном золоте [Петровская и др., 1971].

Эти факты свидетельствуют о том, что радиоактивные элементы и золото эффективно разделяются, вероятнее всего, не на завершающих, а на начальных стадиях рудного процесса. Принципиально можно ожидать два варианта вовлечения золота и радиоактивных элементов в миграцию.

В первом случае при магматическом замещении и ультраметаморфизме можно ожидать начало наиболее интенсивной совместной миграции радиоактивных элементов и золота. Именно эти процессы, вероятнее всего, приводят к формированию золото-урановых руд в докембрийских черносланцевых толщах. Как уже отмечалось, одновременной миграции золота и урана способствует присутствие в рудоносных растворах углерода, поле устойчивости которого разделяет область окислительных (преобладает CO_2) и восстановительных (преобладает CH_4) условий, а также область окисленных и восстановленных форм серы. Миграция урана, вероятно, осуществляется в форме комплексных соединений уранил-карбонат-ионов, золота — в комплексных сульфидных и гидросульфидных соединениях [Аношин, Злобин, 1969]. Повышение окислительного потенциала способствует при этом первоначальному отложению золота (совместно с сульфидами), уменьшение окислительного потенциала и концентрации карбонат-иона в растворах — накоплению урана. Можно считать, что минералы урана и золота отлагались ритмично.

Во втором случае специализация магм достигается, вероятнее всего, за счет плавления субстрата определенного состава. Судя по содержанию радиоактивных элементов в золотоносных гранитоидах, их петрохимическим особенностям, в составе субстрата значительное участие принимали породы основного — среднего состава. Именно это, по-видимому, было главной причиной формирования гранитоидов повышенной основности и натровости, закономерным членом которых являются плагииграниты с содержаниями радиоактивных элементов, специфичным для базитов. Однако, несмотря на то, что абсолютные концентрации радиоактивных элементов в кристаллизующихся золотоносных магмах весьма низки, так же как и в редкометальных, наблюдаются сходные тенденции в поведении радиоактивных элементов и золота — они накапливаются в ходе кристаллизации в благоприятных участках магматических очагов, обогащенных летучими компонентами.

Соответственно невысоким концентрациям урана и тория в субстрате и кристаллизующихся золотоносных магмах низки содержания радиоактивных элементов и в постмагматических растворах, обеспечивающих привнос некоторого количества этих элементов преимущественно в околонтрузивные и прилегающие к ним зоны гидротермального метаморфизма. При этом, возможно, часть урана и тория, накапливающихся в гидротермалитах, заимствована растворами при их реакциях с вмещающими породами в центральных зонах метасоматической колонки (зонах окварцевания).

Таким образом, наиболее вероятны два типа рудообразующих процессов. Первые, связанные с ультраметаморфическими преобразованиями и магматическим замещением (гранитизацией), — магматогенно-мобилизационные и вторые — магматогенно-эксгалационные (магматогенно-гидротермальные). В первом случае в рудном процессе должны принимать участие элементы, «отогнанные» из вмещающих пород. Рудные концентрации в этом случае, естественно, наиболее вероятны в пределах толщ определенного литологического состава с определенными геохимическими особенностями. При магматогенно-гидротермальном рудообразовании участки зарождения и кристаллизации магм большей частью разобщены. Связь рудных концентраций с исходным субстратом утрачивается. О природе его можно судить лишь по косвенным, в том числе и радиогеохимическим, признакам.

* *
*

Рассмотренные материалы показывают, что радиогеохимические исследования имеют большое значение при изучении условий формирования золоторудных месторождений. При исследовании закономерностей распределения золота и урана в докембрийских отложениях устанавливается глобальная закономерность, проявляющаяся в накоплении золота и урана в высокоуглеродистых сланцах, принадлежащих преимущественно карбонатно-терригенным формациям. Процессы ультраморфизма и магматического замещения (гранитизации) таких формаций, вероятнее всего, приводят к формированию золото-урановых руд. Этот тип месторождений может быть выделен как магматогенно-мобилизационный.

Исследования закономерностей распределения радиоактивных элементов в золотоносных магматических породах позволяют судить о природе магм — субстрате, за счет которого происходило их выплавление, а также о признаках продуктивных интрузий. Эти данные могут в последующем использоваться для выяснения возможных ассоциаций рудных элементов в продуктах постмагматической деятельности.

Изучение радиогеохимических особенностей постмагматических процессов, золоторудных месторождений дают возможность не только диагностировать их в отдельных случаях радиометрическими методами, но и выявлять зональность рудных месторождений, рудных тел, и экспрессными методами оценивать возможные прогнозные запасы, по интенсивности изменения радиогеохимических параметров.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г. Н., Злобин В. А. Некоторые геохимические предпосылки поисков золото-уранового оруденения. — В кн.: Проблемы региональной геологии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск: Наука, 1969, с. 75—78.
- Бабкин П. В., Кухтин В. И., Островский Э. Я., Старников Ю. Г., Старовойтов В. Н., Цопанов О. Х. Аэрогеохимический поиск — новый эффективный метод индикации близповерхностного оруденения. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 114—116.
- Блюменцев А. М., Хруст А. Р., Чепижная Э. А. Радиоактивные элементы как индикаторы

- ры золота в эффузивах. — В кн.: Ядерная геология. М.: изд. ВНИИЯГГ, 1974, с. 187—197.
- Жданова Л. В. Геохимические особенности протерозойской кремнисто-сланцевой формации Восточного Саяна. — Геол. и геофиз., 1974, № 10, с. 83—89.
- Загружина И. А., Пинский Э. М. Уран в минералах золоторудных формаций Северо-Востока СССР. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 6, с. 686—690.
- Злобин В. А. Литолого-геохимическое сопоставление верхнепротерозойских отложений Урала, Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Тез. докладов Всесоюз. совещания «Геохимия платформенных и геосинклинальных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста». М.: изд. ГеоХИ, 1980, с. 80—83.
- Злобин В. А., Вьюшкова Л. В. Геохимическая характеристика терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию на Енисейском кряже и в Ленском районе. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 34—45.
- Злобин В. А., Вьюшкова Л. В. Радиогеохимические и минералого-геохимические особенности докембрийских толщ Дальневосточного сектора БАМ. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 149—150.
- Злобин В. А., Гаськов И. В., Вьюшкова Л. В. Условия формирования золоторудной минерализации в терригенных толщах. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 117—139.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Бобров В. А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях Заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 198—203.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Зозуленко Л. Б., Цимбалет В. Г. Источники рудных элементов в месторождениях Заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 71—72.
- Злобин В. А., Куруленко Р. С. Происхождение и признаки золотоносных гранитоидов в свете радиогеохимических данных. — Геол. и геофиз., 1981, № 4, с. 68—73.
- Злобин В. А., Пономарева А. П. Радиоактивные элементы в гранитоидах золоторудных провинций. — В кн.: Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1978, с. 86—104.
- Злобин В. А., Пономарева А. П., Пономарчук В. А., Мельникова Р. Д. Геохимические особенности биотитов из золотоносных и редкометалльных гранитоидов Калбы как показатель металлогенической специализации. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 1, с. 195—198.
- Злобин В. А., Пономарчук В. А. Геохимическая типизация золотоносных кварцев по данным многокомпонентного инструментального нейтронно-активационного анализа (МИНАА). — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 3, с. 703—706.
- Изох Э. П. Резюме по бокалинской серии. — В кн.: Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975, с. 165—176.
- Изох Э. П. Оценка рудоносности магматических формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978, с. 110.
- Лисицына Г. А., Раудонис П. А. Особенности окolorудных изменений на уран-молибденовых и золотых месторождениях одного рудного узла. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968, с. 95—109.
- Островский Э. Я., Портнов А. М., Драккин И. Е. Поиски близповерхностных месторождений золота в эффузивах методом аэрогаммаспектрометрии. — Геол. рудных месторожд., 1970, № 3, с. 87—91.
- Островский Э. Я. Антагонизм радиоактивных элементов в полях окolorудных изменений и его использование в поисковой аэрогаммаспектрометрии. — Сов. геология, 1973, № 10, с. 99—107.
- Петровская Н. В., Элинсон М. М., Николаева Л. А. Состав и условия образования газовых включений в самородном золоте. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. 1. М., 1974, с. 328—329.
- Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана/Ф. П. Кренделев, А. М. Гофман, В. И. Климов и др. Новосибирск: Наука, 1976. 52 с.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 129 с.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.
- Ayres D. E., Eadington P. I. Uranium Mineralization in the South Alligator River Vally. — Mineral. Deposita, 1975, v. 10, N 4, p. 27—41.
- Dodson R. G. Uranium mineralization in the Rum — Jungle — Alligator Rivers province, Northern territory, Australia. — IAEA, Report SM 183/28, 1974, p. 551—568.
- Langford F. F. A supergene origin for vein type uranium ores in the light of the Western

Australian carcrete — carnotite deposits.— *Econ. Geol.*, 1974, v. 69, p. 516—526.

Roberts W. M. B. Mineralogy and genesis of Whites orebody, Rum — Jungle uranium field, Australia.— *Neues Jb. Miner., Abh.* 94, 1960, p. 868—869.

Rountree I. C., Mosher D. V. Case history of the Jabiluka uranium deposits, East Alligator River Region, Northern Territory of Australia.— In: IAEA Symposium on exploration of uranium ore deposits. Vienna, 1976, p. 551—571.

Sullivan C. I., Matheson R. S. Uranium — copper deposits Rum — Jungl, Australia.— *Econ. Geol.*, 1952, v. 47.

Б. Н. ЛАПИН

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Генеральный структурный элемент геологического строения территории Восточного Забайкалья — Монголо-Охотский тектонический пояс [Ферсман, 1926; Нагибина, 1958, 1963]. Как известно, он отделяет южную складчатую палеозойско-мезозойскую область Забайкалья от докембрийских складчатых сооружений, расположенных севернее [Горжевский, 1961], и проходит с юго-запада на северо-восток от р. Чикой до Амура и далее.

Крупное ответвление Монголо-Охотского пояса — Онон-Туринская зона разломов юго-западного направления, служащая западной тектонической границей Агинского палеозойского массива и отделяющая от этого поднятия области активного проявления мезозойского вулканизма в Дарурской зоне Забайкалья [Горжевский, Фогельман, 1966; Фогельман, 1966]. Морфологически указанные зоны представляют собой систему субпараллельных, нередко кулисно расположенных линейных дизъюнктивных нарушений различной мощности и протяжения. Все они сопровождаются опережающими зонами дробления и трещиноватости пород различных порядков, образующихся при лево- и правосторонних взбросо-сдвиговых перемещениях крупных блоков земной поверхности.

Длительное развитие и неоднократные подновления Монголо-Охотского пояса повлияли на формирование асимметричных приразломных прогибов и наложенных мульд, а также многократное проявление разновозрастного магматизма и гидротермальной деятельности [Казицин, 1964]. Структуры Монголо-Охотского пояса и его ветвей определили в конечном счете размещение рудных поясов, зон и рудных полей [Смирнов, 1944; Якжин, 1955; Кормилицин, 1960; Лейфман, 1964; Горжевский, Фогельман, 1966; Константинов, Томсон, 1966; и др.]. Выявлением закономерностей распределения эндогенного оруденения Забайкалья, в том числе золотого, занимались многие исследователи [Падалка, 1958; Щеглов, 1959; Петровская и др., 1961; Князев, 1965; Мейтув и др., 1967; и др.]. Наконец, самые последние данные по многим вопросам структуры и генезиса золоторудных месторождений были опубликованы в книге «Рудные месторождения СССР» под редакцией В. И. Смирнова [Бородаевская, Рожков, 1978].

Большинство геологов, подчеркивая первостепенную роль глубинных разломов в распределении оруденения по структурным швам, указывали вместе с тем, что его локализация происходила не в самих глубинных разломах и их пересечениях [Бернштейн, 1959], а в узлах их разветвления, сопряжения и трещиноватости [Буряк, 1975]. Примером тому могут служить многие месторождения, расположенные в пределах структурных элементов Монголо-Охотского пояса и Онон-Туринского шва.

По данным других исследователей [Томсон и др., 1962; Фогельман, 1966; Глобальные..., 1974], рудоконтролирующими зонами были не северо-

ро-восточные продольные, а поперечные типа скрытых разломов фундамента. К таковым отнесена выделенная Кличкинско-Дарасунская сквозная структура, в которой разломы, перекрытые более молодыми образованиями, играли роль границ рудных районов, рудных узлов и блоков.

Различные концепции строения глобальных структур, влияющих на размещение рудных месторождений в пределах Восточного Забайкалья, не противоречат расшифровке отдельных структур рудных полей и месторождений. При всем многообразии структурных рисунков все они легко объединяются в типовые, зависящие от конкретных условий тектонических движений и среды, в которой эти движения разрешались. Особенности структуры рудных полей известных месторождений позволяют свести их к трем основным типам: локализующиеся в трещинах отрыва, сопровождающих зоны нарушений высших порядков; в диагональных сколовых трещинах, ограниченных дизъюнктивами; в густотрещиноватых и брекчированных зонах.

К первому типу месторождений, структурный рисунок которых составляют трещины отрыва, образованные при правосторонних движениях, можно отнести рудные поля Дарасунского, Карского и Любавинского районов. Хотя они и расположены в разных частях Монголо-Охотского пояса и Онон-Туринской зоны, но, тем не менее, содержат много сходных черт рудоносных дизъюнктивных нарушений.

Наиболее типичными представителями Дарасунского типа могут служить проявления, расположенные в северном крыле системы разрывных нарушений Монголо-Охотского пояса [Воларович, 1947]. В геологическом строении района принимают участие сложные по составу комплексы разновозрастных интрузивных образований — от габброидов и гранодиоритов нижнесреднего палеозоя до плагиогранит-порфиров верхнеюрского возраста. Все они, по данным Д. А. Тимофеевского (1972), при внедрении последовательно подчинялись разным элементам дорудной тектоники и имели форму линейных тел, ориентированных в северо-восточном и северо-западном направлениях, круто падающих в большинстве случаев на восток.

Предрудные нарушения, прошедшие по границе палеозойского и мезозойского времени, наложившиеся уже на древнюю блоковую структуру, развивались по заложенной диагональной системе трещин, залеченной интрузиями, и создали свою, близмеридиональную, выполненную дайками меланократовых (спессартиты) и лейкократовых (плагиогранит-порфиры) пород. Дальнейшее развитие структурных элементов Монголо-Охотского пояса в ларамийскую эпоху частично повлияло и на тектоническую перестройку района Дарасунского месторождения, создав при правосторонних движениях блоков серию открытых трещин, которые были выполнены кварц-сульфидной продуктивной минерализацией.

Рудное поле, как известно, находится между тремя субпараллельными северо-западными разломами (Восточным, Главным и Северо-Западным), которые с севера оперяют более крупные ветви Монголо-Охотского пояса, проходящего вдоль долин рек Ингоды и Шилки. Анализ огромного фактического материала по отработанным и разведанным рудным жилам дает совершенно однозначную картину структурного плана месторождения: между разломами — субпараллельные, кулисно расположенные, протяженные северо-восточные нарушения и оперяющие их северо-западные и юго-восточные трещины более низких порядков, образовавшие в совокупности структуру двойного «конского хвоста» с зеркальным отображением. Кроме того, в участках сближенных пересекающихся разрывов были образованы заметные по размерам поля трещиноватых и брекчированных пород, линейные зоны дробления и катаклаза.

Протяженность главных северо-восточных трещин (1,5—2 км) максимальная для месторождения. При незначительной вертикальной состав-

ляющей по ним проходили в основном сдвиговые смещения всякого бока к западу, реже к северо-востоку. Д. А. Тимофеевский (1972, с. 128) показал, что такие сдвиговые перемещения составляли: 10 м по жиле Главной, 8 м по Ново-Кузнецовской и 5 м по Футбольной. Между этими линейными жилами существуют меньшие по размерам параллельные трещины, быстро выклинивающиеся по простиранию (жилы Июльская, Старательская, Безводная, Пионер и др.).

Оперяющие трещины отрыва главных северо-восточных линейных зон смещения, имеющие сближенные пучки и напоминающие структуру «конского хвоста», разветвляются в северо-западном направлении. Так, для Свинцовой жилы, расположенной в северном участке месторождения, оперяющими жилами являются Спутник, Серго, Меридиональная; для более южной Ново-Кузнецовской — жилы Карпаты, Северная, Нигризовская, Геофизическая, на западном фланге — Алмазная, Боковая, Электрическая и др. Продолжение структуры «конского хвоста» обнаруживается на юго-восточном фланге месторождения в оперяющих трещинах жилы Футбольной. Они имеют также господствующее северо-западное простирание и представлены жилами Восточно-Нигризовскими, Фабричной, Карнауховской, Больничной, Истоминской и др. [Эпов и др., 1967].

Наконец, в южной части месторождения распространены взаимно пересекающиеся трещины, обрамляющие с юга поле развития брекчиевых пород. Эти трещины наглядно фиксируют крупноблочную диагональную структуру, вытянутую полосой в широтном направлении. Здесь наиболее характерны пересекающиеся северо-западные и северо-восточные жилы: Лебедевская, Ковалевского, Секущая, Вангуйская, Широтно-Вангуйская, Мышьяковая и др. Таким образом, система линейных сколовых зон северо-восточного направления и оперяющих их северо-западных разрывов на севере месторождения и взаимно пересекающиеся диагональные нарушения на юге составляют генеральную структуру всего рудного поля Дарасунского месторождения.

Хороший пример месторождений в трещинах отрыва — участки Карского района. Они размещены в тектонических блоках центральной части Монголо-Охотского пояса, одна из зон которого — Ловошилкинская — проходит с юго-запада на северо-восток в верховьях левых притоков Шилки — рек Богоча, Ивановка, Кара, Лужанка и др. Зона представлена кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, милонитами, дроблеными гранитоидами и трассируется дайками диоритов, габбро-диоритов, диабазов.

Южнее зоны расположен мезозойский Карачачинский массив гигантопорфировых гранодиоритов и гранитов Амуджикано-Сретенского комплекса. Севернее и северо-западнее Ловошилкинской зоны пояса среди палеозойских гранитоидов широко развиты дайки лампрофиров спессартитового ряда или гибридных порфиров, по терминологии М. Б. Бородаевской, и многочисленные маломощные жилы грорудитов.

По всей Ловошилкинской зоне под влиянием мезозойской активизации тектонических движений всего Монголо-Охотского пояса произошли правосторонние сдвиги или сдвиго-сбросы северного блока и образовался ряд субпараллельных широтных зон нарушения, получивших названия Ключевского, Руслового, Карского, Дмитриевского и других разломов, разбивших северную часть полосы на несколько блоков второго и третьего порядков. Малоамплитудные правосторонние подвижки блоков по широтным разломам создали четко выраженную крутую диагональную трещиноватость линий брекчий и зон притирания. Северо-западные трещины открытые, брекчиевые, северо-восточные — закрытые, притертые.

Все рудные тела участков Карского района приурочены к северо-западным или близширотным открытым трещинам, проходящим в блоках

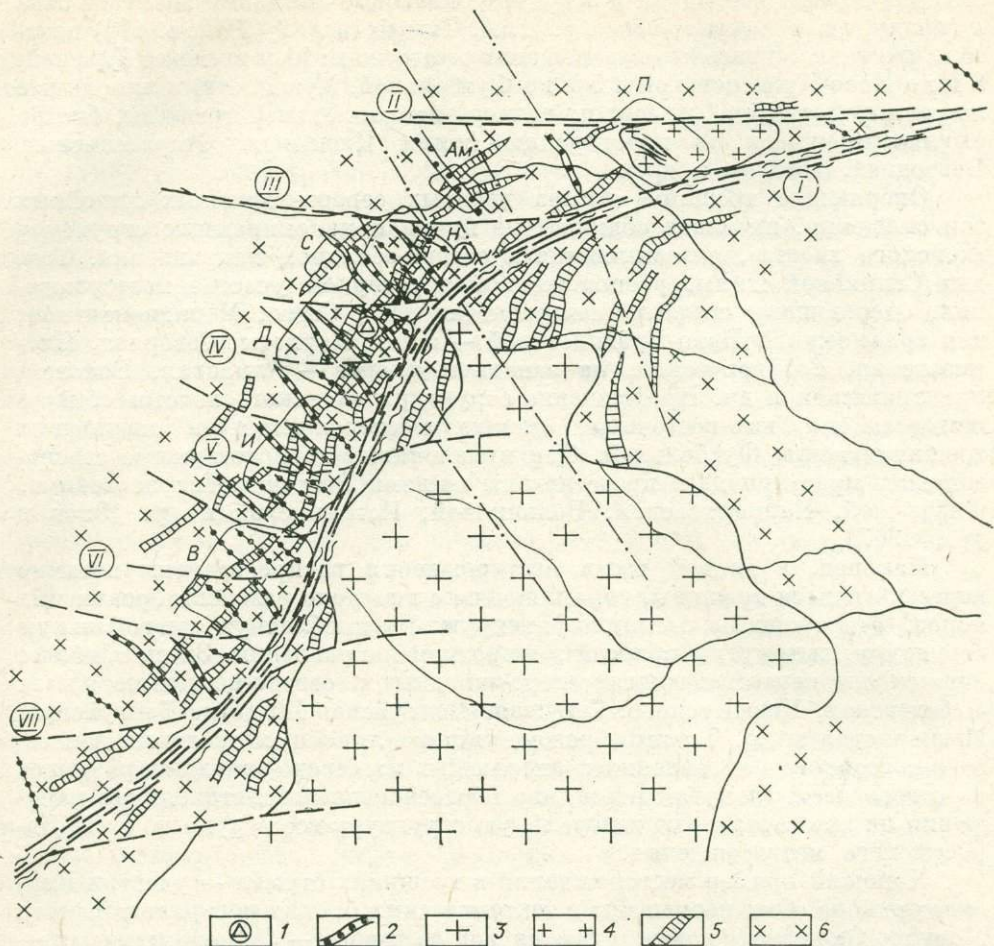


Рис. 1. Геологическое строение Карского рудного поля.

1 — магматические брекчи среднего и смешанного состава; 2 — гибридные порфиры (лампрофировые спессартитового ряда) амурского комплекса; 3 — Карачачинский массив J_3 , гигантопорфировые гранодиориты, граниты амурджикано-сретенского комплекса; 4 — субщелочные граниты шахтаминского комплекса; 5 — дайки и неправильные тела диоритов, габбро-диоритов, габбро-диабазов богочинского комплекса Pz_3 ; 6 — гранодиориты, плагиограниты алеурского комплекса Pz_1 . Участки: П — Пильное, С — Сульфидный, И — Ивановский, Ам — Амурская дайка, Н — Новинка, В — Волгинский; разломы: I — Легошилкинский, II — Ключевский, III — Русловый, IV — Дмитриевский, V — Ивановский, VI — Волгинский, VII — Богочинский.

между субпараллельными широтными разломами, которые оперяют, как уже указывалось, Легошилкинскую зону разлома (рис. 1). Все трещины локальны, круто падают на северо-восток, реже на юго-запад и прослеживаются в пределах блоков, ограниченных этими широтными зонами; сквозных пересечений трещин и зон не наблюдается. Следует также подчеркнуть, что расположенные цепочкой друг за другом золотоносные участки, приурочены к флексуруному изгибу Легошилкинской зоны, принимающей в этом интервале более крутое северо-северо-восточное направление. Таким образом, заметное искривление зоны, на морфологию которой, по-видимому, повлиял северо-западный выступ Карачачинского массива, создали дополнительные боковые напряжения, выразившиеся в образовании оперяющих зон и трещин второго и третьего порядков.

Продуктивные жилы участков по минеральному составу несколько варьируют и представлены кварц-турмалин-пиритовыми (Дмитриевское), кварц-турмалин-арсенопиритовыми (сульфидный), кварц-магнетит-амфи-

боловыми (Новинка), кварц-турмалин-молибденитовыми (Пильное) ассоциациями и кварцевыми жилами (Амурская дайка). Золотая минерализация часто проявляется в трещинах, секущих породы более основного состава (диориты, диабазы), ассоциирует с сульфидами, реже с магнетитом.

Мобильная Ловошилкинская зона активизировала действия многих магматических комплексов, в том числе более молодых проявлений, в виде серий даек спессартитового состава (гибридные порфиры и ее жильной фации (грорудиты), а также магматические брекчии смешанного состава). Последние, отмеченные на Дмитриевском и Угольном участках и в Гавриковской брекчиевой структуре, еще слабо изучены. Некоторые геологи относят их к эксплозивным брекчиям закрытых магматических камер, хотя на самом деле могут, по-видимому, представлять жерловые фации мезозойского вулканизма района, но только более глубокого среза.

К месторождениям первого типа отнесены также участки Любавинского рудного поля, которые находятся в южной части Онон-Туринского шва (тектонической зоны), продолжающегося далее на территорию Монголии. Одним из серии дизъюнктивных нарушений пояса, повлиявших на формирование Кыринской депрессии и заполнения ее верхнеюрскими вулканогенными и меловыми крупнообломочными осадками, является левобережный Кыринский разлом. Он подчиняется общему северо-восточному направлению шва, прослеживается на значительное расстояние и в ряде мест усложнен вторичными оперяющими разрывами кулисно-перистого строения, представленных системой трещин отрыва и брекчиевых зон разных порядков и направлений в песчано-сланцевой толще пермокарбонového возраста.

В процессе длительного развития Онон-Туринского шва его оперяющие трещинные зоны в периоды активизации левосторонних движений и магматизма служили для внедрения дайковых пород, рассматриваемых в настоящее время как комплекс триасовых и верхнеюрских малых интрузий [Биндеман, Соколова, 1962; Шубин и др., 1970]. Первые слагают штокообразные тела гранитов и связанные с ними аплиты и кварц-полевошпатовые жилы; вторые — дайки гранит-порфиров, диорит-порфиритов и лампрофиров. Магматические тела сложно взаимосвязаны, образуют многокилометровый пояс, но все подчиняются кулисно-перистой структуре широтных разрывов в песчано-сланцевой толще и круто падают на юг.

Предрудная тектоника, связанная с подновлением разломов Онон-Туринской зоны, наложена на механически неоднородный комплекс осадочных и интрузивных пород района. Наследуя ранее заложенные структуры, другие тектонические напряжения правостороннего порядка создавали и новые разрывы, которые ориентировались также в широтном направлении, но с обратным падением на север. Интересно отметить, что наиболее напряженная разрывная дислокация была сосредоточена в песчано-сланцевой толще лежащего бока дайкового пояса, который, возможно, послужил своеобразным экраном для минерализации.

Структура, в которой локализованы жильные тела, состоит из нескольких субпараллельных кулисно расположенных трещин отрыва, усложненных апофизами, реже дробленными зонами и сопутствующей им более мелкой диагональной, перпендикулярной крутой и пологой трещиноватостью. Мелкая трещиноватость двусторонне локально распространена и измеряется всего несколькими метрами. Наиболее четко из них фиксируются поперечные меридиональные крутые трещины, ложно смещающие основные — широтные. Места совмещения трещин, отражающие положение зон повышенной трещиноватости и экранизации разрывов, послужили удобными ловушками для образования рудных столбов. Другой разновидностью повышенной трещиноватости на месторождении явилось массовое разветвление параллельно сближенных тре-

щин типа структурной метелки, способствовавших штокверковому и сплошному окварцеванию.

Для второго типа месторождений, ведущий элемент структуры которых — диагональные сколовые трещины в блоках, ограниченных нарушениями, наиболее характерны месторождения, аналогичные БалеЙскому. Они находятся в южном крыле тектонических структур Монголо-Охотского пояса, формировались под влиянием развития Борщовочного антиклинория и системы Ундинской зоны разлома, унаследовавшей элементы относительно древних структур [Бернштейн, 1959]. Будучи зоной глубинного заложения, как указывают многие исследователи, она сыграла заметную роль в проявлении мезозойского вулканизма, сформировавшего верхнеюрские эффузивно-осадочные породы шадоронской и усть-карской свит, а также в образовании депрессионных структур, заполненных впоследствии мощными отложениями юры и мела. Депрессии вытянуты с юго-запада на северо-восток, известны в литературе как БалеЙский, Оноховский, Лесковский, Казаковский и Даинский грабены.

Ложем БалеЙского грабена, в котором сосредоточены продуктивные тела, служат гранитоиды ундинского магматического комплекса, широко развитого в южном крыле Борщовочного антиклинория [Лозовский и др., 1960]. В его состав входят грейзенизированные и скарнированные разномасштабные биотитовые граниты полосчатой и шлировой текстуры. БалеЙский грабен заполнен грубокластическими осадками юры, мела и палеогена, мощность которых достигает 500 м и более. В них преобладают конгломераты и гравелиты, реже встречаются песчаники и алевролиты. Наиболее рациональное расчленение всей толщи, по нашему мнению, было выполнено С. Г. Мирчинк, которая все осадки подразделила на ряд свит, согласно или несогласно сменяющихся вверх по разрезу [Петровская и др., 1961]. Мы оспариваем наличие вулканогенных пород, подстилающих меловые горизонты, ибо они представлены не эффузивами, а конгломератами с хорошо окатанной галькой порфиритов и песчаников, в цемент которых полностью отсутствуют пепловый материал и вулканическое стекло. Более того, в 1979 г. нами совместно с И. М. Адельсоном было установлено, что породы, принимаемые ранее за эффузивы, представлены пластами темно-зеленых конгломератов и осадочных брекчий, составляющих шадоронскую серию осадков на рч. Егёе, содержат обильные отпечатки листьев и обломки окаменевшей древесины и перемежаются с алевролитами и песчаниками.

Меловые осадки (тергенская, балеЙская и новотроицкая свиты) обнаруживают тенденцию постепенно-скачкообразной смены грубообломочных пород нижних пачек — конгломератов — мелко- и тонкообломочными — песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Последние, как было установлено, выполняли даже роль своеобразного экрана, выше которого рудная минерализация неизвестна.

Юнокимерийские подвижки привели к перестройке заложенных в районе структур и изменению формы залегания мезозойских отложений, формирование которых зависело от общего строения и развития всей Ундинской зоны. В ее пределах выделяется полоса субпараллельных разломов, обрамляющих с юга Борщовочный антиклинорий. Крайними в полосе считаются Контактный и Улановский разломы, внутренними — Промежуточный, Северо-Восточный, оперяющими — Дутурульский, Главный поперечный и др. Первый находится на правом борту р. Унда, вблизи Борщовочного разлома по нему сочленяются осадочные породы БалеЙского грабена с гранитоидами ундинского комплекса. Промежуточное нарушение, проходящее уже по левому борту широкой долины Унды, ограничивает осадки юры и мела от интрузивных пород, расположенных южнее. Наконец, Северо-Восточное нарушение, очень четко картируемое в среднем течении рек Нижний, Средний и Верхний Голготай, дробирует ин-

трузивные породы карбона и осадки юры, смещает пограничные блоки на 250—300 м. Все нарушения направлены на северо-восток и заполнены мелко- и среднедробленными гранитами, песчаниками и конгломератами, сцементированными дресвяным, осколочным материалом этих же пород.

Наиболее показательно в этом отношении Северо-Восточное нарушение, плоскости сместителей которого колеблются по ширине от 50 до 250 м. Пространство между плоскостями смещения занято остроугольными или частично округлыми крошками и осколками интрузивных пород кислого состава, а на горе Березовой — и обломками осадочных пород (песчаников и конгломератов). Встречаются в этой зоне зажатые целики смежных пород или их развернутые блоки. Наложенная гипергенная минерализация кварц-карбонатного состава значительно изменила в отдельных участках тектонические брекчии Северо-Восточного разлома, что послужило для Н. А. Фогельман и других исследователей поводом отнести их даже к особым породам — туффизитам, продуктам внедрения подвижной двухфазной системы субвулканических интрузий мелового вулканизма.

Развитие Удинской зоны разломов, выразившееся в левосторонних сдвиговых перемещениях крупных блоков, неоднократно подновляло основные северо-восточные нарушения и создавало благоприятные условия для образования сопряженных тектонических трещин различного порядка. Часть из них имеют близмеридиональные направления (Балей), другие — северо-восточные (Тасеевка). Эти сопряженные разрывы, расположенные между или вблизи указанных кулисных разломов, сформировали на некоторых участках (районах сближенных дислокаций) линейно-перистые структуры сбросо-сдвигового характера. Меридиональные крутопадающие трещины разбили верхнеюрские и нижнемеловые отложения Балейской впадины на ряд клиновидных и трапециевидных блоков, которые претерпели неравнозначные опускания относительно друг друга.

Наибольшие проседания блоков осадочных отложений произошли по Главному поперечному разлому, в центральной части Балейской впадины. По этим нарушениям оказались втянутыми даже самые верхние полого залегающие отложения красноцветных конгломератов каменной свиты. К западу и востоку от центрального проседания ступенями опущены субпараллельные блоки, иногда с обратным падением пластов по типу сколовых оползней.

Нарушения центральных блоков, выкраивающие клиновидные и трапециевидные части осадочной толщи, имеют крутые углы падения, сходящиеся или расходящиеся друг от друга. Западные или восточные трещины обычно круто наклонены к Главному поперечному разлому. Ширина трещин смещения блоков различна: от едва заметных нитевидных плоскостей прилегания с зеркалами скольжения до 30—40 м. На верхнем уступе центрального карьера (южная стенка) эти широкие нарушения заполнены крупными кусками пластов слоистых песчаников и гравелитов, изогнутых и перемятых, или крупноглыбовой брекчией осадочных грубокластических пород. Макротекстура зон, по которым прошли перемещения блоков мезозойских осадков в Балейском грабене, настолько сложна, что исследователи не пришли к единому мнению относительно ее происхождения. Н. А. Фогельман, например, находит здесь проявление туффизитов, а В. Г. Гладков — внедрение диапировых магматических тел по трещинным зонам.

По данному глубокого бурения, на Балейском месторождении полностью отсутствуют проявления магматизма в пределах полого залегающей осадочной толщи. Трещины смещения блоков осадочных пород продолжаются и в гранитах удинского комплекса, поверхность которого под грабеном ступенчатая. Подобные уступы, ограниченные нарушениями по Контактному разлому, наблюдаются и в северной части Балейского гра-

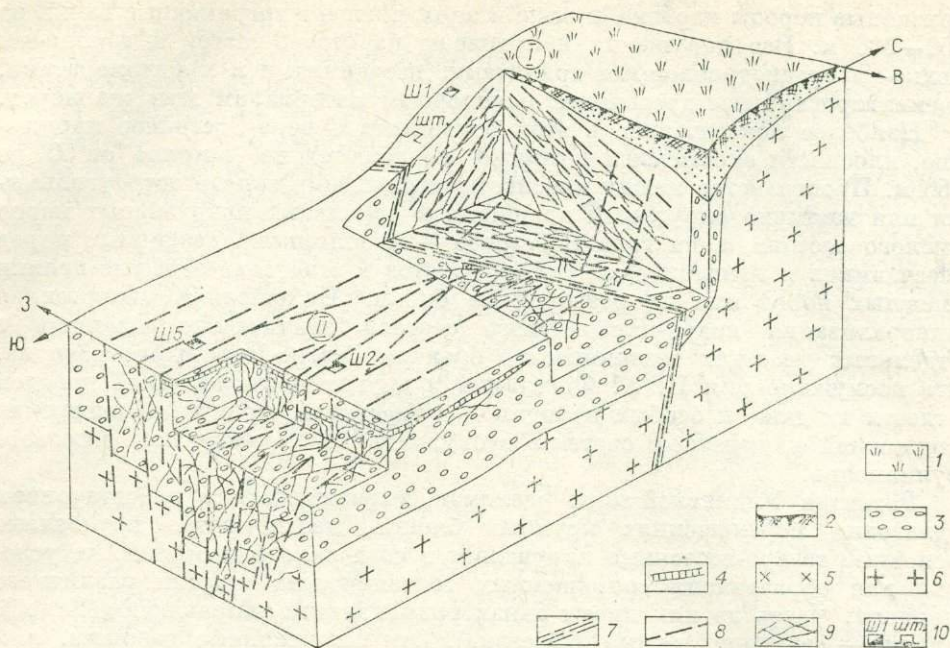


Рис. 2. Блок-диаграмма БалеЙского рудного поля.

1 — почвенный слой; 2 — современные отложения; 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты БалеЙского грабена; 4 — окварцованные песчаники и алевролиты; 5 — аляскинские граниты с гранатом в северном карьере; 6 — граниты удинского комплекса С₁; 7 — контактовый разлом; 8 — система нарушений Главного поперечного разлома; 9 — диагональные трещины, выполненные кварцевыми жилами; 10 — устья шахт и штольни.

бена, где смещают слои конгломератов на несколько десятков метров. П. С. Бернштейн справедливо указывал, что в плане граница депрессии представляет «ломаную линию с уступами и входящими углами» [Петровская и др., 1961, с. 44], которые образованы сбросами. Такие же уступы, по данным бурения, есть и в разрезе месторождения. Таким образом, ведущая тектоническая структура на БалеЙском месторождении — ступенчато опущенные блоки.

Особенность тектонического строения отдельных блоков в грабене — густая сеть пересекающихся северо-восточных и северо-западных, а иногда субмеридиональных крутопадающих и пологих трещин второго порядка, образованных в процессе дифференцированного общего проседания и сдвижения отдельных блоков. Наиболее густая система трещин была проявлена в блоках, прилегающих к центральным сбросовым нарушениям; в них развиты мелкие трещины, образующие густую сеть. Породы у Главного поперечного разлома на восток и запад становятся менее раздробленными. Диагональные трещины там очень редки и встречаются спорадически (рис. 2).

Под воздействием гидротермального процесса, затронувшего более ослабленные части БалеЙского грабена, почти все нарушения, создавшие его блоковую и трещинно-сетчатую структуру, выполнены продуктивными кварцевыми жилами. По меридиональным и северо-восточным крутопадающим нарушениям образовались более мощные кварцевые жилы или серии субпараллельных ветвящихся жил, пло общее прокварцевание. По трещинам в блоках проникали гидротермы, создавшие сеть мелких жил и прожилков, образующих места штокервовые поля. Пульсирующие поступления гидротерм, по-видимому, создали условия для многократных взаимных пересечений мелких жил и крупных кварцевых масс

и прожилков, которые осложнили общую структуру Балейского рудного поля.

У северной части Балейского месторождения, расположенной уже в биотитовых гранитах ундинского комплекса на границе с осадочными породами мела, свой структурный рисунок. Резко выраженная неоднородность интрузивных пород комплекса, наличие в гранитах массивных тел лейкократовых гранитов сказались на развитии тектонических трещин, согласных с элементами прототектоники массива и подновленных позже при формировании всей структуры Балейского грабена [Хомич, Чеглоков, 1968].

Севернее Контактного нарушения в гранитах выделяются субширотные, субпараллельные пологие зоны дробления, падающие на юг, и крутые зоны меридионального направления. Первые принято трактовать как взбросы или надвиги [Горностаев, 1934], они оформились в связи со становлением пород ундинского комплекса. Вторые, более поздние, образованные глыбовыми движениями в верхней юре и нижнем мелу, опережают Контактный разлом [Музылев, Тихомиров, 1944]. Между пологими зонами дробления, «обжимными» зонами смятия по С. А. Музылеву, в интрузивных породах развита довольно густая сеть диагонально пересекающихся трещин северо-западного и северо-восточного направления с переменными углами падения. И те, и другие после многократного подновления были использованы гидротермальными растворами в период формирования продуктивных кварцевых жил. Жилы следуют под косыми углами от одной до другой «обжимной» зоны, но не пересекают их и не выходят за пределы.

Месторождения третьего типа сложены густотрещиноватыми и брекчированными породами в относительно широких зонах дробления и катаклаза. Примерами могут служить рудные поля Дельмачикского, Ключевского и Илинского месторождений.

Структура первого определяется размещением его среди карбоновых гранитоидов ингодинского комплекса, разбитого на блоки серией тектонических швов Монголо-Охотского пояса. Пояс сложен из нескольких подвижных зон северо-восточного направления, субпараллельно и кулисно расположенных относительно друг друга. Одна ветвь его проходит вблизи северной оконечности Агинского массива по долине рек Ингода и Шилка (Шилкинская зона), другая — в вершинах левых притоков Ингоды и в среднем течении р. Кия (Кийская зона) (рис. 3).

Развитие Шилкинской системы разломов вызвало ускоренное формирование многочисленных узких грабенов, заполненных терригенными и вулканогенными породами средней и верхней юры. Динамическая система зоны способствовала также и проявлению перманентного магматизма в разное время, в том числе и в нижнем мелу, и привела к образованию интрузий среднего и кислого состава. Последние известны на правобережье Ингоды, где они прорывают и метаморфизуют верхнеюрские образования. Расположенная севернее сложная по строению Кийская полоса разрывов оформилась на северо-востоке в зону субпараллельных расщепленных и милонитизированных пород, а на юго-западе — в полосу трещиноватых гранитоидов, трассируемую многочисленными проявлениями дайковых серий. Дайки кислого, среднего, гораздо реже основного состава очень широко развиты по притокам левого борта Ингоды, Она и Шилки.

Верхнепалеозойские интрузии, занимающие пространства между этими зонами, за долгое время формирования были разбиты системой северо-восточных, меридиональных и северо-западных трещин и брекчированных зон второго порядка (тип сколовых нарушений), опережающих Кийскую и Шилкинскую зоны как линейные структуры Монголо-Охотского пояса. Они широко развиты в гранитоидах левого борта Ингоды и

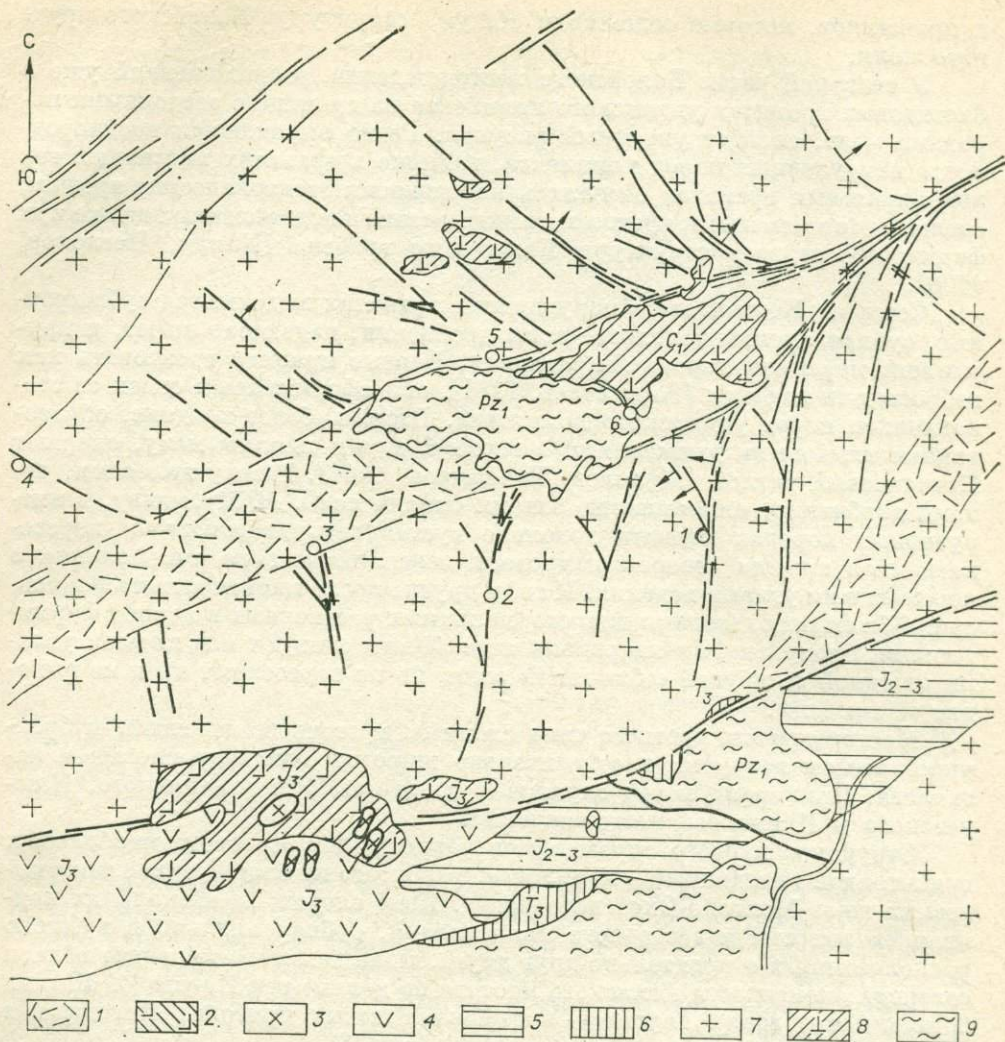


Рис. 3. Геологическое строение левобережной части нижнего течения р. Ингода. Схему составил Б. Н. Лапин с использованием материалов А. М. Стрелова и М. И. Тулохонова.

Кийский интрузивный комплекс $J_3 - K_1$ (дайковый): 1 — диоритовые порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры; ононский интрузивный комплекс: 2 — диориты разнозернистые порфиroidные, 3 — граниты мелко- и среднезернистые, порфиroidные; мезозойские отложения Mz: 4 — J_3 вулканогенные образования — андезитовые порфиры, туфы, туфобрекчии, 5 — J_2-3 карбачинская свита — конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты; ингодинский интрузивный комплекс C_1 : 6 — T_1 туринская свита — конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты; гранодиориты, разнозернистые, порфиroidные, 8 — диориты среднезернистые; палеозойские образования (Pz): 9 — кулундинская и ононская свиты — парали ортосланцы, кварц-хлорит-серцитовые породы, известняки мраморизованные, кварциты.

Шилки, развернуты с востока на запад, бывают одиночными, двойными или многочисленно сближенными системами трещин с массой разветвленных, пересекающихся зон и трещин более низких порядков.

Гранитоиды, обрамляющие Кийскую зону с севера, тоже разбиты оперяющими зонами брекчий, направление которых чаще северо-западное с разворотом с запада на восток от близмеридиональных (речки Хила, Торга) к близширотным (речки Байцетуй, Аджак). Таким образом, сложная по строению, но единая в тектоническом плане Кийская зона милонитов и трещиноватых пород осложнена двусторонними дополнительными нарушениями, веером расходящимися от нее в разные стороны.

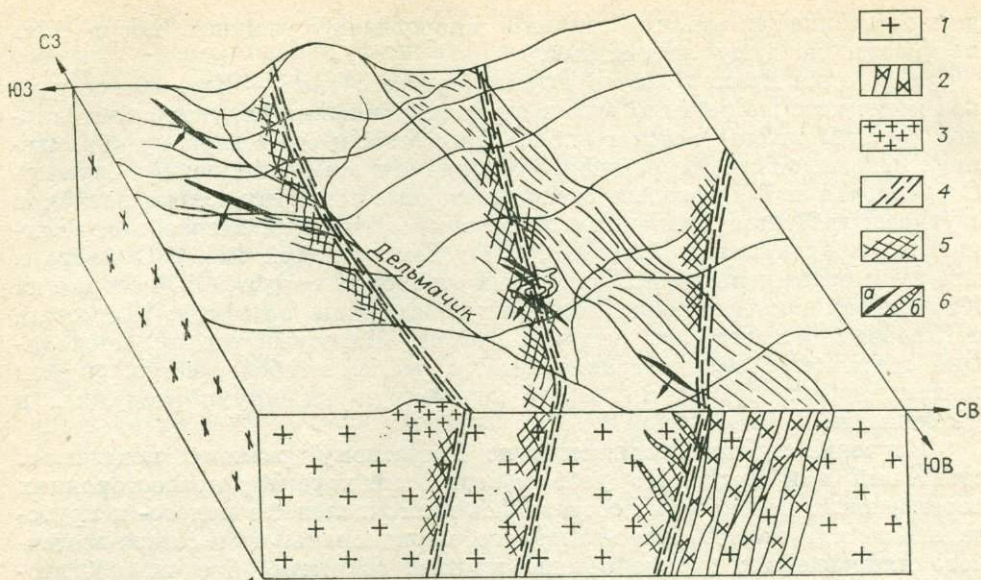


Рис. 4. Блок-диаграмма Дельмачикского рудного поля.

1 — биотитовые граниты ингодинского комплекса; 2 — аплит-порфиры — дайковая фация ингодинского комплекса; 3 — мусковитовые граниты с гранатом; 4 — зоны дробления в гранитах; 5 — трещиноватые породы у зон дробления; 6 — жилы в трещиноватых гранитах: а — вскрытые, б — предполагаемые.

Дельмачикское месторождение приурочено к одной из таких близмеридиональных зон дробления палеозойских гранитоидов южного блока Кийской зоны, расположенной по левому и правому бортам р. Кия. Геологическое строение бассейна р. Дельмачик и участка месторождения сравнительно простое. Все поле сложено гранитоидами ингодинского комплекса, рассеченного многочисленными разновозрастными дайками. Палеозойские дайки аплит-порфиров проходят северо-западной полосой непосредственно вблизи участка месторождения. Дайки более молодого возраста — гранит-порфиры и кварцевые порфиры — имеют известное распространение, но встречаются при этом лишь отдельными телами севернее и южнее участка и на широком водоразделе рек Кия — Дельмачик (рис. 4).

Дельмачикская зона дробления, пересекающая биотитовые граниты, накладывается и на дайки аплит-порфиров, имеет сложное строение и расплывчатые границы. Центральная часть зоны представлена мелкодроблеными гранитоидами, образованными в результате неоднократных разнонаправленных движений. Милониты сменяются двусторонними полосами брекчий, переходящих в трещиноватые породы. Многочисленные трещины у брекчированных пород имеют три главных направления; северо-западное, северо-восточное и субширотное с крутыми и пологими углами падения. Полосы разных тектонических нарушений (милониты, брекчии, трещины) фиксируются на участке довольно отчетливо; границы их раздела, хотя и с переходами, получили даже собственные наименования: Контактной, Параллельной, Внешней зон. Ширина мелкодробленых и брекчированных пород в карьере достигает нескольких метров, а в северном направлении сложены полосами, разделенными трещиноватыми гранитами, и разветвлены.

Рудные тела месторождения представлены пиритизированными брекчиями гранитов меридиональной зоны дробления и жилами, выполняющими трещины северо-западного направления. Весь фактический материал

дает основание считать, что жилы в оперяющих трещинах могут быть построены по типу лестничных.

Еще один пример месторождения третьего типа — Ключевское рудное поле, которое расположено в пределах блоковых структур центральной части Монголо-Охотского пояса и тяготеет к его северному обрамлению. Разрывной структурой первого порядка в этом районе могут служить Собачинская и Шилкинская северо-восточные зоны глубинных разломов с узкими грабенами осадочных пород и проявлениями мезозойского магматизма и вулканизма [Смирнов, 1944; Томсон и др., 1962]. С севера и юга зоны осложнены серией широтных сдвиговых нарушений, которые на Ключевском месторождении получили собственные названия: Широтный и Северный [Петровская, Андреева, 1969]. Широтный разлом, проходящий среди палеозойских гранитоидов, проявлен наиболее четко, сложен тектоническими брекчиями, имеет переменную ширину с раздувами и утонениями.

Изучение зеркал скольжения по Широтному разлому показывает сдвиговый или несколько взбросо-сдвиговый характер правосторонних перемещений, при которых создавались многочисленные полого- и крутопадающие нарушения северо-западного, меридионального и северо-восточного направления; первые обычно крутые, открытые, брекчиевые, вторые — зоны срыва — закрытые, притертые. Сложность трещинной тектоники всяческого бока рудной зоны подчеркнута еще и большим количеством широтных пологопадающих трещин, создавших в совокупности неправильную-блоковую, местами мелкосетчатую трещинно-брекчиевую структуру.

Многостадийная динамика тектонических движений на месторождении привела к многократным проявлениям магматизма (становление даек разного состава и возраста). Выделяется несколько типов кислых и основных пород различных даек, в том числе лампрофиры или гибридные порфиры и жилы грорудитов [Бородаевская, 1958].

Особое место среди интрузивных пород занимают брекчии с магматическим цементом, получившие заметное развитие на горе Ключи, расположенной между пос. Давенда и Ключами. Здесь, как и в других местах Монголо-Охотского пояса, они, по-видимому, представляют не места закрытых взрывов — родоначальников взрывных брекчий, а массивы жерловой фации мезозойского вулканизма глубокого среза. Эффузивные аналоги этих корней древних вулканов известны в виде останцов (нашлепок) на гранитоидах по водоразделам Шилкинского и Собачинского хребтов.

Таким образом, Широтный разлом на месторождении как структурный фрагмент второго порядка более крупных зон глубинного заложения разделяет два тектонических блока: южный лежащий и северный всячий. Южный блок сложен расланцованными гранитоидами, северный — трещиноватыми гранитами, диоритами, диабазами, кварцевыми порфирами и лампрофирами. Центральная часть, кровля и зона между блоками представлены мелкодробленными гранитами и диоритами и другими дайковыми породами. В южном блоке господствует расланцовка широтного направления, менее поперечная трещиноватость; в северном — взаимопересекающиеся диагональные трещины и зоны брекчий. Турмалиновая и наложенная сульфидно-продуктивная минерализация использует брекчии Широтного разлома и оперяющие его трещины и брекчии в северном блоке, главным образом северо-западного и меридионального направления.

Наконец, к месторождениям третьего типа следует также отнести и Илинское рудное поле, которое расположено в пределах Центральной части Онон-Туринской зоны и генетически связано с оперяющими его нарушениями юго-западного направления, большинство которых, по-видимому, было малоамплитудными сдвиговыми зонами, расположенными

под углом к основной шовной структуре. Эти сопряженные зоны имеют прямолинейные очертания и кулисное расположение. В долине р. Иля их выделено несколько: Байца-Дыбыксинская, Илинская, Шиногдинская, Дыбыкса-Славянская и др. [Лапин, Широких, 1979]. Зоны представлены мелкодробленными, брекчированными и в различной степени катаклазированными гранитами кыринского магматического комплекса, сильно выветрелыми и разрушенными породами. В отдельных участках брекчии под воздействием гипергенеза разрушены до состояния серых, бурых и желтых глин с обломками пород.

Дайки диабазов и кварцевых порфиров, трассирующих эти зоны, также подвергаются разрыву, перемещению и катаклазу, гидротермальной и гипергенной минерализации. Мощность тектонических зон колеблется от 50 до 250 м; затухание их происходит постепенно в форме либо простого выклинивания, либо расширения (зона разветвляется на серию мелких тектонических трещин). В качестве примера можно привести юго-западное окончание Дыбыкса-Славянской зоны.

Все известные в районе линейные тектонические зоны брекчий и катаклаза сопровождаются оперяющими трещинами и полосами брекчирования и дробления, которые располагаются в непосредственной близости от них и сконцентрированы в северных блоках. Такие структуры разрыва мелких порядков имеются возле Илинской зоны по левому борту р. Иля; Байца-Дыбыксинская зона сопровождается ослабленными трещиноватыми породами и полосами брекчирования по правому борту р. Иля, в том числе по р. Безымянная (Илинское рудное поле), на горе Грищевская, по рекам Дыбыкса и Ниж. Никсанда и др. Встречаются зоны сближенные и кулисно расположенные, а также одиночные четкие или слабо выраженные. Оперяющие зоны имеют субширотное и северо-западное простирания и крутое падение, в известных случаях на северо-восток. Протяженность трещинных зон измеряется первыми километрами, мощность — метрами и десятками метров.

Анализ фактического материала по динамике тектонических движений показывает, что все оперяющие трещины линейных зон могли образоваться при правосторонних сдвигах отдельных блоков гранитов. Таким образом, линейно-перистое расположение кулисных разрывных нарушений для Алханайского района является генеральной тектонической структурой, послужившей путями гидротермальных систем и золотого оруденения.

Структурный план Илинского месторождения полностью отражает особенности дизъюнктивной тектоники района. Месторождение приурочено к одному из узлов субширотных, северо-западных и северо-восточных пересекающихся и сливающихся полос дробленных гранитов, оперяющих более крупную линейную Байца-Дыбыксинскую зону нарушения (рис. 5). Эти трещины выполнены обломками гранитов, в меньшей степени — даек кварцевых порфиров и диабазов, которые также вовлекались в зоны дробления [Кузьмин, Шубин, 1966].

В зависимости от степени дробления магматических образований выделяются тектонические брекчии и мелкодробленые катаклазиты. Границы между ними либо резкие, либо с постепенными переходами. В пределах трещины или зоны дробления и те и другие образуют субпараллельные полосы, линзы, реже неправильные участки и пятна.

Обломки брекчий очень разные — от миллиметровых до гигантских многометровых глыб гранитов среди мелкоосколочных пород. Глыбы повернуты или смещены, имеют сглаженные углы и нередко выполняют роль «запора» для отдельных брекчиевых зон. Мелко- и тонкоосколочные катаклазиты представлены как бы толченой крошкой гранитных пород, похожих на дресву, в которой преобладают осколки кварца и полевого шпата.

Золотая горка

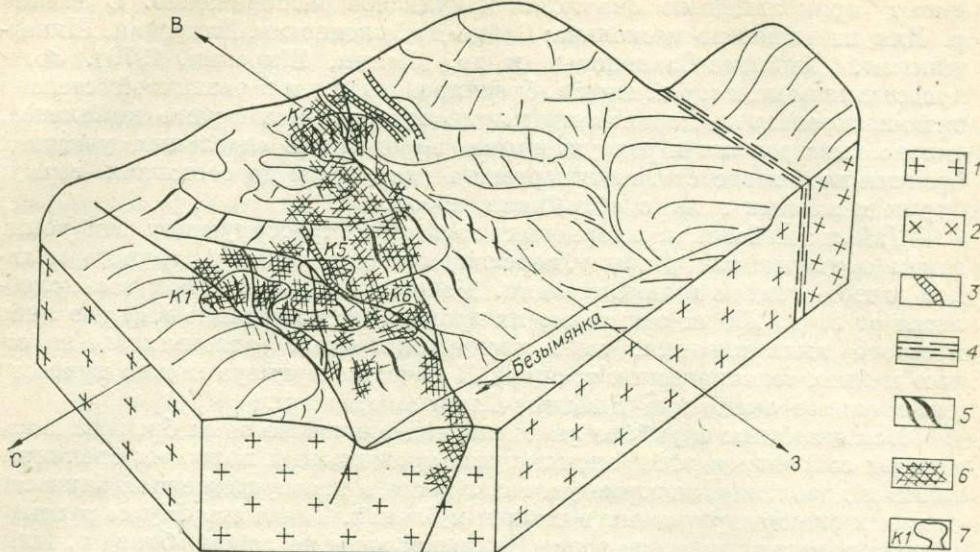


Рис. 5. Блок-диаграмма Илинского рудного поля.

Кыринский интрузивный комплекс: 1 — граниты, 2 — гранодиориты; илинский комплекс (дайков-ый): 3 — кварцевые порфиры и диориты, 4 — Байца-Дыбыксинская зона нарушения, 5 — зона брекчий и катаклаза, 6 — трещиноватые граниты, 7 — карьер и его номер.

Протяжение оперяющих зон брекчирования составляет первые километры, мощность их непостоянна, наблюдаются расширения, раздвоение и выклинивание. Все известные брекчиевые зоны, как правило, крутопадающие, преимущественно на север, северо-восток и северо-запад. Внешние части зон дробления и внутренние интервалы между ними представлены интенсивно трещиноватыми гранитами. Наибольшее распространение получили четыре главных системы взаимосвязанных трещин: преобладают крутопадающие северо-восточные и северо-западные (диагональные к зонам дробления) и перпендикулярные — крутые и пологие, почти горизонтальные, развитые несколько меньше. Параллельные или образующие сетку трещины, направленные под разными углами к полосам брекчирования, создают узоры из неодинаковых по размерам и ориентировке тетраэдров и ромбоэдров.

Мы просмотрели множество шлифов брекчированных пород рудного поля, собранные как нами, так и другими исследователями, в том числе В. С. Зубковым и А. И. Шевцовым, и убедились, что в брекчиях отсутствуют туфовый материал и обломки эффузивов. Все составные части брекчий являются осколками пород и минералов гранитного массива, реже диабазов и порфиров дайковой серии, в той или иной степени измененных гидротермальными процессами и рудоотложением. Серия проявилась также и по трещинам в гранитах, примыкающим к зонам брекчий и катаклаза. Наиболее она выражена в их висячем боку, поражая околотрещинные породы и оставляя иногда лишь слабо измененные или даже неизменные «целики» в выкроенных трещинами ромбоэдрах. Такие части представляют штокверковый тип мелкокрапленного оруденения.

Общий анализ динамики тектонических движений по региональным разломам Забайкалья, создавших структуры рудных поясов, полей и месторождений, свидетельствует о преобладании сдвиговых перемещений блоков. Замечено, что в северном крыле и центральной части Монголо-Охотского пояса, при всей сложности и повторении движений, превалировали правосторонние сдвиги (районы Дарасун, Кара, Ключи), а в юж-

Дизъюнктивные нарушения	Структура	Монголо-Охотский пояс	Онон-Турунская зона
		Рудный район	
Трещины отрыва	«Конский хвост» Кулисная зона	Дарасунский Карский Казаковский Уконикский	Любавинский
Диагональные сколовые трещины	Решетчатая Крестовая Параллельная	Балейский Тасеевский Голготайский	Нет данных
Густотрещиноватые и брекчированные породы	Штокверки прожилково-вкрапленные	Ключевской Дельмачикский	Илинский

ной — левосторонние (Балейский рудный район). В полосе Онон-Турунской зоны ведущее место занимали также правосторонние сдвиговые перемещения (Илинский, Любавинский районы).

Все особенности строения рудных полей по указанным типам сведены в таблицу, отражающую принцип разрешения дизъюнктивных нарушений и формы ведущей структуры. Знание особенностей разрывной тектоники рудных полей должно способствовать успешному направлению поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бернштейн П. С. Тектоника Балейского золоторудного района в Восточном Забайкалье. — Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 9—21.
- Биндеман Н. Н., Соколова Ю. В. К вопросу о возрасте малых интрузий и золотого оруденения Любавинско-Хавергинского рудного узла (Вост. Забайкалье). — Тр. ЦНИГРИ, 1962, вып. 50, с. 45—52.
- Бородаевская М. Б. Особенности структуры Ключевского рудного поля (Вост. Забайкалье). — Тр. ЦНИГРИ, 1958, вып. 25, кн. 1, с. 27—31.
- Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, с. 5—93.
- Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1975. 46 с.
- Воларович Г. П. О геологическом строении Дарасунского золотоносного района Восточного Забайкалья. — Тр. НИГРИ Золота, 1947, вып. 16, с. 35—44.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 193 с.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5, с. 1177—1180.
- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 1, с. 167—171.
- Горностаев Н. Н. Балейское золоторудное месторождение. Науч. техн. сборник. Вып. 1. М.—Иркутск, 1934, с. 17—24.
- Казин В. С. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья. — В кн.: Глубинные разломы. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1964, с. 183—191.
- Князев Г. И. Замкнутые рудные пояса Восточного Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6, с. 1376—1377.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н. О месте низкотемпературного золотого оруденения в общей истории мезозойского рудообразования в Восточном Забайкалье в связи с задачами поисков. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 177—183.
- Кормилицин В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. — Сов. геология, 1959, № 11, с. 96—109.
- Кузьмин А. М., Шубин Г. В. Илинское месторождение (Вост. Забайкалье). Томск: Изд-во ТГУ, 1966. 124 с.
- Лапин Б. Н., Широких И. Н. Структурный контроль золотого оруденения в Алханайском районе Восточного Забайкалья. — Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 16—23.

- Лейфман Е. М. Роль Монголо-Охотского глубинного разлома в геологическом развитии Восточного Забайкалья. — Геол. и геофиз., 1964, № 6, с. 119—123.
- Лозовский В. И., Чеглоков С. В., Сидоренко А. В. Основные черты структуры Балейского рудного поля. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М.: Наука, 1960, с. 608—621.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чтения памяти С. С. Смирнова. Вып. 3. Чита, 1967, с. 34—39.
- Музылев С. А., Тихомиров Н. И. Геология и тектоника Балейского месторождения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 1, с. 66—74.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 3, с. 3—22.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 460 с.
- Падалка Г. Л. Монголо-Охотская складчатая область Забайкалья. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 181—189.
- Петровская Н. В., Андреева М. Г. Ключевское месторождение как представитель золототурмалинового оруденения (Вост. Забайкалье). — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969, с. 3—60.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 45. Ч. I, 96 с. Ч. II, 128 с.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1944. 120 с.
- Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного района. М.: Недра, 1972. 258 с.
- Томсон И. Н., Архангельская В. В., Семенова Н. Г. О системах глубинных разломов Забайкалья. — В кн.: Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., 1962, с. 65—81.
- Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс. — Поверхность и недра, 1926, № 3, с. 45—65.
- Фогельман Н. А. Роль региональных разрывных нарушений и блоковой тектоники в размещении золоторудных месторождений. — В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 166—177.
- Хомпч В. Г., Чеглоков С. В. Структурные условия локализации и закономерности размещения концентрированного золотого оруденения в Балейском рудном поле. — В кн.: Вопросы геологии Забайкалья и Прибайкалья. Вып. 3(5). Чита, 1968, с. 14—19.
- Шубин Г. В., Чубаров С. А., Мацюшевский А. В., Волкова А. И. Структура рудного поля и генезис руд Любавинского месторождения (Забайкалье). — В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 18—64.
- Щеглов А. Д. О геологических особенностях размещения рудных месторождений Зап. Забайкалья. — Геол. рудных месторожд., 1959, № 4, с. 17—36.
- Эпов И. Н., Звягин В. Г., Аферов Ю. А., Минин В. И., Шимановский В. А. О новом типе золотого оруденения на Дарасунском рудном поле. — В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чтения памяти С. С. Смирнова. Вып. 3. Чита, 1967, с. 69—74.
- Якжин А. А. Некоторые черты геологической структуры Восточного Забайкалья. — Разведка и охрана недр, 1955, № 2, с. 7—16.

Н. А. РОСЛЯКОВ

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ

В последние годы установлено, что по статистическим параметрам распределения золота в первичных породах на фоне его региональных кларковых содержаний выделяются не только месторождения, но и включающие их обширные площади, названные нами эндогенными ореолами рудных полей [Рослякова, Росляков, 1975]. В настоящей работе рассмотрено поведение золота при выветривании пород этих ореолов, а также

развитых на них покровных отложениях и почвах. Исследования проведены в золоторудных полях Кузнецкого Алатау, Салаира, Восточного Забайкалья, Центрального и Северного Казахстана, Западного Узбекистана и Центральной Камчатки. Их геологическое строение широко освещено в литературе. В обобщенном виде оно приведено нами ранее [Рослякова, Росляков, 1975].

По данным большого количества проб (около 1550*), отобранных из главных типов пород описываемых золоторудных полей, среднее арифметическое содержание (\bar{x}) золота составляет 21,4 мг/т при вариации частных значений в пределах четырех порядков. Отношение этого содержания к региональному кларку равно 8,0. В дальнейшем подобные отношения, характеризующие степень концентрирования золота (или любого другого элемента) в породах рудного поля, будем называть кларком концентрации (в таблицах K_1). Площади с аномальным распределением золота составляют 50—600 км² и более и зависят от интенсивности эндогенного оруденения. Золото в ореолах рудных полей не аппроксимируется нормальной функцией и не проявляет значимых корреляционных связей с главными элементами первичных руд. Оно иногда (только в выборках по отдельным типам первичных пород) коррелирует с медью, серебром и мышьяком. С помощью множественного корреляционного анализа, когда при расчете 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, позволяющий полнее выявлять взаимосвязи золота с другими элементами.

В породах золоторудных полей основная масса золота концентрируется в сульфидах, темноцветных минералах, слюдах и магнетите [Росляков и др., 1976]. По подсчетам Э. М. Спиридонова (1971), в интрузивных породах Степнякского и Бестюбинского золоторудных полей на долю этих минералов приходится 0,5—18%, 40—50, 2,5—29 и 2,5—13% золота соответственно. По данным Р. С. Джонса и М. Флейшера [Jones, Fleischer, 1969], золото концентрируется в пирите, арсенопирите, пирротине, халькопирите, молибдените и других сульфидах, рассеянных в породах. Повышены содержания золота в полевых шпатах, в тяжелой фракции протолок больших объемных проб песчаников, сланцев, известняков, гнейсов и гранитов золоторудных полей. Довольно часто обнаруживается самородное золото с размером частиц менее 0,02 мм. Главные минералы-концентраты золота, в первую очередь его самородные частицы, сульфиды и магнетит, и контролируют распределение золота в породах рудных полей. Тип пород существенной роли при этом не играет. Относительно кларковых содержаний в эндогенных ореолах рудных полей наблюдаются более высокие значения статистических параметров распределения золота даже по выборкам отдельных типов пород (табл. 1). Изменяется также знак эксцесса с отрицательного на положительный, свидетельствуя о сдвиге асимметрии вправо, в сторону повышенных содержаний золота.

Таким образом, породы ореолов рудных полей по минеральному составу, распределению в них золота и другим статистическим и химическим параметрам значимо отличаются от пород с кларковым содержанием. Это подтверждается и сложным распределением элементов-примесей, анализированных приближенным количественным спектральным методом**.

Среди гипергенных образований рассматриваемых золоторудных полей развиты коры выветривания гидрослюдистого и каолинового типов,

* Анализы проведены атомно-абсорбционным методом (чувствительность 0,1 мг/т, воспроизводимость $\pm 25\%$). Аналитик В. Г. Цимбалит.

** Аналитик Н. А. Яковлева.

Статистические параметры распределения золота в породах

Таблица 1

Район	Порода	<i>n</i>	\bar{x} , мг/т	<i>P</i>	<i>M</i>	<i>D</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	K_a	K_3	\mathcal{E}	t_a	t_3
Оганчинский	Андезиты, базальты, порфириды	28	3,6	28,6	0,8	1,2	1,1	30,6	0,5	0,8	-1,0	1,1	1,1
		68	14,4	5482,7	8,6	166,1	42,9	297,9	2,1	0,7	4,1	7,1	6,9
	В целом по району	51 121	3,5 18,4	157,9 39556,5	1,2 13,8	2,5 517,0	1,6 22,6	45,7 122,8	1,0 2,7	0,8 0,6	0,2 6,5	2,9 12,2	0,3 14,6
Дарасунский	Гранодиориты	22	3,7	97,3	2,3	8,1	2,8	75,7	0,4	0,8	-1,4	0,8	-1,3
		31	28,7	182210,9	48,1	948,7	97,4	339,3	3,2	0,5	8,7	7,4	9,9
	В целом по району	83 102	3,4 33,2	466,3 210896,3	2,2 20,9	9,1 2669,6	3,0 51,7	88,2 155,7	0,7 5,8	0,7 0,4	3,7 36,7	6,3 24,0	6,9 76,7
Козловский	Граниты	14	4,1	26,8	1,0	1,9	1,4	34,1	0,9	0,8	-0,2	1,4	-0,2
		36	19,9	11668,8	12,6	416,7	20,4	102,5	2,3	0,6	4,4	5,6	5,1
	В целом по району	46 77	3,7 19,2	60,7 32714,2	1,1 15,0	2,2 264,0	1,5 23,8	40,5 124,0	0,6 2,7	0,8 0,6	-0,3 8,5	1,7 9,6	-0,4 15,2

Примечания: 1. Здесь и в последующих табл.: *n* — количество анализов; \bar{x} — среднее арифметическое содержание; *P* — второй центральный момент; *M* — среднее абсолютное отклонение; *D* — стандартное отклонение; *S* — дисперсия распределения; *V* — коэффициент вариации; K_a — коэффициент асимметрии; \mathcal{E} — эксцесс; K_3 — вспомогательный коэффициент эксцесса; $t_a = K_a : \sqrt{\frac{6}{n}}$ — отклонение коэффициента асимметрии при нормальном законе распределения $t_a < 3$; $t_3 = \mathcal{E} : \sqrt{\frac{24}{n}}$ — отклонение вспомогательного коэффициента эксцесса при нормальном законе распределения $t_3 < 3$.

2. Верхняя строка — кларковые содержания; нижняя — в породах ореолов рудных полей.

различные по генезису и составу покровные рыхлые отложения и почвы. Для количественной оценки масштабов гипергенного перераспределения вещества методом абсолютных масс рассчитывались привнос-вынос элементов в процентах на единицу объема и их коэффициенты концентрации, показывающие отношения содержания компонента в единице объема гипергенной породы к таковому в исходной разности (в таблицах K).

Геологическое строение и возраст гипергенных продуктов золоторудных полей идентичны соответствующим образованиям смежных безрудных районов, охарактеризованных с достаточной полнотой ранее [Росляков, Сухоруков, 1977; Сухоруков и др., 1978]. Отметим, что в золоторудных полях коры выветривания с профилем каолинового типа более свойственны для Салаира, Западного Алтая и Северного Казахстана. В Кузнецком Алатау, Центральном Казахстане, Средней Азии, Восточном Забайкалье и Центральной Камчатке преобладают коры выветривания с гидрослюдистым профилем. Знакомство во время научных экскурсий со строением элювиальных образований золоторудных полей Приморья, Северо-Востока, Приамурья, Киргизии, ЧССР и МНР позволяет думать, что и здесь сохранились главным образом гидрослюдистые коры выветривания, развитые до стадии каменного структурного элювия. В итоге сложилось представление, что во многих золоторудных провинциях коры выветривания представлены гидрослюдистым профилем. Это побудило нас изучить поведение золота в данном типе профилей золоторудных полей более детально.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ГИДРОСЛЮДИСТОЙ КОРЕ Выветривания

Поведение золота в коре выветривания данного типа рассмотрим на примерах Акбакайского, Дарасунского, Козловского, Ключевского, Натальевского, Оганчинского и Центрального полей. При анализе распределения золота в продуктах выветривания этих полей отчетливо выявляется зависимость его поведения не только от состава и возраста материнских пород, но и от современных ландшафтных условий.

Золото в коре выветривания гидрослюдистого профиля распределяется полимодально. На гистограммах выделяются две области: одна охватывает региональные кларковые и ниже их содержания, другая приходится на классы содержания 10—50 мг/т и более. По сравнению с первичными породами эти области гистограммы распределения золота в элювии выражены более четко (рис. 1). Коэффициент корреляции между содержаниями его в системе исходная — выветрелая порода может быть даже отрицательным, как это, например, наблюдается в Дарасунском рудном поле. Здесь он равен $-0,14$, потому что максимумы и минимумы содержания золота в рассматриваемой системе не совпадают. Это проявляется даже в случае относительно простого состава первичных пород и непленезированного рельефа, как на Акбакайском рудном поле. На рис. 2 отчетливо видно, что изолинии равных содержания золота в первичных и выветрелых породах данного рудного поля пространственно разобщены, а максимумы, как и минимумы, смещены относительно друг друга. Это необходимо учитывать при интерпретации геохимических экзогенных аномалий. Заметим, что в безрудных районах значимая положительная связь между золотом в элювии и исходной породе сохраняется даже при объединении выборок по всему району. Так, в том же самом Дарасунском районе вне рудного поля коэффициент корреляции между золотом элювия и исходной породы равен $0,7$.

Специфическая особенность кор выветривания золоторудных полей — наличие корреляционной зависимости между содержаниями золо-

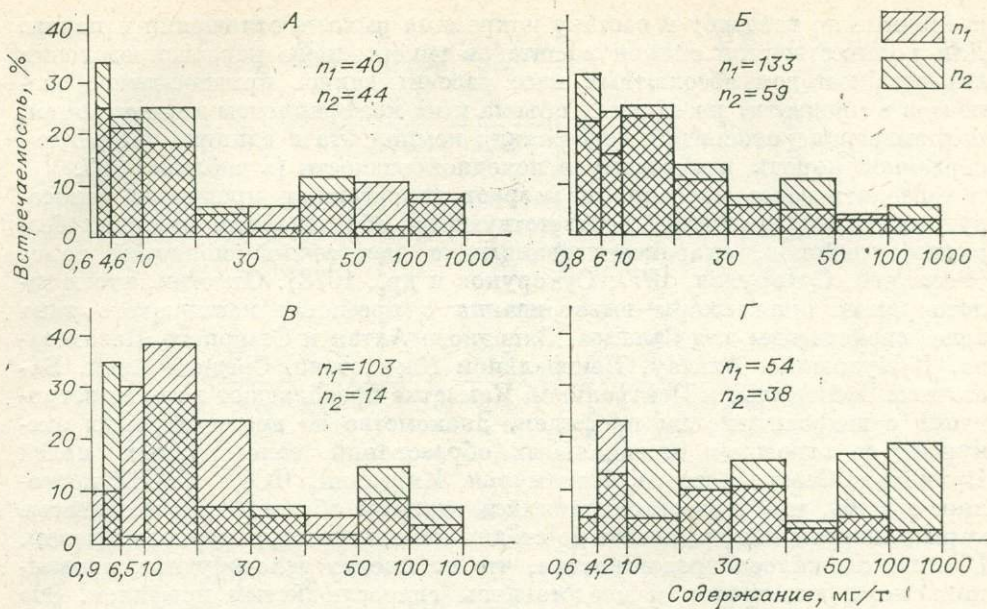


Рис. 1. Гистограммы распределения золота в первичных породах и их выветрелых разновидностях Акбакайского (А), Дарасунского (Б), Козловского (В) и Ключевского (Г) золоторудных полей.

n_1, n_2 — количество анализов первичных (n_1) и выветрелых (n_2) пород,

та и элементами первичных руд. Расчет парных и частных коэффициентов корреляции позволил выявить следующие взаимосвязи. В Ключевском золоторудном поле гидрослюдистый элювий унаследует от гранитоидов корреляционную зависимость между золотом и рН водной суспензии. Коэффициент корреляции этой пары в гранитоидах 0,35, а в их элювии при том же количестве выборок он повышается до 0,5. В порфировидных гранитах Козловского рудного поля золото коррелирует с медью и серебром. В их элювии оно приобретает высокий положительный коэффициент корреляции с кобальтом (табл. 2). Расчет частных коэффициен-

Таблица 2

Коэффициенты корреляции золота с другими элементами порфировидных гранитов и их элювия Козловского рудного поля

Коррелируемые элементы	Коэффициенты корреляции											
	парные	частные, с исключением из подсчета										
		Ag	Pb	Cu	Zn	Bi	Mo	Ni	Co	As	Zr	Cr
Au—Cu	0,62	—	0,63	—	0,61	0,62	0,63	0,62	0,64	0,62	0,62	0,64
	—	—	0,55	—	—	—	—	—	—	—0,57	—	—
Au—Hg	0,55	—	—	—	—	—	0,56	0,57	0,55	—	—	0,58
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au—Co	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—0,37
	0,75	0,76	0,72	0,71	0,62	0,77	0,74	0,76	—	0,75	0,74	0,75
Au—Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	0,55	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au—Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,63	—

Примечание. Сравнивается 13 пар анализов. Верхняя строка — порфировидный гранит; нижняя — его элювий. Прочерк означает, что коэффициент корреляции меньше 95%-ной степени значимости, т. е. меньше $\pm 0,55$.

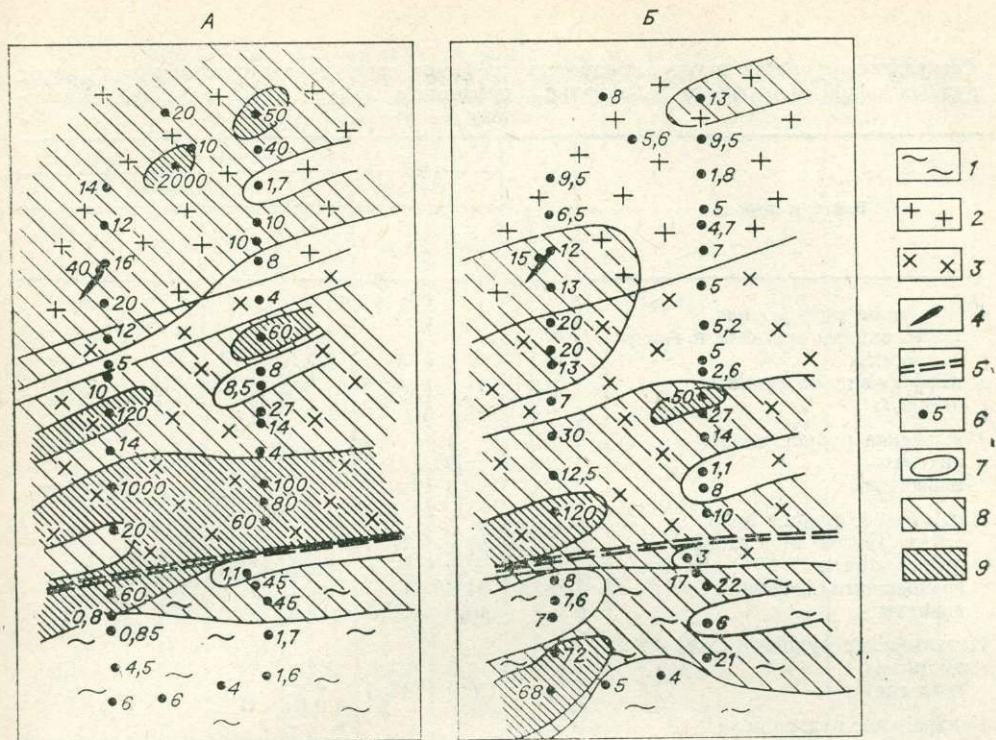


Рис. 2. Распределение золота в эндогенном ореоле (А) и гидрослюдистой коре выветривания (Б) Акбаикайского золоторудного поля.

1 — песчано-сланцевая толща; 2 — граниты; 3 — гранодиориты; 4 — кварц-турмалиновая зона; 5 — золотоносная зона; 6 — опробованные разрезы и содержание золота, мг/т; 7—9 — концентрации золота до 10, 10—50 и более 50 мг/т соответственно.

тов корреляции позволяет вскрыть связи золота с цинком, висмутом и медью. В этом рудном поле аналогичная корреляционная зависимость устанавливается и для системы элювий — андезитово-базальтовые порфиры. Породам Дарасунского рудного поля присущи другие связи между золотом и элементами первичных руд. Например, в гранитах и гранодиоритах золото имеет высокий коэффициент корреляции с мышьяком. В элювии этих пород оно коррелирует не с мышьяком, а с серебром и свинцом. При частной корреляции вскрывается его отрицательная связь с висмутом в элювии и с цинком в исходных породах.

Приведенные данные показывают, что в гидрослюдистом элювии золоторудных полей даже одной золоторудной провинции и климатической зоны золото значимо коррелирует с иными элементами, чем в первичных породах, и лишь с некоторыми компонентами исходных пород его связь здесь сохраняется и становится более высокой. Подобную картину наблюдаем для системы исходная — выветрелая порода и в других золоторудных полях. Во всех случаях с золотом коррелирует небольшое количество элементов. Из 36 элементов первичных пород оно в гидрослюдистых профилях выветривания коррелирует с серебром, свинцом, цинком, медью, висмутом, кобальтом или мышьяком. С некоторыми из них золото имеет связь, которую можно выявить методом частной корреляции. Корреляционный анализ свидетельствует о перераспределении золота, как и других элементов пород, в процессе формирования гидрослюдистых профилей выветривания в пределах золоторудных полей. Перераспределение контролировалось не только составом пород, но и современными ландшафтными условиями, как будет показано дальше.

Распределение золота в гидрослюдистых профилях выветривания палеозойских пород рудных полей Восточного Забайкалья, Кузнецкого Алатау и Центрального Казахстана

Район и порода	Кол-во профилей	Породы					
		первичные		выветрелые			
		\bar{x}	A	\bar{x}	A	K	K ₁
Ключевское рудное поле							
гнейсовидные граниты и гранодиориты	13	17,6	45,4	50,7	106,5	2,3	5,7
порфиоровидные граниты	13	17,8	44,9	113,0	237,3	5,3	22,8
диориты	12	9,6	25,4	38,0	79,8	3,1	8,2
Козловское рудное поле							
граниты	13	15,9	41,0	40,5	85,1	8,2	8,2
известняки	1	5,4	14,2	2,0	4,2	0,3	Не расч.
Дарасунское рудное поле							
метаморфизованное габбро	1	20,0	54,5	50,0	105,0	1,9	7,3
гранодиориты	17	35,5	92,3	58,2	122,2	1,3	12,6
граносиениты, сиениты	33	31,6	81,8	29,5	62,0	0,8	6,5
граниты	8	10,0	25,8	25,4	53,3	2,1	5,1
Натальевское рудное поле							
диориты	27	12,5	37,5	13,0	27,3	0,7	2,8
известняки	16	6,9	17,5	2,7	5,7	0,3	Не расч.
Центральное рудное поле							
гранодиориты	46	13,0	33,8	12,0	25,0	0,7	2,6
Акбакайское рудное поле							
граниты, гранодиориты	35	52,0	137,8	33,0	69,3	0,5	3,4
сланцы, песчаники	9	64,2	154,8	28,3	58,4	0,4	7,8
В целом по рудным полям	244	24,5	64,0	31,5	66,1	1,3	5,9

Примечание. Каждый профиль представлен одной-двумя пробами первичных и одной-тремя пробами выветрелых пород; А—содержание в единице объема.

Профили выветривания алюмосиликатных пород. В элювии, образованном за счет выветривания палеозойских пород золоторудных полей Восточного Забайкалья, содержание золота обычно в несколько раз, порой на порядок, выше, чем в материнских породах. К примеру, гнейсовидные граниты и гранодиориты Ключевского рудного поля содержат золота 17,6 мг/т, а их элювий — 50,7 мг/т. Диориты и порфиоровидные граниты содержат его 9,6 мг/т и 17,8 мг/т, их продукты выветривания — 38 и 113 мг/т соответственно. Аналогичная тенденция обогащения золотом элювия палеозойских алюмосиликатных пород наблюдается в Козловском и Дарасунском рудных полях: концентрация золота в гранитах 10,0—15,9 мг/т, в продуктах выветривания гранитов 25,4—40,5; в гранодиоритах — 35,5, в их элювии — 58,2; в метаморфизованных габбро — 20,0, в его элювии — 50,0 мг/т. Накопление золота в продуктах выветривания рассматриваемых пород подтверждает и пересчет содержаний металла в тонне породы на единицу ее объема. Кроме граносиенитов и сиенитов, коэффициент концентрации золота в элювии больше единицы и колеблется в пределах 1,3—5,3. Высок и кларк концентрации, изменяющийся от 5,1 до 22,8 (элювий гранитов Дарасунского и Ключевского рудных полей соответственно) (табл. 3, K₁).

Следовательно, в околонейтральных условиях формирования гидрослюдистых профилей выветривания на силикатных допалеозойских поро-

Таблица 4

Перераспределение химических элементов при формировании гидрослюдистого профиля выветривания на палеозойских гранитоидах рудных полей Восточного Забайкалья

Компо- нент	Фактическое содержание						Привнос-вынос, %			
	II	III	IV	V	VI	II	IV	VI	среднее по КВ	
Ag	50,0	60,0	50,0	20,0	80,0	70,0	-1,2	-67,9	-29,1	-32,1
Au	17,7	81,8	15,9	40,5	31,1	33,4	+280,6	+104,2	+2,8	+129,2
Pb	2,9	32,2	1,6	2,2	8,0	2,5	+1001,3	+37,5	-68,8	+323,3
Zn	6,4	7,8	1,5	3,6	3,5	4,7	-21,9	+140,0	+34,3	+65,4
Ga	3,0	3,2	2,7	2,5	2,6	2,8	+6,7	-7,4	+7,7	+2,3
Mo	0,04	0,15	0,01	0,02	0,07	0,02	+275,0	+100,0	-71,4	+101,2
Cu	3,2	8,3	1,9	1,0	2,0	2,4	+81,1	-47,4	-14,3	+6,5
Bi	0,25	0,30	0,02	0,01	0,01	0,01	+20,0	-50,0	0,0	-10,0
Y	0,4	0,6	0,3	0,5	0,3	2,5	+50,0	+66,7	+733,3	+283,3
Zr	7,8	9,0	5,2	6,4	4,5	5,1	+15,4	+23,1	+13,3	+17,3
Ba	46,3	55,3	50,0	62,3	38,0	63,1	+20,2	+24,6	+66,1	+37,0
Sr	35,0	30,8	30,0	26,9	36,1	33,0	-12,0	-10,3	-8,6	-10,3
Co	1,2	1,6	0,5	0,9	1,2	1,5	+33,3	+80,0	+25,0	+46,1
N	0,6	1,8	0,4	0,7	1,2	1,8	+200,0	+42,9	+50,0	+97,6
V	7,9	9,0	5,2	6,4	4,5	5,1	+13,9	+23,1	+13,3	+16,5
Cr	2,0	6,7	1,5	2,2	1,2	1,5	+235,0	+46,7	+20,0	+100,6
Hg	He о пр.				34,7	22,3	He о пр.		-35,7	-35,7
Mn	0,12	0,43	0,10	0,10	0,10	0,15	-10,8	-19,8	+21,6	+3,0
Fe ³⁺	2,43	5,71	0,91	2,73	4,05	4,49	+93,5	+140,5	-10,1	+77,6
Fe ²⁺	3,65	3,88	3,03	1,55	2,80	2,33	-12,5	-59,0	-32,4	-34,7
Ti	0,42	0,60	0,30	0,36	0,30	0,84	+17,6	-3,8	+127,0	+46,9
Al	8,31	7,94	8,15	8,41	8,57	8,41	-21,3	-17,3	-20,4	-19,7
Si	29,05	28,21	31,38	29,61	30,40	29,61	-20,2	-24,4	-21,0	-21,9
Ca	2,93	3,29	1,00	1,14	2,07	2,00	-7,5	-8,6	-21,7	-12,6
Mg	2,53	1,27	0,60	0,66	1,33	1,08	-58,7	-11,8	-34,2	-34,9
K	2,24	1,99	3,24	3,07	2,32	1,99	-26,8	-24,1	-30,5	-27,3
Na	3,12	3,71	2,99	2,23	3,04	2,60	-2,1	-40,2	-30,6	-24,3
P	0,06	0,04	0,03	0,04	He	опр.	-45,1	+6,9	He	опр.
pH	7,39	6,4	8,16	7,65	7,53	7,06	Ряд концентрируемости элементов: K=0,5-1: Hg-Mg-Fe ²⁺ -Ag-K- -Na-Si-Al-P-Ca-Sr-Bi; K= =1-2: Ga-Mn-Cu-V-Zr-Ba- -Fe ³⁺ -Co-Ti-Zn-Ni; K=2-3: Cr-Mo-Au; K=3-4,2: Y-Pb			
d	2,55	2,10	2,62	2,10	2,59	2,10				
n	26/10	26/10	13/5	13/5	25/5	46/5				

Примечание. I, III, V — граниты и гранодиориты Ключевского, Козловского и Дарасунского рудных полей соответственно; II, IV, VI — элювий этих пород. Здесь и в табл. 5, 7, 8, 17, 19 Ag, Au — в мг/т, Pb — Hg — в 10⁻³%, Mn — P — в %.

дах золоторудных полей Восточного Забайкалья золото накапливается в остаточных продуктах, притом концентрации его выше, чем в аналогичном элювии безрудных районов. Расчет баланса вещества в системе первичная — выветрелая порода показывает, что в ряду элементов, построенном по возрастающей величине коэффициента концентрации, золото занимает почти последнее место. Из всех анализируемых элементов по концентрируемости его превосходят лишь иттрий и свинец (баланс элементов и ряды их концентрируемости приведены в табл. 4).

Совсем иная картина распределения золота в элювии палеозойских гранитоидов золоторудных полей Кузнецкого Алатау, особенно Центрального Казахстана. Здесь наблюдается вынос золота при коэффициенте концентрации (выноса) от 0,4 до 0,8. Однако понижение содержаний

Таблица 5

Перераспределение химических элементов при формировании гидрослюдистого профиля выветривания на гранитах и диоритах рудных полей Кузнецкого Алатау и Центрального Казахстана

Компонент	Фактическое содержание						Привнос-вынос, %			
	I	II	III	IV	V	VI	II	IV	VI	среднее по КВ
Ag	32,1	16,5	8,2	1,9	12,9	He обн.	-60,6	-81,5	-100,0	-80,7
Au	12,5	13,0	13,0	12,0	52,0	33,0	-20,3	-26,2	-49,7	-32,1
Pb	2,3	5,5	2,0	4,9	3,0	4,3	+139,1	+145,0	+43,3	+109,1
Zn	4,7	1,6	5,7	5,2	1,6	1,3	-66,0	-8,8	-69,2	-48,0
Ga	2,0	2,2	1,0	1,2	3,0	1,6	+10,0	+20,0	-46,7	-5,6
Mo	0,10	0,05	0,10	0,05	0,06	0,01	-50,0	-50,0	-83,3	-61,1
Cu	2,0	2,0	2,0	1,4	1,4	0,7	0,0	-30,0	-50,0	-26,7
Bi	0,01	0,01	0,42	0,35	0,42	He обн.	0,0	-16,7	-100,0	-38,9
Y	1,2	0,9	0,8	0,7	0,8	0,6	-25,0	-12,5	-25,0	-20,8
Zr	10,2	47,2	1,0	0,5	13,6	11,0	+362,7	-50,0	-19,1	+97,8
Ba	42,0	35,0	80,0	11,9	40,8	28,0	-16,7	-85,1	-31,4	-44,4
Sr	12,9	5,0	10,0	8,5	30,0	14,0	-61,2	-15,0	-53,3	-43,2
Co	3,1	1,5	He обн.	0,7	0,3	0,3	-51,6		-57,1	-54,4
Ni	5,2	4,5	1,6	1,6	1,1	0,6	-13,5	0,0	-45,5	-19,7
V	7,0	3,9	2,0	1,3	1,3	0,8	-44,3	-35,0	-38,5	-39,3
Cr	3,0	10,6	1,0	1,3	2,7	2,9	+253,3	+30,0	+7,4	+107,4
Mn	0,14	0,15	0,09	0,08	0,08	0,02	-18,2	-20,0	-80,2	-39,5
Fe ³⁺	2,38	3,36	0,91	2,94	0,63	1,61	+8,2	+158,5	+102,5	+89,7
Fe ²⁺	2,02	0,93	1,94	0,47	2,25	1,16	-64,7	-80,6	-59,1	-68,1
Ti	0,44	0,45	0,41	0,36	0,35	0,33	-21,6	-29,8	-25,3	-25,6
Al	6,03	7,99	8,36	8,73	7,94	6,88	+1,6	-16,5	-31,3	-15,5
Si	31,80	29,65	31,90	29,94	31,34	27,79	-28,5	-24,9	-29,7	-27,7
Ca	1,22	1,29	2,00	1,43	1,93	4,67	-19,0	-42,8	+91,8	+10,0
Mg	1,21	1,03	1,03	0,78	0,91	1,57	-34,8	-39,4	+36,7	-12,5
K	0,83	1,58	2,99	1,66	3,32	2,74	+45,9	-55,6	-34,6	-14,8
Na	1,48	1,63	2,45	2,15	2,60	2,23	-15,6	-29,8	-32,0	-25,8
P	0,13	0,03	0,09	0,03	0,12	0,03	-82,3	-73,8	-80,2	-78,9
pH	8,5	6,5	9,9	5,9	9,5	9,4	Ряд концентрируемости элементов: K=0,2-0,5: Ag-P-Fe ²⁺ -Mo-Co; K=0,5-1: Zn-Ba-Sr-Mn-V-Bi- -Au-Si-Cu-Na-Ti, Y-Ni-Al- -K-Mg-Ga; K=1-2: Ca-Fe ³⁺ - -Zr; K=2,1: Cr-Pb			
d	2,74	2,10	2,60	2,08	2,65	2,10				
n	27/5	27/5	46/7	46/7	35/7	35/7				

Примечание. I — диориты Натальевского, III, V — гранодиориты Центрального и Акбакайского рудных полей соответственно; II, IV, VI — их элювий.

Распределение золота в гидрослюдистых профилях выветривания мезозойских и кайнозойских пород рудных полей Центральной Камчатки и Восточного Забайкалья

Район и первичная порода	Породы						
	первичные			выветрелые			
	n	\bar{x}	A	\bar{x}	A	K	K ₁
Оганчинское рудное поле	16	57,4	153,8	41,0	86,1	0,6	5,7
граниты, гранодиориты	6	22,2	59,9	13,9	33,4	0,6	4,1
андезито-базальты, базальты	62	13,7	37,7	12,7	29,2	0,8	3,6
андезито-базальтовые и базальто- вые порфириды	28	8,9	23,6	6,3	15,9	0,7	1,9
туфы и туфобрекчии андезито-ба- зальтового состава	6	37,8	98,7	32,2	67,7	0,7	4,5
Ключевское рудное поле	12	24,0	63,8	16,7	35,1	0,6	4,6
граниты, гранодиориты	5	7,0	18,0	5,1	10,9	0,6	4,6
Козловское рудное поле	4	13,8	37,0	4,9	10,3	0,3	0,7
андезито-базальтовые порфириды	5	7,4	20,4	3,0	6,3	0,3	0,8
алевролиты, песчаники	4	13,8	37,0	4,9	10,3	0,3	0,7
Дарасунское рудное поле	5	7,4	20,4	3,0	6,3	0,3	0,8
граниты	—	19,4	52,5	15,0	33,3	0,6	3,3
порфириды и их туфы	—	19,4	52,5	15,0	33,3	0,6	3,3
Среднее по рудным полям	—	19,4	52,5	15,0	33,3	0,6	3,3

золота в элювии не достигло кларковых значений, и его в профиле выветривания осталось в 2,6—7,8 раза больше по сравнению с аналогичными профилями безрудных районов Кузнецкого Алатау и Центрального Казахстана (см. табл. 3). При формировании рассматриваемых кор выветривания повышенную миграционную способность имело не только золото, но и многие другие элементы, в том числе породообразующие (табл. 5). В этих регионах, особенно в Центральном Казахстане, широко проявлены современные гипергенные процессы, наложенные на древние коры выветривания. Об этом свидетельствует весьма высокая величина рН (9,4) водной суспензии элювия Акбакайского рудного поля, необычное положение в ряду таких подвижных в кислом процессе элементов, как натрий, магний и кальций. Причем в Кузнецком Алатау рН водной суспензии элювия имеет более кислую реакцию по сравнению с таковым Восточного Забайкалья, а в Центральном Казахстане, наоборот, — более щелочную (ср. табл. 4 и 5). Эти отклонения возрастают от гумидных районов Западной Сибири к аридным Казахстана. В этом же направлении повышается миграционная способность золота.

Для золоторудных полей по сравнению с фоном контрастнее проявляется вынос золота из гидрослюдистого элювия, сформированного и на вулканитах (табл. 6). Показателен в этом отношении элювий кайнозойских андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов Козловского рудного поля Восточного Забайкалья. Как следует из табл. 5 и 7, он по сравнению с элювием палеозойских гранитоидов имеет более кислую реакцию водной суспензии, такую же, как и элювий аналогичных по составу вулканитов Оганчинского рудного поля Центральной Камчатки. Есть основания считать, что подвижность золота при выветривании вулканитов predetermined слабокислой средой формирования гидрослюдистого профиля, когда золото в ряду концентрируемости занимает место по соседству с кремнием, щелочными и щелочноземельными элементами.

Таким образом, если в гидрослюдистых корах выветривания, сформированных за счет алюмосиликатных пород с кларковым содержанием золо-

Таблица 7

Перераспределение химических элементов при формировании гидрослюдистого профиля на мезозойских и кайнозойских порфиридах Оганчинского и Козловского рудных полей

Компонент	Фактическое содержание				Привнос—вынос, %		
	I	II	III	IV	II	IV	среднее по КВ
Ag	He обн.		42,0	20,0		-60,5	-60,5
Au	13,7	12,7	24,0	16,7	-22,5	-45,1	-33,8
Pb	1,4	1,4	1,9	1,8	0,0	-5,3	-2,6
Zn	11,0	11,9	7,6	9,1	+8,2	+19,8	+14,0
Ga	3,3	2,5	1,6	1,7	-24,2	-6,2	-15,2
Mo	0,06	0,11	0,02	0,03	+83,3	+50,0	+66,9
Cu	14,1	6,2	3,1	1,1	-56,0	-64,5	-60,3
Bi	He обн.		0,03	0,01		-66,6	-66,6
Y	He опр.		0,6	0,6		0,0	0,0
Zr	» »		20,4	13,6		-33,3	-33,3
Ba	He обн.		66,4	40,9		-38,4	-38,4
Sr	5,0	1,2	105,5	30,0	-76,0	-71,6	-73,8
Co	2,5	3,0	1,9	1,0	+20,0	-47,7	-9,8
Bi	9,0	6,1	2,2	0,7	-32,2	-68,8	-50,5
V	30,0	19,8	9,6	9,9	-34,0	+3,1	-15,45
Cr	8,8	5,7	4,7	1,7	-35,2	-63,8	-49,5
Mn	0,08	0,12	0,13	0,16	+25,4	-2,8	+11,3
Fe ³⁺	2,52	4,26	1,61	5,24	+41,4	+157,0	+99,2
Fe ²⁺	2,88	0,86	8,45	1,40	-75,0	-86,9	-80,9
Ti	0,66	0,72	1,50	1,32	-8,8	-30,5	-19,5
Al	8,57	8,36	7,51	7,41	-18,4	-22,1	-20,2
Si	24,84	24,14	23,30	21,48	-18,5	-27,2	-22,8
Ca	4,65	2,57	4,65	2,72	-53,8	-53,8	-53,8
Mg	3,74	2,35	1,63	1,45	-47,4	-29,8	-38,6
K	1,16	1,49	1,33	1,99	+7,4	+18,1	+12,8
Na	1,78	0,96	2,37	1,34	-54,9	-55,4	-55,2
P	0,06	0,03	0,36	0,22	-58,2	-51,8	-55,0
S	0,17	0,03	0,15	0,04	-85,0	-78,9	-82,0
pH	8,0	6,6	8,5	6,7	Ряд концентрируемости элементов: K=0,2-0,5: S-Fe ²⁺ -Sr-Cu- -Ag-Na-P-Ca-Ni; K=0,5-1: Cr-Mg-Au-Si-Al-Ti-V- -Ga-Co-Pb; K=1-2: Mn-K- -Zn-Zr-Ba-Mo-Fe ³⁺		
d	2,75	2,30	2,66	2,10			
n	62/20	62/20	12/3	24/5			

Примечание. I, III — андезито-базальтовые и базальтовые порфириды Оганчинского и Козловского рудных полей соответственно; II, IV — их элювий.

Перераспределение химических элементов при формировании гидрослюдистого профиля выветривания на сиенитах, граносиенитах и известняках Дарасунского, Козловского и Натальевского рудных полей

Компо- нент	Фактическое содержание						Привнос—вынос, %			
	I	II	III	IV	V		II	IV	VI	среднее по КВ
Au	31,6	29,5	9,4	2,0	6,9	2,7	-24,3	-70,4	-67,5	-69,0
Pb	4,5	2,8	0,5	2,0	0,5	4,3	-37,8	+300,0	+760,0	+530,0
Zn	3,4	2,7	0,5	3,0	0,2	13,8	-20,6	+500,0	+6800,0	+3650,0
Ga	2,8	3,1	0,1	2,0	0,9	3,3	+10,7	+1900,0	+266,7	+1083,4
Mo	0,06	0,04	He	обн.	0,10	0,04	+33,3		-60,0	-60,0
Cu	2,8	1,5	0,3	1,0	3,0	1,8	-46,4	+233,3	-40,0	+96,6
Y	0,3	0,6	0,3	0,5	0,2	0,7	+100,0	+66,7	+250,0	+1568,4
Zr	10,1	18,4	2,0	20,0	3,6	36,3	+82,2	+900,0	+908,3	+904,2
Ba	54,5	70,0	10,0	20,0	5,0	32,7	+28,4	+100,0	+554,0	+327,0
Sr	43,1	35,8	20,0	20,0	40,0	7,4	-16,9	0,0	-81,6	-40,8
Co	0,6	0,7	0,1	1,0	0,6	1,4	+16,7	+900,0	+133,3	+510,6
Ni	0,7	0,7	0,1	1,0	1,1	3,6	0,0	+900,0	+227,3	+563,6
V	4,1	5,0	1,2	5,0	2,1	13,4	+22,0	+316,7	+538,1	+427,4
Cr	0,6	1,6	0,5	5,0	3,0	9,0	+166,7	+900,1	+200,0	+550,0
Mn	0,09	0,13	0,08	0,11	0,13	0,16	+17,1	+9,8	+2,2	+6,0
Fe ³⁺	4,05	4,12	0,49	3,64	1,82	3,53	-17,5	+493,2	+61,1	+277,2
Fe ²⁺	2,56	2,64	1,01	0,93	1,24	1,55	-16,4	-26,5	+3,8	-11,4
Ti	0,32	0,40	0,09	0,54	0,22	0,50	+1,4	+379,1	+88,8	+234,0
Al	8,62	8,68	1,90	7,72	3,02	8,94	-18,4	+224,4	+145,9	+185,2
Si	29,84	30,12	20,87	28,83	8,45	26,15	-18,2	+10,3	+157,1	+83,7
Ca	2,00	2,00	18,23	1,93	29,53	1,22	-18,9	-91,5	-96,6	-94,1
Mg	1,63	1,08	1,08	3,38	1,81	1,06	-46,3	+149,9	-51,4	+49,2
K	2,41	2,08	0,83	2,16	0,23	1,53	-30,0	+107,8	+452,6	+280,2
Na	3,04	2,67	0,45	1,11	0,26	0,94	-28,8	-80,5	+200,3	+59,9
P	He	опр.	0,01	0,02	0,03	0,04		+59,7	+10,8	+35,2
S	0,05	0,07	0,04	0,04	0,31	0,01	+13,5	-20,2	-97,3	-58,8
pH	7,57	7,33	8,7	7,4	8,8	7,4	Ряд концентрируемости элементов: K=0,1—1: Ca—Au—Mo—S; K=0,5— 1: Sr—Fe ²⁺ ; K=1—2: Mn—P—Mg— Na—Si—Cu; K=2—3: Y—Al; K=3— —5: Ti—Fe ³⁺ —K—Ba—V; K=5—10: Co—Pb—Cr—Ni; K=10—30: Zr—Ga— Zn			
d	2,59	2,10	2,63	2,10	2,54	2,11				
n	33/5	33/5	1/1	2/1	16/5	16/5				

Примечание. I — сиениты и граносиениты Дарасунского, III, V — известняки Козловского и Натальевского рудных полей соответственно; II, IV, VI — их элювий.

та, эпигенетические процессы кислого и щелочного характера не оказывали столь существенного влияния на его миграцию, то при гипергенном преобразовании пород эндогенных ореолов золоторудных полей они проявились более отчетливо. Здесь континентальное засоление сопровождалось интенсивным перераспределением золота и его концентрацией в гипсовых, карбонатных и других эпигенетических горизонтах гидрослюдистой коры выветривания. Повышение кислотности среды способствовало выносу золота за пределы гидрослюдистого профиля.

Профили выветривания карбонатных и щелочных интрузивных пород. Элювий карбонатных палеозойских пород наиболее обеднен золотом.

В нем коэффициент концентрации (выноса) благородного металла всего 0,3, а содержание 2—2,7 мг/т. Такое содержание ниже кларка в коре выветривания карбонатных пород безрудных районов. Интенсивный вынос золота из продуктов гипергенного преобразования 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 в элювии больше единицы. По сравнению с выветрелимыми алюмосиликатными породами остаточные продукты карбонатных отложений значительно обогащены цветными металлами, сидерофильными элементами, фосфором и барием (табл. 8).

Величины коэффициента и кларка концентрации показывают, что в коре выветривания щелочных интрузивных пород золото ведет себя отчасти как в элювии карбонатных и алюмосиликатных кислых, а отчасти как основных магматических образованиях. С одной стороны, оно мигрировало при выветривании щелочных разновидностей, что свойственно и для системы элювий — карбонатная порода; с другой — вынос его не был столь интенсивным, и в остаточных гипергенных образованиях его сохранилось больше кларковых величин, что присуще элювию кислых и основных магматических пород.

Таким образом, есть основание считать, что при формировании гидрослюдистых профилей выветривания на породах с повышенными содержаниями золота его миграционная способность была непостоянной. В подавляющем большинстве случаев сохранившийся до наших дней элювий с кислой или щелочной реакцией беднее золотом, чем исходные породы. В районах околонейтральных условий гидрослюдистый элювий обогащен золотом. Присутствие в пределах одного рудного поля разных по составу пород, обуславливающих неоднородность физико-химических условий выветривания, различных форм нахождения золота и его минералов-концентраторов, неодинаково устойчивых к влиянию гипергенных агентов, создает мозаичную картину распределения золота в элювии эндогенного ореола рудного поля. Здесь наблюдается совокупность сочетаний положительных и отрицательных аномалий совместно с содержаниями на уровне региональных кларков. Такое распределение золота в элювии унаследовано от эндогенных ореолов и осложнено за счет перераспределения элемента гипергенными процессами (см. рис. 2).

Дифференциация геохимически родственных элементов, особенно породообразующих, в профиле выветривания незначительна (табл. 9). В процессе корообразования золото меняет свое место в ряду подвижности элементов. При накоплении в элювии или незначительном выносе оно ассоциирует с окисным железом. При миграции спутниками ему служат кремний, калий, магний, марганец, кальций и натрий. Подобные элементные ассоциации свойственны и элювию безрудных районов. Но 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 близонейтральной [Белеванцев и др., 1981], так как в исходных породах золоторудных полей золото концентрируется главным образом в сульфидах, обладающих по сравнению с породообразующими и акцессорными минералами пониженной устойчивостью к выветриванию. Окисление сульфидов в начальные стадии выветривания, когда гидрослюдистый профиль еще беден минералами, обладающими высокой сорбционной емкостью, способствует миграции золота за пределы профиля, как это имело место в процессе формирования региональной коры выветривания за счет биотитсодержащих и углеродистых пород [Росляков, Сухоруков, 1977].

Отношения геохимически родственных элементов в гидрослюдистом элювии, нормированные к их отношениям в исходных породах рудных полей

Отношения отношений элементов	Элювий											
	сиденитов	гранитов	гранодиоритов						порфириров		известняков	
			I	II	I	II	III	IV	V	VI	II	VI
pH : pH	0,98	0,94	0,92	0,93	0,59	0,76	0,99	0,89	0,79	0,82	0,85	0,44
Ag : Au	1,79	0,15	0,42	He расч.	0,23	0,49	0,20	He расч.	0,68	0,9	2,5	3,0
Cu : Au	0,57	0,21	0,52	1,70	0,76	0,96	0,79	2,00	0,51	0,47	9,00	1,53
Pb : Zn	0,78	0,57	0,57	8,60	2,69	7,02	1,76	0,93	0,79	0,92	0,67	0,12
Zn : Cu	1,48	4,56	2,19	0,37	1,30	0,34	1,62	0,75	3,37	2,46	1,80	115,0
Zn : Ga	0,72	2,59	1,66	0,65	0,76	0,31	1,52	1,15	1,13	1,43	0,30	18,8
Mo : Cu	1,24	3,80	2,35	2,75	0,71	0,50	0,33	1,30	4,23	4,17	0,30	0,67
Ba : Sr	1,55	1,39	1,52	1,41	0,18	2,15	1,47	1,30	2,17	4,0	2,00	35,4
Co : Ni	1,17	0,82	0,90	1,20	1,00	0,56	0,79	1,99	1,65	1,77	1,00	0,71
V : Cr	0,46	0,84	0,70	0,98	0,50	0,16	0,57	1,03	2,85	1,02	0,42	2,13
Mn : Cr	0,54	0,68	0,73	0,52	0,77	0,30	0,23	0,61	3,40	2,32	0,14	0,41
V : Fe	1,19	1,14	1,13	1,93	0,54	0,57	0,48	1,85	1,56	0,70	1,37	2,64
Si : Fe	0,99	0,87	0,93	2,46	0,78	0,96	0,92	1,38	1,40	1,02	0,45	1,86
Ti : Al	1,24	1,16	1,84	0,88	0,84	0,77	1,09	0,53	0,89	1,11	1,48	0,78
Si : Al	1,00	1,09	1,03	0,89	1,11	1,42	0,98	1,06	1,07	1,00	2,94	0,96
Ca : Mg	1,51	1,04	1,49	0,70	0,94	1,24	1,40	1,41	0,66	0,88	0,03	0,07
K : Na	0,98	1,27	1,01	1,04	0,63	1,84	0,96	0,82	2,65	2,38	0,56	1,84
Fe ³⁺ : Fe ²⁺	0,99	5,86	2,71	3,47	13,3	2,15	4,96	0,86	19,64	5,66	8,07	1,55
Баланс Au, %	-24,3	+104,2	+129,2	-31,4	-26,2	-20,3	-49,7	-44,0	-45,1	-22,5	-70,4	-67,5

Примечание. Рудные поля: I — Дарасунское, II — Козловское, III — Центральное, IV — Натальевское, V — Акбакайское, VI — Оганчинское.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАОЛИНОВОГО ТИПА

Коры выветривания с каолиновым профилем, развитым до стадии глинистого структурного элювия, сохранились в пределах Васильковско-го (Северный Казахстан) (рис. 3), Урского и Каменушинского (Салаир) рудных полей, а также окрестностей Тупканихинского золотосодержащего полиметаллического месторождения (Западный Алтай). В каолиновых профилях выветривания золоторудных полей по сравнению с гидрослюдистыми типами диапазон вариации частных содержаний золота на порядок выше при среднем арифметическом 10—15 мг/т, что в 2—3,5 раза превышает его средние содержания в региональных корях выветривания каолинового типа.

На примере Васильковского рудного поля видно, что исходные породы любого состава богаче золотом, чем продукты их выветривания. Средний коэффициент концентрации золота в коре выветривания около 0,5 при разбросе по отдельным типам пород от 0,24 до 0,94 (табл. 10). Отсюда следует, что при формировании каолинового профиля выветривания на породах ореолов рудных полей золото было склонно к миграции. В порядке возрастающей устойчивости его к выносу при корообразовании главные типы пород Васильковского рудного поля можно представить следующим рядом: метаморфические — магматические среднего состава — осадочные — магматические кислого — магматические основного — магматические ультраосновного состава. В крайних членах этого ряда наиболее выражена и дифференция геохимически родственных элементов первичных руд (табл. 11). По интенсивности выноса из каолиновой коры выветривания золото среди этих элементов занимает следующее положение в ряду, построенном в порядке увеличения их коэффициентов концентрации:

кора выветривания метаморфических пород
серебро — золото — мышьяк — медь — свинец — молибден
кора выветривания ультраосновных пород
мышьяк — молибден — свинец — цинк — медь — серебро — золото.

Теперь видно, что в случае, когда золото при формировании каолинового профиля активно выносится, оно по подвижности уступает только серебру. И наоборот, при относительном накоплении в корях выветривания оно среди главных компонентов первичных руд в гипергенном процессе наиболее инертно. Анализируя положение пород с позиции устойчивости к выносу из них золота, можно подметить уменьшение подвижности металла в процессе корообразования с увеличением основности выветривающихся магматических пород, где среди минералов-концентраторов золота главную роль играет устойчивый к выветриванию магнетит. В то же время на подвижность золота существенное влияние оказывает характер гипергенного преобразования пород. Глинистый структурный элювий светлых тонов содержит золота меньше до сравнению с красноцветным, особенно, когда он обогащен местным окисным железом. Например, структурные белые каолиновые глины сланцев печеркинской свиты Урского рудного поля имеют кларк концентрации золота 4,2, каолиновые глины с гематитом (красные) — 5,8, а каолиновые глины с ярзитом (желтые) — 15,5.

При дальнейшем химическом преобразовании пород до гидраргиллитовой стадии происходит еще более интенсивное перераспределение золота. Коэффициент концентрации его в красных бокситоносных каолиновых с гематитом глинах 0,4, а в их гидраргиллитовых бобовинах всего 0,2. Но даже в этом случае кларк концентрации золота в глинах рудных полей больше единицы (5,6 в глинах и 2,6 в их бобовинах).

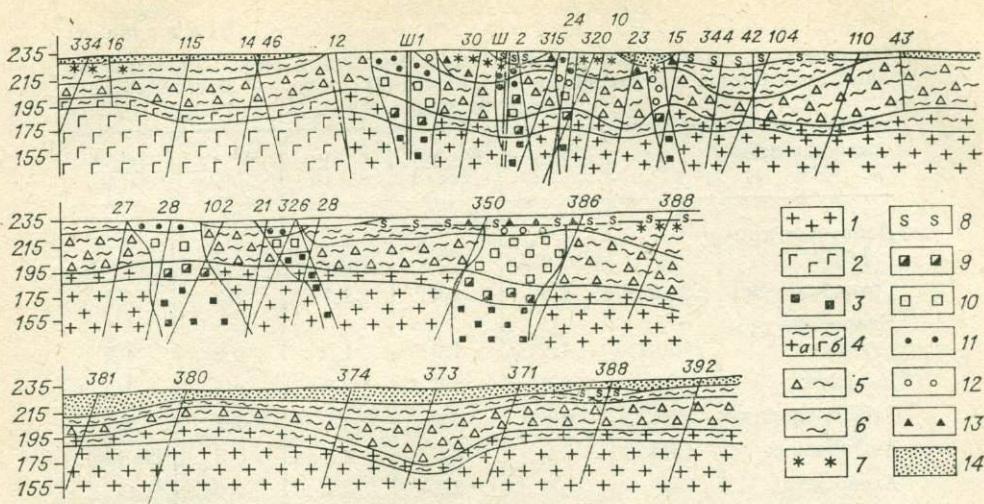


Рис. 3. Геологические разрезы коры выветривания Васильковского рудного поля и ее зоны окисления.

1 — гранодиориты; 2 — габбро-диориты; 3 — зоны вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализации; 4 — гранодиориты (а) и габбро-диориты (б) начальной стадии выветривания; 5, 6 — каменный (5) и глинистый (6) структурный элювий; 7 — лимонитовые охры наложенной коры выветривания; 8 — красцветные глины переотложенной коры выветривания; 9 — сложные по морфологии породы и руды зоны окисления; 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 с обломками рудного материала; 14 — покровные глины и суглинки.

Высокая миграционная способность золота при формировании полного профиля выветривания в породах рудных полей обусловила сложную картину перераспределения его как по площади, так и по разрезу. По площади рудного поля в коре выветривания довольно часто встречаются пробы с околочларковыми и ниже содержаниями золота. На долю его повышенных концентраций в корках выветривания каолинового типа приходится около 60%, латеритного — 40% от общего количества проб.

Довольно своеобразно распределение золота и по вертикали каолинового и латеритного профилей выветривания. Здесь, как и в аналогичных

Таблица 10

Распределение золота в первичных и выветрелых породах Васильковского рудного поля

Первичная порода	Порода							
	первичная			выветрелая				
	n	\bar{x}	A	n	\bar{x}	A	K ₁	K
Гранодиориты	137	6,2	15,1	269	4,2	8,30	0,90	0,55
Кварцевые диориты	64	41,3	111,5	116	15,3	30,6	2,55	0,27
Диориты	25	15,6	41,3	38	6,4	12,90	1,08	0,31
Габбро-диориты	37	23,7	78,9	42	31,6	63,10	3,51	0,80
Амфиболиты	15	3,1	8,8	6	4,1	8,3	0,59	0,94
Среднее	278	18,0	47,9	471	9,5	19,0	1,55	0,49
Углистые и глинистые сланцы	13	2,5	6,2	40	0,8	1,5	0,62	0,24
Алевриты	25	19,2	49,4	8	11,2	22,3	2,32	0,45
Среднее	38	13,5	34,6	48	2,5	5,0	1,08	0,28
В целом по рудному полю	316	17,4	46,2	519	8,9	17,8	1,50	0,48

Отношения геохимически родственных элементов в коре выветривания каолинового типа к их отношениям в исходных породах Васильковского рудного поля

Исходная порода	n	Cu:Au	Pb:Au	Zn:Au	Mo:Au	As:Au
		Cu:Au	Pb:Au	Zn:Au	Mo:Au	As:Au
Дацитовые порфиры	9/4	Не опр.	0,8	0,7	0,1	Не опр.
Гранодиориты	137/269	1,6	1,6	1,1	1,3	2,4
Кварцевые диориты	116/64	1,5	1,9	1,9	0,8	1,5
Диориты	25/38	4,6	1,7	0,8	0,6	1,2
Габбро-диориты	37/42	0,6	0,9	1,1	1,1	1,5
Амфиболиты	15/6	0,5	0,6	0,9	0,3	Не опр.
Алевролиты	25/8	1,8	2,1	0,1	1,0	»
Сланцы	13/40	2,2	6,3	0,7	3,5	1,1

Примечание. В числителе — количество анализов исходных пород; в знаменателе — их выветрелых разностей.

профилях безрудных районов, развиваются горизонты вторичного золотого обогащения (рис. 4). Но их особенность состоит в более высокой и неравномерной концентрации металла, лучшей выдержанности по мощности и простираию. Обогащенных золотом горизонтов может быть несколько, однако наиболее четко выделяются один или два из них, приуроченные к верхней и нижней частям профиля выветривания. Верхний горизонт тяготеет к участкам изменения рН водной суспензии элювия и приурочен к современному уровню грунтовых вод (рис. 5). Он сформирован за счет эпигенетических процессов, наложенных на древние коры выветривания. Нижний горизонт связан с основным этапом формирования профиля выветривания и возник за счет инфильтрации растворенного при выветривании пород золота и его концентрации вблизи древнего уровня грунтовых вод. В этом горизонте локализуются концентрации вторичного золота, достигающие первых граммов на тонну. Напомним, что в корах выветривания безрудных районов они не превышают 50 мг/т [Росляков, Сухоруков и др., 1977]. Вместе с золотом накапливаются медь,

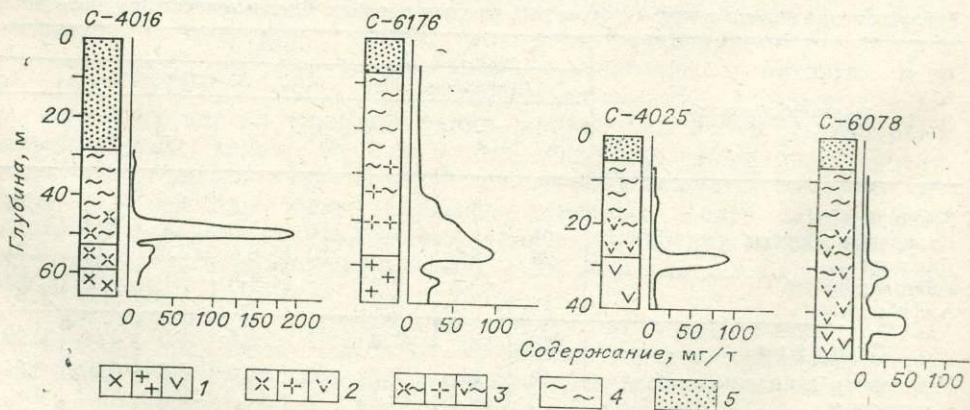


Рис. 4. Распределение золота в профиле каолиновой коры выветривания Васильковского рудного поля.

Зоны профиля: 1 — исходных пород; 2 — начальной стадии выветривания; 3 — каменного структурного элювия; 4 — глинистого структурного элювия; 5 — аллохтонных глин и суглинков.

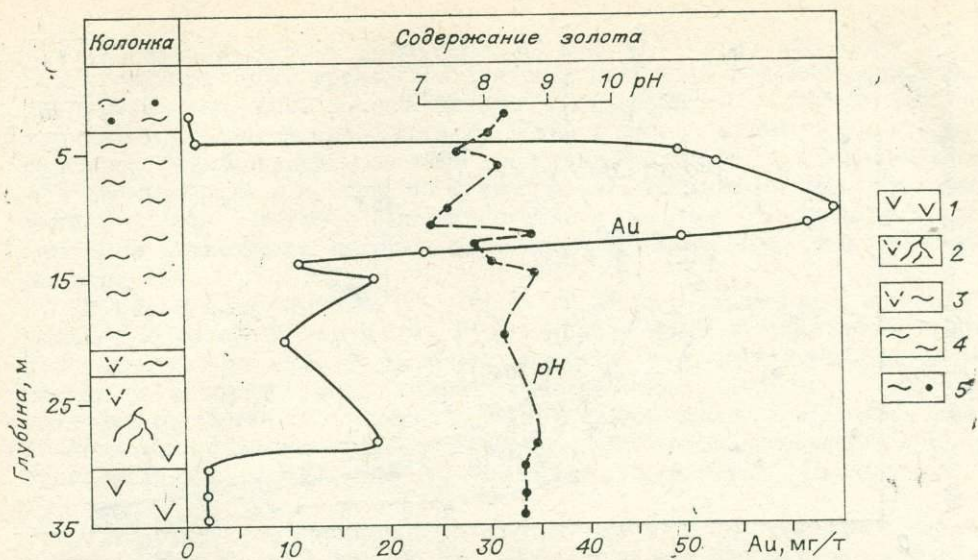


Рис. 5. Распределение золота и pH водной суспензии в профиле выветривания габбро-диоритов Васильковского рудного поля.

Зоны профиля: 1 — исходных пород; 2 — начальной стадии выветривания; 3 — каменного структурного элювия; 4 — глинистого структурного элювия; 5 — переотложенных глин.

свинец и мышьяк. Золото рассеяно в гипергенных и реликтовых минералах, а также образует самородные выделения, извлекаемые из глин гравитационными методами обогащения. По нашей просьбе А. П. Бемберекоев с помощью трубчатого гидроклассификатора и центрифуги Т-23 исследовал возможность извлечения золота из рядовых глинистых руд. По его данным, максимальное количество свободного «шлихового» золота приурочено к тяжелой фракции гранулометрических классов (менее 0,5 мм), особенно к фракции от $-0,2$ до $+0,1$ мм. В тяжелых фракциях крупнее 0,5 мм «шлиховое» золото вскрывается при дроблении до крупности менее 0,2 мм и выделяется при мокром расसेве. В целом из фракции глинистых руд крупнее 0,05 мм извлекается около 40% «шлихового» золота.

Существует зависимость между мощностью коры выветривания, мощностью покровных отложений и продуктивностью горизонтов вторичного золотого обогащения. На рис. 6 изолиниями равных продуктивностей выделены четыре области, отражающие эту зависимость. Слева от нулевой изолинии находится область с неблагоприятными условиями для образования гипергенных горизонтов. Здесь ни одна из 18 скважин не подсекает сколько-нибудь значительно обогащенных горизонтов. Справа от этой изолинии во всех 26 скважинах наблюдаются такие горизонты, причем продуктивность их в общем возрастает с увеличением мощности и рыхлого покрова и коры выветривания. Наиболее благоприятные горизонты гипергенной концентрации золота находятся в участках, где мощности аллохтона и продуктов выветривания превышают 10—15 м.

Итак, аллохтонные отложения способствуют сохранности в каолиновом профиле коры выветривания обогащенных золотом горизонтов. Кроме того, они, по-видимому, служат дополнительным источником питания золотом верхних обогащенных горизонтов.

Расположенная между нижним и верхним горизонтом вторичного золотого обогащения значительная часть профиля выветривания, особенно зона глинистого структурного элювия, содержит золото в очень малых количествах — на уровне кларковых величин и ниже. Столь же интенсивно, до кларкового уровня, выщелочены медь, свинец, цинк и другие

Охарактеризованное распределение золота в корях выветривания с каолиновым и более зрелым латеритным профилем нередко осложнено реликтами гипогенной минерализации, с которыми связаны повышенные концентрации благородного металла. Даже в зоне глинистого структурного элювия есть кварцевые жилы и прожилки, реликты бурых железняков или псевдоморфоз лимонита по сульфидам. Поэтому в профиле выветривания наряду с горизонтами гипергенного золотого обогащения встречаются и остаточные, которые удается распознать при геологическом картировании.

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

Таким образом, каолиновые и латеритные коры выветривания золоторудных полей по поведению золота отличаются от своих аналогов в безрудных районах. Для них характерны повышенные значения статистических параметров распределения золота; горизонты вторичного и реликтового золотого обогащения, представляющие экономический интерес; корреляционные связи золота с халькофильными элементами. Благоприятны для обнаружения контрастных и выдержанных горизонтов вторичного золотого обогащения золоторудные поля с мощной корой выветривания на кислых, основных и силикатных осадочных породах, перекрытых мощными аллохтонными отложениями (более 10—15 м). Если отсутствует один из этих факторов, то возможность обнаружить промышленно важные горизонты вторичного золотого обогащения снижается. Наиболее значимый горизонт локализуется в основании профиля выветривания. Реликтовые горизонты могут встречаться в любой части профиля. За счет выноса подвижных элементов концентрация золота в них порой достигает промышленных значений. При благоприятных геологических и экономических условиях реликтовые и вторичные горизонты золотого обогащения могут представлять объект добычи металла. Чтобы не пропускать такие горизонты, нужно совершенствовать методику буровых работ в закрытых районах с планированием достаточного объема опробования кор выветривания.

Коры выветривания золоторудных полей можно рассматривать как источник не только элювиального хемогенного золота, но и его россыпных генетических типов — делювиального, ложкового, аллювиального и других, что более подробно рассмотрено в статье Г. В. Нестеренко и соавторов в настоящем сборнике. Особую роль вторичное золото в процессах россыпеобразования играет в рудных полях, где эрозия достигла нижних обогащенных золотом горизонтов кор выветривания.

Итак, выветривание пород с повышенным содержанием золота сопровождается его перераспределением. С увеличением зрелости профиля выветривания повышается доля золота, мигрировавшего за пределы профиля и в его нижние части. Поскольку коры выветривания служат главным источником вещества для области осадконакопления, выявленные закономерности могут быть использованы при реконструкции механизма и уточнения времени его поступления в эту область. Если накопление осадков осуществлялось за счет латеритных кор выветривания, притом даже на породах с околокларковым содержанием золота [Росляков и др., 1971], то золото в область аккумуляции мигрировало главным образом двумя путями. В стадию, когда химическое выветривание преобладало над физическим, осадки могли обогащаться хемогенным золотом. При размы-

ве латеритных кор выветривания в область осадконакопления поступал кластический материал с околокларковым содержанием золота. Лишь при эрозии самых нижних частей кор выветривания создавались условия для формирования россыпей за счет размыва горизонтов вторичного золотого обогащения. Следовательно, в случае, когда осадки сформированы за счет латеритной коры выветривания, более высокие содержания золота приурочены к верхам образований осадочного цикла и к их основанию. В верхней части разреза золото кластогенное, в нижней — хемогенное.

Когда накопление осадков происходит за счет гидрослюдистых и каолиновых кор выветривания, в нижних горизонтах осадочной толщи, наоборот, могут быть наиболее низкие содержания золота. В этом случае в область осадконакопления золото поступало преимущественно вместе с кластическим материалом в стадию физического разрушения кор выветривания данных типов. Так как в каолиновых корах наиболее контрастные горизонты вторичного золотого обогащения приурочены к основанию профиля, при их размыве кластогенным «шлиховым» золотом будут обогащаться верхние части осадочной толщи, генетически связанной с эпохой каолинового или гидрослюдистого корообразования.

Известно, что многие исследователи рассматривают породы с повышенным кларком золота как благоприятную среду для формирования эндогенных золоторудных месторождений [Щербаков, 1974; и др.]. Следовательно, существует возможность по генетическому типу источника питания осадочной толщи выделять в ее разрезе перспективные на золотую минерализацию горизонты. Это важный поисковый признак. При латеритном источнике — это наиболее тонкие слои низов рыхлой толщи осадочного цикла и наиболее крупные образования ее верхов; при каолиновом — только последние. В свете изложенного становится понятной приуроченность самородных выделений золота к алевроитовым, песчаным и другим крупнозернистым осадочным породам.

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Как следует из табл. 13, частные содержания золота в глинах рудных полей варьируют в пределах 0,2—33 мг/т, в суглинках — 0,2—73, лёссах — 1,0—50 мг/т. Разброс этих содержаний хотя и в пределах того же порядка, что и в аналогичных образованиях безрудных районов, но все же смещен в сторону больших величин. На 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. 7). Остальные пробы укладываются в предел допустимых кларковых значений, соответствующий для глин и суглинков данного региона (0,6—4,0 мг/т). Аналогичное соотношение аномальных и кларковых проб наблюдается в покровных отложениях Каменушинского, Акбакайского и других рудных полей.

Аномальные пробы обуславливают 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 (6,7 мг/т), еще ниже в глинах (4,2 мг/т). Однако кларки концентрации золота в них убывают в несколько ином порядке: 2,8 в суглинках, 2,0 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 климатическими условиями золоторудного поля.

В лессах и лессовидных суглинках мощностью более 10 м, а в глинах независимо от мощности (при наблюдаемой до 30 м), развиваются обычно

Распределение золота в аллохтонных рыхлых отложениях рудных полей

Порода	Рудное поле	Кол-во анализов	Содержание золота, мг/т			Кларк концентрации (К _r)
			min	max	среднее	
Глины	Урское	113	0,6	33,0	4,3	2,2
	Змеиногорское	17	0,2	6,2	2,8	1,0
	Сугатовское	15	2,3	9,0	4,6	1,6
	Алмалыкское	1			6,4	2,8
	Среднее . . .	146	0,2	33,0	4,2	1,8
Суглинки	Урское	52	1,0	73,0	6,4	2,7
	Змеиногорское	10	0,3	21,5	7,0	2,9
	Сугатовское	11	1,0	19,0	7,2	3,0
	Вавилонское	20	0,2	72,0	7,8	3,2
	Алмалыкское	11	2,5	16,0	5,8	2,4
	Среднее . . .	104	0,2	73,0	6,7	3,1
Лессы	Акбакайское	15	1,0	50,0	9,7	2,1
	Алмалыкское	14	3,2	26,0	9,3	1,9
	Среднее . . .	29	1,0	50,0	9,5	2,3
В целом по рыхлым отложениям . . .		279	0,2	73,0	5,7	2,1

два обогащенных золотом горизонта. Один из них тяготеет к основанию разреза, другой — к приповерхностной части (рис. 8, 9). Нижний горизонт более контрастный по содержанию и выдержанный по площади, хотя имеет сложную морфологию. Верхний горизонт менее контрастен, но тоже развит почти повсеместно и прослеживается 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 и 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. Выше этого гори-

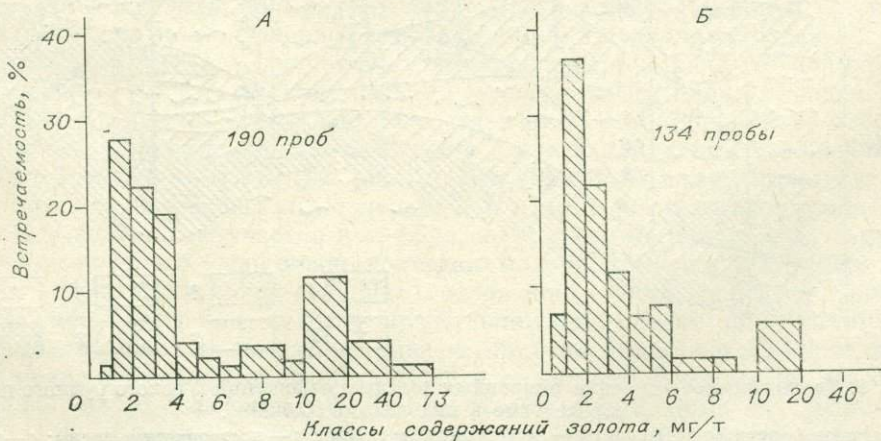


Рис. 7. Гистограммы распределения золота в глинах (А) Урского рудного поля и развитых на них подзолистых почвах (Б).

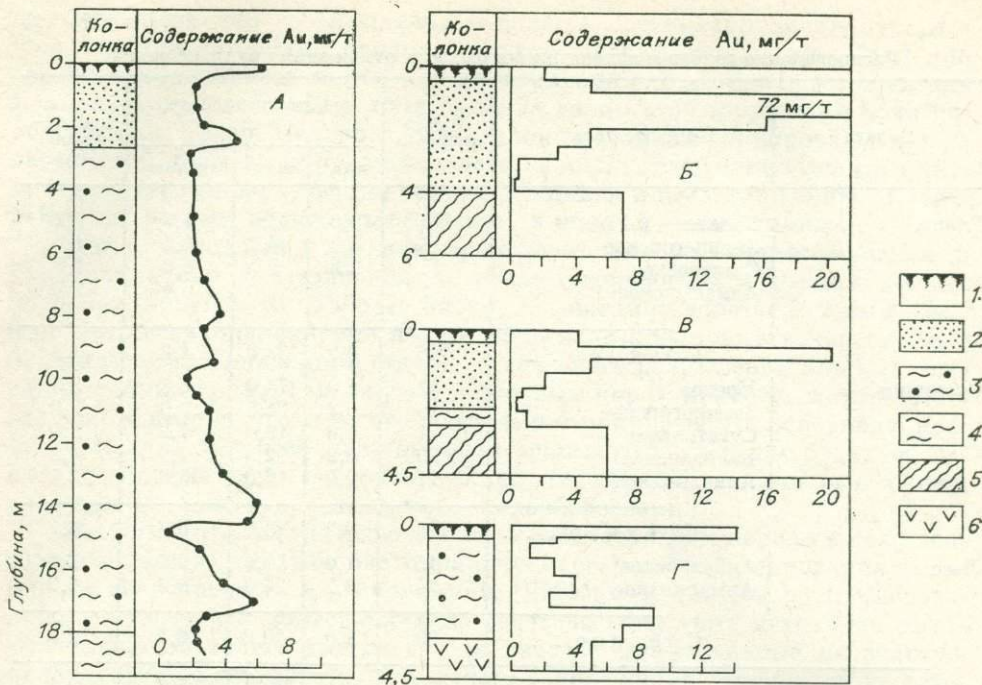


Рис. 8. Распределение золота в разрезе рыхлых отложений, перекрывающих окисленные выходы золотосодержащих сульфидных месторождений Западного Алтая. Месторождения: А — Тушканихинское; Б, В — Вавилонское; Г — Сугатовское. 1 — почвенно-растительный слой; 2 — лесовидные суглинки; 3 — пестроцветные глины; 4 — глинистый структурный элювий; 5 — выветрелые сланцы; 6 — выветрелые дацитовые порфиры.

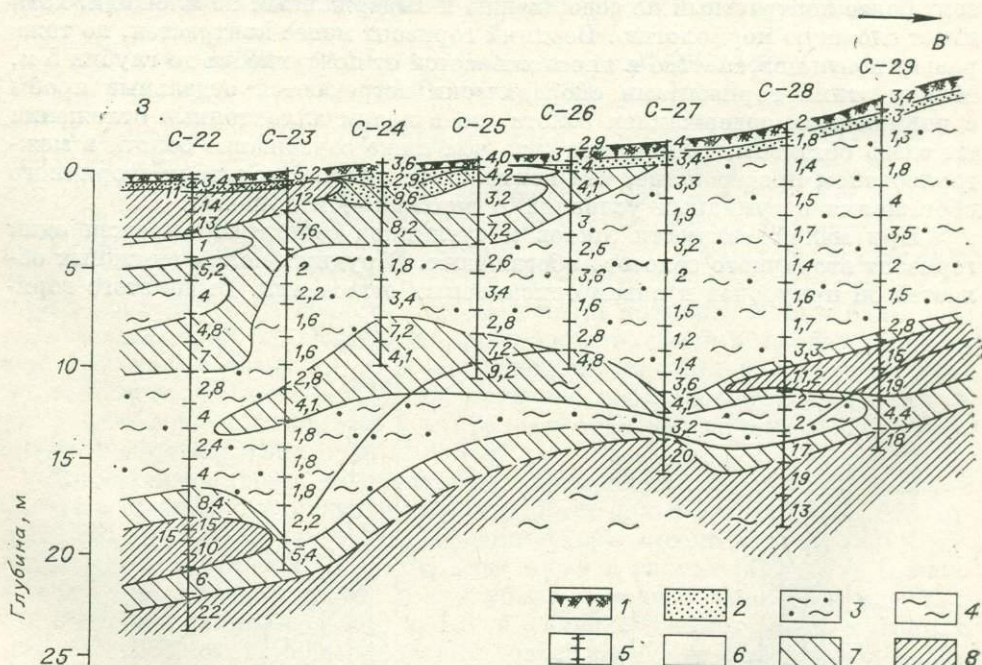


Рис. 9. Геологическое строение покровных рыхлых отложений Урского рудного поля и распределение в них золота (Салаир).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — лесовидные суглинки; 3 — пестроцветные глины; 4 — глинистый структурный элювий; 5 — сважины, интервалы опробования и содержание в них золота; 6—8 — орсолы с содержанием золота до 4,4—10 и более 10 мг/т соответственно. Стрелка указывает направление на Белоключевское месторождение.

зонта 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. 8, Б—Г). В этих условиях золотом обеднены суглинки и лессы, залегающие под этим горизонтом. Например, в Вавилонском рудном поле, где расположено одноименное медно-пирротинное месторождение, лессовидные суглинки, находящиеся ниже поверхностного 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. Такие же взаимоотношения обогащенных и обедненных золотом участков в разрезе аллохтонных отложений наблюдаются в Акбакайском и Алмалыкском рудных полях, где золото концентрируется в гипсовом горизонте континентального засоления.

Изложенный материал дает возможность считать, что золото покровных рыхлых отложений испытало перераспределение. В результате возникли обогащенные и обедненные им эпигенетические, наложенные на ранее сформированные рыхлые породы, горизонты. В аридных областях их образование обусловлено засолением рыхлых пород в результате испарительной концентрации, а в гумидных шло за счет хемогенной концентрации (нижний горизонт, вблизи уровня грунтовых вод) и биогенной аккумуляции (верхний горизонт). При этом чем больше мощность аллохтонного покрова в рудном поле, тем благоприятнее условия для развития и сохранения обогащенных золотом горизонтов. Наблюдались следующие максимальные кларки концентрации золота: в глинах — 16,5; в суглинках — 30,4 и в лессах — 10,5. Это легко объяснить. Лессы, как правило, карбонатизированы. Их щелочная среда благоприятна для миграции в поровых растворах многих элементов, включая золото. В силу своего гранулометрического состава они слабо активны к процессам сорбции. Поэтому золото легко фильтруется через их толщу. Глины, наоборот, богаты сорбентами, но поровые растворы плохо циркулируют через них, что затрудняет перераспределение благородного металла. Лессовидные суглинки содержат достаточное количество сорбентов (глинистых частиц), имеют близонейтральную реакцию и обладают хорошим водообменом. Это и создает оптимальные условия для формирования в них горизонтов вторичного золотого обогащения.

Если мощные отложения развиты на склонах, то в формировании хемогенных горизонтов вторичного золотого обогащения существенное значение имеет не только вертикальная, но и латеральная миграция элементов. О горизонтальном перемещении золота в аллохтонной толще свидетельствуют данные по Урскому полю. Здесь в водораздельной части расположено медно-колчеданное месторождение, в первичных рудах которого видимое золото не установлено. Месторождение перекрыто маломощными (менее 1 м) суглинками. Вниз по склону на расстоянии порядка 700 м мощность рыхлых отложений возрастает до 25 м. Одновременно наблюдается развитие ореолов золота сначала в низах покровных отложений, затем в верхней их части (см. рис. 9). Эти горизонты далее сливаются с аллохтонной россыпью, расположенной в долине речки, что позволяет думать о возможном участии в ее образовании и хемогенного золота, источником которого были медно-колчеданные руды с тонкодисперсным золотом. Поскольку аллювиальные отложения часто вмещают россыпные месторождения золота, представляющие объект специальных исследований, мы их не рассматриваем. Заметим лишь, что в опробованном аллювии россыпи Норин-Гол (МНР) и окрестностей одного из месторождений золото-сульфидной формации Калбы повышенные содержания золота прослеживаются по всему аллювиальному разрезу и, кроме того, образуют отдельные обогащенные горизонты. По наблюдениям Г. В. Нестеренко [Щербаков и др., 1980], в золотоносных районах Сибири, включая

и описываемые нами, золото присутствует не только в тяжелой фракции шлихов аллювиальных отложений, но и в легкой. При этом с уменьшением валового содержания золота в шлихах повышается его доля в легкой фракции. Это золото, видимо, сорбировано из растворов глинистыми минералами, способными поглощать его в широком диапазоне рН среды [Росляков, Поликарпочкин и др. 1977]. Как сообщает И. Р. Заворотных (1968), хемогенное золото в толще аллювиальных отложений может мигрировать на 500—1000 м от коренного источника.

Подытожим данные. Поведение золота в аллохтонных рыхлых отложениях золоторудных полей существенно отличается от поведения его в аналогичных образованиях безрудных районов. В золоторудных полях отчетливо проявлены горизонты вторичного золотого обогащения с концентрацией в десятки раз выше региональных кларков. Такие концентрации золота не установлены не только в аллохтонных отложениях, но и в остаточных корах выветривания безрудных районов. Горизонты вторичного золотого обогащения полигенные и эпигенетические относительно аллохтонных образований. Очень высоки и другие значения статистических параметров распределения золота. В аллохтоне рудных полей ему сопутствуют медь, цинк, свинец, мышьяк и другие элементы первичных руд.

ЗОЛОТО В ПОЧВАХ

Почвы — самые распространенные и доступные для исследования образования золоторудных полей. Они представлены следующими генетическими типами: горнотундровый, мерзлотно-таежный, горнотаежный, подзолистый, черноземный, каштановый и сероземный. По составу исходных пород мы вслед за М. А. Глазковской с соавторами [Геохимия..., 1961] каждый генетический тип почв подразделяем на почвы орто-, пара- и неоэлювиальных элементарных ландшафтов. Почвы ортоэлювиального ландшафта развиваются на первичных породах; параэлювиального — на коре выветривания, неоэлювиального — на аллохтонных отложениях мощностью более 2—3 м.

По значениям статистических параметров распределения золота почвы золоторудных полей всех генетических типов и элементарных ландшафтов золоторудных полей резко отличаются от своих аналогов из безрудных районов. В них повышены не только средние содержания золота, но и особенно величины второго центрального момента, стандартного отклонения и дисперсия распределения (табл. 14). Его распределение обычно не аппроксимируется нормальной функцией.

В ортоэлювиальных ландшафтах 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 области до 2 мг/т и 8—20 мг/т. Распределение золота по типам почв в рассматриваемом ландшафте подчиняется тем же закономерностям, что и в соответствующем ландшафте безрудных районов. Здесь оно также накапливается в каштановых, отчасти в черноземных почвах и мигрирует при образовании кислых, бурых, серо-бурых и сероземных почв (табл. 15, К). Но в почвах рудных полей перераспределение золота выражено более четко, в силу чего коэффициенты его концентрации варьируют от 0,02 до 4,2. В общей системе почва — коренная порода происходит нивелирование содержаний золота. Так, по данным 334 разрезов среднее его значение в коренных породах 35,1 мг/т, в развитых на них почвах — 1,0 мг/т при разбросе средних по типам исходных пород и почв в пределах 0,8—774,8 мг/т и 2,0—57,7 мг/т соответственно. Более того, гипергенное перераспределение не

Таблица 14

Статистические параметры распределения золота в почвах рудных полей (орто- и параэлювиальные элементарные ландшафты)

Рудное поле	Тип почвы	n	\bar{x}	P	M	D	S	K _a	K _o	Э	t _a	t _o
Ключевское	Мерзлотно-таежный, параэлювиальный	40	53,6	770293,7	58,7	21373,5	146,2	5,2	0,4	27,3	13,3	35,0
	То же	32*	6,5	118,9	3,7	19,8	4,4	0,4	0,8	-1,8	0,9	-2,1
Козловское	Горно-таежный, ортоэлювиальный	24	30,5	284593,4	45,1	12373,5	111,2	4,2	0,4	16,8	8,4	16,8
	Черпоземный, параэлювиальный	43	9,5	5213,8	7,7	124,1	11,1	2,3	0,7	5,3	6,2	7,1
Дарасунское	Горно-таежный, параэлювиальный	60	13,3	8869,4	13,3	466,8	21,6	2,5	0,6	5,7	8,3	28,5
	То же	21*	6,7	448,8	6,0	83,2	9,2	1,6	0,7	3,0	3,0	2,9
Акбакайское	Серо-бурый, бурый, ортоэлювиальный	26	16,0	15333,1	14,4	613,3	24,8	3,0	0,6	9,3	6,2	9,7
Каменушинское	Подзолистый, параэлювиальный	21	2,6	41,2	1,1	2,1	1,4	0,8	0,8	-0,3	1,6	-0,3
	То же	37*	1,7	14,8	0,4	0,4	0,6	1,2	0,6	2,4	2,9	2,9

Примечание. Звездочкой отмечены почвы безрудных районов.

Таблица 15

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах ортоэлювиальных ландшафтов рудных полей

Тип почвы	Почвообразующая порода	Рудное поле	Кольцо разрез	В породе		В почве			
				\bar{x}	A	\bar{x}	A	K ₁	K
Мерзлотно-таежный	Гранито-гнейсы Граниты	Ключевское »	14	11,35	28,94	16,12	25,79	6,8	0,9
			3	19,67	50,15	57,67	92,26	8,9	1,8
Горнотаежный дерновый	Известняки Алевролиты, песчанники	Козловское »	13	7,10	18,80	9,97	15,95	2,4	0,8
			3	15,30	36,72	3,00	4,80	0,9	0,1
	Слюдистые сланцы Габбро, габбро-диориты	Дарасунское Там же	1	7,20	17,28	45,00	72,00	11,0	4,2
			7	774,82	2107,53	21,28	34,06	5,2	0,02
	Диориты, гранодиориты Граниты	» »	18	15,04	40,01	12,27	19,63	1,9	0,5
			11	12,06	31,65	9,89	15,82	1,5	0,5
	Граниты	Козловское	8	29,30	76,18	5,53	8,84	1,9	0,1
	Спелиты, граноспелиты Порфириты, андезит-базальты	Дарасунское Там же	19	12,32	31,67	5,49	8,78	1,3	0,3
			4	17,25	46,44	18,90	30,24	4,6	0,6
	Порфириты, андезит-базальты Гранит-порфиры	Козловское »	13	31,90	85,81	8,00	12,80	1,9	0,2
5			20,00	51,00	10,00	16,00	3,5	0,3	
Подзолистый	Известняки Диориты	Натальевское Там же	14	6,51	17,12	6,05	9,68	1,6	0,6
			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 Алевролиты, песчанники	Козловское »	4	18,15	47,73	4,70	7,52	2,1	0,2
			9	11,10	27,86	4,40	7,04	2,0	0,3
	Габбро, габбро-диориты Диориты и гранодиориты Граниты	Дарасунское Там же »	4	6,25	17,00	15,38	24,61	2,0	1,4
			5	21,10	56,13	13,40	21,44	1,4	0,4
			7	21,63	58,62	24,77	39,63	3,0	0,7
	Граниты	Козловское	20	20,01	51,34	9,44	15,10	0,8	0,3
	Спелиты и граноспелиты Порфириты, андезит-базальты	Дарасунское Там же	7	19,34	51,25	16,43	26,28	2,0	0,5
			1	0,6	1,65	2,10	3,36	0,4	2,0
Порфириты, андезит-базальты	Козловское	10	37,47	100,42	9,82	15,71	1,9	0,2	

Тип почвы	Почвообразующая порода	Рудное поле	Кольцо разрезом	В породе		В почве			
				\bar{x}	A	\bar{x}	A	K ₁	K
Каштановый	Сланцы	Бакырчикское	15	1,75	4,11	4,18	6,68	2,5	1,5
	Сланцы	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	Там же	36	47,40	124,82	13,76	22,02	13,4	0,2
Сероземный	Спелито-диориты	Катрангинское	12	57,00	149,34	19,00	30,40	4,7	0,2

только сгладило содержание золота, но и изменило пространственное соотношение максимумов и минимумов его концентраций в системе почва — коренная порода эндогенного ореола. Коэффициент корреляции между содержаниями золота в ней не превышает $\pm 0,2$. Например, в горно-таежных ортоэлювиальных ландшафтах Козловского и Дарасунского рудных полей коэффициент корреляции между содержаниями золота в почве и почвообразующей породе равен $-0,22$ и $-0,13$ соответственно при значимости 95%.

Несмотря на существенное перераспределение, сопровождавшееся выносом из многих генетических типов почв в количестве до 50% и более, золото в почвах золоторудных полей образует аномальные участки, так как в большинстве случаев его содержания остаются выше, чем в аналогичных по типу почвах безрудных районов (рис. 10). Только в четырех случаях из 32 (12,5%) кларк концентрации золота в ортоэлювиальных почвах золоторудных полей меньше единицы (см. табл. 15, K₁). Три из них обусловлены миграцией золота в процессе почвообразования; один — ультрамалым его содержанием в исходной породе.

Перераспределение золота в ортоэлювиальных почвах сопровождается изменением его корреляционных связей с халькофильными элементами. Наиболее частым спутником золота в почвах становятся свинец и кобальт. В отдельных золоторудных полях обратные корреляционные связи с золотом проявляют медь, цинк, серебро, молибден (табл. 16). Как отмечалось ранее, в породах эндогенных ореолов золото с этими элементами обычно не коррелирует.

Обращает на себя внимание взаимосвязь между количеством 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 концентрируемости элементов (табл. 17).

Поведение золота при формировании почв *параэлювиальных* ландшафтов в общем близко описанному выше, но здесь значительно больше его миграция за пределы почвенного профиля. Им порою обеднены даже каштановые почвы. В целом по ландшафту средние содержания, коэффициент и кларк концентрации соответственно равны 15,08, 0,38 и 2,0 мг/т (табл. 18). При этом более высоки они в почвах, развивающихся на каменном структурном элювии по сравнению с их аналогами на глинистом структурном элювии. Например, среднее содержание золота в различных типах почв, сформированных за счет каменного структурного элювия, колеб-

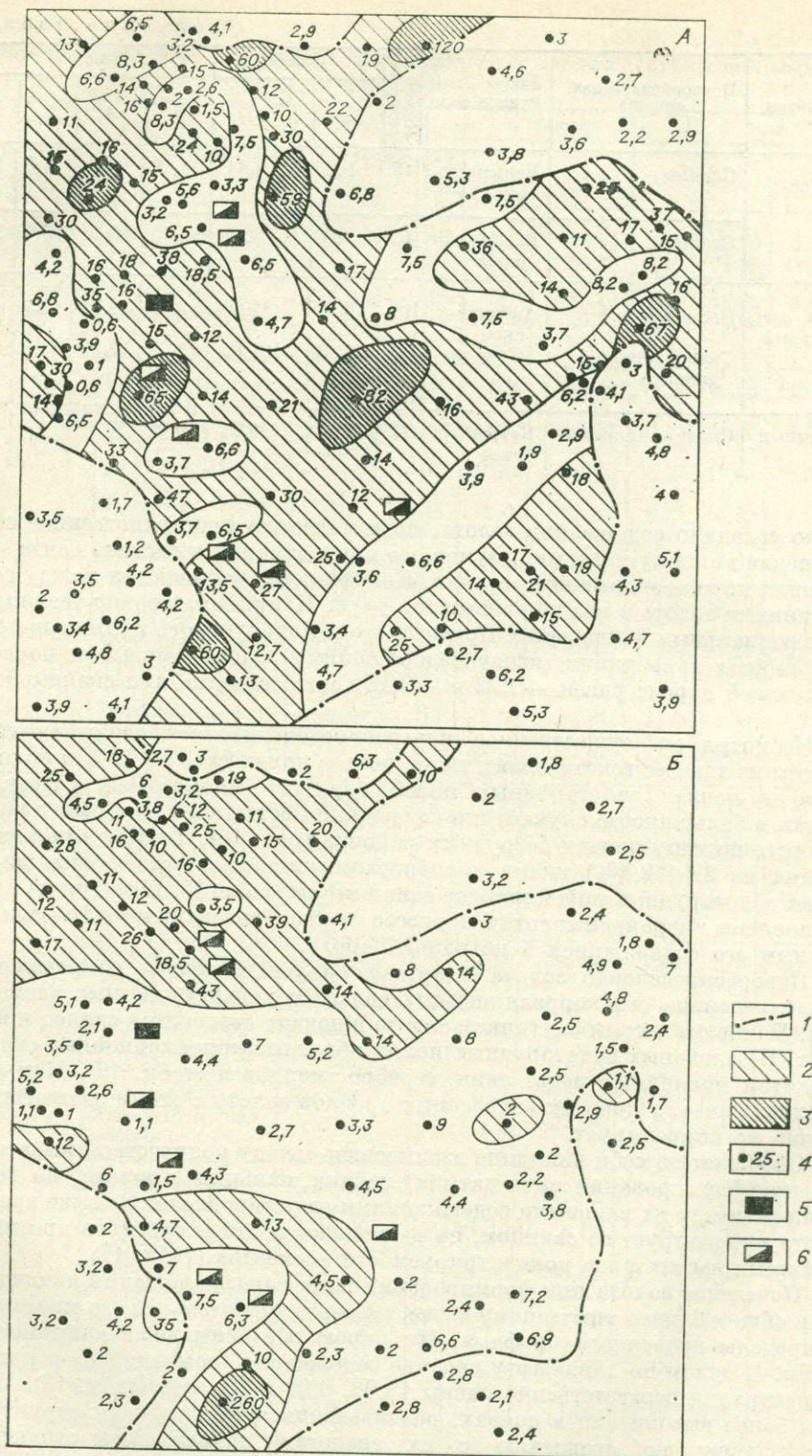


Рис. 10. Распределение золота в эндогенном ореоле (А) и почвах (Б) Козловского рудного поля.

1 — контур эндогенного ореола; 2 — участки с концентрацией золота 10–50 мг/т; 3 — более 50 мг/т; 4 — опробованные разрезы и содержание золота, мг/т; 5 — Козловское месторождение; 6 — золоторудные проявления.

Коэффициенты корреляции золота с микроэлементами почв ортоэлювиальных ландшафтов рудных полей

Рудное поле	Тип почвы	Кол-во анализов	Коррелируемые с золотом элементы									
			Ag	Pb	Cu	Zn	Mo	As	Co	Zr	Cr	
Ключевское	Мерзлотно-таежный на гнейсах на гранитоидах	14 37							0,34			-0,42
Козловское	Черноземный на гранитах Горно-таежный на гранитоидах на известняках и алевролитах	20		0,53	-0,39			-0,37			0,32	
		42		0,41		-0,23					0,28	
		16	-0,39	-0,59	-0,39	-0,49		0,38	0,71			
Дарасунское	Горно-таежный на гранодиоритах на граносенитах на гранитоидах	18	-0,32									
		19										
		64		0,39	0,43	0,41						0,51
Вавилопское	Каштановый на углистых сланцах	20		0,55						0,68		
Акбакайское	Серо-бурый на песчаниках на гранодиоритах	11 36			0,48	0,56	0,46	-0,38	0,52 0,40	-0,29	-0,44	

Примечание. Здесь и в табл. 20, 22 пустая клетка означает, что коэффициент корреляции меньше значимого.

Перераспределение элементов при формировании почв ортоэлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Компо- нент	Фактическое содержание						Привнос-вынос, %			
	I	II	III	IV	V	VI	II	IV	VI	среднее по КВ
Ag	40,0	340,0	40,0	20,0	He	обн.	+441,8	-70,3	0,0	+161,7
Au	11,1	4,4	31,9	8,0	6,4	2,0	-74,8	-85,1	-81,6	-81,0
Pb	2,3	2,4	1,9	1,8	0,3	1,2	+4,3	-5,2	+300	+63,3
Zn	4,3	5,2	7,8	11,1	4,7	4,8	+20,9	+42,3	+2,1	+26,8
Ga	2,7	1,8	1,5	2,5	2,0	3,2	-33,3	+66,7	+60,0	+33,1
Mo	0,02	0,01	0,02	0,02	0,1	0,01	-50,0	0	90	+3,2
Cu	0,9	0,8	3,3	1,1	2,0	0,9	-11,0	-66,7	-55,0	-46,3
Bi	0,01	0,31	0,03	0,1	0,01	He	+3000	+23,3	-100	+953,7
Y	2	1,2	0,52	0,34	1,3	0,5	-40,0	-34,6	-61,5	-37,7
Zr	9,4	6,8	20,4	13,6	6,0	5,9	-27,6	+33,3	-1,7	+6,2
Ba	24,3	35,0	60,8	37,5	30,0	12,5	+44,0	-38,3	-58,3	-16,1
Sr	24,3	10,0	96,7	27,5	20,0	He	-58,8	-71,6	-100	-73,6
Co	0,5	2,5	1,5	1,0	3,1	1,0	+400	-33,3	-67,7	+98,6
Ni	1,4	1,0	2,2	0,7	5,2	1,0	-400	-68,1	-80,7	-61,8
V	7,0	5,0	8,8	8,2	7,0	5,8	-40,0	-6,8	-17,1	-19,7
Cr	2,6	0,7	4,7	1,7	3,0	2,8	-73,0	-63,8	-6,6	-54,5
Mn	0,09	0,17	0,13	0,12	0,16	0,12	-4,5	-45,7	-56,8	-34,8
Fe ³⁺	1,73	3,31	1,59	5,26	3,98	5,51	+230	+96,7	-18,8	+48,3
Fe ²⁺	1,93	1,17	8,50	1,48	0,96	1,31	-61,1	-89,6	-19,8	-65,5
Ti	0,39	0,38	1,69	1,47	0,55	0,48	-38,1	-48,3	-48,6	-45,1
Al	7,96	7,42	7,51	7,59	7,50	7,09	-10,9	-39,9	-45,0	-28,5
Si	31,67	21,08	23,3	20,28	31,20	31,43	-57,5	-48,2	-40,9	-43,5
Ca	0,77	0,98	4,61	2,94	0,65	0,69	-17,6	-62,0	-37,8	-42,5
Mg	0,69	0,71	1,62	1,26	0,77	0,92	-34,1	-53,6	-30,0	-42,3
K	2,66	1,99	1,34	2,24	1,30	1,59	-52,3	-0,5	-28,4	-23,1
Na	1,74	1,10	1,22	0,95	1,87	1,02	-59,6	-53,4	-63,6	-57,6
P	0,03	0,01	0,34	0,24	He	опр.	-71,4	-58,2	-	-63,6
S	0,03	0,05	He	0,04	He	обн.	+13,2	-	+Много	-
pH	7,63	6,60	7,52	6,66	7,8	6,1	Ряд концентрируемости элементов:			
d	2,51	1,60	2,69	1,60	2,73	1,60	K<0,5: Au-Sr-Fe ²⁺ -P-Ni-Na;			
n	9/9		13/13		6/6		K=0,5-1: Cu-Ti-Si-Ca-Mg-Y-			
							-Mn-Al-K-V-Ba; K=1-2:			
							Zr-Mo-Zn-Ga-Fe ³⁺ -Pb-Co;			
							K=2-10: Ag-Bi-S			

Примечание. Рудные поля: Козловское: I — алевролиты, песчаники; II — горно-таежные дерновые почвы на алевролитах и песчаниках; III — порфириты и андезито-базальты; IV — горно-таежные, дерновые почвы на порфиритах и андезито-базальтах. Натальское: IV — диориты; V — подзолистые почвы на диоритах.

лется в пределах 2,5—72,2 мг/т, а глинистого — 2,4—7,3 мг/т при средних значениях 17,1 мг/т и 6,0 мг/т соответственно.

Коэффициенты концентрации золота в почвах рассматриваемых ландшафтов изменяются в пределах 0,04—2,9. Однако в подавляющем большинстве случаев, в том числе и для каштановых почв, они меньше единицы, 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 —

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах параэлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Тип почвы	Почвообразующая порода	Рудное поле	Кол-во разрезов	В породе		В почве			
				\bar{x}	A	\bar{x}	A	K ₁	K
Горно-тундровый	Дресва гранитов	Оганчивское	2	41,00	86,92	2,47	3,90	1,0	0,04
Мерзлотно-таежный	Дресва гранито-гнейсов гранитов	Ключевское	13	50,70	106,50	24,98	39,72	2,4	0,4
		»	13	113,00	236,30	72,22	114,83	6,8	0,5
Горно-таежный, дерновый	Дресва габбро гранодиоритов гранитов сиенитов, граносиенитов порфиритов и их туфов гранит-порфиров	Дарасунское	1	50,00	105,00	17,00	27,20	3,1	0,3
		»	3	20,83	44,26	19,04	30,27	2,3	0,7
		»	17	58,22	122,23	18,73	29,78	5,1	0,3
		Козловское	13	40,50	85,96	14,48	23,02	3,2	0,3
		Дарасунское	33	29,51	62,03	12,18	18,37	1,7	0,2
		»	5	3,00	6,32	2,70	4,29	0,4	0,7
Подзолистый	Глинистый элювий известняков Дресва диоритов гранодиоритов Глинистый элювий сланцев порфиров	Натальевское	16	2,73	5,73	6,04	9,54	1,2	1,7
		»	27	13,05	27,33	4,65	7,39	1,2	0,3
		Центральное	53	14,25	30,21	15,00	23,70	3,9	0,8
		Урское	15	27,71	49,88	7,26	11,47	1,4	0,2
		»	15	24,34	43,81	5,80	9,20	1,2	0,2
Черноземный	Дресва песчаников и алевролитов гранодиоритов гранитов сиенитов	Козловское	5	5,10	10,81	5,20	8,27	1,4	0,8
		Дарасунское	8	70,50	149,46	13,94	22,16	3,8	0,2
		Козловское	8	36,11	76,55	13,90	22,10	3,8	0,3
		Дарасунское	12	44,57	94,49	25,67	40,82	7,0	0,4
Каштановый	Глинистый элювий сланцев порфиров	Бакырчикское	5	5,26	9,47	5,90	9,32	2,6	1,0
		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	0,38

Перераспределение элементов при формировании почв параэлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Комп- нент	Фактическое содержание				Привнос-вынос, %		
	I	II	III	IV	II	IV	среднее п КВ
Ag	6,0	0,2	8,4	2,5	-97,5	-77,6	-87,6
Au	81,8	48,6	40,5	14,5	-55,0	-73,1	-64,1
Pb	32,2	36,4	2,2	1,4	+13,0	-36,3	-3,4
Zn	7,8	12,2	3,6	3,7	+56,4	+2,7	-38,5
Mo	0,15	0,08	0,02	0,01	-46,6	-1,0	-31,4
Cu	8,3	4,7	1,0	0,8	-43,3	-20,0	-35,6
Bi	0,30	0,09	0,005	0,001	-70,0	-80,0	-73,3
As	33,5	17,8	0,8	He обн.	-46,8	-100	-64,5
Zr	9	15,8	16,2	16,4	+75,0	+1,2	+50,4
Ba	55,3	30,1	62,3	57,5	-45,3	-39,8	-43,5
Co	1,6	0,8	0,9	0,6	-50,0	-33,3	-44,4
Ni	1,8	1,1	0,7	0,8	-38,8	+14,2	-21,3
Cr	6,7	3,6	2,2	2,2	-46,2	0	-30,8
Mn	0,08	0,27	0,11	0,09	+1,5	-94,0	-30,3
Fe ³⁺	1,6	1,6	2,8	2,9	-24,0	-21,9	-23,3
Fe ²⁺	1,7	1,4	1,4	1,7	-37,0	-8,5	-27,5
Ti	0,20	0,28	0,48	0,44	+4,7	-30,0	-6,9
Al	7,9	6,2	8,0	7,8	-40,0	-24,8	-34,9
Si	32,1	26,9	28,4	25,5	-36,0	-32,4	-34,8
Ca	1,0	0,9	1,43	1,50	-10,0	-20,3	-13,4
Mg	0,5	0,7	1,9	2,1	+0,9	-1,7	-5,1
K	2,6	2,3	2,9	2,0	-33,1	-48,1	-33,0
Na	2,3	1,7	1,9	1,9	-43,8	-0,25	-29,3
P	0,04	0,05	0,03	0,05	-37,5	+16,7	-19,4
S	0,06	0,09	0,02	0,06	-76,9	-30,8	-61,5
pH	6,58	6,94	7,00	6,65	Ряд концентрируемости элементов K<0,5: Ag-Bi-As-Au-S; K= =0,5-1: Co-Ba-Zn-Cu-Al-Si- -K-Mo-Cr-Mn-Na-Fe ³⁺ -Fe ²⁺ - -Ni-P-Ca-Ti-Mg-Pb; K=1,5: Zr		
d	2,10	1,59	2,10	1,58			
n	26/8		13/5				

Примечание. Рудные поля: Ключевское: I — дрова гранито-гнейсов и гранитов II — мерзлотно-таежные почвы на этой дрове; Козловское: III — дрова гранитов, IV — горно-таежная дерновая почва на этой дрове.

67% ($K = 0,33$). Но все же по сравнению с аналогичными почвами без рудных районов почвы золоторудных полей, как правило, богаче золотом. Средний кларк концентрации его 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. табл. 18, K_1).

Таким образом, перераспределение золота в почвах параэлювиальных ландшафтов на породах с аномальным его содержанием контролируется главным образом своей концентрацией (формой нахождения) в исходных породах и при почвообразовании подвижно вне зависимости от генетического типа почв рудных полей. Из элементов-примесей по коэффициенту концентрации наиболее близки к нему сера, мышьяк, висмут, кобальт, а из породообразующих — кремний, алюминий и калий (табл. 19). Однако по валовому содержанию золота с этими элементами почв не коррели-

Коэффициенты корреляции золота с микроэлементами почв параэлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Рудное поле	Тип почв	Кол-во анализов	Коррелируемые с золотом элементы				
			Ag	Pb	As	Zr	Cr
Ключевское	Мерзлотно-таежный на дресве гнейсов гранитов гранитоидов	14				0,35	0,42
		23			0,50		0,36
		37			0,34		0,30
Оганчинское	Горно-тундровый на дресве гранитов	6		0,70			0,69
Натальевское	Подзолистый на глинистом элювии известняков	11	-0,47		-0,48		

рует. Оно проявляет достоверные корреляционные связи с мышьяком, хромом, реже цирконием и свинцом (табл. 20). 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 горнотундровых, 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.

Почвы *неоэлювиальных* ландшафтов золоторудных полей характеризуются еще большим выносом золота. Гистограмма его распределения имеет четко выраженный максимум в области классов содержаний до 4 мг/т (см. рис. 7). Коэффициент концентрации золота изменяется в пределах 0,4—0,8, в целом по ландшафту 0,5. По данным 278 разрезов среднее содержание золота в почвах неоэлювиальных ландшафтов золоторудных полей оценивается в 3,9 мг/т (табл. 21). Это в 1,6 раза больше, чем в аналогичных почвах безрудных районов (при мощности аллохтона до 30 м).

Почвы неоэлювиальных ландшафтов золоторудных полей отличаются

Таблица 21

Распределение золота в почвах и почвообразующих породах неоэлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Тип почвы	Рудное поле	Кол-во разрезов	В породе		В почве			
			\bar{x}	A	\bar{x}	A	K ₁	K
Подзолистый на глинах и суглинках	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 на лессовидных суглинках	Змеиногорское	10	6,98	12,22	6,20	9,80	3,3	0,8
Каштановый на лессовидных суглинках	Вавилонское	18	7,43	12,63	3,00	4,80	1,8	0,4
Сероземный на лессах	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

Коэффициенты корреляции золота с микроэлементами почв неозлювиальных элементарных ландшафтов рудных полей

Рудное поле	Тип почвы	Кол-во анализов	Коррелируемые с золотом элементы						
			Pb	Cu	Co	Ni	V	Cr	
Урское	Подзолистый	31			0,33				
»	»	18		0,48	-0,45	-0,45	-0,47		
Каменушинское	»	21	0,51	0,42					-0,52
Вавилонское	Каштановый	18	0,56	-0,87	-0,69				

от аналогов, развитых в безрудных районах, и корреляционными связями с халькофильными элементами, особенно с медью и свинцом. С кобальтом, никелем, ванадием и хромом оно связано обратной зависимостью (табл. 22). Среди элементов-примесей почв золото в этом типе ландшафтов имеет наиболее низкий коэффициент концентрации (табл. 23).

Таким образом, если при формировании почв на породах с окологларковым содержанием золота его поведение определялось генетическим ти-

Перераспределение элементов при формировании почв неозлювиальных ландшафтов рудных полей

Элемент	Фактическое содержание						Привнос-вынос, %			
	I	II	III	IV	V	VI	II	IV	VI	среднее по КВ
Au	4,13	2,83	6,98	6,20	7,43	3,0	-36,3	-19,8	-62,0	-39,4
Cu	9,1	5,2	3,0	2,4	36,0	62,5	-46,9	-27,8	+61,4	-4,4
Pb	0,6	1,0	1,0	2,0	5,0	7,1	+54,9	+80,6	+32,0	+55,8
Zn	15,0	8,3	4,3	10,0	4,0	18,4	-48,6	+110,0	+327,5	+129,6
Mo	1,8	4,3	1,0	3,0	0,9	1,0	+122,0	+170,9	+3,3	+98,7
As	3,1	1,6	He обн.				-52,0			-52,0
Cr	2,2	4,8	9,7	13,0	6,6	7,8	+102,0	+21,0	+9,8	+44,5
Ni	1,1	1,4	1,6	3,0	3,6	5,2	+18,3	+69,3	+34,2	+40,6
Co	1,3	1,0	1,2	1,0	3,6	3,3	-28,5	-24,8	-14,8	-22,7
Ba	4,2	19,7	10,0	100,0	50,0	60,0	+335,9	+802,9	+11,5	+383,4
Sr	He	опр.	10,0	10,0	5,0	10,0		-9,7	+85,9	+38,1
Ga	0,5	1,3	3,0	5,0	3,0	5,0	+146,6	+50,5	+54,9	+82,3
V	1,0	6,3	5,0	10,0	7,0	9,0	+485,5	+80,6	+19,5	+192,2
Mn	He	опр.	50,0	100,0	50,0	200,0		+80,5	+271,8	+174,2
Ti	»		200,0	700,0	200,0	250,0		+216,0	+16,2	+116,1
Объемный вес, г/см ³	1,70	1,58	1,75	1,58	1,70	1,58	Ряд концентрируемости элементов: K<0,5: As; K=0,5-1: Au-Cu; K=1-2: Sr-Ni-Cr-Pb-Ga-Mo; K=2-4,8: Ti-Zn-Mn-V-Ba			
Число профилей	86		10		18					

Примечание. Рудные поля: Урское: I — глины и суглинки, II — подзолистые почвы на глинах и суглинках; Змеиногорское: III — суглинки краснодубровской свиты, IV — черноземные почвы на этих суглинках; Вавилонское: V — суглинки краснодубровской свиты, VI — каштановые почвы на суглинках.

Количественное соотношение форм нахождения золота в почвах

№ пробы	Водная суспензия		Содержание золота						
	рН	Еh	I	II	III	IV	V	VI	Σ, мг/т
1	6,55	265	Не обн.	$\frac{8,5}{42,7}$	$\frac{4,0}{20,1}$	$\frac{1,8}{9,1}$	$\frac{4,4}{22,1}$	$\frac{1,2}{6,0}$	19,9
2	6,80	270	»	$\frac{8,5}{32,2}$	$\frac{0,5}{1,9}$	$\frac{7,0}{26,5}$	$\frac{9,2}{34,8}$	$\frac{1,2}{4,6}$	26,4
3	7,70	240	»	$\frac{3,3}{16,8}$	$\frac{1,0}{5,1}$	$\frac{1,9}{9,7}$	$\frac{12,0}{61,2}$	$\frac{1,4}{7,2}$	19,6
4	6,80	300	Не обн.	$\frac{5,0}{19,1}$	$\frac{0,03}{0,1}$	$\frac{2,1}{8,1}$	$\frac{14,0}{53,6}$	$\frac{5,0}{19,1}$	26,4
5	7,25	280	»	$\frac{2,4}{23,3}$	$\frac{0,5}{4,9}$	$\frac{0,8}{8,7}$	$\frac{4,4}{42,7}$	$\frac{2,1}{20,4}$	10,3
6	7,05	275	»	$\frac{2,0}{9,5}$	$\frac{1,0}{4,8}$	$\frac{1,7}{8,1}$	$\frac{12,0}{57,1}$	$\frac{4,3}{20,5}$	21,0
7	6,70	295	»	$\frac{3,3}{28,0}$	$\frac{0,7}{5,9}$	Не обн.	$\frac{4,8}{40,7}$	$\frac{3,0}{25,4}$	11,8
8	5,60	340	»	$\frac{1,9}{10,8}$	$\frac{1,4}{8,0}$	$\frac{1,1}{6,2}$	$\frac{8,6}{48,9}$	$\frac{4,6}{26,1}$	17,6
9	7,10	270	»	$\frac{7,0}{22,9}$	$\frac{2,0}{6,5}$	$\frac{5,3}{17,3}$	$\frac{4,8}{15,7}$	$\frac{11,5}{37,6}$	30,6

Примечания: 1. I — калий-йодная вытяжка, II — фульвокислоты, III — гумино-вые кислоты, IV — гумины, V — минеральный остаток почв, VI — металлическое золото; местоположение почв: 1—3 — из безрудных районов, 4—9 — из рудных полей.

2. В числителе — мг/т, в знаменателе — %.

3. Аналитики Г. Н. Семьехин, В. Г. Цимбалит, ИГиГ СО АН СССР.

пом почв [Росляков, Осинцев, 1981], то в процессе почвообразования на породах ореолов рудных полей его контролировали другие факторы. Будущее значение здесь имеют формы нахождения золота и уровень его концентрации в исходных породах золоторудных полей, где, как сказано выше, основная масса золота связана с сульфидами или образует самостоятельные выделения, достигающие в диаметре 0,02 мм. От соотношения этих составляющих зависит его поведение при почвообразовании в условиях ортоэлювиальных ландшафтов. В выветрелых породах и аллохтонных рыхлых отложениях, исходных для почв пара- и неэлювиальных ландшафтов соответственно, превалирует золото в виде тонкодисперсных и мелких самородных частиц. Поскольку их растворимость зависит при прочих равных условиях от интенсивности гипергенного преобразования исходных пород и состава гумусовых кислот, миграционная способность золота повышается как с увеличением в составе гумуса фульвовых кислот, так и от менее зрелых почв параэлювиальных ландшафтов к более зрелым неэлювиальным. Следует заметить, что металлическое золото обнаруживается не только в исходных породах, но и в почвах (табл. 24). Оно извлекается из минерального остатка почв только царской водкой, и, видимо, реликтовое. Совместно с ним почти в таком же количестве присутствует гипергенное золото в виде золото-фульватных и золото-гуматных комплексов, а также концентрирующееся в твердом гумине.

ВЫВОДЫ

1. Гипергенное преобразование пород эндогенных ореолов золоторудных полей сопровождалось многократным перераспределением золота, что привело к его рассеиванию и образованию обогащенных горизонтов в различных частях разреза рыхлых образований и почв. Степень выноса золота контролировалась главным образом соотношением его концентраций в сульфидах, магнетите в форме самородных макроскопических частиц и условиями выветривания. Тип почв и аллохтонных отложений при этом имел подчиненное значение. Аномалии золота в эндогенном ореоле золоторудного поля и в его гипергенных продуктах нередко имеют различную пространственную ориентировку, что следует учитывать при их интерпретации. В экзогенных ореолах рудных полей золото проявляет корреляционную связь с халькофильными элементами, присутствующими в первичных рудах в качестве примесей. С главными элементами первичных руд здесь оно обычно не коррелирует.

2. При всех уровнях содержаний золота в исходных породах в их гипергенных производных развивается вторичная вертикальная зональность в его распределении, в различной степени проявленная и эродированная. Их экономическое значение возрастает с увеличением степени дифференцированности вещества в профиле выветривания и уровня концентрации в исходных породах. Горизонты вторичного золотого обогащения полигенные и при благоприятных условиях могут представлять самостоятельный промышленный тип экзогенного золотого оруденения.

3. Выявленные закономерности позволяют повысить эффективность геохимических методов поиска золотых руд в районах с широким развитием рыхлых отложений и горно-таежных ландшафтах. Для интерпретации слабо выраженных геохимических аномалий рекомендуется фазовый анализ проб с определением золота в водных вытяжках и гумусовом материале. Присутствие подвижных форм золота служит важным геохимическим индикатором погребенного золоторудного месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Белеванцев В. И., Колонин Г. Р., Васильева Н. Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах. — В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83—117.
- Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале/М. А. Глазковская, А. А. Макунина, И. А. Павленко и др. М.: Изд-во МГУ, 1961. 183 с.
- Заворотных И. Р. О возможности применения глубинных литохимических методов с целью поисков золоторудных и других месторождений в долинах рек и падах. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам. Алма-Ата, 1968, с. 103—105.
- Росляков Н. А., Лапин Б. Н., Цимбалист В. Г. К геохимии золота пород Центральной Камчатки. — В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 81—88.
- Росляков Н. А., Пещевидный В. И., Непенин Л. И. и др. Геохимия золота в процессах образования кор выветривания. — В кн.: Международный геохимический конгресс. М.: изд. ВИНТИ, 1971, с. 720—721.
- Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В. и др. Условия гипергенной миграции и концентрации золота. — Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 98—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, 1977, с. 46—75.
- Росляков Н. А., Осинцев С. Р. Гипергенная миграция и концентрация золота в ландшафтах МНР. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении МНР. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1981, с. 40—48.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 132 с.
- Спиридонов Э. М. Золото и медь в горных породах Степнякского и Бестюбинского золоторудных полей. — Геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 124—130.

- 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.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 280 с.
- 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, с. 22—34.
- Jones R. S., Fleischer M. Gold in minerals and the composition of native gold. U. S. Geol. Surv., Circ. 612, 1969. 17 p.

Г. Н. СЕМЬЕХИН, Н. А. РОСЛЯКОВ

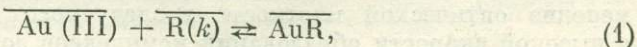
КОНСТАНТЫ ОБРАЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ ЗОЛОТА (III) С ГУМУСОВЫМИ КИСЛОТАМИ ПОЧВ

Гумусовые кислоты оказывают большое влияние на поведение элементов в гипергенных условиях. Еще Е. В. Фрейз [Freis, 1931] установил, что характер миграции золота во многом определяется присутствием гумусовых кислот. Однако до настоящего времени не было экспериментальных работ по количественному определению взаимодействия золота с ними. Р. С. Солодовникова и др. (1974) сделали попытку сравнить по рН-эффекту взаимодействие Au(III) с гуминовыми и фульвокислотами. Интерпретация данных в этом случае очень сложна и не позволяет сделать однозначный вывод о прочности связи их с золотом. В статье на основе экспериментальных исследований дается обоснование эффективной константы взаимодействия Au (III) с гуминовыми и фульвокислотами и ее сравнение с хорошо изученными неорганическими комплексами золота.

Б. И. Пещевицкий и др. (1965), Б. А. Воротников и др. (1973) показали, что в природных водах золото находится преимущественно в степени окисления (I). Как установлено Н. А. Росляковым и др. (1972, 1974), в поровых растворах окисленных руд и почвенно-растительного слоя золоторудных месторождений также доминируют комплексы Au (I). Однако, по данным Б. И. Пещевицкого и др. (1976), в кислых хлорсодержащих растворах при наличии кислорода и концентрации золота более 10^{-6} моль/л в миграционном балансе заметное место может принадлежать его трехвалентной форме. Такие условия могут возникать в приповерхностных горизонтах месторождений, где, кроме того, широко развиты гумусовые кислоты. Поэтому установить константу образования их комплексов с Au (III) очень важно для понимания гипергенной геохимии благородного металла.

Гумусовые кислоты представляют собой набор полимерных веществ различного состава и строения с непостоянным средним молекулярным весом, изменяющимся в зависимости не только от типа почв, но даже и от более мелких их таксономических разновидностей. Для исследования гуминовые и фульвокислоты были извлечены из пяти образцов черноземных почв с кларковым содержанием золота. Методика получения их описана М. М. Кононовой (1963).

Процесс взаимодействия Au (III) с гумусовыми кислотами можно разделить на два этапа: комплексообразование и окисление. А. Д. Миллер и др. (1973) установили, что с гумусовыми кислотами золото образует главным образом анионные комплексы. Количественную характеристику сложной совокупности равновесий, возникающих при взаимодействии Au(III) с этими кислотами и образовании его гуматных и фульватных комплексов, в общем виде можно описать уравнением



где $\overline{R(k)}$ — любой из донорных центров кислот, с которыми Au (III) образует химическую связь в процессе комплексообразования (замещения лигандов); Au (III) — любая из химических форм Au (III) в растворе, не связанного с донорными центрами кислот; AuR — любая химическая форма Au³⁺, связанная с донорными центрами гумусовых кислот.

Этому процессу комплексообразования с полным правом можно поставить в соответствие эффективную концентрационную константу равновесия (K^*), идея использования которой высказана В. И. Белеванцевым и Б. И. Пещевецким (1978):

$$K^* = \frac{[\overline{\text{Au R}}]}{[\text{Au (III)}][\overline{R(k)}]} \quad (2)$$

В экспериментах использовались натриевые соли выделенных гуминовых и фульвокислот, KBr — фармакологический, KCl — спектральной чистоты, H₂SO₄ — фиксанал, HAuCl₄ — фиксанал. Спектры поглощения снимались на спектрофотометре Spereord UV=VIS.

Эксперимент заключался в следующем. Рабочий золотосодержащий раствор готовился растворением HAuCl₄ в 1M растворе KBr. В этом случае образуется устойчивый комплекс AuBr₄⁻. Его максимум поглощения (380 нм), не совпадает с максимумами поглощения гумусовых кислот (около 300 нм), что позволяет определять концентрацию в растворе AuBr₄⁻ в присутствии гумусовых кислот. Комплекс AuBr₄⁻ обеспечивает также измеримое распределение Au³⁺ между гумусовыми кислотами и раствором Br⁻.

Для приготовления исследуемых растворов с разными концентрациями бромидных комплексов золота, гуминовых и фульвовых кислот в 100-миллиметровые колбы помещали требуемое количество KBr. Чтобы придать раствору постоянную ионную силу и предотвратить образование гидроксокомплексов золота, добавляли необходимую навеску KCl и 8 мл 1M H₂SO₄. В каждом опыте суммарная концентрация KBr + KCl составляла 3,6 M. В зависимости от задаваемых концентраций испытуемых растворов в них добавляли от 5 до 10 мл гуминовых или фульвокислот, раствор разбавляли дистиллированной водой, не заполняя колбы на 2—3 мл до метки. Затем вводили 0,5—1 мл 0,03 M или 0,015 M раствора, содержащего Au (III), и доводили общий объем раствора до метки. Важно, чтобы золотосодержащий раствор находился в горлышке колбы и не смешивался с остальным раствором до перемешивания. Отсчет времени реакции производился с момента перемешивания раствора. Через 2—4 мин растворы с фульвокислотами колориметрировались. Так как гуминовые кислоты в кислой среде осаждаются, содержащие их растворы перед колориметрированием центрифугировали.

Спектры поглощения исследуемых растворов снимались в области 280—600 нм. На рис. 1 показаны спектры поглощения AuBr₄⁻ гуминовых и фульвовых кислот и изменение во времени спектра поглощения исследуемых растворов. Видно, что с течением времени концентрация AuBr₄⁻ в растворе убывает, видимо, вследствие восстановления Au³⁺. Поэтому при расчетах использовались концентрации AuBr₄⁻, экстраполированные на нулевой момент времени, на основе предварительно выделенной составляющей спектра, соответствующей поглощению свободного иона AuBr₄⁻.

Скорость восстановления, пропорциональная концентрации AuBr₄⁻, значительно меньше скорости комплексообразования (табл. 1, рис. 2). Изменение оптической плотности исследуемого раствора свидетельствует о высокой скорости образования комплексов золота с гумусовыми кисло-

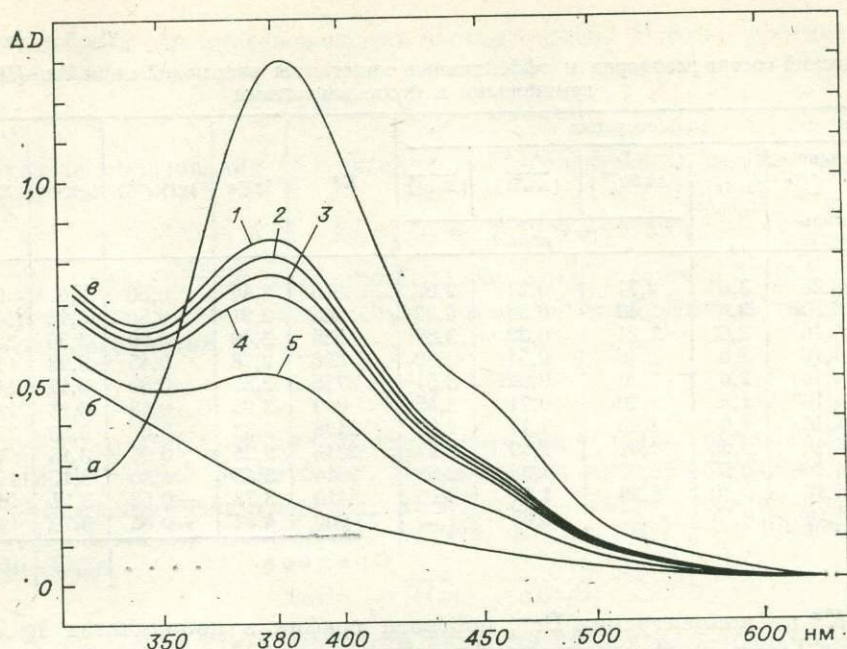


Рис. 1. Спектры поглощения AuBr_4^- (а), фульвокислот (б) и исследованных растворов (в).

Время экспозиции: 1 — 4, 2 — 8, 3 — 12, 4 — 20 мин; 5 — 10 ч.

тами. Дальнейшее плавное уменьшение оптической плотности растворов вызвано восстановлением золота.

Результаты определений эффективной концентрационной константы образования органокомплексных соединений золота приведены в табл. 2 и на рис. 3. Концентрация $\overline{R(k)}$ рассчитывалась по количеству золота, поглощенного гуминовой или фульвовой кислотами, при большом избытке $[\text{AuBr}_4^-]$, допуская, что в этом случае все центры комплексообразования в кислотах насыщаются золотом. Для фульвокислот концентрация $[\overline{R(k)}]$ равна $6,14 \cdot 10^{-5}$ моль-центр/г (углерода). Для гуминовых кислот она в 4 раза меньше. Величины $[\overline{R(k)}]$ использованы при расчете концентрации донорных центров комплексообразования в исследуемых растворах и эффективных концентрационных констант. Так как условия равновесия реакций комплексообразования реализуются при наличии свободных центров комплексообразования (свободных лигандов), их концентрации, указанные в табл. 2, подставлялись в уравнение (2) для вычисления K^* . В исследованных растворах единственной неорганической формой нахождения золота является AuBr_4^- , и уравнение (2) принимает вид

$$K^* = \frac{[\overline{\text{AuR}}]}{[\text{AuBr}_4^-][\overline{R(k)}]}$$

Как следует из табл. 2, величина K^* непостоянна и обратно пропорциональна концентрации Br^- . Чтобы выяснить характер зависи-

Таблица 1

Изменение оптической плотности исследуемых растворов (D) в зависимости от времени (τ)

τ , мин	Опыт 2	Опыт 3
	$D_0=0,72$	$D_0=0,36$
0	0,58	0,29
2	0,53	0,27
4	0,48	0,25
6	0,46	Не опр.
8	0,44	0,22
12	0,41	Не опр.
20	0,36	»
42	Не опр.	0,16

Примечания: 1. D_0 — оптическая плотность растворов в отсутствии фульвокислот.

2. Состав и концентрация реагентов опытов 2 и 3 указаны в табл. 2.

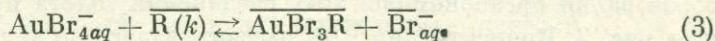
Химический состав растворов и эффективные константы взаимодействия Au (III) с гуминовыми и фульвокислотами

№ опыта	Концентрация					K*	lgK*	lg[Br ⁻]	lgK**	K**
	Фульво-кислот, 10 ⁻⁴ моль-центр/л	[KBr], моль/л	[AuBr ₄ ⁻]	[AuR]	[R(k)]					
1	3,25	3,6	2,77	0,23	3,02	275	2,44	0,56	3,0	990
2	6,50	3,6	2,42	0,58	5,92	405	2,61	0,56	3,16	1460
3	4,16	3,6	1,21	0,29	3,87	625	2,80	0,56	3,50	2250
4	4,16	2,8	2,46	0,54	3,62	606	2,78	0,45	3,23	1700
5	4,16	2,0	2,38	0,62	3,54	735	2,87	0,30	3,17	1470
6	4,16	1,5	2,29	0,71	3,45	899	2,95	0,18	3,13	1350
7	4,16	1,0	1,83	1,17	2,99	2138	3,33	0,0	3,33	2140
8	4,16	0,63	1,81	1,19	2,97	2214	3,35	0,20	3,15	1400
9	4,16	0,50	1,67	1,33	2,83	2814	3,45	0,30	3,15	1400
10	4,16	0,30	1,29	1,71	2,45	5410	3,73	-0,52	3,21	1620
11	4,16	0,15	0,47	2,53	1,63	33 000	4,52	-0,82	3,70	4950
Среднее								3,17	1500

мости K^* от концентрации Br^- , построен график в координатах $\lg K^* - \lg [\text{Br}^-]$ (рис. 3). Наклон прямой дает показатель степени n , в которой концентрация Br^- входит в некоторую новую константу равновесия K^{**} . Этот показатель равен единице. Следовательно, $K^{**} = K^*[\text{Br}^-]$. Подставляя в это уравнение значения K^* и Br^- , приведенные в табл. 2, получаем

$$\overline{\lg K^{**}} = 3,17 \text{ и } \overline{K^{**}} = 1500.$$

В интервале концентраций Br^- от 0,3М до 3,6М полученной константе K^{**} соответствует равновесие



Это означает, что при концентрации Br^- 0,3—3,6 М с донорными центра-

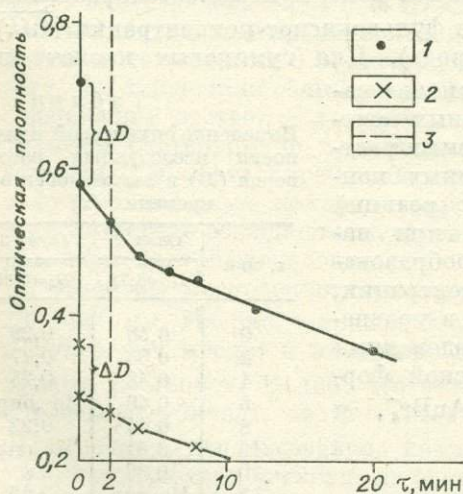


Рис. 2. Изменение оптической плотности исследуемых растворов во времени. 1 — изменение оптической плотности раствора в опыте 2 (см. табл. 2); 2 — то же, но в опыте 3; 3 — неконтролируемый промежуток времени.

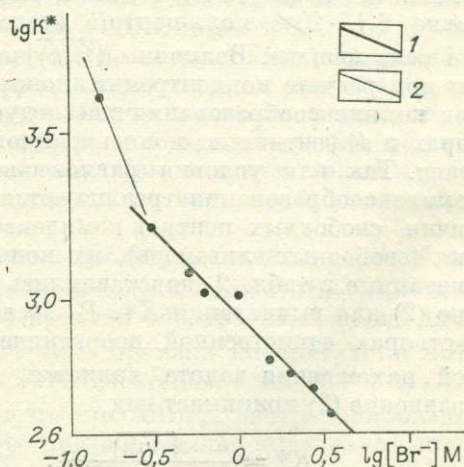
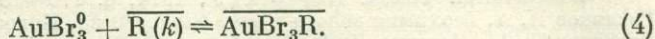


Рис. 3. Зависимость эффективной константы взаимодействия (K^*) золота (III) с фульвокислотами от $[\text{Br}^-]$.

1 — концентрация $\text{Br}^- = 0,3 - 3,6$ М; 2 — $\text{Br}^- < 0,3$ М.

ми гумусовых кислот связываются частицы AuBr_3^0 . И тогда уравнение (3) можно записать



Константа образования (K) органокомплексов $\overline{\text{AuBr}_3\text{R}}$ выразится уравнением

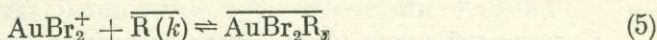
$$K = K^{**} : K_1 = 1500 : 3 \cdot 10^{-6} \simeq 5 \cdot 10^8,$$

где K_1 — первая константа диссоциации AuBr_4^- , равная $3 \cdot 10^{-6}$.

Константа нестойкости $\overline{\text{AuBr}_3\text{R}}$ соответствует обратной величине константы образования, т. е.

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{5 \cdot 10^8} \simeq 2 \cdot 10^{-9}.$$

Заметим, что константа K^{**} , рассчитанная для условий опыта 11 (табл. 2) при $[\text{KBr}] = 0,15$ равна $5 \cdot 10^3$. По-видимому, при концентрации $\text{Br}^- < 0,3$ М процесс взаимодействия AuBr_4^- с фульвокислотами не описывается уравнением (3). Если предположить, что в этом случае процесс идет по реакции



то для нее константа нестойкости будет на несколько порядков меньше (на величину второй константы диссоциации AuBr_4^-). Но поскольку для комплекса AuBr_2^+ имеется более или менее точное значение только первой константы диссоциации, для органокомплексов Au (III) следует пользоваться, на наш взгляд, эффективной концентрационной константой K^{**} , приведенной в табл. 2. Если для Au (III) прочность органокомплексов выше бромидных, то для Au (I), по предварительным данным, она сопоставима с прочностью хлоридных комплексов. Выяснение всех сторон этого сложного равновесия в широком интервале концентраций реагентов, а также участие в комплексообразовании Au (I) представляет предмет дальнейших исследований.

В фульвокислотах исследованных почв на один активный центр приходится 10—15 атомов углерода, а в гуминовых — 40—60. Отсюда следует, что комплексообразующая емкость фульвокислот в 4 раза больше, чем гуминовых. Видимо, имея одинаковые константы образования золотогуматных и золотофульватных комплексов, золото активнее мигрирует в золотофульватных комплексах, о чем свидетельствуют опыты А. Д. Миллера и др. (1973) и наши данные о поведении золота при формировании главных генетических типов почв юга азиатской части СССР [Росляков, 1981].

Авторы выражают благодарность В. И. Белеванцеву за помощь в интерпретации полученных в экспериментах данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Белеванцев В. И., Пещевский Б. И. Исследование сложных равновесий в растворе. Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
- Воротников Б. А., Николаева Н. М., Пирожков А. В. О формах нахождения золота в водах Южно-Енисейского района. — Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 37—42.
- Кононова М. М. Органическое вещество почв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
- Миллер А. Д., Фишер Э. И., Фишер В. Л. Исследование взаимодействия кислот с золотом в связи с образованием вторичных ореолов и анализом проб. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по вторичным ореолам. Чита, 1973, с. 43—46.
- Пещевский Б. И., Аношин Г. Н., Эренбург А. М. О химических формах золота в морской воде. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4, с. 915—917.
- Пещевский Б. И., Белеванцев В. И., Земсков С. В. Новые данные по химии соединений золота в растворах. — Изв. СО АН СССР. Серия хим. наук, 1976, вып. 2, № 4, с. 24—45.

- 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 ТГУ, 1974, с. 176—181.
- Росляков Н. А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Росляков Н. А., Непенина 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.
- Солодовникова Р. С., Удодов П. А., Бернатонис В. К. и др. Роль природного гумуса органического вещества типа гумуса в формировании зон окисления золоторудных месторождений в Ольховско-Чибийском районе.— В кн.: Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. Чита, 1974, с. 234—239.
- Freis E. W. The transportation of gold by organic underground solutions.— Econ. Geol., 1931, v. 26, № 4, p. 421—431.

Г. В. НЕСТЕРЕНКО, С. Р. ОСИНЦЕВ, Д. И. ПОРТЯННИКОВ,
Ю. Г. ЛАВРЕНТЬЕВ, А. И. КУЗНЕЦОВА, Л. Н. ПОСПЕЛОВА

ФОРМИРОВАНИЕ И ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ РОССЫШЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Салаирский кряж и его северо-восточная часть, рассмотрению которой посвящена статья, — прекрасный пример прямого влияния древних золотоносных отложений и кор выветривания на формирование молодых россыпей, поскольку, как еще в 1936 г. справедливо писал Б. Ф. Сперанский, он «представляет весьма древний предельный пенеплен, неравномерно приподнятый и слегка расчлененный эрозией деятельностью лишь в сравнительно недавнее время» (разрядка наша). Материал по условиям формирования и источникам питания золотоносных россыпей района представляется нам актуальным, несмотря на то, что за полутора-вековую историю добычи россыпи здесь в значительной степени выработаны, а характеристика их содержится в многочисленных публикациях [Рутковский, 1905; Сперанский, 1933, 1936; Булытников, 1938, 1942, 1948; Лебедев, 1950; Обручев, 1911]. При этом необходимо иметь в виду, что достигнутый в последнее десятилетие прогресс в изучении новейшей геологической истории данной и смежных территорий [История развития рельефа..., 1969; Малолетко, 1972; Адаменко, 1974, 1976; и др.], а также использование современных методик анализа вещества позволяют по-новому осветить некоторые традиционные вопросы россыпеобразования.

Аналитической основой исследований послужили многочисленные определения золота, серебра и других сопутствующих элементов пробирным, фотометрическим, спектральным, спектрохимическим, атомно-абсорбционным и нейтронно-активационными методами. Использовались гравитационные методы обогащения на полевой обогатительной установке (ПОУ-4), винтовом шлюзе конструкции В. Д. Иванова [Иванов, 1961] для извлечения тонкого золота, лабораторном концентратном столе, трубчатом гидрокласификаторе, шлюзах и лотках, а также проведенное совместно с Л. П. Бобошко минералогическое описание шихов и золота с производством его ситового анализа. Содержание микропримесей определялось локальным и относительным количественным (ИГиГ СО АН СССР), а также количественным (ЦНИГРИ) спектральным на 14 элементов (As, Bi, Co, Cr, Cu, Zn, Mn, Ni, Pb, Pt, Sb, Sn, Te, Zr, Fe) методами.

Существенное место в исследованиях занимают результаты количественного определения макростава природных золотин с помощью микрозонда по специально разработанной методике, обеспечивающей высокую точность анализа [Кузнецова, Лаврентьев, 1979; Нестеренко и др., 1980]. Эта методика, сохраняя преимущество микрозондовых исследований — исключение влияния механических примесей на результаты анализ

и возможность проводить его в любых точках срезов (в фазовых неоднородностях, включениях и очень мелких зернах), позволяет измерять состав золотин в представительных выборках и с использованием приемов математической статистики сравнивать их между собой. Определение велось на 3-канальном рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A. Одновременно определялось содержание золота, серебра и меди в выборках самородного золота.

Сумма этих элементов в абсолютном большинстве случаев близка к 100%. Если же она отличалась от 100 больше, чем на величину погрешности — 1,5%, проводились контрольные измерения и при необходимости дополнительный анализ на микрозонде либо сканирующем микроскопе с приставкой «Кевех» на другие вероятные макропримеси. Расчет концентраций осуществлялся на ЭВМ «БЭСМ-6» и «ЕС-1050» по программе «Аугиш», которая учитывает дрейф и мертвое время регистрирующей системы и базируется на динамических уравнениях связи. Использование при изготовлении монтированных шашек электропроводящей смеси эпоксидной смолы с графитовым порошком (100—120%) дало возможность вести измерения без напыления.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Северная часть Салаирского кряжа представляет собой сложно построенное складчато-глыбовое сооружение, в котором выделяются структуры салаирской (раннекаледонской) и каледоно-герцинской складчатости [Кузнецов, 1967]. Нижний ярус представлен раннепалеозойскими вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями, соответствующими геосинклинальному и раннеорогенному этапам развития складчатых структур. Стратиграфически выше размещаются среднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, представляющие орогенный этап развития региона. Существенными элементами геологического строения территории являются линейные дугообразные складчатые структуры, обращенные выпуклостью в сторону Кузнецкого бассейна. Структуры осложнены дополнительными складками, а также продольными, поперечными и диагональными тектоническими нарушениями.

Среди развитых в районе интрузивных комплексов более или менее уверенно выделяются раннепалеозойские малые интрузии габбро-диабазов, диабазов, диоритов, порфиритов, кварцевых порфиров, фельзитов, кератофиров и среднепалеозойские субвулканические габбро-диориты, диориты, граносиениты, кварцевые порфиры, а также комагматичные им вулканические породы. Характерен для Салаирского кряжа слабо проявленный раннеорогенный гранитоидный магматизм батолитового типа.

Золотосодержащая колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализация, располагаясь в Восточно-Салаирской структурно-формационной зоне, соответствующей эвгеосинклинальному прогибу с фемически-сиалическим типом земной коры, образует главный Северо-Восточный полиметаллический пояс и кулисообразно примыкающий к нему с северо-запада дополнительный. Минерализация собственно золото-кварцевой (и золото-сульфидно-кварцевой) формации, подробно освещенная в работах А. Я. Булышникова (1942, 1948), распространена более широко — как внутри указанных поясов, так и за их пределами.

В геоморфологическом отношении территория относится к северо-восточной части Салаирского плоскогорья (рис. 1) — слабо выраженной в рельефе плоскоувалистой возвышенности, отделенной на северо-востоке от Кузнецкого Присалаирья сравнительно четким 70—100-метровым уступом Тырган и плавно переходящей на юго-западе в Чумышское Присалаирье, а затем Бийско-Барнаульскую впадину [История..., 1969].

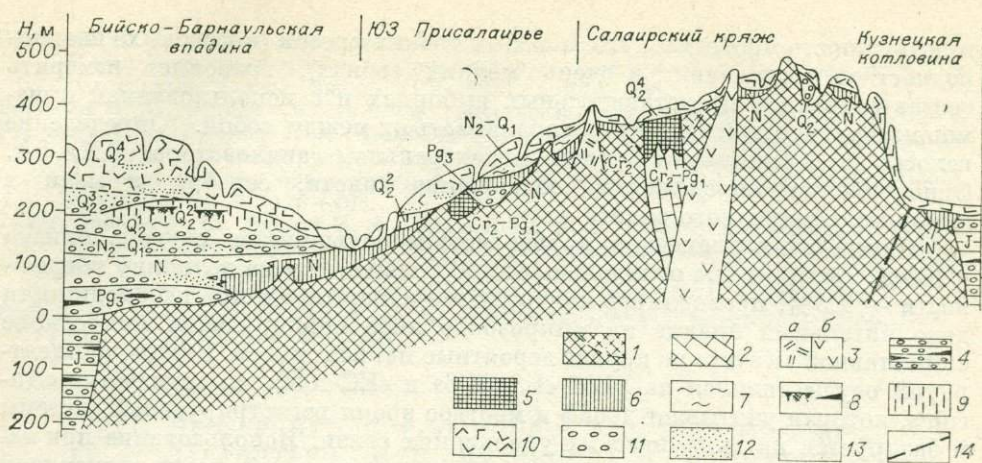


Рис. 1. Строение рельефа и рыхлого чехла Салаирского кряжа (по А. М. Малолетко (1972)).

1 — палеозойские терригенные отложения и их кора выветривания; 2 — известняки; 3 — кварциты (а) и изверженные породы (б); 4 — юрские грубообломочные породы; 5, 6 — красноцветные бокситовые (б) и делювиальные (неогеновые) (б) отложения; 7 — глины различного возраста; 8 — погребенная почва (слева), бурый уголь, лигнит; 9, 10 — тяжелый (9) и легкий (10) лессовидный суглинок; 11 — галечник; 12 — песок; 13 — пойменно-террасовый комплекс современных рек; 14 — зоны разломов (основные).

Плавные и плоские формы рельефа сменяются по относительно крупным речным долинам более резкими. Здесь можно наблюдать скальные обрывы, в которых обнажаются домезозойские крепкие породы. Наиболее устойчивые разности последних (кварциты) выступают на дневную поверхность также на вершинах редких останцовых возвышенностей (копен) с абсолютными отметками 450—500 м. Большая же часть территории относится к слабо обнаженным закрытым площадям, на которых рыхлый покров почти сплошным чехлом перекрывает домезозойские образования.

Мощность чехла колеблется от нескольких до 20—30 м, а в отдельных зонах до 100 м и более. Рыхлый покров имеет сложное гетерогенное строение. Более или менее условно его можно разделить на три комплекса (этажа): нижний, средний и верхний, в соответствии с этапностью климатического и тектонического развития территории и с представлением о существовании мел-палеогеновой поверхности выравнивания как «исходной» для современного рельефа [История развития рельефа..., 1969; Малолетко, 1972; Нестеренко, Малолетко, 1969; и др.].

Нижний комплекс включает образования мел-палеогеновых остаточных кор химического выветривания и продуктов ближнего их переотложения (рис. 2). Они имеют смешанный площадно-линейный (чаще линейный) характер распространения, приурочены к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород, дробленным и тектонически ослабленным зонам, а также к минерализованным сульфидами породам, в том числе к рудным телам. Мощность образований коры выветривания 5—20 м, а по вышеупомянутым зонам — до 200 м и более. Окисленные барит-полиметаллические руды прослежены по скважинам до глубины 300—350 м. Остаточные коры выветривания (структурный, каменный и глинистый элювий, по В. П. Казаринову (1958)) представлены дезинтегрированными и разложенными до состояния глин осветленными и пестроокрашенными породами (цвета красный и желтый). Главные новообразования минералов конечной, глинистой стадии выветривания — каолинит и гидроокислы железа, реликтовые — серицит, гидрослюда и кварц.

С остаточными корами выветривания тесно ассоциируют еще более широко распространенные продукты их местного переотложения — пест-

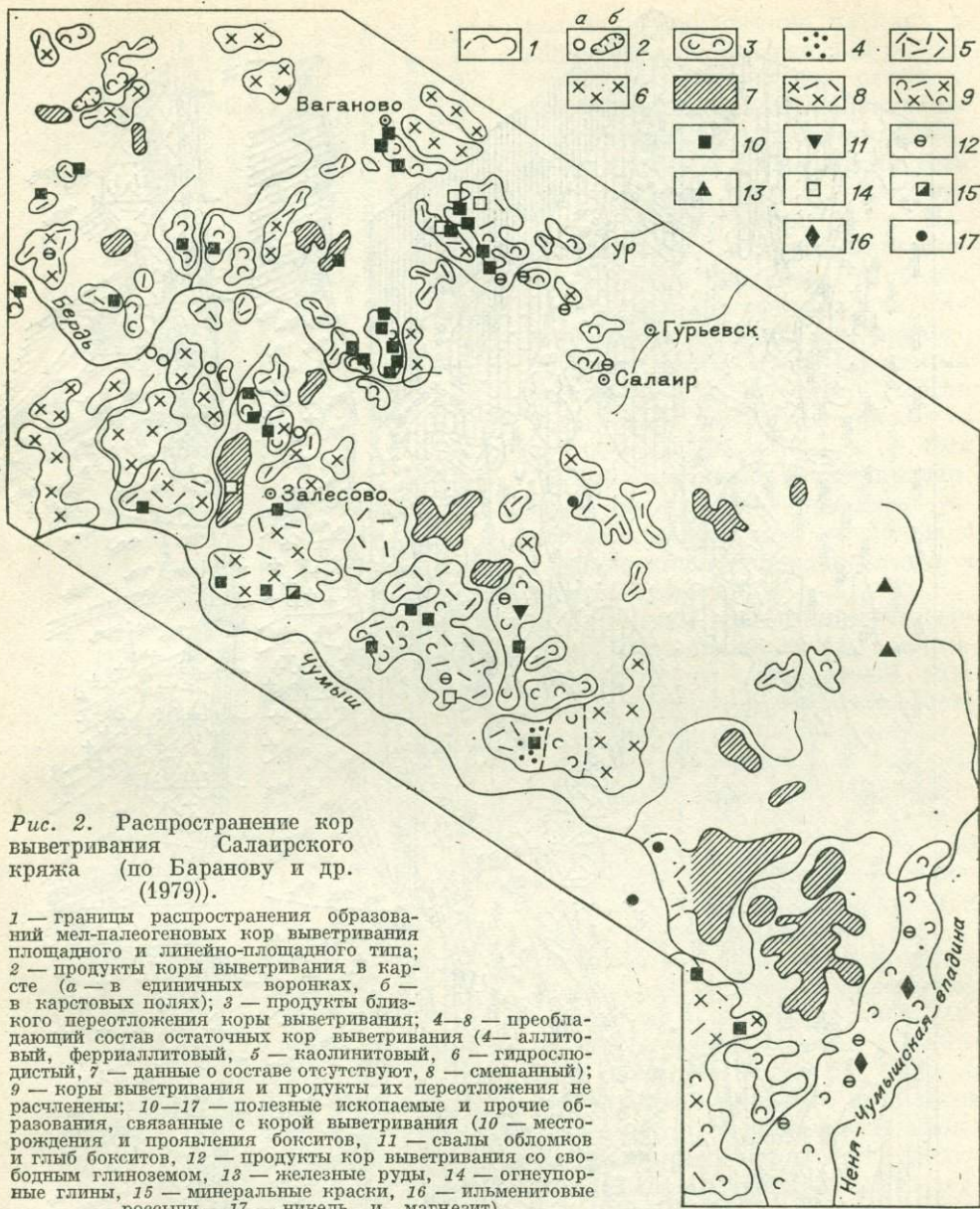
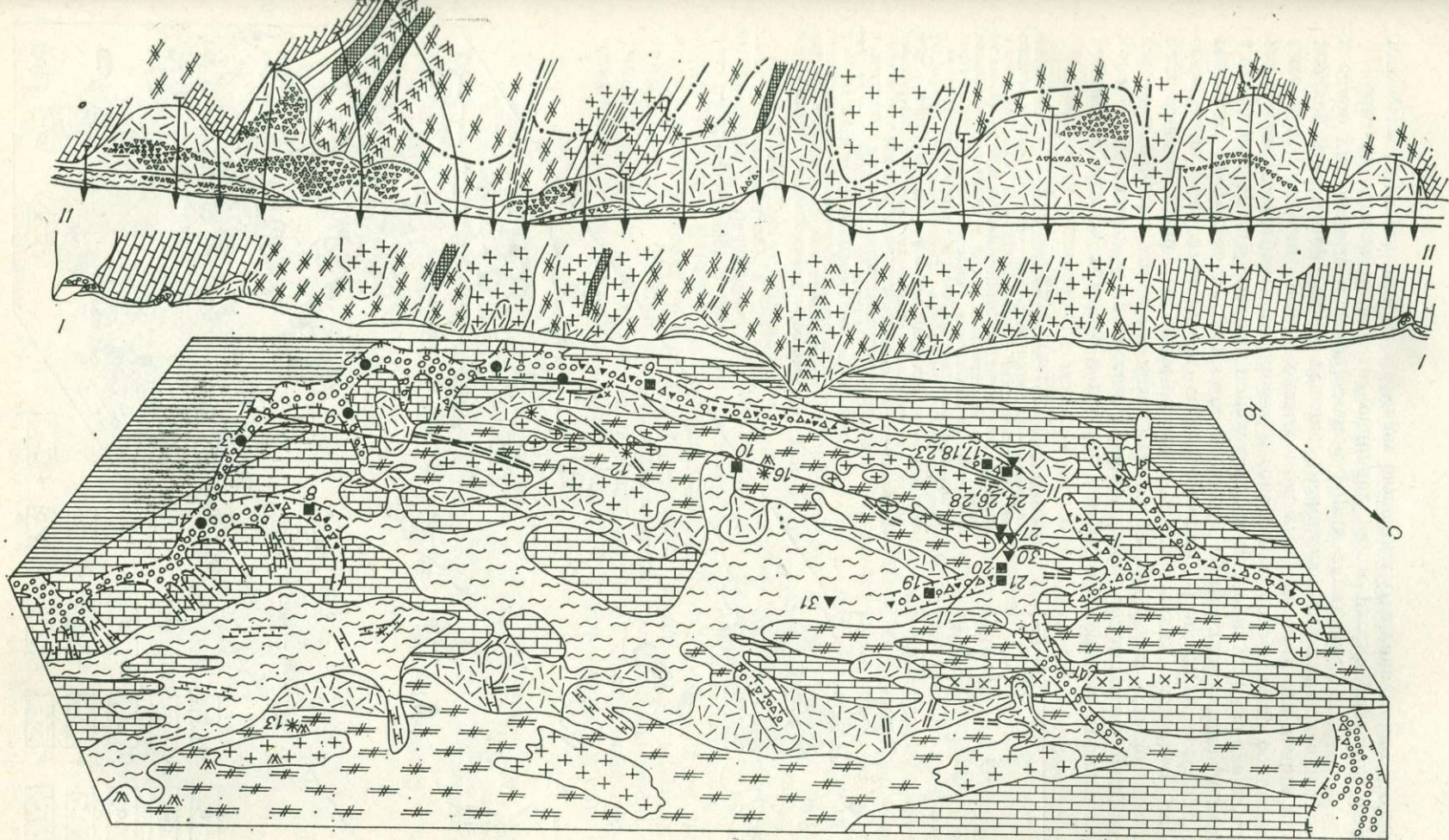


Рис. 2. Распространение кор выветривания Салаирского кряжа (по Баранову и др. (1979)).

1 — границы распространения образований мел-палеогеновых кор выветривания площадного и линейно-площадного типа; 2 — продукты кор выветривания в карсте (а — в единичных воронках, б — в карстовых полях); 3 — продукты близкого перерождения кор выветривания; 4—8 — преобладающий состав остаточных кор выветривания (4 — аллювий, ферриаллитовый, 5 — каолиновый, 6 — гидросолuble, 7 — данные о составе отсутствуют, 8 — смешанный); 9 — коры выветривания и продукты их перерождения не расчленены; 10—17 — полезные ископаемые и прочие образования, связанные с корой выветривания (10 — месторождения и проявления бокситов, 11 — свалы обломков и глыб бокситов, 12 — продукты кор выветривания со свободным глиноземом, 13 — железные руды, 14 — огнеупорные глины, 15 — минеральные краски, 16 — ильменитовые россыши, 17 — никель и магnezит).

роцветные, белые, красные и желтые глины, содержащие примесь местного, устойчивого к процессам выветривания, обломочного материала, главным образом кварца и лимонитов. Нередко в них устанавливаются наложенные процессы выветривания: каолинизация обломков пород, осветление, бокситизация и лимонитизация. Последняя особенно интенсивно протекает на участках развития сульфидной минерализации, а также вблизи карбонатных пород. Следует подчеркнуть, что среди таких толщ нередко встречаются линзы и горизонты, содержащие обломочный материал с явными следами окатывания, т. е. что сами эти толщи имеют неоднородный гетерогенный генезис. Выполняют они линейные депрессии и слабо удлиненные и неправильной формы западины.

Мел-палеогеновый возраст основной части рассматриваемой формации коры выветривания не вызывает сомнения. Это доказывают и отдель-



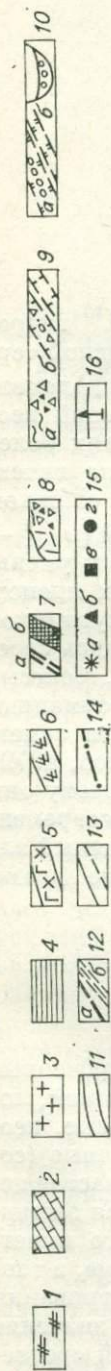


Рис. 3. Геологическое строение Второй площади.

1 — нижнекембрийские осадочно-вулканогенные отложения печеркинской свиты; 2 — нижнекембрийские отложения анчешенской свиты; известняки с про-
слоями туфопесчаников и глинистых сланцев; 3 — субвулканические кварцевые, дацитовые и андезитовые-дацитовые порфиры; 4 — нижне-среднекембрийские
отложения бачатской свиты и прямущинской толщи: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, эффузивы среднего
состава и туфы; 5 — малые интрузии и дайки габбро-диоритов и габбро-диабазов; 6 — кварциты; 7 — зоны минерализации (а), в том числе интенсивной, в
верхних горизонтах окисленной в «железную шпигу» (б — только на разрезах); 8 — образования мел-палеогеновой коры выветривания; выветрелые in situ палео-
зойские породы, пестроцветные (белые, желтые, красные) глины и песчано-глинистые отложения с примесью обломочного материала, иногда довольно существ-
венной; 9а — неоген-нижнечетвертичные тетерогенные отложения: красноцветные глины и пеллано-глинистые породы с примесью, иногда значительной, гра-
вия, гальки и щебня кварца, бурых железняков, бокситов, в том числе глинистый делювиально-аллювиальный и аллювий, выходящий долины и ложки (9б);
10а — средне-верхнечетвертичный аллювиальный (долинный) и делювиально-аллювиальный (ложковый) комплекс: сероцветные суглинистые галечники, щеб-
нево-галечно-суглинистые отложения, перекрытые взаимно глинами «синагоми» и суглинками (10а — на схеме, 10б — на разрезе); 11 — четвертичные по-
кровные суглинки (только на разрезах); 12 — тектонические разломы (а) и зоны дробления и расщепления (б); 13 — геологические границы, достоящие на
предпологаемые; 14 — установленная нижняя граница зоны выветривания и окисления (только на разрезе); 15 — выборки самородного золота, изученные на
микроскопе (см. рис. 6, 7); а — из палеозойских пород, б — из мел-палеогеновой коры выветривания, в — из неоген-нижнечетвертичных, г — из среднечет-
вертичных долинных и ложковых отложений; 16 — буровые скважины (на детальном профиле).

ные палинологические находки, и общие палеогеографические рекон-
струкции, и положение в разрезах прилегающих впадин коррелятив-
ных отложений [Адаменко, 1974,
1976; и др.]. В то же время есть
все основания считать, как это
делают В. В. Вдовин, А. М. Ма-
лолетко (1969) и другие исследо-
ватели, что наиболее глубокие
корни кор выветривания и карсто-
вых впадин остались от юрского
времени, когда Северо-Восточный
Салаир по резкому уступу Тырган
возвышался над Кузнецкой котло-
виной более чем на 1000 м (!), был
глубоко расчленен и дренирован,
что создавало благоприятные ус-
ловия для развития на большие
глубины процессов окисления и
карстообразования.

Средний неоген-нижнечетвер-
тичный комплекс (этаж) перек-
рывает, часто с размывом, оха-
рактеризованные выше образова-
ния мел-палеогеновой коры вывет-
ривания. Формируясь в климати-
ческих условиях, менее благопри-
ятных для развития процессов
химического выветривания, он
вместе с тем в значительной степе-
ни наследует состав подстилающих
толщ, за счет перемыва и переот-
ложения которых по существу и
образован. Это чаще существенно
глинистые с примесью неокатан-
ных и в разной степени окатан-
ных обломков (табл. 1) породы.
Среди отложений этого комплекса
выделяются делювиальные, делю-
виально-пролювиальные, делю-
виально-аллювиальные и аллюви-
альные фации. В то же время на-
дежно отделить неогеновые аллю-
виальные отложения от олигоцен-
ных не всегда возможно, тем более,
что нередко оба эти комплекса раз-
виваются совместно, приурочены
к одним и тем же отрицательным
формам рельефа (рис. 3).

Верхний (третий) среднеплей-
стоценовый — галоценовый комп-
лекс отложений формировался в
условиях общего похолодания, что
отразилось на составе образова-
нных осадков. Это сероцветные по-
лимиктовые породы. Наиболее

Таблица 1

Состав и окатанность обломочного материала древних (N—Q₁)
золотоносных отложений, %

Порода	Содержание	1	2	3	4	5
Бурые железняки	30	80	12	5	3	—
Кварц	30	90	8	1,5	6,5	—
Бокситы	25	75	5	5,5	10	4,5
Прочие породы	15	30	15	35	15	5
Всего/среднее . . .	100	70	10	10	8	2

Примечание. Степень окатанности: 1 — материал не окатан, 2 — слабая, 3 — средняя, 4 — хорошая, 5 — очень хорошая окатанность.

древний член этого комплекса — отложения погребенной гидросети, параллельные монастырской, наиболее низкой аккумулятивной террасе Оби (Q₂¹) и третьей «лагерной» надпойменной террасе Томи [Адаменко, 1976]. Они занимают самое низкое из аллювиальных отложений неотектонического этапа положение и наследуют во многих случаях более древнюю гидросеть. Формирование их обусловлено относительно интенсивным поднятием территории при достаточной влажном и не слишком холодном климате [Малолетко, 1972; и др.]. Последовавшее затем (в Q₂⁴ — Q₃) дальнейшее похолодание и аридизация климата привели к уменьшению водообильности рек, их деградации и усилению эоловых процессов, вследствие чего развился сплошной покров четвертичных суглинков и глин. В долинах в низменных местах в это время сформировались своеобразные синие глины («синюги»). Как показали исследования, белесые субаэральные суглинки несут слабую металлогеническую информацию. В позднем плейстоцене реки, ставшие более полноводными из-за заметного потепления климата, вызвали значительную эрозию [Панычев, 1979] и врезание в покровный чехол суглинисто-глинистых осадков, почему они частично «откопали» среднечетвертичную гидросеть. Аллювий современных рек в одних случаях полностью перекрывает среднечетвертичный аллювий, в других — наблюдается лишь частичное совмещение долин (см. рис. 3).

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И РОССЫПИ

Развитые в районе россыпи и россыпные проявления, приуроченные к кратко охарактеризованным выше комплексам рыхлых образований, логично подразделить на четыре возрастные группы: мел-палеогеновые, неоген-нижнечетвертичные, среднечетвертичные и верхнечетвертичные (современные) (табл. 2). Большая часть их, как уже отмечалось, к настоящему времени выработана. Из генетических типов здесь выделяются элювиально-делювиальные (россыпи переотложенных кор химического выветривания), делювиально-аллювиальные (ложковые) и аллювиальные, а также предположительно элювиальные в остаточных корах выветривания (зонах окисления) на золоторудных телах и зонах. Наибольшие значения и распространенность имели аллювиальные россыпи погребенной среднечетвертичной гидросети и делювиально-аллювиальные (аллювиальные?) древней неоген-нижнечетвертичной. По площади россыпи также размещены неравномерно. Участки сгущения их чередуются с площадями, слабо насыщенными россыпями или совсем лишенными их.

Систематика россыпей района

Генетический тип	Возрастная группа			
	мел-палеогеновая	неоген-нижне-четвертичная	средне-четвертичная	верхне-четвертичная—современная
Элювиальный	+(?)			
Элювиально-делювиальный	+	+		
Делювиально-аллювиальный	++	+++	++	
Аллювиальный	+(?)	++	+++	+

Примечание. Плюс — степень распространенности и значимость выделенных разновидностей.

Рассмотрим взаимоотношение между разновозрастными группами россыпных концентраций на примере более изученной Северной площади.

Мел-палеогеновая группа. Как видно на схеме и разрезах (см. рис. 3), глинисто-обломочные переотложенные продукты мел-палеогеновой коры выветривания, к которым приурочены россыпные концентрации, располагаются в пределах выположенных водоразделов, где они выполняют депрессии, в том числе карстового типа. Распределено самородное золото в отложениях крайне неравномерно как в разрезе, так и по площади. Знаки мелкого золота отмечаются во многих разностях пород: глинах и песчано-глинистых породах светлых тонов с прослоями и линзами кварцевых песков и пестроцветных глин, часто содержащих обломки кварца, в бокситовидных глинах красно-бурого и розовато-красного цвета с бобовинами гидроокислов алюминия и железа, с линзами и гнездами каменистых бокситов, красных вязких глин и кварц-лимонитовых разнозернистых песков, в которых обломки кварца и лимонита составляют до 1—5%, и др. Самородное золото не устанавливается лишь в белых, желтовато-белых, розовато-белых глинах с незначительным содержанием песка, которые занимают центральную часть вскрытой карьером депрессии. По количеству знаков преобладает зылевидное «невесовое» золото размером 0,4 мм и менее. Меньшая часть золотин имеет размеры 0,4—1,0 мм и еще меньшая — до 3 мм и более. Это золото, рассеянное в песчано-глинистой и глинистой массе отложений, участвует в образовании вторичных неконтрастных аномалий его, превышающих местный фон на 1—2 порядка. Количественное отношение его с другими формами и в частности с золотом, сорбированным на гипергенных дисперсных минералах, по-видимому, непостоянно. Так, в бедной пробе красно-бурых вязких глин с примесью незначительного количества обломочного материала его в 3—5 раз меньше, чем дисперсного (мельче 0,05 мм). В более богатой пробе желтоватых песчанистых глин со значительной примесью кварцевой дресвы, напротив, доминирует более крупное видимое золото.

Рассматриваемые аномалии золота, как и вся толща глинистых образований и связанные с нею природные воды (данные Б. А. Воротникова), в целом обеднены сопутствующими рудными элементами (табл. 3), что, естественно, объясняется интенсивной химической проработанностью пород. Это относится не только к глинистым продуктам переотложения коры выветривания, но и к каолиновым остаточным корам выветривания (глинистому структурному элювию), развитым по золотоносным породам рудного поля: минерализованным сульфидами, окварцованным сланцам и рассланцованным кварцевым порфирам, содержащим прожилки и гнезда золоторудного кварца. Из таких пород (см. строку 1 в табл. 3) интенсивно выщелочены все или почти все рудогенные элементы, за исключением золота, реже — бария и еще реже — свинца, так что их содержание опус-

Относительная степень концентрации — рассеяния золота и других рудных элементов в мел-палеогеновых продуктах выветривания (окисления) второй площади

№ п/п	Опробованная порода	Кол-во определений	Содержа- ние рос- сыпеобра- зующего золота	Содержание					
				в исходных породах		в обломочном материале		в глинистом слите	
				Au	спутников	Au	спутников	Au	спутников
1	Каолинизированные отбеленные по- роды с кварцевыми прожилками, сыпучкой, обломками	30	Зн.—вес.	Au	<Ф.—ф. (Ba)	Au—Au	<Ф.—ф. (Ba, Cu)	Au	Ф.—Ba, Pb
2 (24, 29—б)	Песчавистая глина желто-бурого цвета, переполненная щебнево-дре- вянным кварцевым материалом	24	<u>Р. К.</u>	Au	Ф. (Ba)	Не обн.—Au	<Ф.—ф.	Au	<Ф.—ф.
3	Лимонитизированные и омарганцо- ванные песчано-глинистые породы с обломками	16	Зн.	Ф.—Au	Pb, Zn, Cu, As	Ф.—Au	Pb, Zn, Cu, As	Ф.—Au	Ф.—Cu
4	Лимониты и глина красно-бурая, обохренная с обломками	8	Зн.	Au—Au	Ф.	Au	—	Au	—
5	Глины пестрые с обломками	16	Не обн.	Не обн.—Au	Ф.	Не обн.—Au	—	Au—Au	Ф.
6 (28)	Красно-бурая глина с примесью кварцевой щебенки	8	<u>Вес.</u>	Au	Ф.	Au	—	Au	—

Примечания: 1. Здесь и в табл. 7, 9 в скобках номера проб, показанных на рис. 3 и 6.
2. Содержание россыпеобразующих фракций: Зн. — знаковые, Вес. — весовые, р. к. — россыпные концентрации, Ф. — содержания на уровне местного фона. Обломочный материал и глинистый слит анализировались после извлечения россыпеобразующего (шлихового) золота.
3. Приведены элементы, превышающие фон на порядок, подчеркнуты — на два и более порядка.

Таблица 4

Распределение золота и серебра по фракциям шлихов второй площади

Характер пород	№ пробы	Анализируемые фракции	Содержание, усл. ед.		Сопутствующие элементы	
			Au	Ag		
1	2	3	4	5	6	
Золотоносный аллювий (Q ₂ -Q ₃)	1	Лг. Эл. Тж.	0,1 12,0 24,0	0,03 0,25 9,8	Фон — —	
	2	Лг. Эл.	1,0 0,6	0,25 0,04	— —	
	3	Лг. Эл.	0,7 1,0	0,08 0,27	— —	
	4 34	Эл. Лг.	1200 1,6	22 0,2	Фон »	
	6 6 ^a	Эл. »	0,7 34,0	0,1 2,5	Фон	
Делово-аллювий золотоносных левобережных ложков (Q ₂)	7	Эл. Тж.	0,04 0,4	0,07 0,07	Фон »	
	7 ^a	Эл.	2,3	1,8	—	
	8	Лг. Эл.	0,2 30,0	0,05 0,8	Фон —	
	9	Эл. Тж.	0,08 0,4	0,2 0,4	As —	
	9 ^a	Лг. Эл.	0,05 0,1	0,02 0,06	Фон »	
Делово-аллювий правобережного ложка	37	Лг. Эл.	2,3 0,3	0,01 0,4	$\frac{Zn, Pb, Cu}{Pb, Zn, Cu}$	
Деловый золотоносных кварцитов (Q ₁)	10	Лг. Эл. Тж.	24,0 9,9 63,0	2,2 0,9 6,1	Bi, Zn, Pb, Cu, Ba — —	
	10 ^a	Лг. Эл.	36,0 34,0	0,4 1,4	Ba, Bi —	
	10 ^b	Эл. Тж.	1,3 2,0	7,8 5,4	— —	
Эндегенная минерализация	«железная шляпа»	12	Лг. Эл. Тж.	0,3 1,7 7,2	3,9 15,0 14,0	As, Bi, Ba As, Bi, Sb, Pb, Ag, Ba
		16	Лг. Эл.	2000 1500	12,0 11,0	Bi —
	16 ^b	Лг. Эл.	16,0 16,0	0,5 0,8	Sb As, Cu, Pb, Bi, Mo	

1	2	3	4	5	6
Эндогенная минерализация сланцы окварцованные	13 ^а	Эл. Тж.	0,5 6,5	1,7 0,4	Cu Cu
	13 ^б	Эл. Тж.	6,7 26,0	0,6 1,1	Cu —
Древний (N—Q ₁) золотоносный делово-аллювий	17	Лг. Эл.	0,7 0,03	0,1 0,2	As Фон
	19	Лг. Эл.	1,2 2000	0,7 220	Zn —
	35	Эл.	250	5,4	As
Мел-палеогеновые (К—Р) золотоносные про- дукты перетложения кор выветривания	26	Эл.	0,3	0,05	—
	28	Лг.	0,06	—	—
		Эл. Тж.	7,8 6,0	0,2 0,3	Фон —
	29	Эл. Тж.	2,0 180	0,4 15,0	— —
	29 ^а	Эл. Тж.	2,2 44,0	0,1 0,5	— —
	29 ^б	Лг.	1,0	8,2	—
Эл. Тж.		1600 770	19,0 12,0	— —	
36	Лг.	2,2	1,0	Cu, Zn	
	Эл.	0,6	0,3	Cu, Zn, As	

Примечания: 1. Привязку проб смотри на рис. 3.
2. Фракции: Лг — легкая, Эл — электромагнитная, Тж — тяжелая.
3. Приведены элементы, превышающие фон на порядок, подчеркнуты — на 2 порядка и более, прочерк — не анализировались.

кается до уровня регионального фона и ниже. Эта закономерность не распространяется на породы, обогащенные лимонитами, для которых характерны, хотя и не всегда (см. строки 3 и 4 табл. 3 и пробу 28 табл. 4), аномальные содержания свинца, цинка, меди, мышьяка, что можно связать с влиянием первичной минерализации и повышенной сорбционной способностью гелей гидроокислов железа.

На фоне общей слабой зараженности золотом описываемых глинистых образований отмечаются разных размеров пятна, линзы, струи и зоны, в которых концентрация россыпеобразующих фракций золота достигает интересных значений. Продуктивные отложения представлены песчанистыми и вязкими глинами с примесью дресвяного и обломочного материала в количестве от 10 до 50%. Обломочный материал по размеру не превышает 1—2, реже несколько сантиметров. В основном он представлен кварцем. В резко подчиненном количестве отмечаются кварциты, песчаники, сланцы, кварцевые порфиры и другие породы. Лимониты в одних пробах развиты в значительном количестве, в других (в том числе в относительно обогащенных золотом) часто практически отсутствуют. Обломки как неокатанные, так и угловато-окатанные (рис. 4). При этом обломки кварцевых порфиров, песчаников и сланцев чаще в какой-то степени ока-

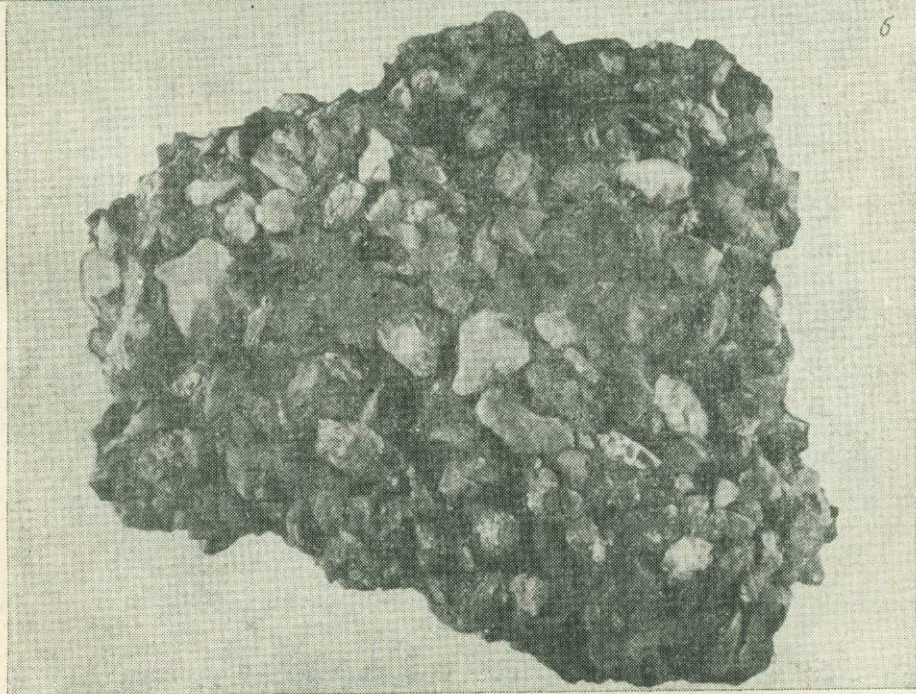
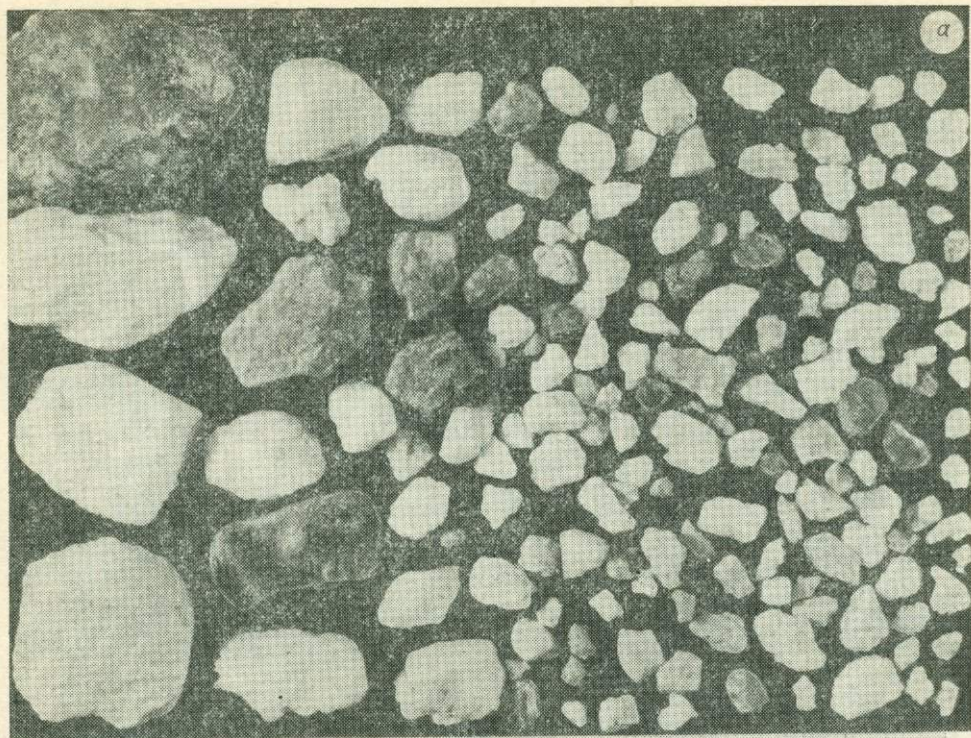


Рис. 4. Обломочный материал (а) и обломок кварцевой гравелит-брекчии на лимонитовом цементе (б) из мел-палеогеновой элювиально-пролювиальной россыпи.

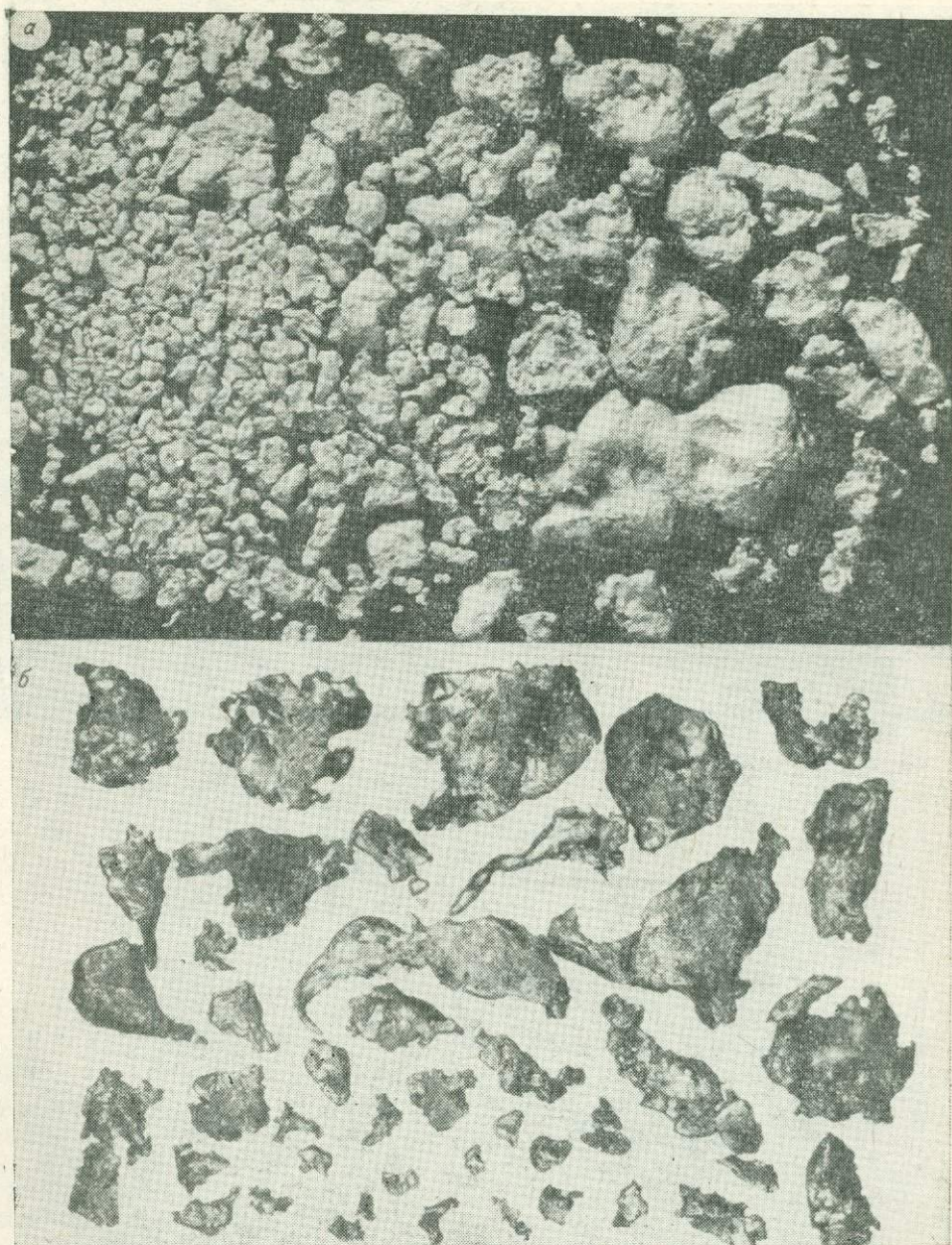
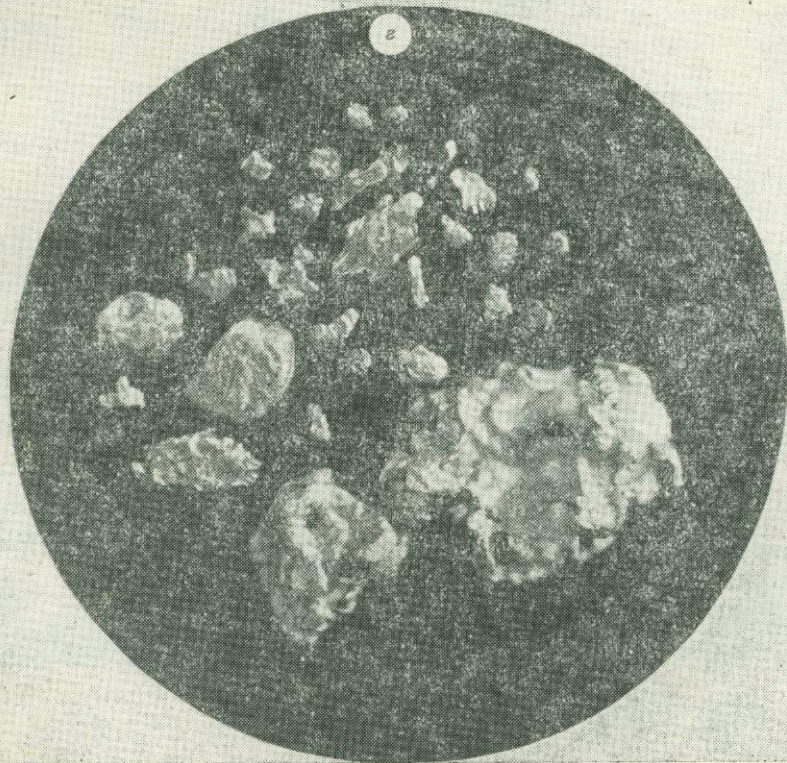
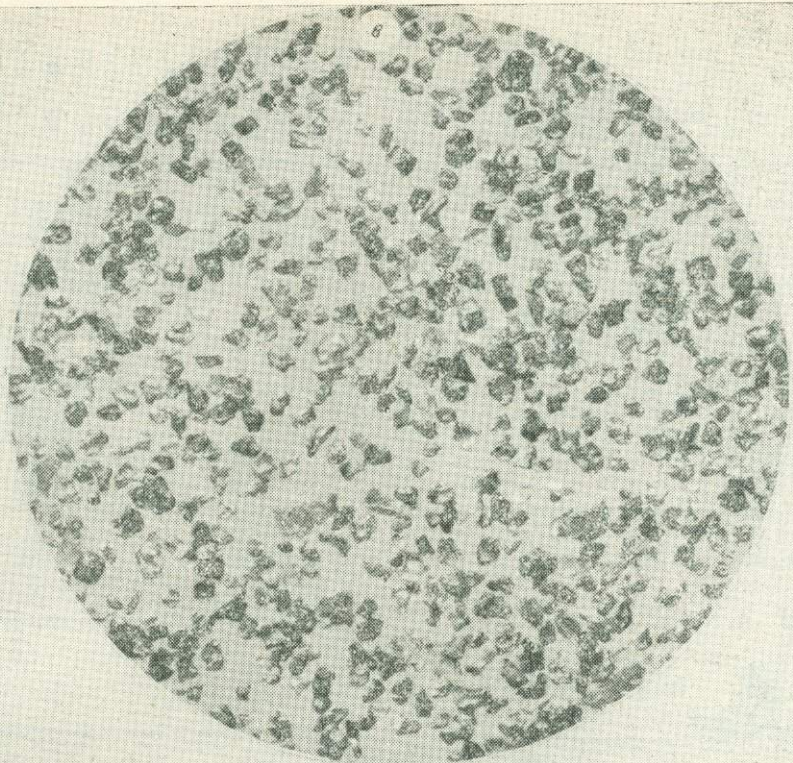


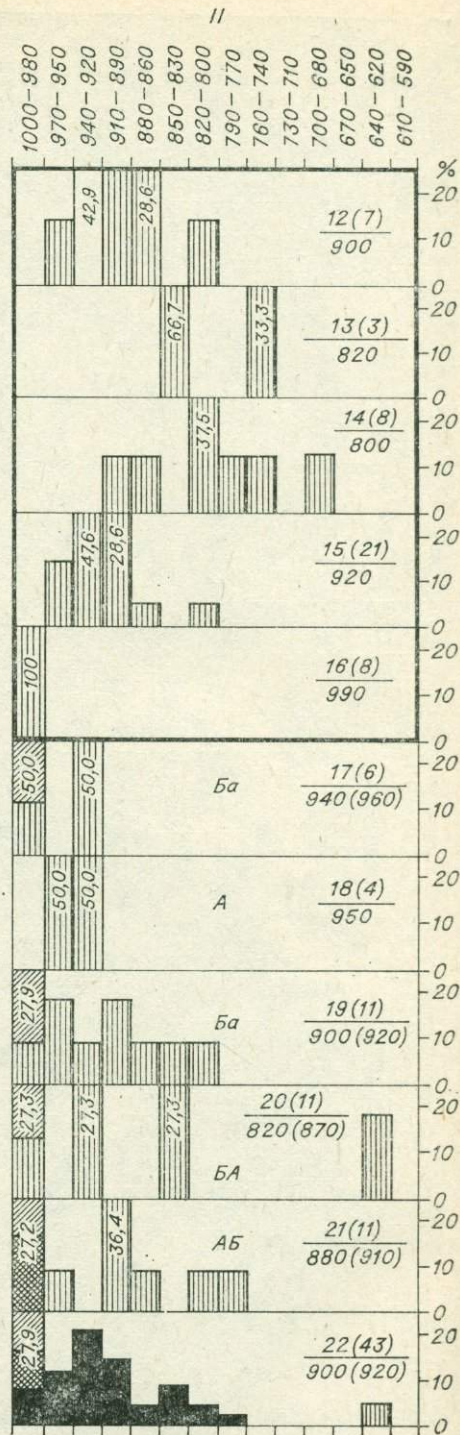
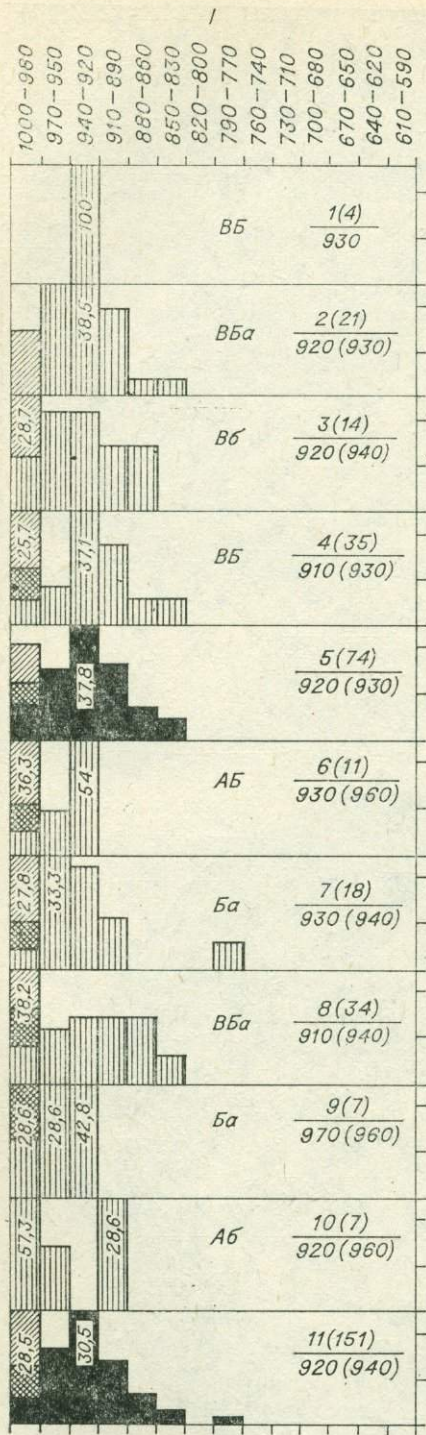
Рис. 5. Морфология самородного золота (ув. 30).

a — из мел-палеогенового проявления (проба № 24); *б* — из золотокварцевой жилы; *в* — из кварцитов, проба 6 (гипергенное); *г* — делювиальных отложений кварцитового участка (проба № 27).

таны, в то время как кварц развит в виде угловато-окатанных или совершенно неокатанных обломков. Последние имеют нередко неправильную форму и неровную изъеденную поверхность. Кварц сахаровидный (маршалитоподобный), белый либо красноватый обохренный.

Золото в таких участках концентрации относительно крупное слабоуплощенное с коэффициентом уплощенности (K_y), равным 0,33 (табл. 5.) Оно, как и золото из участков меньшей концентрации, в основной массе необработанное (рудного облика) и слабо обработанное (рис. 5, *a*), по со-





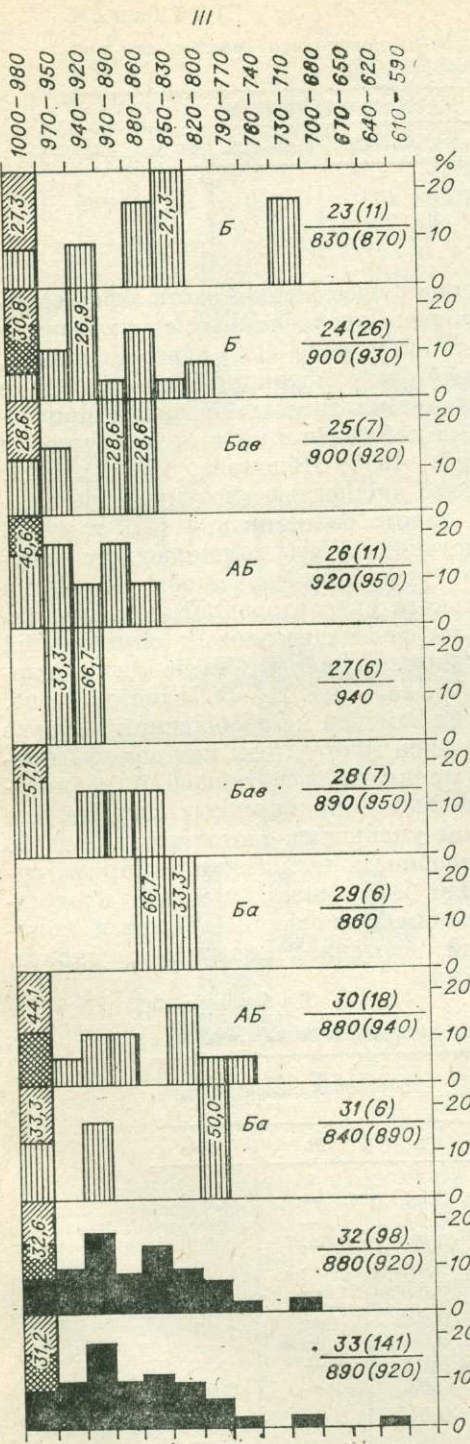


Рис. 6. Гистограммы пробности самородного золота второй площади (данные микрозондирования).

1, 2 — высокопробные гипергенные каймы (1) и внутризерновые участки (2); 3, 4 — однородные золотины и более низкопробные участки в негомогенных золотилах (3 — в частных выборках, 4 — усредненные); 5 — частота встречи (%) на немасштабных столбцах; 6 — в числителе — номера проб и количество замеренных золотинов и фаз (в скобках), в знаменателе — средняя пробность по выборке (в скобках — с учетом высокопробных «гипергенных» разностей.

I — среднечетвертичные аллювиальные россыпи: пробы 1—5 — основная долина, 6—9 — притоки, 10 — делювиальная россыпь. II, верхняя часть (в рамке), — рудное золото: 12 — пиритовая сыпучка, 13 — кварциты разных зон, 14 — минерализованные породы поля, 15 — кварцевая жила (на смежной площади), 16 — кварциты выщелоченные; II, нижняя часть, — неоген-нижнечетвертичные водорастворимые россыпи. III (пробы 23—33) — золотоносные образования мел-палеогеновой коры выветривания и продуктов ее местного перетолжения. Привязку проб смотри на рис. 3. Средние: 11 — по 1—10 пробам (Q₂), 22 — по 17—21 (N — Q₁); 32 — по 23—31 (K — P) и 33 — по 17—31, т. е. по N — Q₁ и K — P. Буквами на графиках показана обрабатанность золота А, В, В — существенной и а, б, в — несущественной части золотинов: Б, б — слабая; В, в — сильная; А, а — отсутствует.

ставу относительно «чистое» и содержит очень узкий круг элементов: в двух пробах (№ 24 и 25) спектральным анализом в золоте установлены лишь два элемента (не считая серебра) — медь (0,01 — 0,03%) и сурьма (0,004—0,02%) (табл. 6). Судя по литературным [Ланцев, Денисова, 1976; Теплов, Карманов, 1980; и др.] и имеющимся у нас данным, оно заметно чище золота из неокисленных и слабоокисленных руд, а также золота из россыпей районов не столь широкого развития древних глубоких кор химического выветривания, например Восточного Забайкалья. По-видимому, в данном случае мы имеем пример «очищения» золота, выщелачивания микропримесей, присутствующих в эндогенном золоте в виде минеральных включений. Это подтверждается и микроскопическими наблюдениями.

Как показывает микроскопическое изучение золота, а также изучение распределения золота, серебра и меди (т. е. пробности), в выборках самородного золота, результаты которого частично отражены на рис. 6,

в рассматриваемых мел-палеогеновых золотоносных отложениях развито весьма разнообразное по составу и внутреннему строению золото. Большая часть золотинов имеет гомогенное внутреннее строение с равномерным (в пределах точности прибора) распределением основных компонентов в сечении золотины. Пробность отдельных золотинов от 999 до 800, реже

Таблица 5

Гранулометрический состав золота из мел-палеогенового россыпного проявления (проба № 24)

Показатель	Класс крупности, мм					Σ
	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25	
Выход классов, %	42,4	16,1	19,0	14,0	8,5	100
Средний вес одной золотины, мг	66,6	12,6	3,0	0,4	0,07	—

до 710 единиц. Меньшая, но также весьма существенная часть зерен самородного металла (около трети) представлена неоднородным «двухфазным» золотом, в котором более высокопробная фаза (999—980) образует каймы, прожилки и участки по более низкопробной матрице. Высокопробные каймы и фазы, несомненно, возникли в результате гипергенных процессов, что согласуется с многочисленными наблюдениями и литературными данными [Петровская, 1973; Николаева, 1978; Яблокова, 1980; и др.]. Гипергенны, на наш взгляд, и золотины, полностью сложенные высокопробной разнородностью (свыше 980). Золото более низкой (970 и ниже) пробы мы относим к реликтовому эндогенному, что подтверждается аналогичными данными по рудному золоту района (см. пробы 12—15 на рис. 6 и 1 на рис. 7). Средняя проба такого унаследованного эндогенного золота по рассмотренным выборкам из мел-палеогеновых образований колеблется от 830 до 940 (880 — в обобщенной выборке), а по всему золоту, включая гипергенные новообразования, — на 20—30 единиц выше. Из тех же данных видно, что 32,6% всех замеров по обобщенной выборке и 57,1% по частным падает на гипергенное золото. Так как замеры проведены без учета объемных (и весовых) процентных соотношений реликтовых и новообразованных фаз (особенно кайм), приведенные выше цифры содержания гипергенного золота следует уменьшить соответственно до 20 и 40%. На рис. 6 характер кривых пробности по разным выборкам существенно различен. Частично это может быть связано с малой представительностью некоторых выборок, но в основном зависит от типа и количества питающих источников и степени экзогенной переработки золота.

Таблица 6

Примеси в самородном золоте второй площади, %

№ проб	Тип исходных пород	Содержание элементов, %		
		Cu	Pb	Sb
1	all, Q ₂	0,035	—	0,002
2	То же	0,07	—	0,006
3	»	0,2	—	0,002
4	»	0,045	—	0,002
6	all N—Q ₁	0,07	—	0,003
6 ^a	all Q ₂	0,045	—	—
7	dl—all ₁ Q ₂	0,06	0,0005	—
8	То же	0,025	—	—
9	»	0,03	—	0,005
9 ^a	»	0,04	—	0,002
19	dl—del N—Q ₁	0,02	—	—
24	el—dl ₁ K—P	0,01	—	0,02
25	То же	0,035	—	0,0045

Примечания: 1. Анализы выполнены спектральным методом в ЦНИГРИ (аналитик Л. К. Денисова) по методике, разработанной И. П. Ланцевым и Л. К. Денисовой (1976).

2. Привязку проб смотри на рис. 3.

3. all — аллювий, all-dl — аллюво-делювий, el-dl — элюво-делювий.

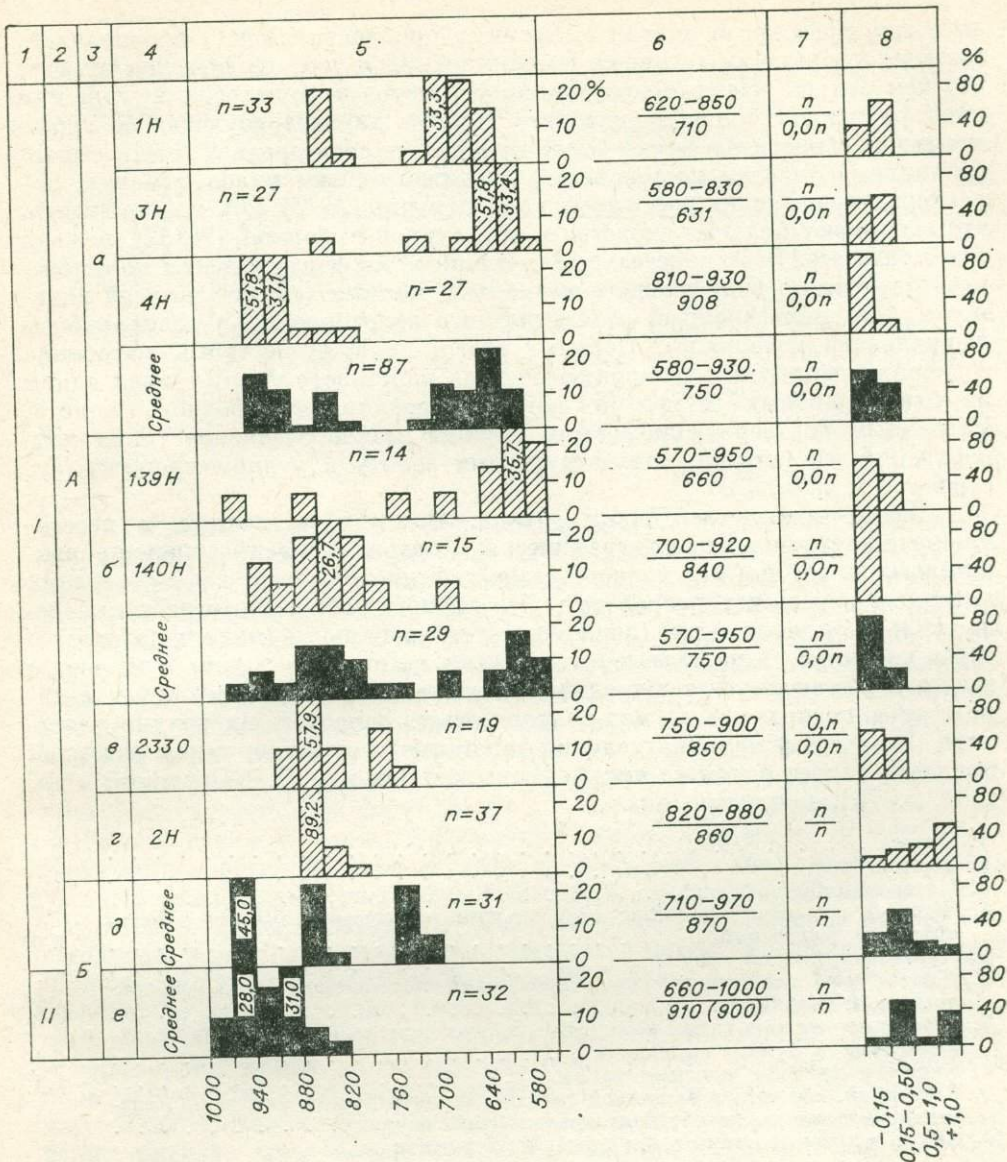


Рис. 7. Пробность и гранулометрический состав самородного золота первой площади. Графы: 1 — принадлежность золота к рудным образованиям (I) или россыпям (II); 2 — золоторудная минерализация расположена в пределах развития барит-полиметаллического оруденения (А) и за его пределами (Б); 3 — тип золотосодержащих пород: а — сульфидно-полиметаллическая руда (на глубине), б — окисленная полиметаллическая руда (существенно кварц-баритовая порода), в — минерализованные и окварцованные порфиры, кварц-баритовая жила (старые отвалы), г — кварц-карбонатный штокверк (на глубине), д — золото-кварцевые жилы (старые отвалы), е — россыпи; 4 — номера проб; 5 — количество замеренных золотин и фаз, гистограммы пробности (частота встречи, %). Черным даны обобщенные данные по типам пород; б — пределы колебания (числитель) и средние значения (знаменатель) пробности (в круглых скобках — средняя пробность золота основных долинных россыпей рудного поля по данным пробных анализов; 7 — относительный порянок содержания золота в исходных породах валового (числитель) и самородного видимого (знаменатель); 8 — гистограммы (частота встречи, %) гранулометрического состава.

В частности, узкий диапазон пробности (см. пробы 27—29, рис. 6) должен предполагать связь с самостоятельными точечными источниками питания, скорее всего кварц-сульфидного (кварцевого, кварц-карбонатного) типа. При этом отсутствие следов гипергенного преобразования в россыпном золоте (пробы 27 и 29) может указывать на непосредственную связь данных проявлений с рудными источниками. По другим пробам, судя по ко-

личеству участков сгущения на кривых пробности, можно предполагать влияние нескольких точечных источников. При этом естественно думать, что чем больше частных источников участвует в формировании той или иной россыпной концентрации, тем сильнее характеризующая ее гистограмма пробности по форме будет приближаться к средней (обобщенной) по данному участку гистограмме. Оценивая в этом плане выборки, характеризующие точки россыпных концентраций (№ 24, 26), можно видеть, что они имеют большее сходство с обобщенной выборкой (№ 32), нежели все остальные. Это свидетельство участия в их формировании комплексного источника, включающего несколько частных (каким, по всей видимости, был определенный объем рыхлого золотоносного элювиально-делювиального материала). Перемыв этого, по сути местного, материала в древних депрессиях (в первую очередь карстового типа) явился одним из благоприятных моментов концентрирования самородного золота. Косвенным подтверждением этого служит резкое обеднение таких концентраций элементами, сопутствующими золоту в рудном процессе (см. строку 2 в табл. 3).

Неоген-нижнечетвертичная группа. Россыпи, связанные с неоген-нижнечетвертичным стратиграфическим уровнем, распространены значительно шире, чем мел-палеогеновые, и были в прежние годы объектами активных подземных разработок. Это главным образом погребенные делювиально-аллювиальные (ложковые) и аллювиальные (мелких водотоков) типы россыпей. Аномальные содержания шлихового золота отмечаются также в элювиально-делювиальных отложениях, тесно связанных с таковыми в подстилающих мел-палеогеновых. Зачастую их трудно разделить. В качестве примера условий залегания и строения таких россыпей приведем разрез одной из них — Июньской [см.: А. П. Божинский и др. 1965, с. 76], мощность, м:

1. Почва	0,5
2. Темно-бурые глины	1,0
3. Красовато-бурые глины	0,2
4. Желто-бурые слоистые глины с небольшим количеством мелких марганцевистых включений	5,0
5. Красовато-желтые глины	3,5
6. Желто-бурые слоистые глины с небольшим количеством очень мелкой окатанной гальки	0,6
7. Красовато-желтые глины с большим количеством мелкой окатанной гальки кварца и бурого железняка	1,0
8. Кирпично-красные плотные глины	1,6
9. Галечники, состоящие из мелкой гальки кварца и бурого железняка, сцементированные желто-бурой и красно-бурой глиной	
10. Плотные красные глины с обломками известняков	

Первые три слоя в разрезе относятся к средне-верхнечетвертичным покровным отложениям, а слои 4—9 — к рассматриваемому уровню. Здесь, как и во многих других случаях, продуктивные отложения подстилаются глинистыми образованиями мел-палеогеновой коры выветривания, с которыми они нередко пространственно и генетически связаны. Одна из характерных черт состава данных россыпей — наличие в них вымытых из подстилающих толщ обломков, в той или иной мере окатанных: лимонитов, бокситов, гравелитов и конгломератов на железистом цементе и кварца. Особенно широко развиты в составе древних россыпей обломки кварца и лимонитов. В ряде случаев заметна прямая зависимость между богатством золотоносного пласта и содержанием лимонитов. Это, вероятно, можно объяснить прямой связью обоих показателей со степенью гравитационного обогащения. В значительной степени наследуются от мел-палеогеновых образований и свойства самородного золота. Часто оно представлено слабо окатанными и неокатанными золотинами (пробы 17—21 на рис. 6) комковидной и амбовидной формы с неровной поверхностью, покрытой

Относительная степень концентрации — рассеяния золота и других рудных элементов в неоген-нижнечетвертичных россыпях

№ п/п	Кол-во оп-ределений	Содержание (проспешного сыпчатообразующего) золота	Содержание					
			в исходных породах		в обломочном материале		в глинистом суглинке	
			Au	спутников	Au	спутников	Au	спутников
1(17)	10	Вес.	Фон	Ba	Фон	Нет данных	Фон	Ba
2(19)	6	P. K.	<u>Au</u>	Ba, Zn	<u>Au</u>	Ba, Zn	Au	Ba, Zn
3	9	» »	<u>Au</u>	Cu Zn(?)	<u>Au</u>	Pb, Cu, Zn(?)	Au	Cu
4	7	» »	<u>Au</u>	As, Zn, Cu	Au	Pb, Zn, As, Cu	Au	Pb, Zn(?)

темной пленкой окислов и гидроокислов железа и с включениями кварца. В ряде аллювиальных и делювиально-аллювиальных россыпей нередко присутствует и более окатанное пластинчатое золото. В целом внутреннее строение самородного золота из неоген-нижнечетвертичных золотоносных отложений, так же как и из более древних, очень неоднородно. В нем нередко можно видеть высокопробные гипергенные новообразования. Отдельные выборки существенно отличаются друг от друга характером кривых пробности. В мономинеральной пробе золота кроме серебра установлена лишь ничтожная примесь меди (см. пробу 19 в табл. 6).

В отличие от россыпных концентраций мел-палеогенового уровня рассматриваемые россыпи часто имеют в основании соответствующих пачек четко выраженный концентрированный пласт, струйчатое и струйчато-линзовидное распределение металла в плане (рис. 8), т. е. характерные черты аллювиальных россыпей. Нередко в них устанавливаются следы продольной дифференциации металла, которая выразилась в накоплении в головах струй и россыпей более крупных и менее уплощенных фракций и сносе в их хвосты более мелкого пластинчатого золота. Несколько специфичны и геохимические черты этих россыпей: они достаточно часто сопровождаются вторичными аномалиями сопутствующих рудных элементов: бария, цинка, меди, мышьяка (табл. 7). Это, по-видимому, обусловлено частой приуроченностью россыпей к рудным минерализованным зонам и обогащением этих россыпей гидроокислами железа и окислами марганца, нередко заимствованными из обогащенных рудогенными элементами «железных шляп» (см. пробу 12 в табл. 4). Выходы их известны в целом ряде золотоносных погребенных долин. Не случайно именно по россыпи, изображенной на рис. 8, в тальвеге которой известны окисленные рудные тела, обломочный материал продуктивных отложений и электромагнитные

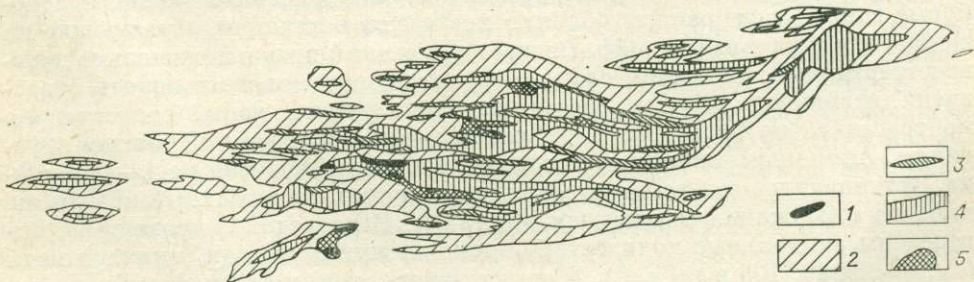


Рис. 8. Линзовидно-струйчатое строение древней (N — Q₁) погребенной россыпи.
1 — рудные источники; 2—5 — россыпь.

Гранулометрический состав золота древней аллювиальной «красноземной» россыпи

Показатель	Класс крупности, мм							
	>5	5-3	3-2	2-1	1-0,589	0,589-0,21	0,21-0,1	<0,1
Выход классов, %	0,8	3,4	5,6	9,2	3,2	48,0	24,2	5,8
Средний вес золотины в классе, мг	203	108,4	41,8	6,6	2,4	0,3	0,06	0,01

фракции шлихов резко обогащены золотом (см. пробу 19 в табл. 6 и строку 2 в табл. 9). На связь «красноземистых» древних россыпей с зонами сульфидной минерализации обращали внимание многие исследователи [Сперанский, 1933; Булытников, 1948; Шахов, 1946]. Можно также предположить, что этим же обстоятельством объясняется преобладание в некоторых из рассматриваемых россыпей мелкого и весьма мелкого золота (табл. 8), поскольку именно такое золото должно образовываться при окислении сульфидных руд.

Россыпи, подобные описанным, известны и на других площадях рассматриваемой территории. Кроме них на данном стратиграфическом уровне развиты по различным породам и более мелкие россыпные проявления делювиального и делювиально-пролювиального типа. Из практики золотодобычи известны случаи, когда гидротермально измененные и пронизанные кварцевыми прожилками золотоносные габбро-диабазы в зоне выветривания были интенсивно разрушены и превращены в элювиальную россыпь и выбирались старателями в качестве «золотоносных» песков. Такое россыпное делювиальное проявление приурочено к склону возвышенности, вершина которой сложена золотоносными кварцитами. Сульфиды на выходе выщелочены и окислены, а кварциты превращены по существу в кварцевую губку. Вмещают кварциты минерализованные сланцы глинисто-кварцево-серицитовые и рассланцованные кварцевые порфиры. В выщелоченных кварцитах присутствует самородное золото очень высокой пробы (980—1000) в виде мелких губчатых выделений (см. рис. 5, в, рис. 6, проба 16), по всей видимости гипергенное. В пробе первичных умеренно-сульфидных золотоносных кварцитов видимого золота не обнаружено.

В глубинных трещинных восходящих водах, связанных с этой зоной, Б. А. Воротников установил повышенное содержание золота, что подтверждает возможность переотложения содержащегося в сульфидах дисперсного золота и его новообразования. Золотоносны и вязкие краснобурые глины, содержащие обломки кварцитов и сланцев, образующие на склоне делювиальный шлейф. Возраст отложений предположительно древнечетвертичный. В данном случае, вероятно, правильнее говорить о развитии вторичного ореола рассеяния золоторудной зоны, относительно контрастного по золоту и очень слабо контрастного по элементам-спутникам. Аномальные количества золота, превышающие фон на 1—2 порядка, устанавливаются во всех гранулометрических классах. Наиболее же высокие содержания отмечаются в шлихах. В последних, кроме того, определены аномальные количества бария, висмута, свинца, цинка и меди (см. пробы 10, 106 в табл. 6). В самих же склоновых отложениях и в глинистом сливе гравитационных проб рудные элементы содержатся лишь на уровне регионального фона. Судя по характеру, размерам и формам вы-

делений самородного золота, наличия его сростков с кварцем (см. рис. 5, з), а также вариации его пробности (см. рис. 6, проба 10), в формировании данного ореола принимали участие различные рудные источники, в том числе гипергенное золото кварцитов и эндогенное — золото-кварцевых прожилков. Этот факт весьма важен для решения вопросов связи россыпей с источниками, так как он показывает, что даже для россышного проявления, сформированного на весьма небольшой площади, устанавливается несколько типов рудных источников.

Средне-верхнечетвертичная группа. Россыпи среднечетвертичной (?) гидросети наиболее насыщены и распространены. Их отработка и положила начало россышной золотодобыче на Салаире. Они занимают самое низкое гипсометрическое положение из мезозойских и кайнозойских россыпей и часто частично или полностью погребены. Во многих случаях видна унаследованность этой гидросети от неоген-нижнечетвертичной, что хорошо подчеркивается сменой среднечетвертичного долинного комплекса на более древний при переходе к верховьям и истокам мелких речек и логов (см. рис. 3). Россыпи представлены обычно полимиктовыми валунно-галечно-песчаными отложениями, в составе обломочного материала которых развиты породы, размываемые на расположенных выше участках долин. В то же время в них присутствует примесь, в некоторых случаях довольно обильная, лимонитов, кварца, бокситов, т. е. пород, типичных для более древних россыпей и отложений. При этом особенно заметна примесь лимонитов в концентратах золотоносных песков. В некоторых случаях, например в крупных долинах смежной площади, в среднечетвертичные долины глубоко врезаны верхнечетвертичные, соответственно омолаживается россыпь, существенно не меняя при этом состав и строение.

Характерная особенность строения золотоносных россыпей района — ливновидно-струйчатое распределение золота в плане, что предопределяет частое чередование обогащенных участков долины с обедненными и даже пустыми. Многие россыпи сложные, представляют собой целую цепь отдельных более простых россыпей различной длины и насыщенности. Такая прерывистость, как показывает изучение морфологии и состава золота, обычно возникает из-за наличия в долине нескольких питающих источников, которыми могут быть в одних случаях рудные зоны и тела, в других — золотоносные притоки. Определенную роль в создании такой «прерывистости» сыграли, кроме того, особенности геоморфологического строения долин — чередование участков расширения, сложенных более податливыми к разрушению породами (сланцами, известняками), и участков сужения долин, которым, как правило, соответствуют выходы малых интрузий и даек крепких диорит-диабазов.

На участках пересечения долинами даек, кроме сужения долин, наблюдается поднятие плотика (т. е. наличие древних «порогов») и сокращение мощности аллювия. К участкам расширения долин и увеличения мощности аллювия обычно приурочены обогащенные струи; перерывы и обеднения наблюдаются, как правило, в местах сужения долин. В общем представляется, что такая прерывистость в одних случаях связана с множественностью источников питания, в других — с наличием порогов и режимов в долине, в третьих — обусловлена совместным проявлением обеих причин. В качестве последней, но не самой редкой, причины может также выступать недоразведанность долин. Важно отметить, что указанные обстоятельства достаточно четко выражаются в изменении характера россышного золота в продольном профиле золотоносной долины. В головах простых россыпей и на участках подпитки развито сравнительно крупное и слабо уплощенное золото. В его составе заметную роль играют слабо обработанные, а иногда встречаются и совершенно необработанные формы. Вниз по течению в хвостах простых россыпей золото становится более мелким, обработанным и уплощенным.

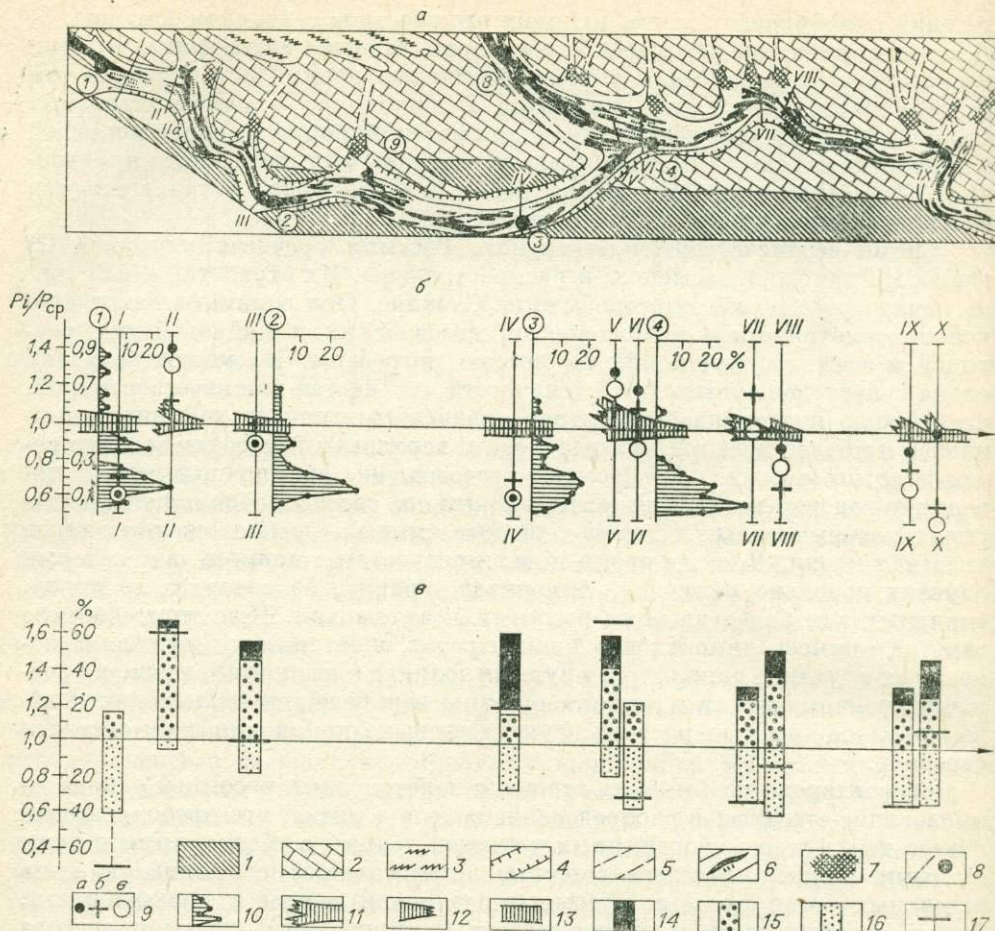


Рис. 9. Характеристика самородного золота аллювиальной россыпи второй площади. *a* — схема расположения проб самородного золота; *б* — графики уплотненности золота; *в* — диаграммы гранулометрического состава золота. 1, 2 — существенно терригенные (1) и карбонатные (2) породы; 3 — осадочно-вулканогенные гидро-термально измененные образования печеркинской свиты нижнего кембрия; 4 — контур основной долины; 5 — контур долины притоков; 6 — золотоносные струи (показаны вне масштаба); 7 — старые отработки; 8 — расположение проб и их номера; 9 — относительная уплотненность золотин (отношение среднего веса золотины в пробе (P_i) к среднему весу в россыпи (P_{cp}) по классам крупности: *a* — +0,25—0,42 мм ($P_{cp} = 0,78$ мг), *б* — +0,42—1,0 мм ($P_{cp} = 2,47$ мг), *в* — +1,0—2,0 мм ($P_{cp} = 5,39$); 10 — частотная кривая значений коэффициента уплотненности (K_y) и среднее его значение по пробе; 11, 12 — верхняя (11) и нижняя (12) выклинка струи; 13 — струя протягивается вверх и вниз по долине; 14—16 — процентное содержание гранулометрических классов золота: 14 — +3 мм, 15 — 1—3 мм, 16 — —0,25; 17 — относительная крупность золота в классе +0,25 мм (отношение среднего веса золотины в пробе к среднему весу по россыпи ($P_{cp} = 1,96$ мг)).

В качестве дополнительного весьма действенного инструмента может использоваться также характер изменения вариационных кривых пробыности самородного золота вниз по долине золотоносной реки.

В качестве примера приведем долинную россыпь основного водотока второй площади (рис. 9). Средний продольный уклон долины 0,0049 (от 0,0056 вверху до 0,0023 внизу). В ней выделяются несколько участков ступенчатости золотоносных струй, что связано главным образом с выносом золота из притоков, что вполне согласуется с характером изменения крупности и уплотненности золота. В частности, сильно уплотненное и весьма мелкое золото проб 1, I и 4 характерно для хвостов выносов золотоносных притоков, и, напротив, золото, отмытое в голове струи вблизи питающих источников (пробы II и V), существенно крупнее и менее уплотненное. В пробе IV (и 3) развито относительно крупное, но сильно уп-

Относительная степень концентрации — рассеяния золота и других элементов в четвертичных россыпях

№ п/п	Характер отложений	Количество анализов	Содержание шлихового (послеоб-разующего) золота	Содержание					
				в исходном материале		в обломочном материале		в глинистом слите	
				Au	спутников	Au	спутников	Au	спутников
1(4)	all	5	Р. К.	Au	—	Au	—	Фон	Фон
2(6)	all	11	Р. К.	Au	Фон	Au	—	Au	—
3(7)	dl—all	6	Р. К.	Au	»	Au	—	Фон	Фон
4	all	20	Р. К.	Au	»	Au	Фон	Au	»

Примечание. В 4 — данные по смежной площади.

уплощенное золото, что может свидетельствовать о проявлении гидродинамического фактора в образовании данной концентрации, источник питания которой расположен выше по течению в районе пробы 9 (см. рис. 9). Это косвенно подтверждается более «медистым» составом золота пробы 3, что установлено микрозондированием и спектральным анализом (см. табл. 6). То, что в пробах VII и VIII золото относительно мелкое и не слишком уплотненное, объясняется влиянием иной золоторудной зоны с другим типом эндогенной минерализации.

Вместе с тем самородное золото разных выборок россыпи основного водотока имеет ряд общих черт. В первую очередь это повышенная его уплотненность и окатанность (пробы 1—4 на рис. 6), что заметно отличает его от менее уплотненного и менее окатанного золота притоков (пробы 6—9 на рис. 6). Это, безусловно, следствие продольной гидравлической дифференциации металла. Близки между собой и к обобщенной по участку выборке и гистограммы пробыности золота основного водотока, что типично для россыпных концентраций, сформированных снесенным, перемещенным (и перемешанным) золотом.

Общая особенность самородного золота всех среднечетвертичных (как и более древних) россыпей — его относительная спектральная чистота (пробы 1—9 в табл. 4).

Как показано в табл. 9 и в табл. 4 (пробы 1—9), четвертичные россыпные концентрации не сопровождаются, как правило, вторичными аномалиями элементов-спутников. Содержание их в большинстве случаев остается на уровне фонового (табл. 9). Реже в электромагнитной и других (одной из) фракций шлихов отмечается несколько повышенное содержание того или иного рудного элемента. И напротив, некоторая концентрация золота (на 1—2 порядка выше фона) обнаруживается в обломочном и алеврито-глинистом материале проб, и еще большая — в электромагнитной и тяжелой фракциях шлихов.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ РОССЫПЕЙ

Основным источником питания золотоносных россыпей Салаира издавна считались кварцевые жилы [Сперанский, 1933; Булытников, 1938, 1942, 1948; и др.]. Это положение кажется очевидным в первую очередь в отношении тех россыпей, которые пространственно не связаны с полиметаллическим поясом. Действительно, на Салаире известно чрезвычайно большое количество кварцево-жильных образований. Некоторые золотоносные жилы обрабатывались еще в дореволюционное время старателями.

Содержание золота в кварцевых жилах варьирует в больших пределах. Жилы в целом не отличались крупными размерами. А. Я. Булышников (1942) выделяет четыре их типа: осиповский, бирюлинский, гельсинкитовый и шушенский. Осиповские жилы залегают в известняках. Сложены они кварцем, карбонатом и слюдой. Из рудных в них развиты халькопирит, блеклые медные руды, сфалерит и галенит. Кроме того, часто присутствуют самородное высокопробное золото и скопления шеелита. Согласно нашим определениям, проба золота из Осиповской жилы 870—880. Существенно выше (960—970) оказалась проба золота из жилы Немецкой горы, залегающей в известняках и габбро-диабазе. Для нее характерно, по данным А. Я. Булышникова, еще большее содержание анкерита, меньшее — видимого золота, присутствуют те же сульфиды, которые местами образуют шпировые скопления. Чуть менее крупное золото, по тем же данным, в кварцевых жилах, залегающих в осадочно-эффузивных толщах, претерпевших постмагматические изменения и сопровождающихся в ряде случаев интенсивным прожилковым окварцеванием и сульфидизацией в зонах контактов и автотоморфизма (бирюлинский тип) кварц-турмалиновых жил. Минеральный состав следующий: кварц, сидерит, кальцит, шеелит (редкая примесь), хлорит, пирит (обильный), халькопирит, сфалерит и галенит. Пирит развит в виде вкрапленников — кубиков и пентагонов, а также сплошных скоплений. Видимое золото приурочивается к псевдоморфозам гетита по пириту, иногда густо усеивает кварц, содержащий кубики гетита. В ряде случаев золото содержится в гидротермально измененных сульфидизированных и окварцованных породах.

Полученные нами данные по крупности, морфологии и пробности золота (см. рис. 5—7, 9 и табл. 5) подтверждают существенную роль золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой минерализации в питании золотоносных россыпей и на площади развития колчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации Северо-Восточного Салаира. Последняя содержит кроме полиметаллов серебро и в небольшом количестве золото. Основное же количество золота, как показали последние исследования, связано с той же самой верхнепалеозойской золото-сульфидно-кварцевой минерализацией, наложенной на кембрийскую полиметаллическую [Щербаков и др., 1984; см. статью Росляковой и др. в настоящем сборнике]. Золотая минерализация локализована в линейных штокверках и представлена золото-кварц-карбонатной с теллуридами минеральной ассоциацией. О самостоятельности золотого оруденения и отложении большей его части вне связи с отложением полиметаллов свидетельствует и отсутствие корреляционной зависимости между золотом и свинцом, золотом и цинком, что установлено еще в 1937 г. Л. И. Шаманским (1937) для урских рудных залежей.

Отмеченная разобщенность подтверждается и изучением вариации пробности золота (см. рис. 7). Как можно видеть из гистограмм, пробность золота из кварц-карбонатного штокверка лежит в сравнительно узком интервале значений, в основном 850—870 единиц (см. рис. 7, *г*), что наряду с относительно высокой его пробностью свидетельствует о средней и (или) большой глубине формирования данной золотой минерализации.

Диапазон колебания пробности золота полиметаллических руд, напротив, очень широк (см. рис. 7, *а*). Здесь выделяется несколько (не менее двух) разновидностей. Первая наиболее низкопробная (электрум), по-видимому, относится к собственно полиметаллической минерализации. Характерно, что выделения этой разновидности развиты часто в форме монокристаллов (рис. 10), что так же, как и высокая серебристость и относительно широкий диапазон состава, является свидетельством близкоповерхностных условий его образования [Петровская, 1973]. Вторая разновидность золота имеет пробу 840—880, т. е. соответствует пробе золота из кварц-карбонатного штокверка и развитой на смежной площади Осиповской жилы.

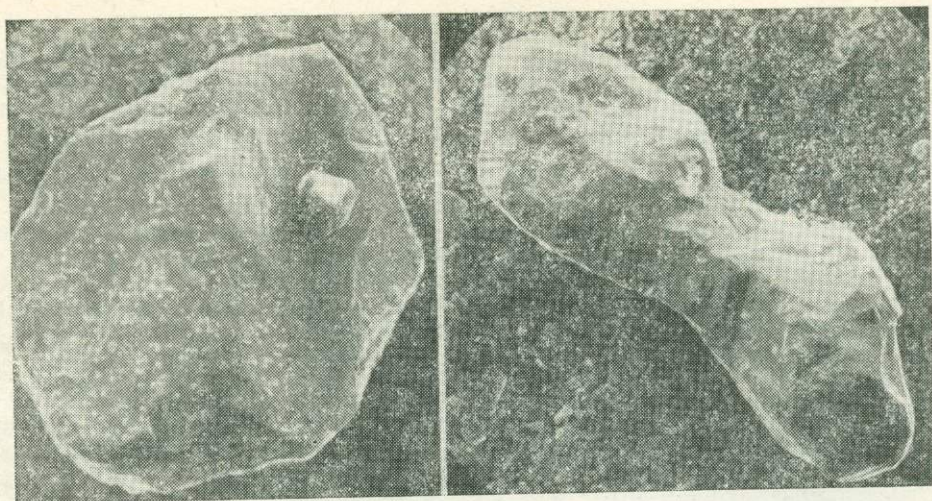


Рис. 10. Монокристаллы низкопробного золота из полиметаллических руд. Ув. 50.

повской жилы. Она присутствует преимущественно в форме ксеноморфных, интерстиционных выделений. Вполне вероятно, что это наложенное золото. Наложенным, по-видимому, следует считать и более высокопробное золото, также характерное для многих золото-кварцевых жил Салаирского кряжа.

Приведенные на рис. 7 данные, кроме того, убедительно подтверждают доминирующую роль кварц-сульфидной (кварцевой) минерализации в питании россыпей. Именно в кварц-карбонатном штокверке присутствует в повышенных количествах самородное золото, по размерам сопоставимое с россыпным (рис. 7, *г*). Оно в совокупности с золотом из других жил и жильных зон рассматриваемой и смежной территорий (см. рис. 6, проба 15; рис. 7, *г*) дает «обобщенную» гистограмму пробности, близкую таковой для золота из россыпей (см. рис. 6; рис. 7, *е*). Отличие последних состоит, как отмечалось ранее, в том, что в них присутствуют высокопробные гипергенные разности. В колчеданно-полиметаллических сливных и вкрапленных рудах, а также в пиритовой сыпучке самородное золото развито в чрезвычайно малых количествах — на 2—3 порядка меньших, чем в золото-сульфидно-кварцевых рудах, причем преимущественно в виде очень мелких нероссыпеобразующих фракций (см. рис. 7). Эти данные, а также почти полное отсутствие низкопробного золота в россыпях свидетельствуют о том, что самородное золото данных сульфидных формаций непосредственного заметного участия в их питании не принимали.

Видимое золото отмечается не только в рудных телах, но и в явно не связанных с ними гидротермально измененных породах: сульфидизированных и окварцованных (до вторичных кварцитов). Хотя содержание самородного золота здесь невысокое, широкое развитие позволяет считать их одним из дополнительных источников питания россыпей.

Как отмечалось выше и как хорошо видно на гистограммах (см. рис. 6, 7), в составе золота из россыпей, особенно древних, довольно широко представлены гипергенные, высокопробные (с пробой 980—1000) новообразования, развитые в виде кайм, внутризерновых прожилков и участков и в монозернах. Доля такого золота, по примерным подсчетам, в отдельных случаях достигает 20—40%. Можно думать, что в его образовании существенная роль принадлежит тонкодисперсному золоту, растворенному в сульфидах как золото-сульфидно-кварцевой, так и колчеданно-полиметаллической формаций. К сказанному хочется добавить, что из-за отмеченного слабого влияния последней на россыпи необходимо обращать

самое пристальное внимание на мелкие низкопробные разности золота в россыпях и использовать для прогнозной оценки другие критерии, например содержание золота и спутников во фракциях золотоносных россыпеобразующих отложений: электромагнитной и тяжелой шлихов, алевропелитовой осадков и др.

* *
*

В заключение кратко суммируем основные выводы.

1. Золотоносные отложения и россыпи довольно четко укладываются в три стратиграфических уровня в соответствии со стадийным развитием рельефа: мел-палеогеновый, неоген-нижнечетвертичный, средне- и верхне-четвертичный. В этом ряду устанавливается определенная направленность эволюции россыпей: для мел-палеогенового уровня наиболее характерны россыпи остаточных и переотложенных кор выветривания (элювиальные, элювиально-делювиальные, элювиально-пролювиальные — карстовые, делювиально-аллювиальные); для неоген-нижнечетвертичного уровня более типичны делювиально-аллювиальные и аллювиальные (мелких водотоков), а для четвертичного — аллювиальные. От древних уровней к молодым возрастает продуктивность россыпей. В том же направлении ослабевает пространственная связь их с источниками. Лишь четвертичные россыпи частично выходят за контуры рудных полей. В размещении указанных групп россыпей проявляется определенная зональность: мел-палеогеновые россыпи приурочены к основным водоразделам, неоген-нижнечетвертичные — к второстепенным водоразделам и мелким долинам, а среднечетвертичные — к наиболее крупным речным долинам.

2. Широкое развитие процессов химического выветривания, имевшее место на начальных стадиях неотектонического этапа истории развития рельефа, наложило существенный отпечаток на условия формирования, закономерности размещения и состав золотоносных россыпей. Это влияние особенно сильно сказалось на мел-палеогеновой группе россыпей. Это предопределяет: а) частую приуроченность россыпей к рудным зонам и контактам карбонатных и алюмосиликатных пород; б) отсутствие прямой связи россыпных концентраций со вторичными геохимическими аномалиями рудогенных элементов, что особенно характерно для осветленных каолинизированных толщ. В золотоносных отложениях, обогащенных гидратами железа, такая связь устанавливается; в) широкое развитие гипергенного высокопробного (980—1000) золота, обязанного своим возникновением процессам интенсивного химического преобразования золотосодержащей сульфидной минерализации и обусловившего общее повышение пробности россыпного золота; г) химическую «чистоту» золота россыпей, содержащего кроме серебра лишь ничтожную примесь меди и сурьмы. Это обусловлено интенсивным выщелачиванием из него в процессе выветривания элементов-примесей, которые, как установлено рядом исследователей [Ланцев, 1976; Теплов, Карманов, 1979], находятся в рудном золоте в форме минеральных микровключений. Серебро, образующее с самородным золотом истинные твердые растворы, как правило, выщелачивается, по-видимому, значительно труднее.

3. Золото в водном потоке малоподвижно, вследствие чего рассматриваемые россыпи в большинстве случаев «привязаны» к питающим источникам, которыми обычно служат золотоносные отложения более древних уровней. Вместе с тем процесс россыпеобразования сопровождается некоторой гравитационной продольной дифференциацией металла, наибольшим смещением уплощенных и мелких золотинок. Это обстоятельство позволяет использовать результаты комплексного изучения золота и его распределения в долине для установления местоположения источников питания.

Во многих россыпях наблюдается линзовидно-струйчатое прерывистое распределение металла, что связано с множественностью питающих источников.

4. Микрозондовое изучение распределения золота, серебра и меди в выборках самородного золота позволяет получить дополнительную оригинальную информацию. Уверенно определяется реликтовое эндогенное и новообразованное гипергенное золото. Примерные расчеты показывают, что в изученных россыпях, тесно связанных с корами химического выветривания, количество гипергенного золота достигает местами 20—40%. По характеру гистограмм пробности выборки существенно различаются между собой: по мере эволюции россыпей и развития процесса россыпеобразования вид частных гистограмм определенным образом трансформируется, приближаясь к виду обобщенной по данной группе гистограммы. В то же время на них четко видна унаследованность состава золота от древних мел-палеогеновых золотоносных кор выветривания и россыпей к неоген-нижнечетвертичным и далее среднечетвертичным долинным россыпям.

5. Основным источником питания рассмотренных россыпей послужило самородное золото кварцевой минерализации, форма и степень проявления которой многообразны.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
- Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 278 с.
- Баранов В. К., Краевский Б. Г., Кужельский Н. И. Формации кор выветривания Алтае-Саянской складчатой области. Кн. 1 Коры выветривания Сибири. М.: Наука, 1979, с. 139—158.
- Божинский А. П., Гневушев М. А., Каллистов П. Я. Методы разведки и подсчеты запасов россыпных месторождений полезных ископаемых. М.: изд. ЦНИГРИ, 1965. 311 с.
- Булытников А. Я. Особенности рудоносности дноритовой каледонской интрузии Салаирского кряжа. — Вестн. ЗСГУ, 1938, № 4, с. 1—18.
- Булытников А. Я. К вопросу о постановке разведочных работ на кварцевые золотоносные жилы на Салаирском кряже. — Вестн. ЗСГУ, 1942, № 5-6, с. 62—68.
- Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во ТГУ, 1948. 299 с.
- Вдовин В. В., Малолетко А. М. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969, с. 121—154.
- Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
- Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н. Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 203—219.
- Зеркалов В. И. Новые минералы в рудах Урских месторождений Салаира. — Вестн. ЗСГУ, 1959, № 4, с. 57—59.
- Зеркалов В. И. Вмещающие породы колчеданных месторождений Северо-Восточного Салаира и их роль в распределении оруденения. — Вестн. ЗСГУ и НТГУ, 1960, № 3, с. 28—35.
- Иванов В. Д. Винтовой шлюз для обогащения шламов и тонкозернистых материалов. — В кн.: Сб. научных трудов ИРГИПредмета. Вып. 10. М.: Госгортехиздат, 1961.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. 412 с.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Госгортехиздат, 1958. 324 с.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 275—303.

- Кузнецова А. И., Лаврентьев Ю. Г. Определение Au, Ag и Cu в природном золоте методом рентгеноспектрального анализа.— В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. конф. по локальным рентгеноспектральным исследованиям и их применению. Черноголовка, 1979, с. 75—76.
- Ланцев И. П. О сопоставлении результатов количественного спектрального и микрохимического методов определения примесей в самородном золоте.— В кн.: Тез. докл. X Всесоюз. совещ. по хим. анал. и техн. благородных металлов. Новосибирск, 1976, с. 15—17.
- Ланцев И. П., Денисова Л. К. Спектрографическое определение меди, серебра, цинка, олова, свинца, мышьяка, сурьмы, висмута, теллура, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля и платины в самородном золоте. НСАМ ВИМС. М., 1976, 35 с.
- Лабазин Г. С. Геология полиметаллических месторождений Салаира. М.: Госгеолтехиздат, 1953. 120 с.
- Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Лебедев В. Г. Мезокайнозойские отложения Салаирского кряжа и перспективы их золотоносности.— В кн.: Сб. матер. по геологии золота и платины. Вып. I(II), 1950.
- Малолетко А. М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Изд-во ТГУ, 1972. 227 с.
- Нагорский М. П. К вопросу о генезисе коры выветривания Салаира.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 3-4, с. 45—49.
- Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.
- Нестеренко Г. В., Кузнецова А. И., Лаврентьев Ю. Г. О природе самородного золота Сихолинского месторождения.— Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 125—133.
- Нестеренко Г. В., Малолетко А. М. Состав и перспективы титаносности мезокайнозойских отложений Бийско-Барнаульской впадины. Геология россыпей юга Западной Сибири. М.: Наука, 1969.
- Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерий при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 401 с.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотосных районов Сибири. Ч. 1, 2. Западная Сибирь. Спб., 1911. 142 с.
- Паньчев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Реутовский В. С. Полезные ископаемые Сибири. Ч. 1. Спб., 1905.
- Розенфарб И. А. Структурно-тектоническое районирование Салаира по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской области. МГ СССР, НТО горное, ЗСГУ, Новокузнецк, 1977, с. 41—42.
- Сперанский Б. Ф. Об условиях золотоносности Салаирского кряжа.— В кн.: Сборник по геологии Сибири. М., 1933, с. 15—27.
- Сперанский Б. Ф. Геолого-экономический очерк Горловского угленосного бассейна, Геология угольного месторождения СССР. Вып. 8, ОНТИ НКТП, 1936.
- Сыроватский В. В. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаирского кряжа и Северо-Восточного Алтая.— В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. с. 99—101.
- Теплов С. Н., Карманов Н. С. Определение элементов-примесей в самородном золоте методом искровой масс-спектрометрии. Улан-Удэ, 1980 (препринт). 43 с.
- Шаманский Л. И. Оруденение 2-й Урской ливзы в свете математического анализа.— Вестн. ЗСГТ, 1937, № 2, с. 3—21.
- Шахов Ф. Н. Типы рудных выходов полиметаллического месторождения в районах Салаира.— Изв. Зап.-Сиб. филиала АН СССР, Новосибирск, 1946, № 1, с. 112—122.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Агеенко Н. Ф. и др. О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения в Салаирском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1981, № 5, с. 68—73.
- Яблокова С. В. Типоморфизм и неоднородность гипергенного золота.— В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов. Материалы II съезда ММА. Новосибирск, 1978. М.: Наука, 1980, с. 104—110.

О ПОВЕДЕНИИ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Поведение золота в осадочном процессе зависит от его формы: самородное «крупное» оно, или самородное «тонкое», золото, связанное с обломками горных пород и минералов, тонкодисперсное и растворенное. Поскольку формы эти находятся в определенном взаимодействии, интересно рассмотреть их поведение в осадочном цикле совместно, тем более, что подобных работ известно немного [Харитонов, 1936; Звягинцев, 1944; Нифонтов, 1960; Легедза, 1969; Ясырев и др., 1972; Нестеренко и др., 1974; Ульст и др., 1976]. Предпринятая ниже попытка такого рода основывается в значительной мере на наших данных по распределению золота в водах, донных осадках, современных и более древних нелигифицированных отложениях различного генезиса, расположенных как в горных, в том числе золотоносных, районах областей денудации, так и в удаленных от гор районах.

Количество и соотношение поступающих в начальный водоток форм золота теснейшим образом связаны с характером и степенью экзогенной проработки размываемых золотосодержащих пород. Преобладающая форма золота в относительно обогащенных им минерализованных породах самородная [Петровская, 1973; и др.]. Размер выделений изменяется от субмикроскопических (менее 0,1 мкм) до видимых невооруженным глазом (несколько миллиметров и более). В существенно сульфидных формациях золото содержится в основном в виде тонкодисперсной невидимой примеси в пирите, арсенопирите и других сульфидах, где его концентрация может достигать существенных значений. Видимое же золото (крупнее 0,01 мм) более характерно для золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой и золото-скарновой рудной минерализации.

В процессе химической и механической переработки рудного выхода и минерализованных пород золото может высвобождаться, переходить в раствор и легко осаждаться из него на различных геохимических барьерах, нередко образуя зоны вторичного сульфидного обогащения [Emmons, 1917; Росляков, 1976; Росляков и др., 1977; Щербаков и др., 1980; см. также статьи Рослякова, Воротникова, Нестеренко и др. в настоящем сборнике]. Часто осаждают золото гидраты окиси железа, а также частицы самородного золота. Растворению его, как показали многие исследователи, способствуют сульфидность и полиминеральность руд, т. е. факторы, повышающие агрессивность среды и скорость электрохимических процессов [Свешников, 1967; Дубинина, 1975], а также диспергированность выделений золота и растворимость золотосодержащих сульфидных и жильных минералов.

Более крупное самородное золото в зонах окисления и корах выветривания химически устойчиво, однако может несколько изменяться в этих условиях: очищаться от многих примесей, содержащихся в рудном золоте в виде минеральных механических включений, несколько повышать пробу за счет частичного выщелачивания серебра и новообразования высокопробного (бессеребряного) гипергенного золота. Одновременно выделения его становятся крупнее. Доля таких новообразований относительно всего количества видимого золота весьма непостоянна. В глубоко проработанных корах выветривания (зонах окисления) Северо-Восточного Салаира она достигает 20—40% (см. статью Нестеренко и др. в настоящем сборнике). В аналогичных образованиях, развитых по существу сульфидным золотосодержащим рудам Центрального Казахстана, она, по литературным [Крейтер и др., 1958] и нашим данным, еще выше.

Таблица 1

Влияние россыпей на содержание золота в водах

Характеристика россыпей			Район, № россыпи		Содержание Au в воде, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л			
					выше россыпи	в пределах россыпи		
Длина	Тип	Источник*		верх		среди-на	низ	
5	A**	—	Алтай	1	5	5	4	2
2	A	—		2	10	8	8	3
1	A	—	Кузнецкий	3	2	—	<1	<1
1	A	—	Алатау	4	3	—	2	1
10	B	—	Салаир	5	7	6	5	—
0,5	A	—	Казахстан	6	10	—	6	—
4	A	+	Забайкалье	7	3	26	—	30
10	B	+	Енисейский кряж	8	3	20	40	40
3	A	+	Кузнецкий Алатау	9	8	5	12	24
5	B	+	Салаир	10	—	—	—	20
5	A	+		11	18	36	—	11
0,5	B	+		12	15	25	16	25

* Минус — источник не известен, плюс — известен.

** A — мелкие, малоглинистые; B — глубокие, существенно глинистые.

Попытаемся проследить судьбу форм золота на разных стадиях осадочного процесса, начиная с речного.

Самородное «крупное» свободное золото в поверхностном водном потоке чрезвычайно слабо подвижно и химически исключительно инертно. Поэтому в процессе речной эрозии территорий оно образует на месте разрушения источников и на небольшом (порядка нескольких, реже десяти и более километров) удалении от них остаточные накопления, в ряде случаев с высокой, близкой к рудной концентрацией металла. Высокая химическая инертность самородного свободного золота в аллювиальных россыпях устанавливается по отсутствию следов его коррозии и подтверждается тем, что они, как правило, не дают положительных аномалий в фильтрующих их водах. Более того, достаточно часто на таких золотилах образуются каймы высокопробного (980—1000) гипергенного золота. Сформированы такие каймы, по нашему мнению, путем отложения золота из растворов, а не вследствие выщелачивания из золотин серебра. Доказательством этого могут служить образование подобных кайм на зернах платины и осмистого придия [Сыроватский и др., 1969], полная независимость состава кайм от состава внутренних частей золотин, резкий их контакт и отсутствие промежуточных по составу зон. Не противоречат такому толкованию и нередкие случаи падения содержания золота в приповерхностных водах, фильтрующихся через золотоносную россыпь (табл. 1, рис. 1). Со всем этим хорошо согласуются данные экспериментальных работ по осаждению золота из растворов на самородном золоте [Плюснин и др., 1979]. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что относительные количества такого гипергенного золота, образованного непосредственно в молодых долинных россыпях золотоносных районов Сибири (в том числе в старых отвалах), не превышают 10%; в глубоких средне-нижнечетвертичных россыпях они несколько выше.

Характерная особенность таких сложенных крупным золотом пластовых автохтонных россыпей, как это широко освещено в литературе (кроме пространственной близости их к источникам питания), — приуроченность к низам грубообломочных отложений пристрежневых фаций руслового аллювия. Благодаря этому обстоятельству такие концентрации даже в современных долинах находятся как бы в захороненном состоянии и ока-

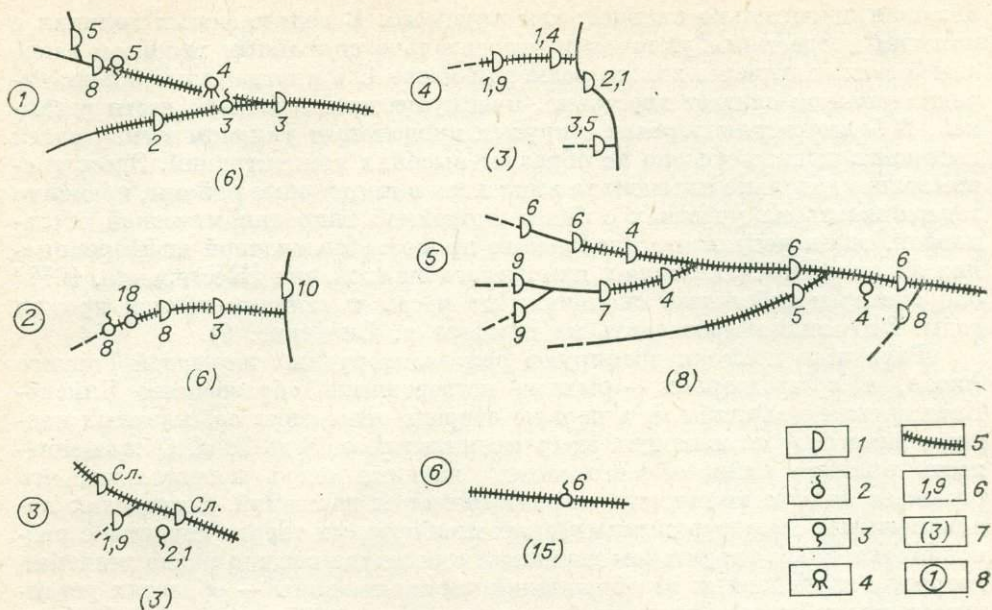


Рис. 1. Схема гидрогеохимического опробования золотоносных россыпей.

1—4 — водопровяления: 1 — поверхностный водоток, 2, 3 — восходящий (2) и нисходящий (3) источники, 4 — мочажина; 5 — россыпь; 6 — содержание золота в воде, $n \cdot 10^{-3}$ мкг/л; 7 — региональный фон золота в воде, $n \cdot 10^{-3}$ мкг/л; 8 — номера россыпей по табл. 1.

зываются в сфере активного движения обломочного материала лишь на сравнительно короткое время (фазы глубинной эрозии, катастрофические паводки), что в целом еще сильнее уменьшает подвижность такого золота.

Аллювиальным россыпям и поведению слагающего их золота посвящено много работ, в которых в целом не ставится под сомнение слабая подвижность крупного золота, а обсуждаются лишь детали этой особенности, которые, впрочем, в ряде случаев имеют большое значение. Многие исследователи, в том числе и мы, выделяют практически неподвижные в свободном состоянии русловым потоком «пассивные» и слабоподвижные «активные» фракции золота. Граница между ними непостоянна и зависит от уплощенности золотин, скорости потока, уклона долины и ряда других факторов. Согласно данным Э. Д. Избекова (1977), она в большинстве случаев соответствует значению гидравлической крупности (50—60 см/с). «Активные» фракции металла несколько смещаются русловым потоком, причем тем больше, чем больше глубина вреза реки, чем более «горный» ее режим и чем ниже гидравлическая крупность металла, значение которой связано прямой зависимостью с размером и обратной — со степенью уплощенности золотин.

Относительно очень слабой подвижности крупного свободного золота следует сделать одну оговорку. В длительной истории развития рельефа и эволюционного преобразования россыпей вероятны моменты, когда золото может оказаться «несвободным» (включенным в мерзлую либо сильноглинистую породу, либо, например, в кварц-лиммонитовую «запеку»), тогда, естественно, его подвижность возрастет.

Самородное тонкое свободное золото (косовое) можно рассматривать как наиболее подвижную часть «активного» металла. По своей подвижности и гидравлической крупности (менее 7—15 см/с, по Э. Д. Избекову (1977)) оно приближается к таким тяжелым минералам крупнозернистых шлихов, как магнетит, ильменит, гранат, и испытывает существенное влияние гидродинамического режима руслового потока. Поэтому распределение и крупность тонкого золота связаны с гранулометрией руслового

аллювия значительно сильнее, чем крупного. В золотоносных долинах с пологим продольным уклоном и относительно спокойным режимом такое «легкое» пластинчатое золото размером менее 1, а иногда менее 0,5 мм нередко целиком слагает хвостовые, преимущественно бедные, части россыпей. В более «горных» реках с крутым продольным уклоном в силу своей высокой подвижности оно не образует высоких концентраций. Здесь тонкое золото довольно интенсивно выносится в предгорные районы, временно задерживаясь на участках с более спокойной гидродинамической обстановкой, где в результате проявления процесса поперечной дифференциации обломочного материала и природного шлихования [Нестеренко, 1977] оно образует небольшие скопления по косам и отмелям вблизи кромки воды. Это можно проследить на примере р. Бия (рис. 2).

Река и ее притоки дренируют ряд золоторудных площадей Горного Алтая, а в предгорьях — рыхлые четвертичные образования Бийско-Барнаульской впадины, и в первую очередь отложения собственных надпойменных террас, имеющих здесь превышение от 8 до 70 м. Общая мощность рыхлого кайнозойского чехла впадины очень непостоянна, что отражает знак и амплитуду неотектонических движений. В пределах положительных структур скульптурных прибортовых террас впадины с разнонаправленным характером движения амплитуда обычно равна десяткам метров, а в удаленных от обрамления частях впадины — областях устойчивого прогибания — несколькими сотням метров [Адаменко, 1976]. Вниз по долине закономерно меняется характер аллювиальных отложений. В частности, крупный галечно-валунный русловой аллювий горных районов в предгорье сменяется валунно-галечными, галечными и песчано-галечными образованиями (см. рис. 1), которые на удалении от обрамления переходят в существенно песчаные осадки. Знаковая золотоносность прослеживается по Бие повсеместно вплоть до ее устья. Ниже, в Оби, в существенно песчаных и песчано-илистых, иногда обогащенных тонким естественным шлихом отложениях кос и отмелей свободного видимого золота не обнаружено. На фоне знаковой золотоносности в долине Бии отчетливо выделяется отрезок с относительно повышенной концентрацией металла. Он располагается в пределах предгорной равнины на незначительном (порядка 10—20 км) удалении от обрамления.

В современных косах обогащенные золотом и черным существенно магнетитовым шлихом отложения залегают у поверхности либо на незначительной (до 1 м) глубине, образуя маломощные прослои и линзы. Глубина залегания их на пойме также незначительна, порядка 1—2 м. Ниже таких линз залегают песчано-галечные с примесью мелких валунов отложения русловых фаций с более рассеянным распределением металла. Связь содержания золота с выходом шлиха видна и на рис. 2. Распределение золота крайне неравномерно: его больше на гребнях, в головах песчано-галечных кос и на передних скатах отмелей. Повышенные содержания, кроме того, обнаруживаются в некоторых песчаных, обогащенных черным шлихом прослойках, развитых у кромки воды и в разрезах пойм над галечником. Относительно бедны золотом хорошо промытые галечники, из которых песчаная составляющая вместе с рудными минералами вымыта, и «легкие» пески и песчано-илистые отложения, являющиеся своего рода «хвостами» идущего в реке процесса гравитационной сепарации. Сложены концентрации мелким хорошо окатанным тонкочешуйчатым золотом (рис. 3). Толщина отдельных чешуек обычно 0,01—0,02 мм, а размер 0,1—1,0 мм. В подчиненном количестве развиты очень мелкие (мельче 0,1 мм) комковидные, каплевидные и проволочковидные золотины (бус). Средний вес золотинок колеблется от 0,005 до 0,015 мг, чаще 0,01 мг. Золото из галечно-песчаных отложений заметно крупнее золотом из прослоев мелкозернистого, обогащенного черным шлихом песка. По составу оно неоднородное с высокопробными каймами. Пробность меняется от 770 до

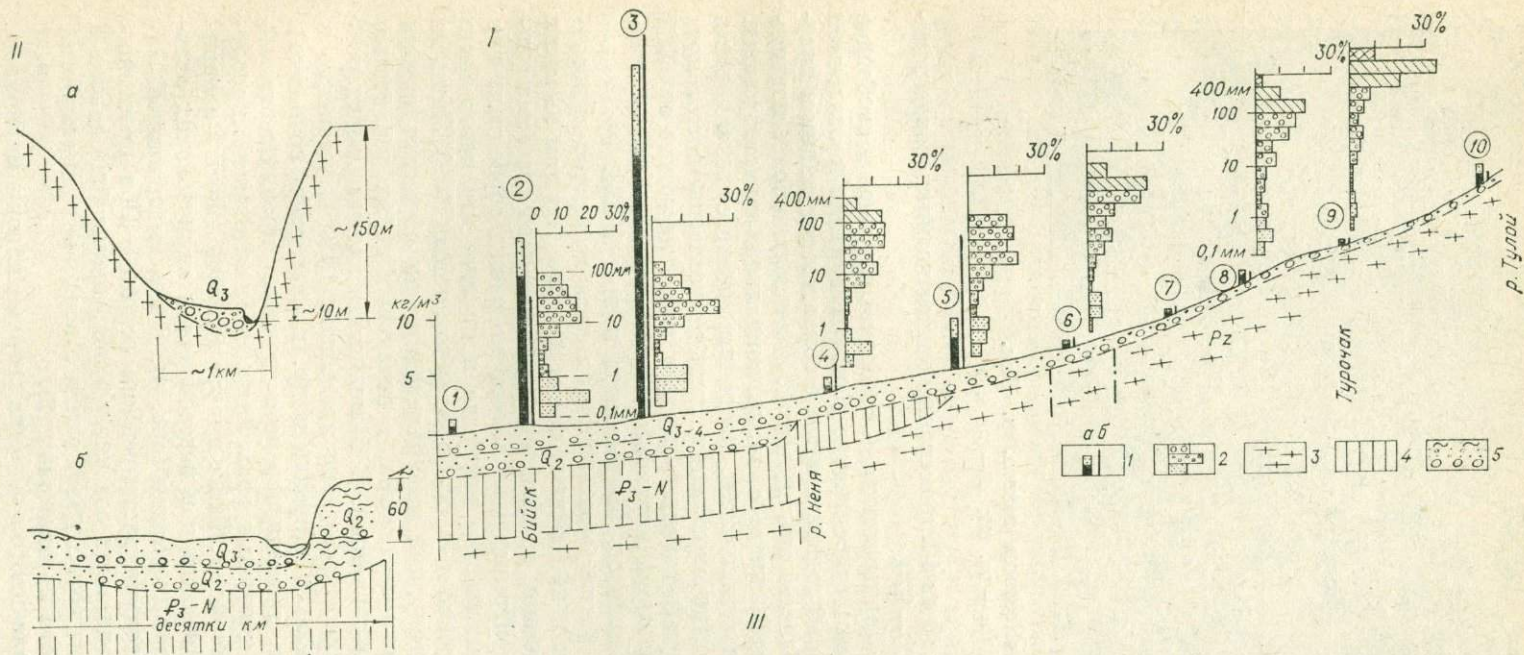


Рис. 2. I — распределение шлама и тонкого свободного золота в современных косах р. Бия; II — строение долины Бии у пос. Турочак (а) и у г. Бийска (б); III — изменение гранулометрического состава отложений кос и отмелей Бии.

1 — содержания: а — тяжелых шлиховых минералов, кг/м³ (зачернено — рудные), б — свободного тонкого золота (относительные значения); 2 — гистограммы гранулометрического состава отложений кос; 3 — палеозойские осадочные, метаморфические и магматические породы; 4 — дочетвертичные осадки Бийско-Барнаульской впадины; 5 — долинные аллювиальные отложения. Цифры в кругах — номера обнажений.

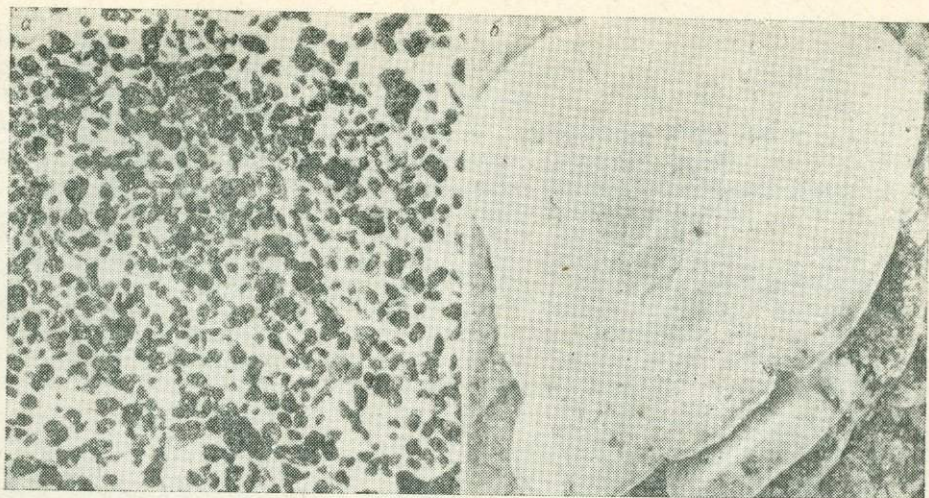


Рис. 3. «Косовое» золото, р. Бия.
а — ув. 20; б — ув. 180.

995, причем преобладает (5 из 10 промеренных нами на микрозонде золотин) золото с пробой 960—970.

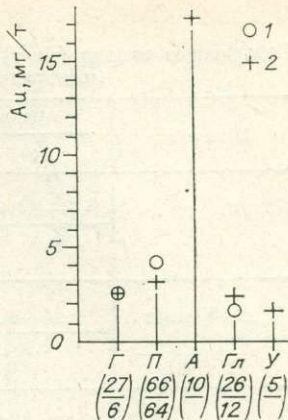
Рассмотренные нами формы золота — свободное крупное и свободное тонкое (косовое) — в целом относительно слабо подвижны в осадочном процессе. Основная масса их задерживается в областях денудации и краевых предгорных зонах областей аккумуляции. Значительно более подвижные формы золота — это тонкодисперсная, коллоидальная и растворенная. Соотношение между ними непостоянно. По данным нескольких замеров в речных водах побережья Японского моря, доля тонковзвешенного золота колеблется от 3 до 30% при изменении общего содержания золота от 0,001 до 0,007 мкг/л. Основная форма миграции растворенного золота — отрицательно заряженные комплексы [Воротников и др., 1973].

Диспергированные и растворенные формы золота энергично выносятся из областей денудации и переходных зон и не образуют там высоких концентраций, за исключением не имеющих практического значения эпизодических случаев концентрирования золота на таких сорбентах, как гидроокислы железа, органическое вещество и другие, что ранее было установлено И. Я. Коротаевой и В. В. Поликарпочкиным (1969). Лишь на площадях развития золоторудной минерализации они образуют потоки рассеяния, которые можно использовать в поисковых целях (см. статью Воротникова в настоящем сборнике). В большинстве аллювиальных россыпей доля тонкодисперсного золота не превышает 10% [Нестеренко и др., 1976; см. также статью Нестеренко и др. в настоящем сборнике]. Малоcontrastные потоки тонкодисперсного золота, преимущественно фиксируемого в илесто-алевритовых фракциях речных отложений, прослеживаются на большие расстояния. Та же приуроченность золота к алевритовым фракциям устанавливается и в мезозойских и кайнозойских отложениях изученных предгорных впадин (рис. 4). Более выдержанный малоcontrastный поток рассеяния растворенного золота в Оби прослеживается на протяжении нескольких сот километров; содержание золота в нем уменьшается от первых сотых долей мкг/л в верховьях до тысячных долей мкг/л в нижней части потока (табл. 2).

Содержание золота, связанного в обломках горных пород и минералов, непостоянно; роль его в осадочной геохимии благородного элемента многообразна. Несколько повышенные содержания золота, не представляющие практически интереса, установлены в обломочном материале многих

Рис. 4. Распределение золота по литологическим типам мезозойско-кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской (1) и Чулымо-Енисейской (2) впадин.

Г — галечники и конгломераты; П — пески и песчаники рыхлые; А — алевриты; Гл — глины и аргиллиты; У — угли бурые. Цифры в скобках — количество анализов: в числителе — по Чулымо-Енисейской, в знаменателе — по Бийско-Барнаульской впадинам.



пластовых россыпей; доля его в общем балансе сильно варьирует. Значительно чаще отмечаются аномальные количества золота во фракциях шлихов из таких отложений, что служит основой шлихо-геохимического метода поисков рудной минерализации [Щербаков и др., 1980]. Указанные аномальные содержания можно рассматривать как потоки рассеяния. При удалении от золотоносных площадей содержание золота, связанного с обломочной частью отложений, довольно быстро снижается, сливаясь с региональным фоном.

В песчаных и песчано-алевритовых речных современных и более древних нелитифицированных отложениях, удаленных от обрамления областей, содержание золота приближается к кларку в осадочных породах [Виноградов, 1962; Щербаков, 1967] и зависит от степени золотоносности основных породообразующих минералов (табл. 3) и содержания рассмотренных выше тонкодисперсных форм золота. Как видно из рис. 5, содержание золота в отложениях Чулымо-Енисейской впадины равно 4,0 мг/т, а Бийско-Барнаульской — 3,5 мг/т. В разрезах этих впадин несколько обогащены им четвертичные отложения обеих впадин и апт-альбские осадки Чулымо-Енисейской впадины, что, вероятно, можно связать с усилением в соответствующее время процессов выноса золота из областей денудации.

Среднее содержание золота в современных донных морских осадках в целом колеблется незначительно — от 1,5 до 4,2 мг/т (табл. 4). Наивысшими значениями отличаются осадки Восточно-Сибирского, Чукотского

Таблица 2

Содержание золота в речных водах бассейна р. Оби

Река, расстояние от устья	Au, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л	pH	Eh, мВ	Река, расстояние от устья	Au, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л	pH	Eh, мВ	
Бия	260	20	7,5	295	Алей			
	220	1,4		300				3
	190	14	7,5	325	5	4		
	30	52		Чумыш 5	6			
	5	4	7,9					315
Катунь	90	3	7,4	265	Обь	7,9	402	
	5	4		250*				3
				220				2
				200				4
				100				3
Ануй	150	6	7,5	300	100	2		
	80	6			50			
				Иртыш				
			170	33	7,4	280		
			0	8	8,6	450		

* Расстояния по Оби от г. Камень-на-Оби, по Иртышу — от г. Семипалатинска.

Таблица 3

Содержание золота (мг/т) в мономинеральных фракциях из руслового аллювия Оби (центральная часть Бийско-Барнаульской впадины)

Минерал	Содержание		Минерал	Содержание	
	1*	2		1*	2
Кварц	$\frac{0,7-2,04}{1,3}$ (4)**	—	Ильменит и гематит	0,68	$\frac{19,0-24,0}{21,0}$
Полевой шпат	$\frac{1,24-2,40}{1,9}$ (4)	—	Амфибол	—	6,4
Магнетит	$\frac{2,06-5,83}{3,9}$ (2)	—	Пирит ***	$\frac{0,9-3191}{(5)}$	—

* По данным нейтронно-активационного (1) и атомно-абсорбционного (2) анализов. Аналитики Р. Д. Мельникова и В. Г. Цимбалист.

** Цифры в скобках — число анализов; прочерк — анализы не проводились.

*** Аутигенные пириты из юрских отложений (баженовская свита) удаленных областей Западно-Сибирской низменности.

и Черного морей, что естественно объясняется повышенной золотоносностью Северо-Востока СССР — области питания первых двух и развитием богатых органикой илов в Черном море. Согласно данным Г. Н. Аношина, Е. М. Емельянова и Г. А. Пережогина (1969), которым не противоречат

Таблица 4

Распределение золота по литологическим типам современных донных осадков морей *

Море	Тип осадка	Кол-во проб	Содержание, мг/т	Среднее
Восточно-Сибирское и Чукотское	Гравий и галька	2	1,4—2,3	1,8
	Песок	2	1,6—2,8	2,2
	Песчаный алеврит	4	1,6—3,0	2,3
	Алеврит	4	2,3—4,9	2,7
	Глинистый алеврит	12	1,5—17,9	5,2
	Алевритистая глина	15	1,5—5,2	3,3
	Глина	1	—	3,4
	Итого	50	1,4—17,9	3,8
Черное **	Ракушечник	5	1,7—150,0	36,4
	Песок с ракушкой	2	1,4—3,5	1,9
	Ил	18	0,7—9,0	5,9
	Итого	25	0,7—150,0	4,2
Балтийское **	Песок и гравий	4	0,1—2,3	1,1
	Алеврит крупный	4	2,3—2,5	2,9
	Ил алеврито-пелитовый	8	4,2—5,4	4,7
	пелитовый	1	—	4,3
	Итого	17	0,1—5,4	2,6
Японское (прибрежная зона)	Без разделения на типы	26	0,2—4,2	1,5

* По данным нейтронно-активационного анализа. Аналитик Р. Д. Мельникова.

** С использованием литературных данных [Аношин и др., 1969].

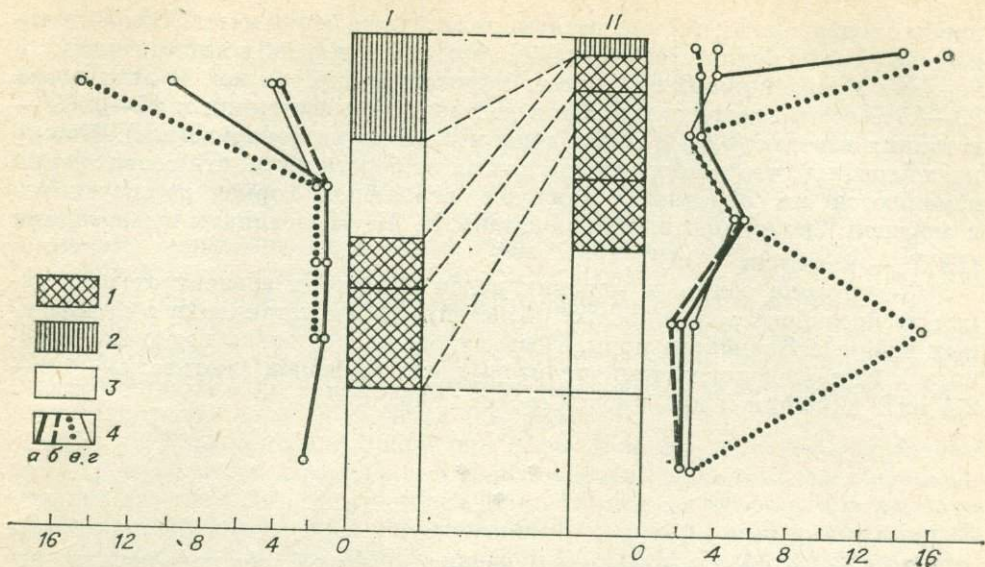


Рис. 5. Распределение золота в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской (I) и Чулымо-Енисейской (II) впадин.

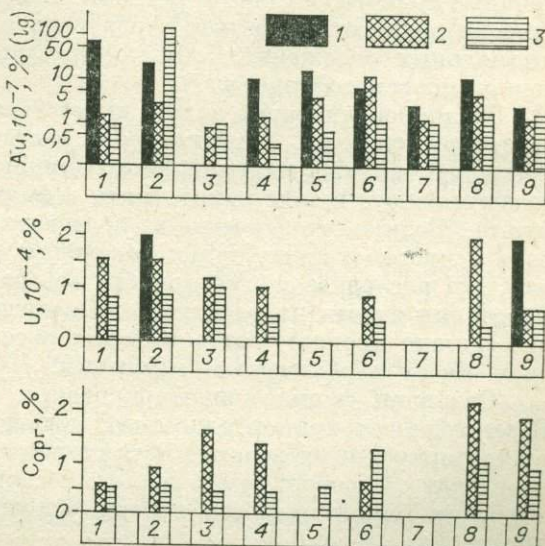
1 — олигомиктовые мел-палеогеновые отложения продуктивной формации — продукты перемыывки кор химического выветривания; 2 — полимиктовые четвертичные отложения — продукты физического разрушения пород; 3 — отложения промежуточного состава и генезиса (юра, неоген, неоген); 4 — кривые содержания золота: а, б — в исходных породах (б — без аномальных проб), а, б, в, г — в мелких алевропелитовых фракциях отложений (г — без аномальных проб).

результаты наших исследований, черноморские глубоководные илы содержат в 2 раза больше золота (7,5 мг/т), чем мелководные. Такая, в общем незначительная, концентрация золота, по всей вероятности, связана с влиянием восстановительной сероводородной среды. Связь между содержанием золота, урана и S_{org} наблюдается и в прибрежных осадках Японского моря, где этими компонентами относительно обогащены алевро-крупнопелитовые фракции (рис. 6).

Возрастание концентрации золота от грубозернистых гравийно-песчаных к более тонким алевро-крупнопелитовым разностям и фракциям осадков с максимумом в классе $-0,01$ ($-0,1 + 0,001$) мм является общей закономерностью распределения золота в морских отложениях (см. табл. 4). По данным изучения бухт Японского моря установлено, что в морской воде по сравнению с речными водами содержание золота выше, а распределение его менее равномерное. Здесь отмечаются

Рис. 6. Гистограммы содержания золота, урана и S_{org} в гранулометрических фракциях донных осадков прибрежной зоны Японского моря.

1 — крупнопелитовая фракция (0,01—0,001 мм); 2 — алевритовая фракция (0,1—0,01 мм); 3 — исходный, частично отмученный осадок. Пункты отбора проб расположены в бухтах: 1 — Ванци; 2, 3 — Хунтаэза; 4 — Кит; 5—7 — Чинсыдау; 8, 9 — Восток.



пробы с содержанием в сотые, десятые доли и даже целые мкг/л. Относительно повышенные количества золота обнаружены в морских иловых водах, в верхних и реже нижних горизонтах морской водной толщи. В этих водах 80—85% всего золота находится в растворенном состоянии и 15—20% — в тонких взвесах (0,0008 мкг/л воды и 5—8 мг на тонну взвеси). Можно предположить, что в морских удаленных от берега водах эти соотношения изменяются на обратные. Наиболее вероятная форма растворенного в морской воде золота, как показано Б. И. Пещевецким и соавторами (1965), — комплекс $AuCl_2^-$.

Содержание золота в морских водах и взвесах зависит от расстояния до питающих золотоносных областей, что мы установили в прибрежных районах Японского моря. Поэтому, вероятно, низки содержания золота в глубоководных, тонкопелитовых илах океанов (лютилах) — 1,0—2,4 мг/т [Аношин и др., 1969; Crocket и др., 1973].

* *
*

В заключение сформулируем наиболее важные, на наш взгляд, положения.

Поведение золота в осадочном процессе чрезвычайно разнообразно вследствие того, что подвижность его форм резко различна. Это приводит к зональному размещению их концентраций. Богатые концентрации крупного самородного золота формируются в речных долинах в непосредственной близости от размываемого источника. Постоянное место аккумуляции тонкого самородного свободного (косового) золота — переходная от гор к равнинам зона; в особо благоприятных случаях оно может давать здесь заслуживающие внимания скопления. Тонкодисперсное золото переносится на еще большие расстояния. Несколько повышенные его содержания тяготеют к алевроитовым фракциям и фациям отложений, преимущественно развитым на удаленных от обрамления впадин площадях.

Золота в пелитах центральных частей бассейнов осадконакопления мало. Если же эти пелиты обогащены органикой (и сероводородом), то на восстановительном барьере накапливается хемогенное золото.

Общая картина зональности нередко бывает осложнена. Так, россыпи крупного самородного золота иногда сопровождаются заметными скоплениями тонкого (косового) металла. В пологих долинах они могут практически целиком оставаться в областях денудации. В продуктивных аллювиальных отложениях обычно присутствует незначительная примесь тонкодисперсного золота.

Растворенная форма золота имеет большое значение в его геохимии в осадочном процессе. Активная роль растворенного золота, находящегося преимущественно в виде анионного комплекса, проявляется в перераспределении золота в зоне окисления и в формировании водных потоков рассеяния. Велико его значение в образовании гипергенного самородного золота в проработанных зонах окисления золото-сульфидных месторождений, где последнее может приобретать доминирующую роль. Вследствие выпадения золота из растворов на золотилах россыпей образуются каймы. Однако процесс этот в молодых россыпях золотоносных районов Сибири имеет ограниченные масштабы.

Основная форма концентрирования золота в осадках — самородная. В современных приповерхностных условиях оно практически не растворяется природными водами. В то же время в самородное состояние легко переходят растворенные его формы. В связи с этим можно сказать, что самородная форма является в этих условиях не только основной, но и конечной.

Даже такая краткая характеристика первичной золотоносности осадочных пород может оказать существенную помощь в понимании причин формирования золотоносности, и в том числе рудной, метаморфизованных и гидротермально-метаморфических образований. В частности, следует согласиться с мнением В. Я. Легедзы [Легедза, 1969; и др.] о существенной роли эпигенетических процессов в обогащении золотом черных углисто-глинистых сланцев. Вполне вероятно, что этому способствует не только несколько повышенная первичная концентрация золота в осадках и восстановительные условия среды, но и легкоподвижные тонкодисперсная и сорбированная формы элемента, что обеспечивает активное перераспределение золота. Это подтверждается, например, аномально высокими содержаниями золота в минерализованных глубоких водах Западно-Сибирской низменности [Шварцев, 1974], а также повышенной золотоносностью осадочных пиритов того же региона (см. табл. 3).

Очень благоприятной зоной для формирования золотого оруденения типа древних метаморфизованных конгломератов представляется переходная между областями денудации и аккумуляции палеозона, при условии достаточно высокой общей золотоносности первой. Такой вывод основывается на двух обстоятельствах, связанных с литолого-фациальными особенностями данной зоны: аккумуляцией здесь больших масс тонкого свободного и дисперсного золота; хорошими фильтрующими свойствами развитых здесь песчано-гравийно-галечных золотоносных толщ, что предопределяет возможность прохождения в широких масштабах мобилизации и переотложения золота гидротермальными растворами.

Инертность, пассивность основной массы золота в процессах осадочной дифференциации приводит к слабой изменчивости границ золотоносных площадей в ходе геолого-магматического и металлогенического развития территорий, к унаследованности золотого оруденения в геологическом времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблема формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
- Аношин Г. Н., Емельянов Е. М., Пережогин Г. А. Золото в современных осадках северной части Атлантического океана. — Геохимия, 1969, № 9, с. 1120—1129.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Воротников Б. А., Николаева Н. М., Пирожков А. В. О формах нахождения золота в водах Южно-Енисейского района. — Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 37—42.
- Дубинина В. Н. О возможном влиянии электрохимических процессов на поведение золота в зонах окисления сульфидных месторождений. Методика и техника разведки. Л.: изд. ВИТР, 1975, вып. 101, с. 25—29.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 114 с.
- Избеков Э. Д. Динамика аллювиальной россыпи. — В кн.: Перемещение полезных компонентов в долинах. Якутск, 1977, с. 106—115.
- Коротаева И. Я., Поликарпочкин В. В. Золото в органических остатках и железистых осадках современных речных отложений (Восточное Забайкалье). Ежегодник СИБГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 227—230.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.
- Легедза В. Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 12, с. 437—440.
- Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 310 с.
- Нестеренко Г. В., Воротников Б. А. Некоторые вопросы поведения золота в осадочном процессе. — В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1974, с. 72—74.
- Нестеренко Г. В., Воротников Б. А., Осинцев С. Р. Поведение золота и элементов-спутников в процессе разрушения рудных выходов (на примере районов Северо-Восточного Забайкалья и Южно-Енисейской тайги). — В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 140—165.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хомогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. Россыпи. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 58—62.

- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Пещевский Б. И., Аношин Г. Н., Еренбург А. М. О химических формах золота в морской воде.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4, с. 915—917.
- Плюснин А. М., Погребняк Ю. Ф. Экспериментальное изучение золота в условиях зон окисления сульфидных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1979, № 1, с. 106—109.
- Росляков Н. А. Поведение золота в гипергенных процессах окислительного ряда.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 131—140.
- Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В. и др. Условия гипергенной миграции и концентрации золота.— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 99—108.
- Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях: Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 159 с.
- Сыроватский В. В., Бальтер Б. Л., Манаева А. В. Аутигенное золото в сростании с осмытым придемом и платиной в россыпях Кузнецкого Алатау.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1969, № 3, с. 338—340.
- Ульет В. Г., Безродных Ю. П., Вальпетер А. П., Тарасевич Ю. Н. О некоторых типах концентрации золота в морских отложениях.— В кн.: Морская геология и геофизика. Вып. V. Рига: Зинатне, 1976, с. 55—63.
- Харитонов Н. А. Осадочные месторождения золота как геохимическая проблема.— Пробл. сов. геологии, 1936, № 7, с. 618—627.
- Шварцев С. Л. Золото в подземных водах Западно-Сибирского артезианского бассейна.— В кн.: Вопросы геохимии подземных вод в связи с поисками рудных полезных ископаемых. Томск, 1974, с. 191—193.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.
- 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, с. 32—34.
- Ясырев А. П., Никитин Н. М. Геохимия золота в осадочном процессе. Тула, 1972. 78 с.
- Emmons W. N. The enrichment of ore deposits. Washington, 1917. 476 p.
- Crocket J. H., Haedougall J. D., Harriss R. C. Gold, palladium and iridium in marine sediments.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 12, p. 2547—2556.

Л. М. ПОПОВА

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В МАРИИНСКОЙ ТАЙГЕ

Настоящая работа посвящена выяснению особенностей поведения в водах золота, а также макро- и микрокомпонентов, связанных с золоторудной минерализацией и вмещающими породами Центральнинского месторождения. Золотое оруденение заключено в пределах довольно однообразного гранитоидного массива, что весьма благоприятно для постановки тематических гидрогеохимических исследований. Как известно, на фоне химизма вод, формирующихся в однородных породах, наиболее отчетливо выявляется поведение компонентов, связанных с рудной минерализацией.

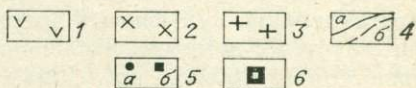
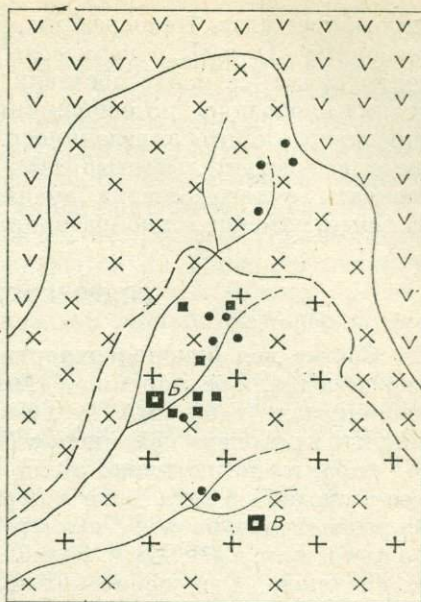
Необходимость изучения поведения золота в природных водах и возможность использования его при гидрогеохимических поисках золоторудной минерализации представляется актуальным. Пока исследования в этом направлении немногочисленны. Необходимо накопление информации по гидрогеохимии элементов золоторудных месторождений различных фациальных типов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Центральнинский массив и его золоторудная минерализация достаточно хорошо изучены А. Я. Булыньниковым, В. И. Баженовым, А. М. Митюшиным, Л. В. Алабиным и другими исследователями. Их работы ис-

Рис. 1. Геологическое строение Центрального массива.

1 — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы; 2 — диориты, кварцевые диориты; 3 — гранодиориты, граниты; 4 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — водопроявления выветрелых пород: а — источники, колодцы, мочажины, закопашки, б — горные выработки; 6 — водопроявления исходных пород; Б — северная, В — южная шахта.



пользованы для данного краткого геологического обзора, который более полно изложен в статье Л. В. Алабина в этом же сборнике.

Гранитоидный массив верхнекембрийско-ордовикского возраста заключен в среднекембрийских андезитовых, андезито-базальтовых порфиритах и их туфах. Периферическую часть массива слагают породы повышенной основности, представленные преимущественно диоритами и кварцевыми диоритами, которые к центру массива постепенно сменяются более кислыми разностями: гранодиоритами и гранитами (рис. 1). Рудные тела представлены жилами и зонами березитизации и размещены в центральной части рудного поля, преимущественно в гранодиоритах и гранитах. Оруденение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации. В рудном поле от периферии к его центру и на глубину четко проявлена смена минеральных ассоциаций: пирит-арсенопиритовой, галенит-сфалерит-халькопиритовой, пирит-халькопирит-шеелит-молибденитовой.

Кора выветривания представлена каменным структурным элювием мощностью до 40 м. На ее фоне зона окисления по рудным жилам прослеживается до 70—80 м. Как отмечает А. Д. Миков (1965), содержание золота в зоне окисления повышено, особенно в нижней ее части, в более высоких уровнях развита подзона интенсивного выщелачивания золота.

МЕТОДИКА ПОЛЕВОГО ОПРОБОВАНИЯ

Гидрогеохимическое обследование проведено в субмеридиональном направлении согласно петро- и рудногеохимической зональности (см. рис. 1). По гидрогеохимическим условиям исследованные воды разделяются на две группы: близповерхностной циркуляции в выветрелых породах (не глубже 60—70 м) и исходных пород (ниже 80 м). Поэтому они опробовались с поверхности и в подземных условиях. В первом случае это естественные и искусственные источники: мочажины, колодцы, закопашки, стоки неглубоких горных выработок и другие водопроявления. Изученные 18 водопроявлений подобного типа расположены главным образом в пределах северного и центрального блоков массива с присущим им составом пород и типом минерализации. Подземные воды исходных пород опробованы по 31 разведочной скважине северной и южной шахт, расположенных в центральной части массива (см. рис. 1). Объем гидрогеохимической пробы составлял 3 л, из них 1 л использовался для общего анализа, 1 л — для приготовления сухого остатка и 1 л — для определения золота путем предварительного его концентрирования на акти-

вированном угле. Непосредственно у водопункта определялись рН, SO_4^{2-} , свободные CO_2 и O_2 . Пробы воды из шахт анализировались на эти компоненты сразу же после доставки их на поверхность. Общий химический анализ проводился по общепринятой методике в течение суток после отбора проб. Золото определялось количественным спектрохимическим методом с чувствительностью 0,005 мкг/л [Цимбалист и др., 1967]. Микроэлементы сухого остатка анализировались полуколичественным спектральным методом в лабораториях ИГиГ СО АН СССР.

ГИДРОГЕОХИМИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

Состав вод **близповерхностной циркуляции** формируется в выветрелых породах. Средняя минерализация их (44 мг/л) весьма мала, реакция слабокислая (табл. 1). По химическому составу они гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые (кальциево-натриевые). Для описываемых вод характерно ничтожно малое содержание сульфат-иона, не превышающее в среднем 3 мг/л даже в пробах, взятых при откачке одной из шахт, вскрывшей только зону выветрелых пород. Содержания хлор-иона, так же как и Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , колеблются незначительно и близки к среднему их значению. Отношение кальция к натрию свидетельствует о небольшом преобладании в водах натрия. Все это указывает на глубоко прошедшее окисление сульфидной минерализации в верхней части массива, что согласуется с данными исследований А. Д. Микова (1965) и Н. А. Рослякова [Воротников и др., 1968] по зоне окисления описываемого месторождения.

Воды **глубокой циркуляции**, формирующиеся в исходных породах, отличаются от вышеописанных увеличением общей минерализации почти

Таблица 1

Анионно-катионный состав вод, мг/л*

Компонент	Тип вод							
	выветрелых пород		исходных пород					
	от—до	\bar{x}	шахты Б		шахты В		в целом	
от—до			\bar{x}	от—до	\bar{x}	от—до	\bar{x}	
Общая минерализация	18,0—76,0	44,0	82,0—270,0	139,0	60,0—368,0	187,0	60,0—368,0	163,0
рН	6,0—6,7	6,3	6,7—7,7	7,4	7,5—7,7	7,6	6,7—7,7	7,5
HCO_3^-	12,0—95,0	24,0	49,0—220,0	119,0	73,0—282,0	131,0	49,0—282,0	125,0
Cl^-	4,0—20,0	7,0	6,0—30,0	12,0	7,0—20,0	10,0	6,0—30,0	11,0
SO_4^{2-}	0,0—4,0	3,0	6,0—59,0	19,0	13,0—36,0	21,0	6,0—59,0	20,0
SO_4^{2-} Cl^-	0,2—0,6	0,5	0,3—2,3	1,5	1,0—4,0	2,0	0,3—4,0	1,7
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	6,0—16,0	9,0	4,0—79,0	23,0	16,0—141,0	53,0	4,0—141,0	38,0
Ca^{2+}	0,6—18,0	7,0	4,0—90,0	28,0	2,0—38,0	13,0	4,0—90,0	20,5
Ca^{2+} $\text{Na}^+ + \text{K}^+$	0,1—3,0	0,8	0,1—12,0	1,2	0,01—0,9	0,25	0,01—1,2	0,5
Mg^{2+}	0,4—7,0	2,0	0,2—10,0	4,0	0,4—11,0	5,0	0,2—11,0	4,5
CO_2 св.	5,0—40,0	11,0	1,0—8,0	2,5	0,0—5,0	1,1	1,0—8,0	1,7
O_2 св.	1,0—10,0	5,0	1,0—9,0	5,0	2,0—5,0	3,6	1,0—9,0	4,3

* По данным 49 проб.

в 4 раза и слабощелочной реакцией. Соответственно повышению минерализации возрастают содержания микрокомпонентов: сульфат-иона (в 6 раз), гидрокарбонат-иона (в 5 раз), натрий-иона (в 4 раза), кальций-иона (в 3 раза), магний-иона (в 2 раза), хлор-иона (в 1,5 раза). Воды однообразны по анионному составу (как правило, только гидрокарбонатные), но более пестры по катионному составу. Отмечается переход от кальциевых, кальциево-натриевых и натриево-кальциевых вод в северной шахте к существенно натриевым в южной шахте. Такое же изменение состава вод происходит по глубине шахт, но для каждой из них своеобразно. В северной шахте кальциевые воды прослеживаются на большую глубину, приобретая натриевый состав лишь в нижнем горизонте. В свою очередь, воды южной шахты уже с верхних горизонтов становятся более натриевыми (см. рис. 2).

Различная количественная характеристика Ca- и Na-ионов в водах выветрелых пород, а также исходных пород северной и южной шахт особенно наглядно иллюстрируется отношениями их содержаний. Величина Ca^{2+}/Na^{+} близка к единице для вод выветрелых пород (0,8) и исходных пород северной шахты (1,2) и значительно ниже в водах южной шахты (0,25). С другой стороны, наблюдается обогащение вод неизменных пород обеих шахт Na^{+} и Ca^{2+} в сравнении с водами выветрелых пород. Такая неадекватность абсолютных содержаний этих ионов в указанных типах вод является результатом и, следовательно, показателем гипергенного изменения водовмещающих пород и потому может служить оценкой их состояния. Близкие же величины Ca^{2+}/Na^{+} в водах северной шахты свидетельствуют о геохимическом родстве водовмещающих пород независимо от их гипергенного преобразования. В то же время различная величина Ca^{2+}/Na^{+} в водах исходных пород северной и южной шахт отражает геохимические отличия этих пород. Следовательно, химическая зональность вод подчеркивает ранее отмеченные петрогеохимические особенности зонального строения рудного поля.

Повышенное количество сульфат-иона в водах при незначительном увеличении содержания хлор-иона служит индикатором интенсивности сульфидной минерализации этих пород. Распределение сульфат-иона в водах северной шахты менее равномерное, чем в соседней шахте, где его содержание по всей глубине имеет небольшую дисперсию. В количественном отношении воды обеих шахт по содержанию сульфат-иона почти одинаковы (19—21 мг/л).

Количество свободной CO_2 в водах глубокой циркуляции в 4 раза меньше по северной шахте и в 11 раз — по южной, чем в водах выветрелых пород. Количество кислорода меняется незначительно (см. табл. 1).

Итак, макросостав вод исходных пород достаточно четко реагирует на присутствие сульфидной минерализации и петрогеохимическое изменение состава пород (уменьшается их основность по направлению к южной шахте), а также на гипергенное изменение пород верхней части массива.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ РУДНОГО ПОЛЯ

По встречаемости в водах элементы распределяются по следующим группам: обнаружены во всех пробах вод — Al, Fe, Mn, Ti, Au, Ag, Cu, Pb; в 95—98% проб — Mo, Sr, Ni, Cr, Ga, Sn; в 50% проб — Zn, Zr; в 30% проб — Ba, Co; в 5—8% проб — V, Be; не обнаружены — Sb, As, Bi, Cd, Ge, In. Все элементы, сопутствующие золоторудной минерализации и установленные в водах, условно разделены на главные (Au, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag) и второстепенные (Fe, Al, Ti, Cr, Ni, Sr, Ba, V, Co, Zr, Be, Sn, Ge).

Наибольшей дисперсией среди главных элементов обладает Мо и в порядке убывания — Cu, Zn, Pb, Ag. Элементы второстепенные по распространенности и содержанию их в водах выделяемых типов более разнообразны. Ведущее место занимают Al, Fe, Sr и далее в порядке убывания — Ba, Mg, Ti, Cr, Zr, Ni. Часто обнаруживаемые Pb, Ga, Co в большинстве проб присутствуют в следовых количествах и лишь в 3—5 пробах — в микрограммовых. Количественная характеристика по группам и типам вод приведена в табл. 2. Часть микроэлементов главной (Au, Zn) и второстепенной (Zr, Ti, Ni, Cr, Mn) групп преобладают в водах выветрелых пород, другая (Mo, Pb, Cu, Ag) и (Al, Sr, Ba) — в водах исходных пород.

В водах **выветрелых пород** повышенное количество главных элементов, сопутствующих золоторудной минерализации, весьма ограничено. Среди них только Zn и Au имеют более высокие содержания в сравнении с их количествами в водах неизмененных пород. Поведение золота обращает на себя особое внимание как прямой показатель золоторудной минерализации. Оно обнаружено во всех пробах этих вод в количестве 0,009—1,5 мкг/л при среднем его содержании 0,18 мкг/л (17 проб). Такое же содержание в водах исходных пород северной шахты; в водах южной шахты оно значительно ниже. Если учесть, что маломинерализованные, практически бессульфатные с дефицитом главных элементов рудной минерализации воды в зоне выветрелых пород несут такое же количество золота, как и воды исходных пород в пределах рудного участка, то в отношении этого элемента их можно считать аномальными. Такая обогащенность вызвана, возможно, в какой-то степени искусственно созданной обстановкой в условиях действующего рудника. Подобное явление не исключено и вне рудника, когда в силу природных условий резкие колебания уровня грунтовых вод активизируют процессы в зоне окисления. При этом содержания золота в водах могут быть ниже. Отмеченная А. Д. Миковым (1965) обогащенность золотом некоторых участков зоны окисления на данном месторождении и вод, по нашим данным, представляет не только научный, но и практический интерес при поисках золотого оруденения по водам, малоинформативным в отношении большинства химических компонентов.

В водах **исходных пород** среднее содержание золота на участке северной шахты в 3 раза выше, чем на участке южной шахты. Такое неравнозначное содержание его в водах одного рудного поля на разных участках, вероятно, вызвано спецификой рудной минерализации. В отличие от участка северной шахты с прожилково-вкрапленным типом руд и тонкодисперсным золотом, в рудах южной шахты оно заключено большей частью в кварце и имеет более крупный размер частиц. По понятным причинам миграционная способность золота в первом случае будет выше. Этому же, очевидно, благоприятствуют более богатая золотая минерализация и гидрохимическая обстановка (повышенные содержания CO_2 и O_2) на участке северной шахты.

В водах не отмечается какой-либо связи изменения содержаний золота с увеличением глубины залегания пород. Максимальные и минимальные его количества установлены на различных глубинах шахт, что, по-видимому, вызвано неравномерным распределением элемента в рудных телах, которые отметил А. М. Митюшин (1968). Корреляционная связь между содержаниями золота и других макро- и микрокомпонентов не установлена.

В водах рудного поля на фоне главных элементов, сопутствующих золоторудной минерализации, обращает на себя внимание специфическое распределение молибдена, который присутствует повсеместно. Самые высокие его содержания (11—70 мкг/л) в водах исходных пород участка южной шахты (см. табл. 2). В водах северной шахты относительно высо-

Содержание в водах микроэлементов, сопутствующих золотой минерализации, мкг/л*

Элементы		Тип вод							
		выветрелых пород		исходных пород					
				шахты Б		шахты В		в целом	
		от—до	\bar{x}	от—до	\bar{x}	от—до	\bar{x}	от—до	\bar{x}
Главные	Au	0,009—1,50	0,18	0,008—1,11	0,18	0,008—0,18	0,06	0,008—1,11	0,12
	Ag	Сл. — 1,20	0,30	Сл. — 1,30	0,40	0,100—3,00	0,60	Сл. — 3,00	0,55
	Cu	0,200—8,00	2,90	Сл.— 9,50	2,10	0,400—36,0	5,10	Сл. — 36,00	3,60
	Zn	0,300—28,0	4,40	0,000—28,0	3,00	0,000—3,60	0,70	1,000—28,00	1,80
	Pb	0,300—36,00	5,50	Сл— 38,0	8,90	1,000—60,0	8,60	Сл. — 60,00	8,80
	Mo	0,000—0,60	0,08	Сл. — 26,00	4,30	11,000—70,0	30,50	Сл. — 70,00	17,50
Второстепенные	Al*	0,006—3,80	0,68	0,008—2,70	1,31	0,350—1,60	0,88	0,008—2,70	1,10
	Fe*	0,020—2,80	0,48	0,100—1,40	0,60	0,110—0,70	0,34	0,100—1,40	0,47
	Mn	1,000—84,0	14,00	1,000—28,0	6,50	0,500—45,00	8,00	0,500—45,0	7,00
	Ni	0,000—3,00	0,60	Сл.— 1,40	0,70	Сл.—0,40	0,10	Сл. — 1,40	0,20
	Cr	0,000—12,0	1,70	0,000—3,00	0,70	0,200—2,40	0,80	0,100—3,00	0,75
	Ti	0,150—120,0	13,00	Сл.— 3,00	1,00	0,200—4,00	1,00	Сл. — 4,00	1,00
	Zr	0,000—7,00	1,00	Не обн.		0,000—0,80	0,10	0,000—0,80	0,05
	Ba	0,000—6,00	0,50	0,000—160,0	18,70	0,000—48,0	14,50	0,000—160,0	16,60
	Sr**	0,000—0,12	0,03	0,014—1,90	0,97	0,140—1,50	0,64	0,014—1,90	0,80

* По данным 49 проб.

** Содержание микроэлементов даны в мг/л.

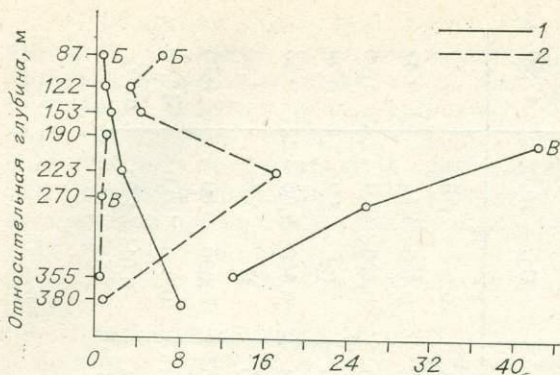


Рис. 2. Изменение средних содержаний молибдена и отношения ионов кальция к натрию по глубине шахт.

1 — содержание Мо, мкг/л; 2 — отношение Са/Na, усл. ед. Б, В — северная (Б) и южная (В) шахты.

кие содержания молибдена (22—26 мкг/л) обнаружены лишь на большой глубине. Воды вышележащих горизонтов этой шахты обеднены им на порядок и более (рис. 2). Такое распределение молибдена в водах двух шахт уди-

вительно точно соответствует зональности минеральных типов эндогенного оруденения как по латерали, так и по вертикали. Воды выветрелых пород самые обедненные в отношении молибдена, содержания его здесь не превышают десятых долей микрограмма на литр. Это можно уверенно использовать для диагностики и прогнозирования оруденения, скрытого на больших глубинах.

Особенности поведения других элементов главной группы, таких как медь, свинец, серебро, проявлены в водах менее ярко. Их средние содержания в целом в водах исходных пород обеих шахт несколько выше, чем в водах выветрелой зоны. Однако воды северной шахты по количеству меди, серебра (как и цинка, золота и молибдена) имеют большее сходство с водами выветрелых пород, чем с водами южной шахты, в которых средние содержания выше по молибдену в 7 раз, по меди — 2,4 раза, по серебру — 1,5 раза и меньше по цинку в 4 раза, по золоту — 3 раза. Эти данные также подкрепляют сведения о зональном строении рудного поля, а с учетом аналогичной картины по макросоставу этих же вод на этих же участках — и о петрогеохимической зональности массива.

Установлено, что медь, свинец, серебро и цинк имеют тенденцию к некоторому увеличению содержаний в отдельных пробах вод из зоны окисления, и потому их изучение как дополнительных поисковых элементов представляет интерес в комплексе с золотом — прямым критерием рудной минерализации.

Самые высокие концентрации второстепенных элементов — в водах выветрелых пород на участках зон окисления, даже в том случае, когда рудные тела уже отработаны. В этих водах отмечается повышение содержаний не только тех элементов, которые встречаются часто, но и тех, которые обнаруживаются редко и в микрограммовых значениях (ванадий, олово, бериллий, галлий), характерных для гидротермальных околорудноизмененных пород. Поэтому аномальные содержания и расширенный спектр всех второстепенных элементов в водах выветрелых пород отдельных участков выполняют роль индикаторов при поисках зон окисления, что подробно рассмотрено Б. А. Воротниковым (1974) на примере сульфидных месторождений Алтая.

* *
*

В пределах рудного поля Центрального месторождения по макро- и микрокомпонентному составу вод отмечается следующая гидрогеохимическая зональность, в полной мере отображающая особенности строения и состав вмещающих пород массива и оруденения.

1. Петрогеохимическая зональность, выражающаяся в увеличении в водах пород более основного состава содержания Ca -иона и значения $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ по сравнению с водами кислых разностей пород.

2. Рудногеохимическая зональность, проявляющаяся в значительном возрастании содержания молибдена, меди и серебра и более широком распространении бария и циркония в водах участков золото-редкометалльной минерализации в сравнении с водами участков пирит-арсенопиритовой и сфалерит-галенит-халькопиритовой минерализации, в которых повышены количества золота и цинка.

3. Зональность, связанная с гипергенным изменением пород. Воды выветрелых пород, с одной стороны, обладают весьма низкой величиной общей минерализации, слабокислой средой и пониженным содержанием стронция, бария, алюминия, а с другой — повышенным количеством титана, циркония, хрома, никеля, марганца по сравнению с водами исходных пород.

4. В водах участков рудной минерализации в пределах выветрелых пород повышены содержания золота и цинка, а также расширен спектр второстепенных микроэлементов и в меньшей степени — главных элементов (меди, свинца, серебра). В водах исходных пород увеличивается содержание в основном главных элементов: золота, молибдена, меди, свинца и SO_4^{2+} , а в отдельных случаях — циркония и бария.

Все отмеченные особенности поведения макро- и микрокомпонентов в водах можно использовать как гидрогеохимические критерии при поисках месторождений, подобных Центральнинскому.

ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л. В. Центральнинский массив гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алату). — В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 169—213.
- Баженов В. И., Митюшин А. М. Основные черты структуры Центрального золоторудного поля. — В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1967.
- Воротников Б. А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М.: Недра, 1974. 182 с.
- Воротников Б. А., Попова Л. М., Росляков Н. А. и др. Поведение золота и его спутников в полях золоторудных месторождений северной части Кузнецкого Алатау. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, т. 134, с. 189—196.
- Миков А. Д. К вопросу о вторичной зональности в золоторудных жилах Мариинской Тайги (Кузнецкий Алату). — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1965, т. 138, с. 207—215.
- Митюшин А. М. Роль спессартитовых даек в локализации золотого оруденения на Центральном месторождении. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота в Сибири. Томск: изд. ТПИ, 1968, с. 159—162.
- Цимбалист В. Г., Аношин Г. Н., Попова Л. М. К методике определения золота в природных водах. — В кн.: Матер. конф. молодых ученых и аспирантов Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1967.

Б. А. ВОРОТНИКОВ

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Настоящая статья написана на основе многолетних гидрогеохимических исследований в Сибири и Казахстане с использованием более 1000 проб воды и донных осадков, проанализированных спектрохимическим и атомно-абсорбционным методами с чувствительностью до 0,001 мкг/л и 0,1 мг/т.

Региональный фон золота в водах и донных осадках

Регион	Кол-во проб	Преобладающий тип вод	Общая минерализация, мг/л	pH	Eh, мв	Воды, $\cdot 10^{-3}$, мг/л	Донные осадки, мг/т
Кулунда	40	Содовый	До 200 000	До 11	150—200	<1—2	—
Чукотка	70	Cl—(HCO ₃)—Na—(Mg)	40—60	5,7—6,3	—	3—4	2—3
Енисейский край	80	HCO ₃ —Ca—(Na)	20—50	5,5—7,5	350—450	2—3	0,5—1
Забайкалье	20	HCO ₃ —Ca	50—200	6—7	350—400	3—4	1—2
Салаир							
Восточный	80	HCO ₃ —Ca—Na	150—300	6,5—7,5	260—230	3—4	2—3
Северный	150	HCO ₃ —(Cl)—Ca—(Na)	200—400	6—7	350—450	6—8	1,5—2
Кузнецкий Алатау							
центральная часть	70	HCO ₃ —(Cl)—Ca—(Na)	30—70	5,5—7	350—450	2—3	2—3
северная »	45	HCO ₃ —Ca—(Mg)	150—200	7—7,5	—	3—5	2
Алтай							
Горный	20	HCO ₃ —Cl—Ca—Na	50—150	6—7	—	2—3	2
Предгорный	40	HCO ₃ —(Cl)—Ca—Na	300—700	7—8	250—350	4—6	2
Монголия							
Западная	50	HCO ₃ —(Cl)—Ca	50—150	5,5—7	350—450	2—5	2
Южная	30	Пестрый	До 2000	6,5—8	300—350	До 30	2
Центральный Казахстан	20	»	До 1500	7—8,5	250—350	10—20	2

Золото обнаруживается в водах всех природных ландшафтов. Наиболее низкие региональные фоновые содержания его отмечены в содовых щелочных ($\text{pH} \sim 10,5$) водах озер Кулундинской степи, где его содержание часто ниже чувствительности аналитического метода — 0,001 мг/л. Несколько больше (в пределах 0,002—0,005 мг/л) золота содержится в водах криогенных тундровых ландшафтов Чукотки, таежных — Енисейского края и горных районов Кузнецкого Алатау, Алтая и Западной Монголии (см. таблицу). Наиболее высокие фоновые содержания его отмечены в водах аридных пустынно-степных ландшафтов Казахстана и Южной Монголии (0,01 мг/л и выше). В криогенных или таежных ландшафтах причиной являются многолетнемерзлые породы или интенсивное разбавление, в случае аридных — накопление золота в начальной стадии процесса континентального засоления [Удодов и др., 1974]. Более поздние стадии этого процесса приводят к обеднению вод золотом, примером чего служат воды Кулундинской степи.

Интенсивность проявления золотой минерализации в водах, выражающаяся в формировании ореолов и потоков рассеяния рудных полей и месторождений, также зависит от ландшафтных условий. Наименее благоприятны условия криогенных ландшафтов Чукотки, горных сильно обводненных районов Кузнецкого Алатау и Алтая, наиболее благоприятны — сухостепные аридные ландшафты Казахстана. Кроме того, на контрастность и протяженность водных потоков и ореолов рассеяния влияют состав и строение рудных тел, их тектоническое или металлогеническое положение, характер рудовмещающих пород и окolorудных изменений, первичные ореолы рассеяния. Немаловажное значение имеют характер рудного выхода, наличие зон окисления и кор выветривания, состав и мощность перекрывающих рыхлых пород, вторичные ореолы рассеяния. Относительная роль каждого из перечисленных факторов меняется. Определяет ее в первую очередь степень расчлененности рельефа. Это положение, по нашему мнению, относится ко всем сульфидным месторождениям [Воротников, 1974], включая золоторудные. Так, для участков с расчлененным рельефом обычно характерны развитие «свежих» коренных пород, открытые эродированные рудные выходы месторождений и развитие глубоких, нередко рудоконтролирующих тектонических трещин. Все типы распространенных здесь вод гидравлически связаны друг с другом, что предопределяет общность их химического состава.

Основной процесс, способствующий переходу элементов из рудных тел в воду, — окисление золотосодержащих сульфидов и последующее растворение минеральных новообразований. Будучи экзотермическим, он может происходить практически в любых климатических условиях [Иванов, 1966] и особенно интенсивно, если руды полиминеральные [Оводова и др., 1967], массивные и заключены в нейтральных алюмосиликатных породах. Процесс протекает активнее, если тонкодисперсное золото рассеяно в хорошо растворимых сульфидах, обладающих относительно других пониженным электродным потенциалом — обычно это пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит или, в жильных минералах-носителях, неустойчивых к процессам сернокислотного выветривания, — кальцит, доломит, диопсид [Росляков и др., 1977]. В этом случае формируются кислые сульфатные, иногда хлоридные (за счет выщелачивания хлора из рудовмещающих пород) воды с высоким устойчивым Eh (сернокислый процесс), которые, судя по литературным [Росляков, 1976] и имеющимся у нас данным, весьма благоприятны для миграции золота и элементов-спутников, в первую очередь меди и цинка. Микрокомпонентный состав вод четко отражает состав пород и первичной рудной минерализации. Исключение представляют элементы, миграция которых в подобных водах затруднена (As, Mo, W, Ba, Sr, отчасти Pb, Ag, Si). Основным процессом, регулирующим контрастность и протяженность потоков рассеяния эле-

ментов, является их интенсивное разбавление фоновыми водами, особенно если состав последних неблагоприятен для миграции элементов. Существенно влияет на указанные параметры выпадение элементов вместе с окислами и гидроокислами железа, алюминия, марганца, кремния. В водах преобладают простые ионы, которые в приповерхностных условиях могут сорбироваться коллоидами и взвесями и мигрировать вместе с ними.

По мере уменьшения расчлененности рельефа (что обычно наблюдается при переходе к районам с более низкими отметками) увеличиваются распространенность и мощность рыхлых отложений, а также сохранность, глубина и интенсивность проработки зон окисления, вплоть до образования минералов конечной стадии их развития. Тектонические трещины становятся менее выраженными, более заглинизованными. Уменьшаются общая трещиноватость и промытость пород, интенсифицируется водообмен. Гидродинамическая связь между водоносными горизонтами нарушается, что приводит к увеличению разнородности химического состава вод. В целом гидрогеологическая структура из раскрытой переходит в полураскрытую или даже закрытую. Процессы окисления и растворения сульфидов теряют ведущее значение. Воды потоков рассеяния по макросоставу мало отличаются от фоновых: они только относительно более минерализованные, обычно нейтральные (до щелочных) гидрокарбонатные кальциевые. В составе гидрогеохимических потоков рассеяния преобладают обычно трудноподвижные, преимущественно литофильные «породообразующие» элементы или элементы-примеси, более характерные для нерудных минералов вмещающих пород, рыхлых продуктов зон окисления и кор выветривания (V, Ti, Zr, Al, Ga, Cr, Mn, Ni, Co и др.).

Рудообразующие элементы, в основном их халькофильная часть, являющиеся спутниками золота в первичных сульфидных рудах, как и само золото, из окисленных рудных выходов или интенсивно выщелочены, или находятся в труднорастворимом для современных вод состоянии (окислы, гидроокислы, карбонаты, элементы в самородном состоянии). В этом случае элементы образуют четкие вторичные ореолы рассеяния в рыхлых продуктах зон окисления, а при механическом разрушении рудных выходов — потоки рассеяния в донных осадках. При этом в водах содержание рудообразующих элементов могут быть менее фоновых, т. е. образуются так называемые отрицательные гидрогеохимические аномалии. Чем интенсивнее проработан рудный выход за счет предшествующего сернокислотного процесса, тем отмеченные геохимические особенности его выражены более рельефно. Слабый водообмен, нередко создающий в этих условиях застойный режим вод, затрудняет вынос химических элементов на далекие расстояния, исключая периоды дождей или снеготаяния. В последнем случае происходит растворение и переотложение солевой составляющей рыхлых образований, что приводит к формированию короткоживущих потоков рассеяния химических элементов в водах или донных осадках, очень сложно пространственно и генетически связанных с участками рудной минерализации.

Растворение и вынос золота, как правило, возрастают в том случае, если в этих условиях формируются явно щелочные воды. Подземные воды при их связи с рудоконтролирующими трещинами могут обогащаться своеобразным комплексом рудных элементов (Au, Pb, Zn, As, Mo, Co, Ni) за счет электрохимического растворения сульфидов на глубине [Свешников, 1967; Албагачиева, 1975; Дубинина, 1975]. В условиях замедленного водообмена и карбонатных вод обилие растворенного органического вещества способствует миграции элементов в виде коллоидов или органоминеральных комплексных ионов [Голева, 1977]. На месторождениях с погребенными рудными выходами перечисленные особенности миграции элементов усиливаются. В данном случае рудную минерализацию удастся проследить гидрогеохимическим опробованием картировочных скважин.

По-видимому, образование ореолов в данном случае связано с процессами диффузии, сорбции и десорбции элементов рыхлых пород, с растворением сульфатов и хлоридов водовмещающих толщ, проходящих особенно интенсивно при откачках из скважин.

Нередко участки с расчлененным и выровненным рельефом (и характерные для них водные потоки рассеяния) находятся в непосредственной близости друг от друга, в пределах любого высотного пояса. Поэтому, по нашему мнению, можно лишь утверждать, что участки с расчлененным рельефом более распространены в среднегорье и высокогорье, а выровненные — в низкогорье и предгорье.

Следует иметь в виду, что формирование потока или ореола рассеяния на сульфидном месторождении определяется составом той части зоны окисления, которая, будучи выведена на поверхность в результате поднятия и последующего частичного разрушения зоны окисления, подвергается в настоящее время выщелачиванию современными водами. При этом в отличие от верхней выщелоченной части нижняя часть зоны окисления, обогащенная сульфатами, а нередко и вторичными сульфидами, формирует водные потоки рассеяния, обогащенные рудообразующими элементами, включая золото.

Таким образом, мнение о том, что гидрогеохимическими признаками наличия рудной минерализации служат повышенные содержания в водах рудообразующих элементов (Au, Ag, Cu, Zn, Pb, As и др.), правомерно лишь для районов с расчлененным рельефом. В обстановке выровненного рельефа водные потоки рассеяния отображают не первичную рудную минерализацию, а участки зон окисления ранее существовавших здесь рудных залежей. Соответственно гидрогеохимическими признаками в этих условиях являются не рудообразующие элементы, а элементы, характерные для нерудных минералов рудовмещающих пород. Аномальные содержания рудообразующих элементов в данных условиях встречаются в донных осадках и в подземных водах, связанных с глубинными рудо-контролирующими трещинами.

Проведенные на Алтае и в Кузнецком Алатау исследования позволили сделать ландшафтно-геохимическое районирование территории по условиям формирования водных потоков рассеяния и применимости гидрогеохимического и других геохимических методов поисков [Воротников и др., 1972, 1973]. В основу выделения крупных таксономических единиц положены степень расчлененности рельефа, а также характер и распространенность рыхлых образований, включая коры выветривания и зоны окисления. Более мелкие таксономические единицы выделены с учетом ландшафтных и геолого-металлогенических особенностей.

Гидрогеохимические исследования с целью обнаружения золотого оруденения рекомендуется проводить поэтапно и подразделять на подготовительный, собственно поисковый и камеральный периоды. До проведения поисковых работ, в подготовительный период, следует: 1) по литературным и фондовым источникам собрать материал по ландшафтно-геохимическим и геолого-гидрогеохимическим особенностям района будущих исследований и характерной для района золотой минерализации; 2) провести опытно-рекогносцировочные гидрогеохимические исследования в районе, особое внимание обращая на участки с известной золоторудной минерализацией; 3) составить схему ландшафтно-геохимического районирования территории по условиям формирования водных потоков рассеяния и применимости гидрогеохимического метода поисков.

Гидрогеохимические поиски в масштабе 1 : 50 000 и мельче в районах с расчлененным рельефом отличаются следующими особенностями. Опробуются все типы вод, лучше в период пониженной водообильности. В связи с хорошей гидродинамической связью гидрогеохимическая съемка даже по поверхностным водам позволяет обнаружить глубоко залега-

ющую минерализацию. Золотое оруденение дает четкие и контрастные, но, за счет сильного разбавления, непротяженные (первые сотни метров) потоки рудообразующих халькофильных элементов с повышенной кислотностью и сульфатностью вод, аномальными содержаниями в них золота. Учитывая зональное распределение элементов в потоках рассеяния, шаг опробования можно изменять, сгущая его по мере приближения к предполагаемому источнику заражения. При работе в выровненных районах с развитыми зонами окисления следует помнить, что отсутствие рудообразующих элементов в водах — еще не показатель отсутствия рудной минерализации. Не очень протяженные, но контрастные потоки рассеяния рудообразующих элементов формируются в донных осадках поверхностных водотоков, преимущественно в их более крупной фракции (1—0,3 мм), а также в донных осадках в местах выхода подземных вод. В районах с развитием площадного, порой мощного покрова рыхлых отложений применение гидрогеохимического метода поисков возможно лишь в глубинном варианте, с применением буровых работ.

Густота точек опробования при гидрогеохимических поисках золотого оруденения зависит от особенностей распределения золота в пределах рудных полей и месторождений. В рудных полях содержание и дисперсия распределения золота по сравнению с региональными фоновыми обычно возрастают на один порядок, а на площадях отдельных месторождений — до двух порядков. Частные его концентрации при этом достигают десятых долей и целых микрограммов на литр соответственно. Потоки рассеяния золота в водах не отличаются выдержанностью. Коэффициент аномальности в водах рудных полей и месторождений не превышает 0,2—0,3, что, по нашему мнению, связано как с неравномерностью распределения золота в эндогенных ореолах рудных полей и месторождений [Рослякова и др., 1975], так и с большой чувствительностью золота к изменению среды миграции в зоне гипергенеза, влиянием на его миграцию многочисленных геохимических барьеров [Росляков и др., 1977; Перельман, 1980; и др.]. Золото в донных осадках рудных полей и месторождений по сравнению с водами, как правило, образует более выдержанные и протяженные потоки рассеяния [Воротников и др., 1973; Нестеренко и др., 1976]. Концентрации золота в этом случае колеблются в пределах десятков и сотен миллиграммов на тонну соответственно при фоновых около 1—3 мг/т (см. таблицу).

С учетом изложенного для выявления гидрогеохимическим методом золоторудного поля месторождений (при коэффициенте аномальности золота в водах рудных полей и месторождений 0,25) густота отбора проб воды должна быть около 2,4 точки на 1 км² площади, что соответствует масштабу работ 1 : 100 000, а для выявления собственно месторождения в пределах рудного поля (масштаб работ 1 : 10 000) — 40 точек на 1 км² [Щербаков и др., 1980]. Опробование донных осадков можно было бы проводить более разреженно, но, учитывая возможность получить важную дополнительную информацию при одновременном отборе проб вод и донных осадков, их обычно отбирают с одинаковой густотой.

При проведении крупномасштабных гидрогеохимических исследований, включая опробование подземных вод, вскрываемых горными выработками на действующих рудниках, с целью обнаружить золоторудные тела или столбы, особое внимание следует обращать на элементы-спутники золота, обладающие относительно небольшой миграционной способностью (Bi, W, Sb, Sn, Li, Yb, Sc). Это необходимо иметь в виду и при интерпретации выявленных гидрогеохимических аномалий. При мелко-масштабных поисках золоторудных провинций и узлов целесообразно тщательное гидрогеохимическое опробование речной сети, дренирующей обширные площади и бассейны конечного стока (см. табл. 2 в статье Г. В. Нестеренко и Б. А. Воротникова в настоящем сборнике).

При анализе проб воды, отобранных при гидрогеохимических поисках любого масштаба, основное внимание следует обращать на компоненты состава вод, определяющие среду миграции золота: рН и Eh вод, их общую минерализацию, содержание и форму нахождения железа, марганца, алюминия, а также возможную окисляемость вод и содержание свободного кислорода. Заслуживают внимания анионы-лиганды предполагаемых комплексных соединений золота, такие как хлор, фтор, различные формы серы, органические кислоты, а также возможные элементы-спутники золота. В общем по мере укрупнения масштаба поисков от определения широкого круга микроэлементов следует переходить к выбранным наиболее информативным элементам-индикаторам.

Хотелось бы остановиться на получении и использовании окислительно-восстановительного потенциала (Eh) вод. Совершенно недопустимо вычислять его по уравнению Нернста по замеренному значению рН вод. Как указывалось ранее [Пещевидкий и др., 1967], для решения вопроса о возможности измерения Eh гладким платиновым электродом необходимо знать химический состав исследуемой воды или сравнить Eh измеренное и E_{pt} , рассчитанное из рН по уравнению: $E_p = 0,88 - 0,059 \text{ рН}$. Эти величины близко совпадают ($\Delta E < 10$ мв) только в тех случаях, когда в воде отсутствуют окислительно-восстановительные системы (например, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) в измеримых количествах ($10^{-5} - 10^{-6}$ м/л), и тогда из замеренных значений Eh нельзя рассчитывать соотношение окисленных и восстановленных форм. Если $\Delta E > 20$ мв, то измеренная платиновым электродом величина Eh определяется редокс системой воды, состав этой системы может быть рассчитан из измеренной величины Eh. При отборе проб донных осадков следует обращать внимание на различного рода новообразования типа карбонатов, сульфатов, кремнекислоты, органического вещества, окисей и гидроокисей марганца, железа, алюминия — возможных сорбентов золота в гипергенных условиях. В связи с этим необходимо подчеркнуть большое значение железа и марганца в миграции золота. Положительная их роль при растворении и миграции золота в зоне окисления месторождений общеизвестна [Krauskopf, 1969; Росляков и др., 1977; и др.]. Роль этих элементов резко меняется при их переходе в более окисленные формы и образовании труднорастворимых хорошо сорбирующих гидроокисей. Формирование последних зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды и кислотности раствора. Так, при рН около трех железо образует плохо растворимую гидроокись, которая в виде положительно заряженного геля начинает выпадать в осадок, захватывая отрицательно заряженные комплексные ионы, включая золото. Подобный процесс, в результате которого практически все золото из кислых вод переходит в осадок, мы наблюдали на многих месторождениях. Величина электрокинетического потенциала геля гидроокиси железа с ростом щелочности вод увеличивается, а при переходе через изоэлектрическую точку (рН около 6) потенциал меняет знак на отрицательный [Бродский, 1964, с. 97]. Примерно в то же время начинают выпадать в осадок отрицательно заряженные окиси и гидроокиси марганца. Подобное осадкообразование оказывает решающее влияние на миграцию элементов в катионной форме — они также переходят в осадок.

Данные о формах нахождения элементов, в первую очередь золота, позволяют более определенно судить об их поведении в гипергенных условиях, в частности в зоне окисления месторождения, о составе и протяженности вторичных геохимических ореолов рассеяния и, таким образом, приобретают определенный практический интерес при геохимических поисках золоторудной минерализации. Проведенные нами ранее [Вороников и др., 1973] и в последнее время экспериментальные исследования (диализ, ионный обмен), дополненные расчетами, показали, что золото

во всех опробованных водах (как на месторождениях, так и за их пределами) находится в виде растворенных анионных комплексов.

Гидрогеохимические поиски золотого оруденения должны проводиться наряду с другими геохимическими поисковыми методами, причем особенность и последовательность их применения зависят не только от масштаба исследований, но и от конкретных ландшафтных условий. Так, в пределах районов с расчлененным рельефом (и свежими выходами пород и руд) вне зависимости от масштаба поисков ведущее значение имеет литохимический метод поисков по коренным породам [Воротников и др., 1968]. По мере выглаживания рельефа и появления рыхлых отложений возрастает роль шлихового, шлихо-геохимического и металлометрического (по почвам) методов. В условиях предгорных равнин со сплошным развитием покрова континентальных отложений большой мощности (более 30—50 м) все перечисленные методы применяются в глубинном варианте.

Необходимость комплексного проведения поисковых работ хорошо видна на примере золотых россыпей. Большинство из обследованных нами аллювиальных россыпей не сопровождалось положительными гидрогеохимическими потоками золота (см. табл. 1 в статье Г. В. Нестеренко и Б. А. Воротникова в настоящем сборнике). Более того, содержание золота в водах, фильтрующихся через россыпи, нередко ниже фоновых, что еще раз указывает на плохую растворимость в водах крупного самородного золота. В этом случае кроме шлихового и шлихо-геохимического хорошие результаты дает и метод донных осадков.

При интерпретации полученного материала необходимо пробы вод и донных осадков разделять на отобранные за пределами известной рудной минерализации (фоновые), отобранные в пределах ореолов рудных полей и месторождений, а также на рудничные воды горных выработок (канавы, шурфы, штольни, шахты, карьеры). В формировании рудничных вод определяющее значение имеет техногенный фактор, искажающий природные условия формирования состава вод, обычно интенсифицируя процессы окисления и растворения. Поэтому интерпретация данных по рудничным водам должна проводиться очень аккуратно.

Следует иметь в виду, что относительно часто золото растворено за счет электрохимических процессов. Поэтому, видимо, аномально высокое содержание золота в водах известняков (до 4 мкг/л) на южном фланге изученного нами рудного поля. При этом состав вод и содержание микроэлементов в них практически остаются на уровне фоновых.

Проведенные по выработанной методике многолетние гидрогеохимические исследования позволили выделить ряд аномальных участков, заслуживающих детального изучения. Особенности формирования состава фоновых вод и гидрогеохимических потоков рассеяния на сульфидных золоторудных месторождениях Сибири и Казахстана, а также специфику проведения гидрогеохимических поисков золотого оруденения в этих регионах можно с соответствующими поправками перенести и на аналогичные горные области.

* * *

*

Основные закономерности формирования гидрогеохимических потоков рассеяния (и особенности проведения гидрогеохимических поисков) сульфидных месторождений распространяются и на золото-сульфидные месторождения.

Состав и строение гидрогеохимических потоков рассеяния находятся в прямой зависимости от состава золото-сульфидных руд и состояния рудного выхода. Благоприятствуют окислению руд и переходу в раство-

ренное состояние золота сульфидность руд, их полиминеральный состав, дисперсность рассеянного в растворимых сульфидах или жильных минералах-носителях золота. Растворение и миграция золота активно проходят в сильнокислых или щелочных водах, которые характерны для начальной или конечной стадий развития зон окисления. В первом случае золоту сопутствуют рудообразующие, преимущественно халькофильные элементы, во втором — породообразующие литофильные. Электрохимическое растворение золото-сульфидных руд отличается весьма ограниченным количеством своеобразных элементов-спутников при высоком содержании в водах золота.

Поскольку стадийность процесса окисления отражается в зональности профиля окисления, для формирования гидрогеохимических потоков рассеяния важно, какая из подзон профиля находится в настоящее время в зоне активного растворения.

Аллювиальные россыпи мало влияют на состав фильтрующихся вод, нередко формируя в них отрицательные аномалии золота. Донные осадки в этом случае дают более контрастные и протяженные потоки рассеяния.

Золото отличается повышенной чувствительностью к изменению среды миграции. Особенно активно высаживают его из слабокислых вод гидроокиси железа и алюминия, образующие в этих условиях положительно заряженные гели. Основная форма миграции золота — комплексная ионная отрицательно заряженная. Активным сорбционным барьером для золота являются также глинистые минералы и органическое вещество. Органическое вещество в определенных условиях может способствовать возникновению восстановительного барьера, когда золото переходит в самородное состояние.

Гидрогеохимический поток рассеяния состоит из двух фаз — жидкой и твердой. Они постоянно находятся в динамическом равновесии, дополняя друг друга. Проведение гидрогеохимических поисков золота предусматривает параллельный отбор вод и донных осадков, которые нужно опробовать не только на золото, но и на элементы-спутники. Определенный практический интерес при гидрогеохимических поисках представляют формы нахождения в водах и донных осадках золота и элементов-спутников, ибо они позволяют более определенно судить о поведении элементов в гипергенных условиях, о составе и протяженности гидрогеохимических потоков рассеяния.

ЛИТЕРАТУРА

- Албагачиева В. А. К гидрогеохимии золота в природных обстановках. — Тр. ВНИИГидрогеол., 1975, вып. 79, с. 67—81.
- Аносова Г. Б., Пак А. С., Жбанов Э. Ф. Гидрогеохимические ореолы рассеяния золото-сульфидных проявлений Витимского плоскогорья. — Тр. Геол. ин-та Бурят. фил. Сиб. отд. АН СССР, 1976, вып. 7(15), с. 68—74.
- Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. — Тр. ВСЕГИНГЕО. Нов. сер., № 12, М.: Недра, 1964. 240 с.
- Воротников Б. А. Водные потоки рассеяния сульфидного оруденения Алтая и их поисковое значение. М.: Недра, 1974. 183 с.
- Воротников Б. А., Нестеренко Г. В., Чернов В. Г. Схема районирования Алтая по условиям формирования вторичных ореолов рассеяния сульфидных месторождений и применимости геохимических методов поисков. — В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 197—216.
- Воротников Б. А., Николаева Н. М., Пирожков А. В. О формах нахождения золота в водах Южно-Енисейского района. — Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 37—42.
- Воротников Б. А., Попова Л. М., Росляков Н. А. и др. Поведение золота и его спутников в полях золоторудных месторождений северной части Кузнецкого Алатау. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, т. 134, с. 189—196.
- Воротников Б. А., Росляков Н. А. Районирование Кузнецкого Алатау по применимости геохимических методов поисков золоторудных месторождений. — Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1973, вып. 88, с. 52—54.
- Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.

- Дубинина В. Н. О возможном влиянии электрохимических процессов на поведение золота в зонах окисления сульфидных месторождений.— В кн.: Методика и техника разведки. Л.: изд. ВИТР, 1975, с. 25—29.
- Иванов О. П. Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты.— Геохимия, 1966, № 9, с. 1095—1105.
- Коротчаева И. Я., Поликарпочкин В. В., Поддубная Л. П. Соосаждение золота с гидроокисью железа.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 4, с. 124—128.
- Нестеренко Г. В., Воронников Б. А., Осинцев С. Р. Поведение золота и элементоспутников в процессе разрушения рудных выходов (на примере районов Северо-Восточного Забайкалья и Южно-Енисейской тайги).— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 140—165.
- Оводова А. В., Бергман А. Г., Дуров С. А. Образование сульфатных ионов при совместном окислении сульфидов тяжелых металлов в водных растворах.— Тр. Новочеркас. политехн. ин-та, 1967, вып. 164, с. 87—91.
- Перельман А. И. Законы гипергенной миграции элементов как теоретическая основа геохимических поисков.— В кн.: Стратегия геохимических поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 28—47.
- Пещевидный Б. И., Николаева Н. М., Воронников Б. А. О границах применимости гладкого платинового электрода при измерениях Eh природных вод.— Геол. и геофиз., 1967, № 9, с. 32—40.
- Росляков Н. А. Поведение золота в гипергенных процессах окислительного ряда.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 255, с. 131—140.
- Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В., Удодов П. А., Шварцев С. Л., Мельникова Р. Д., Гапон А. Е., Шергин Б. В. Условия гипергенной миграции и концентрации золота.— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 99—108.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 132 с.
- Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
- Удодов П. А., Шабынин Л. Л., Рассказов Н. М., Шварцев С. Л., Шубин Г. В. Опыт применения гидрогеохимического метода поисков золоторудных месторождений в Сибири и Средней Азии.— Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1974, вып. 102, с. 115—122.
- Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В., Нестеренко Г. В., Воронников Б. А. Геохимические методы при поисках глубокозалегающих и перекрытых месторождений золота.— В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 22—34.
- Krauskopf K. V. Thermodynamics used in geochemistry.— Handb. Geochem. V. 1. Berlin — Heidelberg — N. Y., 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Ю. Г. Щербаков, Л. М. Попова. Геохимический аспект металлогении золота	4
Н. В. Рослякова, Ю. Г. Щербаков, Н. Ф. Агеенко, Д. И. Портянкин, С. Б. Бортникова, Н. Е. Радостева. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений	31
Л. В. Алабин. Золотоносность Алтае-Саянской складчатой области	66
Л. К. Павлова. Золотое оруденение в скарнах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая	80
В. А. Злобин. Радиохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений	95
Б. Н. Лапин. Разрывные нарушения и золотое оруденение Забайкалья	109
Н. А. Росляков. Поведение золота в зоне гипергенеза золоторудных полей (III) с гумусовыми кислотами почв	124
Г. Н. Семьехин, Н. А. Росляков. Константы образования комплексов золота (III) с гумусовыми кислотами почв	161
Г. В. Нестеренко, С. Р. Осипцев, Д. И. Портянкин, Ю. Г. Лаврентьев, А. И. Кузнецова, Л. Н. Поспелова. Формирование и источники питания россыпей Северо-Восточного Салаира	166
Г. В. Нестеренко, Б. А. Воротников. О поведении золота в процессе осадкообразования	195
Л. М. Попова. Гидрогеохимические особенности Центрального рудного поля в Марининской тайге	206
Б. А. Воротников. Гидрогеохимические исследования золотого оруденения	243

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственный редактор
Юрий Гаврилович Щербаков

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства И. С. Цитович
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Н. А. Пискун
Технический редактор А. В. Семкова
Корректоры И. А. Литвинова, Е. Н. Зимина

ИБ № 23099

Сдано в набор 25.02.82. Подписано к печати 11.03.83. МН-07507. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 19,6. Усл.кр.-отт. 20,3. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1300 экз. Заказ № 81. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Геохимический аспект металлогении золота. Щербаков Ю. Г., Попова Л. М. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

В качестве теоретической основы для привлечения геохимических данных о распределении в металлогенических провинциях различных элементов предложена систематика, позволяющая выделить на количественной основе классы оксифильных и гетерофильных элементов с фемическими и сиалическими подклассами и двумя группами относительно более или менее подвижных элементов в каждом подклассе. Элементы каждой из восьми выделенных групп обладают своими генетическими особенностями концентрации.

Для большинства золотоносных провинций различных металлогенических эпох, от архея до кайнозоя, рассмотрена зависимость состава и формационной принадлежности золотого оруденения от степени фемичности — сиаличности вмещающих его комплексов пород и особенностей их геологической истории. Выявленные закономерности характеризуют общие тенденции геохимической и металлогенической эволюции коры континентов, а вместе с тем и основные черты развития золотосодержащих и собственно золоторудных формаций. Результаты проведенного исследования расширяют в целом возможности применения геохимического анализа в металлогенических построениях по другим металлам.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 49.

УДК 553.411

Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений. Рослякова Н. В., Щербакова Ю. Г., Агеенко Н. Ф., Портников Д. И., Бортникова С. Б., Радостева Н. Е. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

На основании изучения геологоструктурных условий формирования рудных тел, минерального состава руд и околорудноизмененных пород, температур гомогенизации включений, распределения золота, серебра и других элементов в породах Салаирского и Урского рудных полей и за их пределами и сопоставления относительных коэффициентов концентрации этих элементов в различных образованиях установлено, что генетически связанное с кембрийским кризисом вулканизмом золотосодержащее полиметаллическое оруденение Салаира по зонам нарушения пересекается самостоятельной золотоносной кварц-карбонатно-штокверковой зоной, связанной с верхнепалеозойским базальтоидным магматизмом. Особенность состава собственно золотых руд служит довольно широкое развитие в них теллуридов золота, серебра и свинца, значительное количество свободного золота.

Ил. 13, табл. 15, библиогр. 8.

УДК 549.283(571.1)

Золотоносность Алтае-Саянской складчатой области. Алабин Л. В. Условия формирования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

Методом формационного анализа установлена связь золотого оруденения с магматическими комплексами геосинклинального, раннеорогенного, орогенного и послорогенного этапов развития складчатых и разрывных структур Алтае-Саянской складчатой области. Показана приуроченность золоторудных месторождений к определенным типам тектонических структур, различающихся режимом развития и глубинным строением; сделаны выводы о пояском и поясно-узловом размещении и вертикальном протяжении золотого оруденения. Выявленные особенности закономерности размещения золотого оруденения во времени и пространстве можно использовать в прогнозных и поисковых целях.

Ил. 4, библиогр. 54.

УДК 550.4.42 : 553.24

Золотое оруденение в скарнах Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Павлова Л. К. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

В статье рассмотрены особенности поведения золота в процессе формирования магнетитовых и известковых скарнов и последующего гидротермального их изменения. Подчеркнуто, что отложение золота предваряется широким проявлением процессов перекристаллизации и гидротермального изменения скарнов. Описаны околорудные метасоматиты в различных типах метасоматических колонн и локализация в них золотого оруденения. Выделены геохимические признаки наличия золотого оруденения в скарнах.

Ил. 1, табл. 5, библиогр. 33.

УДК 553.41 : 550.835

Радиогеохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений. Злобин В. А. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

В связи с изучением условий формирования золоторудных месторождений рассмотрены закономерности распределения урана, золота и сопутствующих элементов в древних верхнепротерозойских толщах обрамления Сибирской, Китайской и Русской платформ, радиогеохимические особенности проявленной магматической деятельности, обнаруживающих пространственно-временную связь с золоторудной минерализацией в ряде золоторудных провинций страны, поведение радиоактивных элементов при формировании золоторудных месторождений. Сделаны выводы о возможности широкого применения радиогеохимических методов для выявления отложений с наиболее высокими концентрациями золота, выяснения природы и признаков гранитоидных интрузий, обнаруживающих связь с золоторудной минерализацией, а также при изучении зональности золоторудной минерализации и ее радиометрических признаков.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 30.

УДК 551.24 : 553.411

Разрывные нарушения и золотое оруденение Забайкалья. Лапин Б. Н. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

В статье раскрывается ведущая роль разрывных структур Монголо-Охотского пояса и Онон-Туринской зоны для размещения золотого оруденения Забайкалья. Подчеркивается, что на локализацию оруденения влияют тектонические нарушения второго и третьего порядка, создавшие для рудоносных гидротерм благоприятные ловушки подпора, экраны туниково-вых зон и трещин.

Все многообразие разрывных структур обобщается и сводится в три основные группы по типу разрешения дизъюнктивных нарушений: тип в трещинах отрыва; в диагональных склоновых трещинах; в густо трещиноватых и брекчированных породах. Месторождения характеризуются наличием какой-то одной группы трещин или их комбинациями.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 35.

УДК 553.4

Поведение золота в зоне гипергенеза золоторудных полей. Росляков Н. А. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены основные закономерности поведения золота при образовании гидрослю-дистых и каолиновых кор выветривания за счет пород с его аномальными концентрациями. Впервые приводятся данные о гипергенном перераспределении золота при формировании главных генетических типов почв юга азиатской части СССР. Дана характеристика взаимосвязей эндогенных ореолов золота в рудных полях с его ореолами в элювии, аллохтонных отложениях и почвах. На этой основе делаются выводы о применимости геохимических поисков золоторудных полей и месторождений в конкретных ландшафтных зонах.

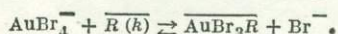
Ил. 10, табл. 24, библиогр. 14.

УДК 553.4

Константы образования комплексов Au (III) с гумусовыми кислотами почв. Семьехин Г. Н., Росляков Н. А. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

Экспериментально установлены эффективные константы образования золотогуматных и золотофульватных комплексов. Они близки по значению и равны примерно 1500.

Процесс образования этих комплексов описывается уравнением



По устойчивости эти комплексы занимают промежуточное положение между бромидными и роданидными комплексами Au (III).

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 11.

УДК 553.41.3(571.1)

Формирование и источники питания россыпей Северо-Восточного Салаира. Нестеренко Г. В., Осинцев С. Р., Портянников Д. И., Лаврентьев Ю. Г., Кузнецова А. И., Поспелова Л. Н. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

Излагаются новые данные по строению россыпей, условиям их образования и характеристике коренных источников. Обсуждается роль древних кор выветривания (зон окисления) и продуктов их перетолжения в формировании четвертичных россыпей. Приводятся сведения по типоморфным признакам самородного золота и характеру его преобразования в гипергенных условиях; особое место отводится результатам детального изучения состава самородного золота с помощью микроспектрального анализа по специальной методике. Делается вывод о множественности источников питания и характере конкретной связи их с элементарными россыпями.

Ил. 10, табл. 9, библиогр. 43.

УДК 550.4 : 553.411 : 551.3.051

О поведении золота в процессе осадкообразования. Нестеренко Г. В., Воротников Б. А. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1983.

Показано, что зональное распределение золота в различных литолого-фациальных типах осадков и связанных с ними водах в значительной мере определено формами его нахождения. Так, крупное самородное золото формирует остаточные высококонцентрированные накопления. Тонкое косовое золото переносится на большие расстояния механическим путем и при благоприятных гидродинамических условиях образует заметные концентрации. Дисперсное и растворенное золото переносится на еще более значительные расстояния, несколько обогащая иллитный материал, органическое вещество или гидроокислы железа. Инертность основной массы золота вызывает унаследованность контуров золотоносных площадей.

Ил. 6, табл. 4, библиогр. 29.

Гидрогеохимические особенности Центральнинского рудного поля в Марининской тайге. Попова Л. М. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

На основании исследования химического состава вод Центральнинского рудного поля, расположенного в гранодиоритовом массиве и включающего месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации, дана общая характеристика распределения макро- и микроэлементов в водах. Установлено, что главным поисковым критерием золотой минерализации вод коры выветривания служит золото. Для вод глубокой циркуляции исходных пород, кроме того, показательны сульфат-ион и практически все рудообразующие элементы. В участках с редкометалльным типом оруденения воды резко обогащены молибденом. Делается вывод о высокой эффективности гидрогеохимического метода поисков золотых руд месторождений горно-таежных ландшафтов на интрузивных породах.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 7.

Гидрогеохимические исследования золотого оруденения. Воротников Б. А. Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

Освещаются особенности проведения гидрогеохимических поисков золотого оруденения в зависимости от его характера и ландшафта. Приведены сведения по содержанию золота в водах и донных осадках изученных районов Сибири и Казахстана. Показано, что интенсивность водных потоков золота находится в прямой зависимости от сульфидности золотых руд и аридности климата. Изученные аллювиальные россыпи мало влияют на состав вод, нередко сопровождаются отрицательными аномалиями золота. При гидрогеохимических исследованиях, которые целесообразно проводить поэтапно в комплексе с другими методами, рекомендуется одновременное опробование вод и донных осадков на золото и элементы-спутники, спектр которых определяется не только составом руд, но и степенью их окисленности, масштабом работ и другими факторами.

Табл. 1, библиогр. 23.

3 р. 20 к.

ПЗ
Вып. 533



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ