26.34
Ш49

С.Д.ШЕР

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

9187 М
553
26.34.
Ш-49

С. Д. ШЕР

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

(ЕВРАЗИЯ, АФРИКА, ЮЖНАЯ АМЕРИКА)

68333

Москва
«НЕДРА»
1974

БИБЛИОТЕКА
Ин Фарзея

УДК 553.411 : 553.078(4/5+6+8)

Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., «Недра», 1974, 256 с.

Книга является продолжением ранее изданной монографии того же названия, содержащей обзор золотоносных провинций Северной Америки, Австралии и Океании (М., «Недра», 1972). В данной, второй, книге рассматривается золотоносность Евразии, Африки и Южной Америки. В пределах каждого континента описание дано по этапам развития земной коры: археохрону, мезохрону, неохрону и эпинеохрону. По каждой провинции приведены общие данные о размещении и масштабах золотоносности, типах оруденения, изменениях рудовмещающих пород, связи с магматическими источниками. Для всего земного шара сопоставлена золотоносность четырех выделенных геохронов по формациям и минеральным типам месторождений, морфологии рудных тел и характеру рудовмещающих толщ. Установлено общее направленное развитие металлогенических особенностей золота, осложненное цикличностью различных порядков. При прогнозировании золотого оруденения рекомендуется широко применять метод аналогий, эффективность которого возрастает при привлечении более обширного сопоставительного материала. Выделено девять геологических обстановок формирования золотого оруденения и показано распределение добытого на земном шаре золота по этим обстановкам.

Книга предназначена для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками, разведкой и изучением золотого оруденения, а также для специалистов более широкого профиля, интересующихся проблемами общей металлогении и генезиса эндогенных рудных месторождений.

Табл. 6, ил. 50, список лит.— 263 назв.

Ш $\frac{20803-551}{043(01)-74}$ 97—74

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. Ферсмана

© Издательство «Недра», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предыдущей книге (Шер, 1972) автором были обобщены материалы по металлогении золота Северной Америки и Австралии. Данная книга является продолжением указанной и включает материал по золотоносности остальных континентов земного шара — Евразии, Африки и Южной Америки. Кроме того, в ней изложены некоторые общие выводы по металлогении золота и генезису золотого оруденения, основанные на материалах обеих книг.

В первой книге обзору золотоносности континентов предшествовала общая часть, где была предложена формализованная классификация месторождений золота, необходимая для их сопоставления, рассмотрены возрастные интервалы для обобщения материалов по золотоносности и приведены сведения об общем количестве добытого на земном шаре золота и его распределении по континентам и возрастным группам провинций. Здесь нет необходимости повторять эти материалы в том же объеме, но краткое изложение некоторых общих понятий необходимо для понимания дальнейшего текста.

Рассмотрение золотоносности в пределах каждого континента производится по главным этапам развития Земли. Выделение и наименование этапов было принято автором в первой книге по терминологии А. Н. Мазаровича. Выделялись четыре этапа: археохрон, мезохрон, ранний и поздний неохрон. Позже В. Е. Хаиным (1972) были уточнены понятия о них и приняты наименования по Г. Штилле с некоторыми дополнениями (протогей, дейтерогей, неогей и эпинеогей). В данной работе в основном оставлены принятые наименования этапов, только вместо раннего и позднего неохрона выделены неохрон и эпинеохрон.

Образования археохрона характерны для древних щитов с возрастом более 2,6 млрд. лет и отвечают нуклеарному (по Е. В. Павловскому) этапу развития Земли. Мезохрон понимается как этап формирования протоплатформ и протогеосинклиналей с их своеобразием, неповторимым в дальнейшем развитии. Неохрон начинается с рифея и охватывает геосинклинальный этап развития земной коры. Наконец, эпинеохрон отвечает этапу тектоно-магматической активизации. В первой книге в составе этого этапа была описана провинция мезо-кайнозойской активизации западных штатов США. Здесь включены в данный этап внегеосинклинальные образования восточной части Азии, сформированные в мезозое

и кайнозое. Таким образом, автор, признавая наличие самостоятельного послегеосинклинального этапа развития земной коры, не является сторонником расширения объема этого этапа и отнесения к нему широкого спектра разновозрастных, в том числе позднеорогенных образований, как это делают некоторые исследователи.

В первой книге месторождения золота группировались по формационным группам, минеральным типам, морфологическим классам и подклассам, отражающим вмещающие оруденение породы. При этом была разработана система индексации месторождений с обозначением каждого из них шестизначным числом, отражающим принадлежность к указанным классификационным подразделениям. В данной монографии объяснения цифровых обозначений даются непосредственно в тексте и в подрисуночных подписях; за более полными сведениями о принципах построения и о содержании классификации следует обращаться к предыдущей книге.

ЕВРАЗИЯ

Евразийский континент выделяется среди прочих не только своими большими размерами, но и исключительной сложностью и разнообразием геологического строения. Соответственно и закономерности размещения в его пределах месторождений золота очень сложны и многообразны. Изучен данный континент крайне неравномерно: наряду с территориями, по которым геологические работы различного направления чрезвычайно многочисленны (Европа, большинство районов СССР), здесь имеются весьма обширные площади (главным образом в Центральной Азии), для которых не исследованы не только специальные, но неясны и самые общие вопросы геологии. Это очень затрудняет получение сопоставимых материалов по золотоносности [1].

Тектоническая основа, полностью удовлетворяющая целям металлогенического по золоту районирования, отсутствует и создание ее требует еще больших дополнительных усилий. Автором в качестве основы при металлогеническом районировании Евразии (рис. 1) принята Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000, изданная в 1966 г. При геологическом расчленении территории и выделении провинций пришлось в одних случаях обобщать принятое на карте более дробное членение территорий, а в других — вводить дополнительное расчленение. В частности, дополнительно выделена провинция мезо-кайнозойской активизации, для которой на тектонической карте Евразии показаны только отдельные структурные элементы.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРХЕОХРОНА

К провинциям археохрона с установленной промышленной золотоносностью на территории Евразии относится только Дарварская провинция Индостанского щита. Древние щиты — Балтийский и Украинский, а также Анабарский массив — пока не содержат промышленных месторождений золота, относящихся к данному

[1] Принадлежность значительной части территории Евразии к СССР предопределяет некоторую специфику изложения данных об ее золотоносности. Материалы по месторождениям золота СССР и закономерностям их размещения чрезвычайно обширны и легкодоступны читателям. Поэтому они освещаются кратко и главное внимание в этом случае уделяется генетическим вопросам.

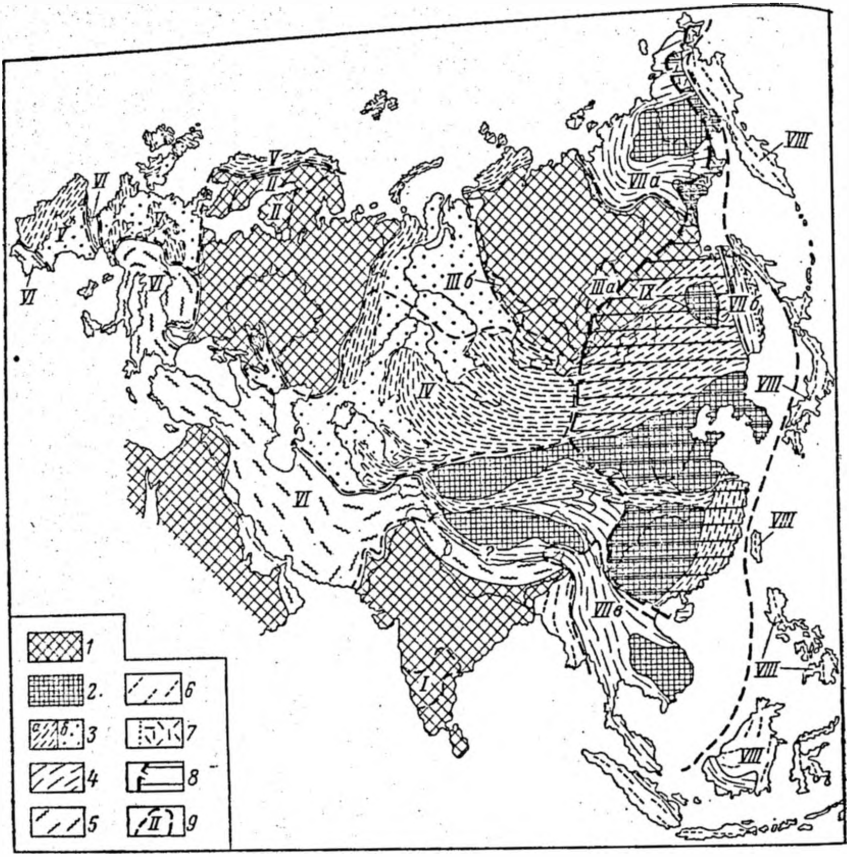


Рис. 1. Схема металлогенического (по золоту) районирования Евразии. Составлена на основе Тектонической карты Евразии издания 1966 г.

1 — древние платформы, включая зоны байкальской складчатости; *2* — главные срединные и остаточные массивы; *3* — области палеозойской складчатости: *а* — выходящие на поверхность, *б* — перекрытые эпипалеозойским чехлом; *4* — области мезозойской складчатости; *5* — области альпийской складчатости; *6* — области кайнозойской складчатости; *7* — краевой вулканический пояс и его граница; *8* — область мезо-кайнозойской активизации и ее западная граница; *9* — золотоносные провинции: *I* — Дарварская, *II* — западной части Балтийского щита, *III* — байкалид южного обрамления Сибирской платформы (*IIIа* — восточная, *IIIб* — западная ветви байкалид), *IV* — палеозойской складчатости центральной части Евразии, *V* — палеозойской складчатости Западной Европы, *VI* — Средиземноморско-Гималайского пояса альпийской складчатости, *VII* — мезозоид восточной части Евразии (*VIIа* — Северо-Восточная, *VIIб* — Сихотэ-Алинская, *VIIв* — Юго-Восточная), *VIII* — кайнозойского складчатого пояса, *IX* — области мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации

мегациклу, хотя могут рассматриваться как потенциально золотоносные территории.

В восточной части континента (Алданский щит, Китайско-Корейская, Южно-Китайская платформы) повсеместно отмечены процессы мезозойской тектоно-магматической активизации с проявлениями соответствующей металлогении. Если в их пределах и имеется древнее золотое оруденение, то доказать его наличие

очень трудно, поэтому они описываются в разделе, посвященном золотоносности эпинеохрона.

Золотоносность Арабо-Нубийского щита, значительная часть которого находится на территории Африки, характеризуется при описании этого континента.

Дарварская провинция

Дарварская провинция расположена в пределах Индостанского щита, сложенного четырьмя разновозрастными тектоническими комплексами: саамидами (возраст более 2200 млн. лет), карелидами (1500—1900 млн. лет), сатпуридами (960—980 млн. лет) и байкалидами. В соответствии с принятым нами для металлогенического анализа на золото возрастным делением к провинциям археохрона относятся только саамиды, с которыми в Индии

Рис. 2. Схема размещения золоторудных месторождений Дарварской золотоносной провинции.

1 — граниты, гранитизированные породы, гнейсы («гнейсы полуострова Индостан»); *2* — осадочно-вулканогенные породы и амфиболиты (Дарварская система); *3* — породы платформенного чехла и траппы.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Хутти, 2 — Топулдоди, 3 — Гадаг, 4 — Кудри Конда, 5 — Паллаванхали, 6 — Айямпур, 7 — Гонур, 8 — Беллара, 9 — Иелвари, 10 — Ялагаранхали, 11 — Катаргатта, 12 — Надапанхали, 13 — Каримаданхали, 14 — Колар

сопоставляется Дарварская система. К площади распространения отложений этой системы приурочены все главные золотоносные районы Индии (рис. 2), автор выделяет ее в качестве Дарварской провинции.

Площадь Дарварской провинции около 1,6 млн. км^2. На севере она ограничена полем развития траппов Декана, на востоке — Восточно-Гатским складчатым поясом, соответствующим карелидам. На юго-западе древнейшее ядро Индостанского щита перекрыто водами Индийского океана.

Дарварская провинция, как и другие золотоносные провинции археохрона, сложена глубоко метаморфизованными гранитизированными породами и гранитами, среди которых в виде вытянутых субпараллельных полос размещаются вулканогенные и отчасти осадочные образования. В Индии только им приписывается назва-

ние Дарварской системы, в то время как окружающие граниты и гнейсы (так называемые гнейсы п-ова Индостан) большинством исследователей считаются более молодыми образованиями. Вопрос этот не вполне ясен. М. С. Кришнан (1954) указывал на то, что гнейсы полуострова имеют очень сложную природу и частично сложены породами более древними, чем дарварские амфиболиты. С этим согласуется синклинальная структура дарварских поясов.

Редактор русского перевода книги М. С. Кришнана М. В. Муратов в предисловии указывает, что гнейсы «считаются в основном ортогнейсами и рассматриваются как образования, прорывающие породы Дарварской системы. С другой стороны, автор М. С. Кришнан упоминает, что породы Дарварской системы образуют как бы синклинальные участки среди гнейсов... Эти данные невольно вызывают сомнение в правильности отнесения всех описываемых гнейсов к ортогнейсам: нет ли среди них более древних, пока еще не выделенных парагнейсов, подстилающих породы Дарварской системы и соответствующих нижнему архею по своему возрасту» (Кришнан, 1954, стр. 5).

В последнее время появилось много определений абсолютного возраста древнейших пород Индии, согласно которым возраст эффузивов Дарварской системы поднимается до 2340 млн. лет (Crawford, 1969; «Новые данные...», 1970). Однако имеются также цифры в 2900 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Возраст гранито-гнейсов, вмещающих породы Дарварской системы, также дает значительные колебания. Очевидно, материалов для окончательного выяснения геологического строения древнейшего ядра Индостанского щита еще недостаточно.

Общее количество золота, добытого в пределах Дарварской провинции, может быть оценено на 1/I 1972 г. в 810 т золота [1]. Указываются и значительно большие цифры — 3300 т («Золоторудная промышленность Индии», 1967), которые относят к «нескольким тысячелетиям почти непрерывной добычи на месторождениях Индии». Вероятно, эта цифра преувеличена.

Все золоторудные месторождения Индии приурочены к полосам зеленокаменных пород, расположенных среди гранито-гнейсов. Выделяются три главных золотоносных пояса, соответствующих полосам выходов дарварских пород: западный — Шимога-Дарварский, центральный — Дамбал-Читалдург-Серингапатамский и Восточный. Несмотря на то что в пределах последнего дарварские зеленокаменные породы образуют лишь сравнительно небольшие разрозненные выходы, именно здесь локализуется наибольшее количество и наиболее крупные месторождения, в том числе Колар.

[1] Подавляющее количество учтенного золота провинции получено из одного рудного поля Колар. Сведения по другим месторождениям очень ограниченны и не могут быть статистически обработаны.

Месторождение Колар описано в многочисленных работах, из которых некоторые переведены или написаны на русском языке. Наиболее полное описание приводит С. Нарайянасвами и др. (1964), позже данные по месторождению были изложены В. П. Федорчуком («Золоторудная промышленность Индии», 1967) и И. С. Рожковым (1966), причем последний использует собственные наблюдения.

Рудное поле, или вернее рудная зона Колар приурочена к узкому выходу (80×6 км²) дарварских существенно амфиболовых пород среди гнейсов. Рудная зона занимает центральную часть пояса, прослеживаясь примерно на 25 км, с севера и юга ограничивается гранитными массивами. Общее количество золота, добытого в пределах рудного поля, оценивается по разным данным от 520 до 715 т.

Рудовмещающая толща месторождения Колар представлена амфиболитами, среди которых выделяются сланцеватые и пятнистые (метабазиты, в том числе миндалекаменные), массивные, «зернистые» (метадолериты и метагаббро?) и амфиболиты с волокнистой текстурой (метапироксениты?). Установить подошвы и кровли слоев в монотонной рудовмещающей толще удается со значительным трудом, поэтому и трактовка структуры толщи неоднозначна. Обычно принимается ее синклинальная сжатая структура, но не исключено также моноклинальное залегание пород или наличие опрокинутой антиклинальной складки, надвинутой на гнейсовые толщи. Очень важной особенностью толщи амфиболитов является наличие в ней наложенных складок с крутопадающими близвертикальными шарнирами «правого» и «левого» типа.

Рудные тела месторождения (рис. 3) представляют собой согласные сближенные параллельные залежи. Главными являются кварцевые залежи, к которым, в частности, относится залежь, или жила, Чемпион (Главная), а также сульфидно-кварцевые залежи. Те и другие состоят из ряда параллельных кулисно расположенных жил, линз и прожилков кварца или кварца с сульфидами, локализованных среди интенсивно рассланцованных измененных пород. Мощность зон колеблется от тонких проводников до 15 м и более. Отдельные жилы и прожилки имеют мощность от первых сантиметров до 1—1,2 м, в среднем обычно не более 0,3 м. Отмечается наличие изгибов («зигзагов») залежей, вписывающихся в наложенные складки.

Кварцевые залежи сложены полупрозрачным синевато-серым или белым кварцем, обычно сильно катаклазированным и перекристаллизованным, часто напоминающим «кварцевый сланец». Рудные минералы составляют менее 1% жильной массы. Они представлены самородным золотом, содержание которого 10—15 г/т, шеелитом, магнетитом и ильменитом. Спорадически встречаются галенит, пирротин, пирит, арсенопирит и халькопирит, из которых наиболее распространен галенит. И. С. Рожков отмечает также наличие теллуридов — гессита и алтаита (в том числе и на

посещавшихся им горизонтах свыше 3000 м от поверхности), которые выявляются только при микроскопических исследованиях.

В сульфидно-кварцевых рудных телах общее количество сульфидов составляет около 10%. В порядке распространенности здесь развиты: пирротин (около 75% от всех сульфидов), арсенопирит (более 15%), пирит, халькопирит, галенит. Сульфиды слагают параллельные простиранию залежей прожилки, полосы и линзы. Субмикроскопическое золото обнаруживается в кварце, сульфидах и силикатах. Содержание его в сульфидно-кварцевых телах ниже, чем в кварцевых, и составляет в среднем 8—10 г/т.

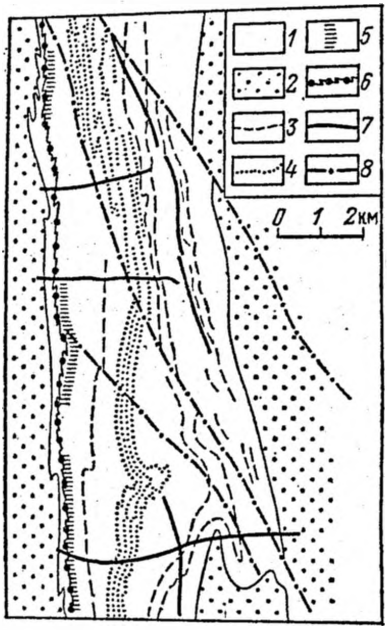


Рис. 3. Геологическое строение рудного поля Колар. По *С. Нарайянасвами, М. Зиауддину* и *А. Рамачандра* (1964).

1 — амфиболиты; *2* — гнейсы; *3* — кварцевые залежи; *4* — сульфидные залежи; *5* — графит-сульфидно-кварцевые залежи; *6* — железистые кварциты; *7* — дайки долеритов; *8* — разломы

Околорудные изменения на месторождении Колар необычны для золоторудных месторождений, что, очевидно, объясняется большой глубиной формирования оруденения. Наиболее широко проявлена биотитизация амфиболитов с образованием кварц-биотитовых пород. Зоны их, по данным С. Нарайянасвами и др., имеют мощность от нескольких сантиметров до 15 м и более. Характерно рассланцевание кварц-биотитовых метасоматитов, ориентированное под косым углом к простиранию залежей. Биотитизация составляет внешние зоны околорудных изменений. Непосредственно в контактах кварцевожильных тел формируются оторочки бледно-зеленого диопсида, а промежуточная зона метасоматической колонки сложена темноокрашенной роговой обманкой с примесью эпидота. Далее эти породы сменяются кварц-биотитовыми сланцами. Мощности внутренних зон колонки изменчивы и очень невелики.

В контактах существенно сульфидных залежей изменения пород несколько иные. Здесь формируется ассоциация кристаллов кальцита, красного граната и темноокрашенной роговой обманки [1].

[1] К сожалению, автору не удалось найти каких-либо данных о химическом составе околорудно измененных пород, а также более полные минералогические описания.

Таким образом, многие особенности месторождения Колар необычны для золоторудных месторождений, даже и приуроченных к древним щитам. Индекс месторождения по принятой в данной работе классификации приходится давать отдельно для кварцевых и сульфидно-кварцевых залежей. Первые относятся к золото-кварцевой формации, сульфидно-полиметаллическому минеральному типу и морфологическому классу сложных жил, залегающих в амфиболитах (индекс 142238). Сульфидно-кварцевые залежи принадлежат к сульфидно-кварцевому формационному типу, арсенопирит-пирротиновому минеральному типу и имеют индекс 313238.

О других месторождениях описываемой провинции имеются только краткие сведения. Наиболее крупным из них является месторождение Хутти, расположенное в северной части той же прерывистой полосы выходов дарварских пород, что и Колар. Добыча на нем оценивается всего в 12 т (древняя добыча золота не учитывается), запасы на 1968 г. 9 т. Согласно довольно скудным сведениям (Curtis, 1970), месторождение Хутти представлено линзами и неправильными телами «синего» кварца, приуроченными к биотит-кальцитовым сланцам. Сульфиды, составляющие в кварцевых телах 2,5—3%, представлены арсенопиритом и пирротином с подчиненным количеством халькопирита. Содержание золота по мере отработки изменялось от 17 до 5 г/т. Глубина отработки по Главной жиле 912 м, по остальным жилам — 334 м.

Между рудным полем Колар и месторождением Хутти расположено золоторудное поле Рамагири, на котором за 1910—1927 гг. было добыто всего около 5 т золота (о других годах сведений нет). Золоторудное поле представлено серией кварцевожильных и прожилковых зон, располагающихся в зеленокаменных породах и имеющих значительную протяженность (около 13 км) и мощность (150—200 м). Отрабатывались и разведывались отдельные участки этой зоны. Д. Б. Гош и др. («Ore...», 1970) описали изменения пород в пределах зоны с превращением массивных амфиболитов в «светло-серые филлиты», которые, очевидно, следовало бы назвать апоамфиболитовыми метасоматитами или лиственитизированными породами. Установлено, что метасоматоз происходил с выносом кремнезема, железа, магния и кальция и привносом воды и углекислоты. Очевидно, кварцевые тела в зоне образованы за счет выноса кремнезема из вмещающих пород. Такой же генезис принимается и для золота, но доказательств этого не приводится.

Из месторождений золота в других полосах дарварских пород, более широких и протяженных, описывается Гадагское рудное поле, приуроченное к северной части Дамбал-Серингапатамского пояса. Данных о добыче золота на рудном поле Гадаг нет. Известно только, что здесь долгое время добывалось золото из россыпей, обнаружены также древние разработки коренного месторождения. С 1911 г. на рудном поле ведутся разведки и частичная эксплуатация.

Для Гадагского пояса характерен довольно пестрый состав пород, включающий помимо зеленокаменных образований, также терригенные отложения: конгломераты, песчаники, филлиты. Отмечается наличие высокометаморфизованных пород: слюдяно-гранатовых и других сланцев, однако непосредственно на рудных участках преобладают зеленокаменные породы. Среди последних встречаются зоны мощностью 90—150 м, сложенные слабо рассланцованными кварцевыми порфирами.

Месторождение относится к жильному типу. Жилы сложены молочно-белым кварцем, имеют ленточную текстуру. Мощность их 0,6—0,9 м, протяженность 200—250 м. Из рудных минералов упоминается только пирит, к скоплениям которого приурочены повышенные содержания золота. Среднее содержание золота 3,7—6,2 г/т, в обогащенных участках — до 12,5—15,6 г/т.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗОХРОНА

К мезохрону автор относит образования протоплатформенной и протогеосинклинальной стадий развития Земли. На других континентах они обособляются достаточно четко, и значение их для золотоносности очень велико. Для мезохрона характерны две главные группы месторождений золота: 1) стратиформные, сформированные при процессах экзогенного отложения золота, по-видимому, с его последующим частичным или значительным метаморфическим перераспределением, 2) наложенные по отношению к стратифицированным толщам, образованные при эндогенных гидротермальных процессах. Широкое распространение и большое экономическое значение стратиформных месторождений в мезохроне объясняются его главными геологическими особенностями: высокой подвижностью протоплатформ, способствовавшей накоплению в относительно спокойных тектонических условиях осадков большой мощности, наличию предшествовавшего глубокого химического выветривания, отсутствию свободного кислорода в атмосфере. Наиболее известным типом стратиформных месторождений являются золотоносные конгломераты, давшие гигантское по размерам месторождение Витватерсранд. Стратиформный характер носят другие крупные месторождения золота.

На территории Евразии провинции мезохрона выделяются не всегда с желаемой достоверностью; в основном к ним относятся пояса карелид и сатпурид.

В качестве промышленно-золотоносной провинции мезохрона Евразии можно пока выделить только провинцию западной части Балтийского щита.

Провинция западной части Балтийского щита

Западная часть Балтийского щита, охватывающая в основном территории Швеции и Финляндии, относится преимущественно к карелидам. Они представлены сложным набором формаций,

среди которых выделяются вулканиты главным образом кислого состава (лептитовая формация), метаморфические, в том числе повышенно-углеродистые сланцы, мраморы, терригенные породы. Широко распространены гранитоиды.

Общее количество золота, добытого в данной провинции, оценивается в 160 т, причем вся добыча производилась исключительно из коренных месторождений. Около 140 т добыто в Швеции, остальное — в Финляндии (рис. 4). Резко преобладающее количество золота получено из очень интересного по типу месторождения Болиден в Швеции.

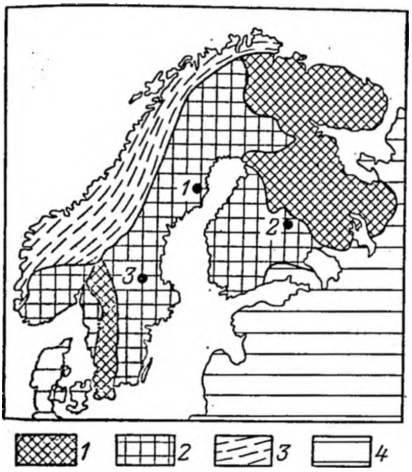


Рис. 4. Схема размещения золотосодержащих месторождений провинции мезохрона Балтийского щита.

1 — области архейской складчатости; *2* — области карельской складчатости; *3* — области каледонской и байкальской складчатости; *4* — чехол древней и молодых платформ.

Главные золотосодержащие месторождения (цифры на схеме): 1 — Болиден, 2 — Оутокумпу, 3 — Фалун

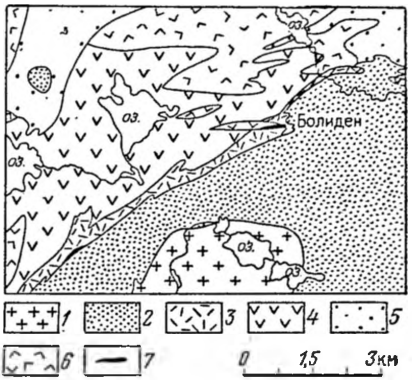


Рис. 5. Геологическая карта района месторождения Болиден. По *Э. Грипу.*

1 — ревзундские граниты; *2* — филлитовая серия; *3—5* — пограничная серия: *3* — кварцевые кератофиры, *4* — дациты, *5* — слюдистые осадочные породы; *6* — древние вулканиты, преимущественно риолиты; *7* — сульфидные рудные залежи

Месторождение Болиден (индекс 513524) было открыто в 1924 г. и полностью отработано к 1967 г. Описанию его посвящены монография Э. Грипа и А. Вирстама (Grip, Wirstam, 1970), а также ряд менее значительных работ.

Месторождение обнаружено по находкам валунов руд в ледниковых отложениях и затем разведано буренном под рыхлой толщей мощностью около 20 м. При выявлении местоположения рудного тела были успешно использованы геофизические электроразведочные методы. За время эксплуатации в Болидене добыто 128 т золота, 411 т серебра, 118 тыс. т меди, 566 тыс. т мышьяка, 2,1 млн. т серы. Кроме того, было добыто около 62 тыс. т андалузитовой руды с содержанием Al_2O_3 50%.

Месторождение приурочено к контакту вулканогенной толщи, сложенной кварцевыми кератофирами и дацитами, с перекрывающими ее породами филлитовой серии (рис. 5). Рудная залежь контролируется дополнительной антиклинальной складкой с зоной рассланцевания в ее осевой части. Длина залежи сплошных сульфидных руд 600 м, максимальная мощность 40 м, глубина по падению 210 м. Сплошные сульфидные (в основном арсенопиритовые) руды окружены зоной сульфидной вкрапленности.

Выделяются три стадии минерализации: 1) формирование арсенопиритовых руд; 2) формирование кварц-турмалиновых золотоносных жил и даек лампрофиров; 3) отложение пиритовых руд с халькопиритом, окружающих и частично корродирующих более ранние руды. Соотношение продуктов этих стадий составляет 23 : 5 : 72.

Золото на месторождении в основном очень мелкое, изредка удается наблюдать в арсенопирите отдельные золотины размером до 0,02 мм. В кварц-турмалиновых жилах, сконцентрированных между горизонтами 170 и 270 м, отмечено значительное число находок видимого золота. Здесь оно ассоциирует с селенсодержащим кобеллитом [$Pb_2(Sb, Bi)_2(S, Se)_5$], а также с самородной сурьмой и менегинитом (свинцово-медно-сурьмяным сульфидом). Золото иногда выделяется в нескольких дециметрах от жил в виде тонких пленок во вмещающих породах. Среднее содержание золота в кварц-турмалиновых жилах 50 г/т, местами до 620 г/т при содержании серебра 630 г/т. Состав самородного золота на месторождении Au — 67,11 — 68,95%; Ag — 21,15 — 23,93%; Hg — 1,2 — 1,0% (наиболее высокое — 3,5%).

Интересно присутствие на месторождении разнообразных минералов, содержащих селен, висмут и свинец: селенсодержащих козалита, кобеллита, лиллианита и др. Одно время на месторождении попутно добывалось в год 50—60 т висмута. Наиболее богатые висмутом руды характеризовались также повышенным содержанием золота. В рудах месторождения отмечено значительное количество фторапатита.

Околорудные изменения в Болидене специально изучались К. А. Нилсоном (Nilsson, 1968). Под рудным телом в центральной части метасоматической колонки развиты серицит-андалузитовые породы. К. А. Нилсон сопоставляет составы исходных и измененных пород и приходит к выводу о выносе Na_2O, CaO и Fe и привносе Al_2O_3, TiO_2, MgO, K_2O, H_2O, S и F. Большую роль он придает перераспределению вещества в ходе изменений. Подсчитано, что суммарный вынос железа из вмещающих пород равнялся 466 тыс. т, что составляет всего $^1/_5$ часть железа, заключенного в сохранившейся от эрозии рудной залежи. Значительному перераспределению подвергались акцессорные элементы.

Для месторождения характерно присутствие в руде и особенно в андалузитсодержащих метасоматитах тухолита. Содержание урана достигает 100—200 г/т, но добыча урана оказалась неren-

табельной. В глубоких частях месторождения выделялся газ состава: CH_4 60—69%, N_2 25—37%, He 2—5%, CO 0,1—1%, H_2 до 1%. Присутствие в газе гелия объясняется распадом урана.

Возраст месторождения определялся разными исследователями по соотношению изотопов свинца в галенитах. Полученные значения абсолютного возраста колеблются от 1820 до 2010 млн. лет.

В отношении генезиса месторождения Болиден взгляды исследователей несколько различаются. По мнению всех исследователей, руды были отложены из перемещавшихся рудоносных флюидов в благоприятной структурной позиции. Особое значение придается экранирующей роли филлитовой толщи и различной компетентности слагающих ее пород и кислых вулканитов. Возможным источником рудоносных флюидов О. Х. Одман считает ревзундские граниты, внедрявшиеся на заключительных стадиях процессов гранитизации, причем магма, давшая руду, должна была быть более основной, чем нормальная гранитная. Датировка возраста ревзундских гранитов в 1790 млн. лет не противоречит связи с ними оруденения.

По мнению Э. Грипа и А. Вирстама привлечение магмы для объяснения генезиса оруденения не обязательно. Они предполагают, что оруденение могло быть сформировано «за счет рассеянной минерализации в более древних породах посредством метасоматической концентрации перед фронтом мигматитов. Конечная минерализация была затем обусловлена благоприятной структурой» (Grip, Wirstam, 1970, стр. 65). Специальных исследований по выяснению перераспределения рудных элементов при формировании месторождения не публиковалось.

Наряду с месторождением Болиден в том же рудном округе Скеллефте в Швеции известен еще ряд сходных с ним месторождений. Все они небольшие, данных о их золотоносности нет.

Оутокумпу (индекс 532528). Помимо месторождения Болиден, добыча золота в рассматриваемой провинции производится из медноколчеданного месторождения Оутокумпу в Финляндии. Золота содержится 4,8 г/т, серебра 12 г/т, меди 3,5%, цинка 1,13%. Кроме того, в рудах отмечается значительное количество кобальта. Согласно данным А. Э. Ахо (Aho, 1968), месторождение Оутокумпу дает около 5% мировой добычи меди и 8% кобальта. Повышенной кобальтоносностью характеризуются пирит и пирротин. Судя по цифрам общей добычи золота в Финляндии, из данного месторождения получено около 20 т золота. Разведанные запасы к началу 60-х годов составляли 17 млн. т руды, или около 80 т золота (Г. Д. Фосс, 1963 г.). По данным А. Э. Ахо, запасы главного рудного тела оцениваются в 30 млн. т руды, что при таком же содержании золота, как и в отрабатываемой руде, составит около 140 т.

Фалун. Третий узел золотоносности западной части Балтийского щита расположен в Центральной Швеции. Главным месторождением здесь является Фалун. Согласно данным Х. Я. Коарка (Koark, 1962), это линзо-, штоко- и столбообразные колчеданные тела, залегающие среди кристаллических сланцев с кордиеритом, андалузитом, гранатом, амфиболами и биотитом. Состав руд сложный; основными их компонентами являются пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. В подчиненном количестве присутствуют арсенопирит, кубанит, геокронит, тетраэдрит, валлериит, а также самородное золото. Данных о добыче последнего Х. Я. Коарк не приводит, но исходя из общей добычи золота в Швеции и сведений по месторождению Болиден, в Фалуне она была весьма незначительной и не превышала 10—15 т. Х. Я. Коарк, рассмотрев все имеющиеся взгляды на генезис оруденения, приходит к выводу об его эксгаляционно-осадочном происхождении с последующим метаморфическим преобразованием пород.

Таким образом, в пределах рассматриваемой провинции все золотое оруденение связано с сульфидными сплошными и отчасти вкрапленными рудами. Общей отличительной чертой месторождений является приуроченность их к глубоко метаморфизованным толщам и близкое к согласному с вмещающими породами залегание рудных тел.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НЕОХРОНА

Рифейские и более поздние складчатые системы исключительно широко распространены на территории Евразии. Описание их золотоносности приводится в возрастной последовательности с выделением рифейских, палеозойских (каледонских и герцинских), альпийских, мезозойских и кайнозойских складчатых областей, в основном в соответствии с расчленением, принятым на Тектонической карте Европы.

Провинция байкалид южного обрамления Сибирской платформы

Области байкальской, или рифейской, складчатости пользуются на территории Евразии, как и вообще на Земном шаре, сравнительно небольшим развитием, обрамляя древние платформы или примыкая к ним. Наиболее изучены в отношении золотоносности байкалиды южного обрамления Сибирской платформы, которые автор выделяет в качестве единой золотоносной провинции. На других территориях байкальской складчатости сколько-нибудь существенного золотого оруденения пока не известно.

Байкалиды южного обрамления Сибирской платформы относятся к старейшим золотоносным территориям России. Здесь в основном отмечаются золотоносные россыпи при ограниченном развитии коренных месторождений. Особенно это относится к восточной ветви байкалид — Байкальской складчатой области,

где располагается знаменитый Ленский золотоносный район[1]. В западной ветви байкалид на территории Енисейского кряжа наряду с россыпями известны коренные месторождения золота.

Ленский золотоносный район сложен верхнепротерозойскими карбонатно-терригенными толщами, залегающими на раздробленном среднепротерозойском фундаменте, выступы которого расположены северо-восточнее и западнее главных золотоносных территорий (рис. 6). Выдержанность отдельных горизонтов и пачек верхнепротерозойской толщи позволила закартировать район с большой степенью детальности. Разрез представлен чередованием существенно карбонатных, обломочных терригенных и первоначально глинистых пород, с преобладанием в низах разреза карбонатных составляющих. Значительную роль в составе толщи, главным образом в ее средней части, занимают породы с повышенным содержанием органического углерода и, по-видимому, сингенетичных с осадками сульфидов железа. Общая мощность верхнепротерозойской толщи 14—15 км.

Структура района определяется наличием крупных складчатых форм («Ленский...», 1971). Центральная наиболее золотоносная часть района представляет собой крупный сложно построенный синклинорий, разделенный на ряд отдельных синклинальных погружений и антиклинальных поднятий, в свою очередь осложненных дополнительными складками. В южной части района (Бодайбинское синклинальное погружение) глубины прогибания были наибольшими, а складчатые структуры здесь симметричны или близки к симметричным. Севернее глубина погружения синклиналей уменьшается, но усиливается степень опрокинутости складок к югу и общая напряженность складчатости. Наибольшая интенсивность золотоносности характерна для южных частей района с наибольшим общим погружением толщ, но менее интенсивной складчатостью.

Метаморфизм пород в центральной золотоносной части района отвечает фации зеленых сланцев. К периферии метаморфизм заметно усиливается с переходом пород в кристаллические сланцы и формированием тел гранит-пегматитов и пегматитов. К зонам повышенного метаморфизма приурочены месторождения мусковита, особенно известные в так называемой Мамской кристаллической полосе. Площади распространения повышенного метаморфизма и развития пегматитов лишены или почти лишены проявлений золотого оруденения.

Интрузивные породы на главных золотоносных площадях развиты весьма ограниченно. Они распространены в основном по южной периферии района, частично обрамляя его также с запада и востока. Все крупные массивы принадлежат гранитоидному

[1] В пределах Байкальской золотоносной области помимо Ленского золотоносного района Ю. П. Казакевич выделяет Северо-Байкальский и Олекмо-Каларский районы, но они имеют гораздо меньшее значение, чем Ленский.

БИБЛИОТЕКА

ряду, и только в дайковых сериях наряду с кислыми выделяются породы основного состава. Установлена смена проявлений магматизма во времени от гранито-гнейсов, мигматитов и анатектиче-

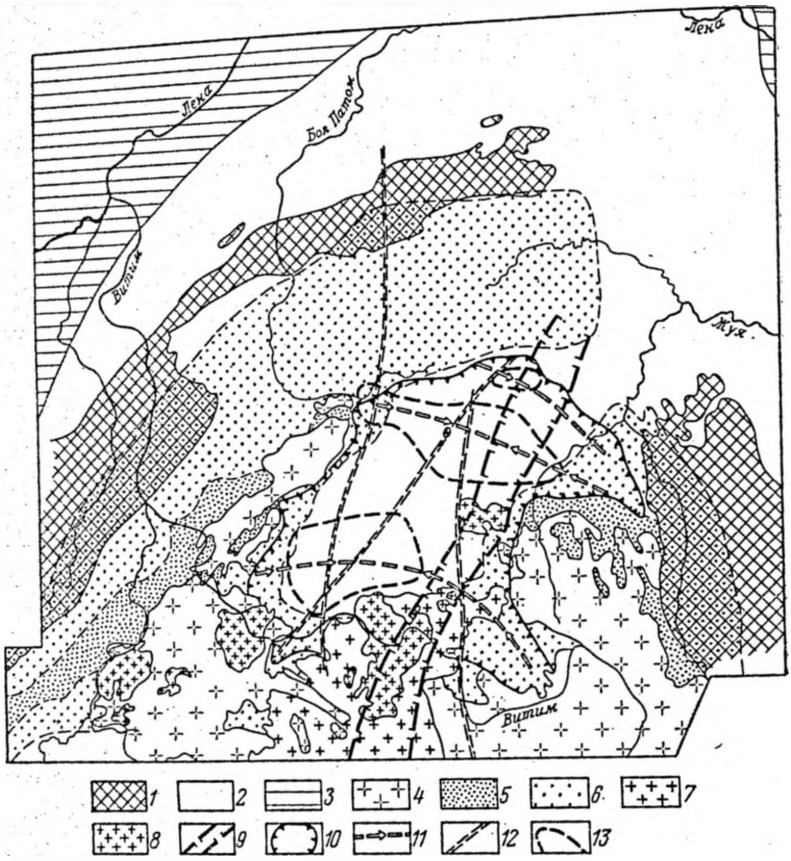


Рис. 6. Схема геологического строения Ленского золотоносного района.

1 — выступы доверхнепротерозойского основания; *2* — отложения верхнего протерозоя; *3* — краевая часть Сибирской платформы; *4* — гнейсо-граниты, граниты, гранит-пегматиты и пегматиты мамско-оронского плутонического комплекса; *5* — площади наибольшей концентрации тел пегматитов; *6* — область развития кристаллических сланцев; *7* — гранитоиды тельмамского интрузивного комплекса; *8* — граниты конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса; *9* — главный пояс развития даек преимущественно среднего и основного состава; *10* — общие границы Бодайбинского синклинория; *11* — осевые части главных прогибов и общее направление погружений шарниров входящих в них складок; *12* — предполагаемые поперечные разломы фундамента; *13* — площади проявления золотоносности

ских гранит-пегматитов и пегматитов к перемещенным батолитовым и трещинным интрузиям. Закономерная миграция проявлений магматизма наблюдается также в пространстве: установлено последовательное смещение более молодых интрузивных образова-

ний от внешних ограничений складчатой области к ее центральной части (см. рис. 6).

В центральной части Ленского золотоносного района очень широко проявлены метасоматические преобразования слоистых толщ. Наиболее широкое развитие получили новообразования магнезиально-железистых карбонатов, сопровождающиеся серицитизацией пород (преобразования лиственито-березитового типа), и сульфидная минерализация — выделение метакристаллов и реже агрегатов и прожилков пирита и пирротина. Менее отчетливо и более локально проявлено окварцевание пород.

Главным богатством района являются четвертичные россыпи, частично погребенные под ледниковыми и другими отложениями. Россыпи характеризуются сложностью распределения золота как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

В рассматриваемом районе установлено две группы проявлений коренной золотоносности. Первая представлена малосульфидными кварцевыми жилами. По принятой в данной работе группировке они относятся к золото-кварцевой формации, пиритовому минеральному типу, жильному классу. Жилы залегают преимущественно в полимиктовых песчаниках и филлитовидных сланцах, сильно варьируют по мощности (от долей сантиметра до нескольких метров, чаще в пределах 20—30 см) и условиям залегания, зависящим от литологии вмещающих пород и структурной обстановки различных участков.

Кроме золота в кварцевых жилах отмечаются железистые карбонаты, альбит, а из рудных минералов — пирит и галенит. Интересно наличие в жилах гидроксил-апатита, содержание которого, по данным протолочек, коррелируется с содержанием золота, и который выделяется в кварце в тесной ассоциации с золотом.

Вторая группа проявлений золотого оруденения представлена зонами вкрапленной и прожилково-вкрапленной пиритовой или пирит-пирротиновой с кварцем минерализации, локализованной в углистых филлитовидных сланцах и алевролитах. Размещение сульфидов обычно подчинено сланцеватости вмещающих пород, но контролируется также наложенными зонами трещиноватости. В пределах зон наблюдается сочетание различных морфологических типов вкрапленности и прожилков, причем последние часто очень сложно деформированы. Зоны сульфидной минерализации характеризуются невысокими содержаниями, но отличаются большими объемами рудной массы.

Главные закономерности размещения золотого оруденения во многом одинаковы для обоих типов. Проведенное структурное картирование выявило, что все золоторудные проявления центральной наиболее золотосной части района приурочены к приосевым частям дополнительных антиклинальных складок, осложняющих синклинальные погружения. На участках опрокидывания складок оруденение «сдвигается» в сторону висячего крыла. В пределах

антиклинальных складок распределение оруденения неравномерное, узловое, хотя отдельные узлы не всегда выделяются достаточно четко и иногда сливаются друг с другом. На морфологию рудных тел и типы оруденения большое влияние оказывают литологические особенности вмещающих пород.

Многие вопросы геологии и генезиса золотого оруденения Ленского района являлись, а некоторые являются и до настоящего времени дискуссионными. Прежде всего, дискутировался вопрос о типах коренных источников золотоносных россыпей и причинах несоизмеримости масштабов россыпей и коренных источников. Одни исследователи предполагают, что более богатые коренные месторождения эродированы, другие — что они есть, но еще не выявлены, так как необычны по типам. По мнению М. М. Гапеевой, коренными источниками четвертичных россыпей являются ископаемые протерозойские россыпи, приуроченные к определенным горизонтам осадочно-метаморфической толщи, Б. К. Брешенков предполагает, что крупное золото локализовано в незалеченных кварцем зонах дробления протерозойских пород в связи с пневматолитовыми процессами.

Детальное изучение золота в россыпях района (Н. В. Петровская, Л. А. Николаева) в сочетании с геологическим изучением района и плотиков россыпей, проводившимся автором и другими исследователями, показало отсутствие «экзотических» коренных источников россыпей и позволило установить, что все богатство последних обусловлено разрушением коренных источников двух указанных выше типов, при значительном преобладании кварцево-жильного типа. Автором была показана при этом возможность накопления золота в россыпях за счет разрушения рассредоточенных и маломощных кварцевых жил, которые сами по себе не представляют промышленного интереса. Это обеспечивалось широким рассредоточением жил в протяженных и широких зонах, наличием в них крупного золота и особо благоприятными условиями накопления материала разрушения жил в рыхлой толще.

Второй главный дискуссионный вопрос — это вопрос о генезисе коренного золотого оруденения района и связи оруденения с магматическими и метаморфическими процессами. Первые исследователи района считали все проявления золотого оруденения гидротермальными, связанными с постмагматической деятельностью гранитоидов, которые не расчленялись и предполагались находящимися повсеместно под осадочными протерозойскими толщами.

Позже было высказано предположение о переотложении золота из вмещающих пород по типу альпийского рудообразования. Эта идея сочеталась с указанными выше представлениями о повышенной золотоносности определенных горизонтов вмещающих пород, причем повышенная золотоносность в этом случае трактовалась не только как первично кластогенная, но и хемогенная — обогащение горизонтов черных сланцев (Гапеева, Гапон, 1968, и др.). Од-

нако анализы вмещающих пород не подтверждают сколько-нибудь существенную их золотоносность и наличие латерального перераспределения золота в контактах рудных тел. Для выяснения возможной незначительной миграции определения были недостаточно систематичными, а чувствительность анализов недостаточно высокая.

Согласно данным В. А. Буряка (1964), формирование золоторудных месторождений Ленского района кварцевожильного и сульфидного типов связано с процессами регионального метаморфизма, предшествовало внедрению аллохтонных гранитных интрузий и относится к метаморфогенно-гидротермальному типу. Золото выносилось из протерозойских толщ на высоких ступенях метаморфизма и при анатексисе и мигрировало в центральные части района, т. е. в пределы зеленосланцевой зоны, где и формировались главные месторождения. Свои представления В. А. Буряк подтверждает подмеченным еще В. А. Обручевым отсутствием проявлений золотоносности в областях развития кристаллических сланцев и концентрацией их по периферии этой области. В центральной части Ленского района, вне площади развития кристаллических сланцев, В. А. Буряк отмечает зональное размещение проявлений золотой минерализации: в наиболее близкой к области распространения кристаллических сланцев зоне распространена исключительно золото-пирит-пирротиновая вкрапленная минерализация, находящиеся здесь кварцевые жилы золота не содержат. Пирит-пирротиновая минерализация сменяется пиритовой и несколько повышается золотоносность кварцевых жил. Наконец, в наиболее удаленной от кристаллических сланцев внутренней зоне Бодайбинского синклинория вся золотая минерализация представлена кварцевожильным типом.

Выводы В. А. Буряка, безусловно, заслуживают серьезного внимания, однако они не могут полностью объяснить золотоносность центральной части Ленского района, так как недостаточно учитывают сложное и многоэтапное ее развитие.

Схема такого развития, составленная автором на основании своих наблюдений, приведена в табл. 1. Наряду с сульфидной минерализацией, предшествовавшей и сопровождавшейся формированием кристаллических сланцев, в районе распространена более поздняя пиритизация, подчиненная секущим поперечным дизъюнктивным нарушениям. Кроме многоэтапности сульфидной минерализации, очевидно, неоднократно формировались и кварцевые жилы, но материала в этом отношении еще недостаточно.

Следующие факты и соображения заставляют принимать концепцию В. А. Буряка только с большими оговорками:

1) при более или менее симметричном строении зон кристаллических сланцев по отношению к поясам наибольшего метаморфизма и анатексиса (зоне развития гранит-пегматитов и пегматитов) концентрация золота по разные стороны от зоны кристаллических сланцев и на разных ее участках резко различна. Лен-

Таблица 1

Главные этапы геологического развития и формирования золотого оруденения Ленского золотоносного района

Главные геологические события	Метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования пород	Проявления магматической и плутонической деятельности	Процессы формирования золотого оруденения
Отложение слоистых толщ в длительно развивавшихся прогибах	Ранний региональный метаморфизм (преобразование глинистого вещества, новообразование хлорита и серицита, перекристаллизация обломочных зерен, а также сингенетичных сульфидов)	Отсутствуют	Накопление рассеянного золота, вероятно, преимущественно в осадочных сульфидах и обогащенных углеродом прослоях
Главная складчатость, сопровождающаяся рассланцеванием пород	Углекислый и сернистый метасоматоз, сосредоточенный в приосевых зонах дополнительных антиклиналей, в основном за счет разложения карбонатов и осадочных сульфидов в нижних горизонтах толщи. Формирование кварцевых жил, как продуктов углекислого метасоматоза	Отсутствуют	Возможно незначительное перераспределение рассеянного золота
Движение по периферическим зонам глубинных разломов с формированием наложенной складчатости и линейных структур северо-восточного и субмеридионального простирания	В периферических зонах: формирование кристаллических сланцев В центральной части района: зональное по отношению к кристаллическим сланцам формирование пирит-пирротиновой и пиритовой минерализации, окварцевание В переходных зонах: метаморфизм и диссоциация карбонатов и пирита предыдущего этапа	Формирование анатектических пегматитов и гранит-пегматитов	Вынос золота из зон анатексиса и повышенного метаморфизма с обогащением золотом пород центральных частей района
Подвижки по зонам поперечных разломов и повышенной трещиноватости пород	Наложенная серицитизация пород, формирование кварцевых жил (?) и прожилков золотоносного пирита. Диафторез кристаллических сланцев	Формирование амфиболовых и биотитовых гранитов и лампрофировых даек в результате дальнейшего развития анатектического очага и внедрения магматических расплавов	Формирование золоторудных месторождений за счет привноса золотоносных растворов и, возможно, частичного перераспределения золота, отложенного в предыдущие этапы

ский район, особенно его центральная часть, занимая рядовое положение среди других районов, обрамляющих кристаллические сланцы, отличается несравнимой с ними интенсивностью золотоносности;

2) Ленский район занимает особое положение по отношению к более поздним гранитоидным интрузиям. Последние обрамляют золотоносный район с юга и в виде отдельных небольших выходов обнажаются непосредственно на золотоносных площадях, в то время как на других, бедных золотом, участках зоны обрамления кристаллических сланцев эти поздние гранитоиды отсутствуют или развиты очень незначительно;

3) невозможно разрывать единый процесс формирования гранитоидов района, закономерно сменяющихся во времени и пространстве, формированием золотого оруденения. Последнее логичнее связывать с процессом гранитообразования и особенно с более поздними его этапами, когда очаги анатексиса располагались на больших глубинах;

4) установленное В. А. Буряком изменение кларка золота на границах кристаллических сланцев и пегматитов, а также пород альмандин-ставролитовой и дистен-ставролитовой фаций регионального метаморфизма скорее всего отражает местное перераспределение золота в породах в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма, но не объясняет миграции золотоносных растворов на десятки километров, сквозь различные метаморфические зоны, где содержания золота в породах практически постоянны. Тем более оно не может объяснить концентрации золота в месторождениях.

Очень важное значение имеет установленное Л. А. Николаевой не менее чем двукратное выделение золота в месторождениях района с заметными явлениями перекристаллизации раннего золота.

Следовательно, генезис золотого оруденения Ленского района еще нельзя считать окончательно решенным. На этом детально изученном примере отчетливо видна сложность вопроса формирования месторождений золота при региональном метаморфизме и анатексисе.

Енисейский золотоносный район по целому ряду особенностей золотоносности имеет общие черты с Ленским (табл. 2). Для Енисейского золотоносного района, так же как и для Ленского, высказывались мнения о происхождении золоторудных месторождений за счет мобилизации золота из вмещающих пород гидротермальными растворами, не связанными с гранитоидным магматизмом (Петров, 1972). Однако большинство исследователей связывают оруденение с посольно-ангарским интрузивным комплексом, завершающим, по данным Л. В. Ли и В. М. Даценко (1970), единый эволюционный ряд гранитоидных формаций от метасоматических и анатектических до магматических. Дополнительные доказательства этого приведены Е. М. Захаровой (1972).

Таблица 2

Главные особенности коренной золотоносности Ленского и Енисейского золотоносных районов

Геологические особенности		Ленский район	Енисейский район [1]
Характер рудовмещающей толщи		Переслаивание песчаников, филлитовидных сланцев и карбонатных пород со значительным развитием песчаников в верхней части разреза, где сосредоточены золоторудные проявления	Переслаивание песчаников, филлитовидных сланцев и карбонатных пород с преобладанием на золотоносных площадях филлитовидных сланцев
Положение проявлений оруденения по отношению к региональным структурам		Оруденение сконцентрировано в сложных синклиналях единого крупного синклинория. Проявления оруденения контролируются дополнительными антиклинальными складками	Оруденение сосредоточено в краевой части крупной, но просто построенной синклинали, контролируясь протяженными зонами смятия и рассланцевания
Последовательность и размещение плутонических и магматических проявлений		По периферии района, обрамляя его, развиты интрузии единого формационного ряда анатектических гранитоидов с размещением более молодых членов ряда, перемещенных гранитов ближе к центральной части района	Вдоль золотоносного пояса, западнее его, проходит зона развития анатектических гранитоидов, в которой устанавливается единый ряд от метасоматических и анатектических к перемещенным гранитоидам
Характер оруденения	Формационная группа	Золото-кварцевая и золото-сульфидная	Золото-кварцевая
	Минеральный тип	Пиритовый и пирит-пирротиновый	Пирит-арсенопиритовый
	Морфологический класс	Разобщенные простые, реже сложные жилы; зоны сульфидной вкрапленности, подчиненные сланцеватости вмещающих толщ	Сложные жилы и неправильные тела кварца, кварцевожильные штокверки
	Преобладающие вмещающие породы	Песчаники, переслаивающиеся алевролиты и филлитовидные сланцы	Филлитовидные сланцы

[1] По материалам П. С. Бериштейна, Н. В. Петровской, Л. В. Ли, В. А. Нелюбова, И. С. Туркина и др.

Главные золотоносные территории байкалид южного обрамления Сибирской платформы — Ленский и Енисейский золотоносный районы — обладают многими общими чертами. Рудовмещающая верхнепротерозойская толща в том и другом случае носит отчетливо выраженный миогеосинклинальный характер с переслаиванием обломочных, глинистых и карбонатных пород. Элементы складчатой структуры обоих районов весьма крупные и выдержанные, блоковое расчленение с более или менее автономным развитием отдельных блоков не характерно. Породы находятся в зеленокаменной фации регионального метаморфизма, зоны развития кристаллических сланцев располагаются по периферии районов. Магматизм района имеет ярко проявленный гранитоидный анатектический характер с отчетливой эволюцией во времени от анатектических явлений и метасоматических преобразований к аллохтонным гранитоидам, по-видимому, продуктам более глубинного анатексиса. Преобладающий тип золотого оруденения обоих районов — малосульфидные кварцевые жилы с весьма крупным и неравномерно распределенным золотом.

Между двумя золотоносными районами провинции байкалид имеются и существенные отличия. По структурной позиции районы различаются тем, что в Ленском оруденение приурочено к внутренним частям крупных синклинориев, контролируясь осложняющими их дополнительными складками. В Енисейском районе оруденение локализовано в краевой части синклинория, а дополнительными рудоконтролирующими структурами являются продольные зоны рассланцевания. Положение проявлений оруденения по отношению к зонам повышенного регионального метаморфизма и эволюция гранитного магматизма во времени и в пространстве в Енисейском районе менее четко выражены, чем в Ленском.

Преобладание в Енисейском районе более пластичных сланцев по сравнению с песчаниками обусловливает более сложные формы рудных тел. Наконец, четко проявлены и геохимические различия районов: существенно мышьяковый характер золотой минерализации в Енисейском районе и практически полное отсутствие этого элемента в Ленском.

Провинция палеозойских складчатых сооружений центральной части Евразии

Палеозойские складчатые области распространены на территории Евразии очень широко. С востока они обрамляют Восточно-Европейскую платформу и располагаются между ней и Сибирской платформой и к югу от них. При металлогеническом районировании по золоту территории СССР среди палеозойских складчатых сооружений Г. П. Воларовичем и И. С. Рожковым (1967) выделяются Алтае-Саянская, Уральская, Казахстанская и Среднеазиатская провинции. Однако с позиций глобальной металлогении

золота для получения сопоставимых материалов с другими континентами целесообразно рассмотреть золотоносность всех этих провинций, а также примыкающих к ним территорий Монголии и Китая совместно. Такое рассмотрение позволит выявить и подчеркнуть общие закономерности размещения месторождений и дать их общую типизацию. Подобная объединенная провинция может быть названа провинцией палеозойских складчатых сооружений центральной части Евразии. Кроме нее выделяется золотоносная провинция палеозоид Западной Европы, объединяющая зоны каледонской и герцинской складчатости этой части континента. Провинция палеозойских складчатых сооружений центральной части Евразии отвечает в основном выделяемому последнее время в виде самостоятельной геотектонической единицы Урало-Монгольскому складчатому поясу.

Наиболее сложен вопрос о восточной границе провинции. Урало-Монгольский складчатый пояс, по мнению большинства исследователей, протягивается до побережья Тихого океана («Тектоника Евразии», 1966). Однако проявления золотого оруденения, связанные с палеозойским (в основом герцинским) магматическим циклом, распространены на меньшей площади, ограниченной примерно меридианом 105°, проходящим через южный выступ Сибирской платформы. Восточнее распространены месторождения золота, связанные с процессами мезо-кайнозойской тектонической активизации, и эта территория описана ниже в разделе, посвященном золотоносности эпинеохрона.

Более точное определение положения рассматриваемой границы встречает значительные трудности, хотя в том или ином виде ее проводили многие исследователи. Д. П. Резвой (1964), выделяя субмеридиональный «Великий геораздел Азиатского материка», указывает, что он являлся западной границей распространения мезозойской тектонической активизации платформенных массивов. Ширина выделенного геораздела около 2000 км. Граница провинции проходит примерно вдоль его осевой части (см. рис. 1). При исследовании геологии Монголии Р. А. Хасин (1966) определил юго-западную границу распространения мезозойских гранитных интрузий, проводимую на многих металлогенических схемах этой страны. Эта граница также примерно отвечает проведенной нами, но является значительно более сложной. Она вряд ли может быть принята безоговорочно, так как при нанесении ее на Тектоническую карту Евразии видно, что на многих участках она резко не совпадает с ареалом распространения впадин тихоокеанского типа — также весьма важным структурным элементом площадей активизации.

При проведении более схематичной границы автор, помимо общегеологических данных, исходил из распространения месторождений золота, связанных, с одной стороны, с палеозойскими орогенными гранитоидами и, с другой — с процессами мезозойской активизации.

Принципы металлогенического (по золоту) районирования провинции

В пределы выделяемой провинции палеозойских складчатых сооружений центральной части Евразии входят различные по времени завершения геосинклинального развития (ранние и поздние каледонские и герцинские) складчатые системы, расчленяющиеся на отдельные структурно-формационные зоны. Принадлежность к той или иной зоне в значительной степени определяет возраст, тип, а иногда и масштабы золотой минерализации, но при районировании золотоносных провинций автор считает более правильным использовать не геосинклинальные системы и структурно-формационные зоны, а глубинные внегеосинклинальные разломы, только в отдельных случаях разделяющие между собой разновозрастные геосинклинальные системы, а частично секущие их на отдельные поперечные или косые по отношению к границам этих систем сегменты. Такой принцип районирования обосновывается прежде всего тем, что время формирования золотого оруденения далеко не для всех его типов совпадает со временем геосинклинального развития. Значительная часть месторождений золота формировалась уже после замыкания геосинклиналей, в орогенный или даже посторогенный этапы развития. Внегеосинклинальные же сквозные глубинные разломы являются наиболее длительно и устойчиво существовавшими структурными элементами, заложенными одновременно или даже значительно ранее геосинклинальных систем и проявлявшими активность во все время существования последних и после их окончательного замыкания.

Геосинклинально-складчатые системы и внегеосинклинальные разломы рассматриваются автором не как сменяющие друг друга во времени структурные формы, а как тектонические категории, существующие и развивающиеся одновременно и в значительной части независимо одни от других (Фурмарье, 1971, и др.).

В пределах рассматриваемой провинции сквозные внегеосинклинальные разломы имеют выдержанную единую ориентировку в северо-западном направлении. За ее пределами аналогичные разломы северо-западного простирания либо вовсе не проявлены, либо малохарактерны, что подтверждает правомочность выделения провинции как единого целого в указанных выше границах.

Рассматриваемая провинция разбивается внегеосинклинальными разломами северо-западного простирания на ряд крупных мегаблоков, различающихся интенсивностью золотоносности и набором типов месторождений золота. С юго-запада на северо-восток выделяют следующие мегаблоки (рис. 7), которые, применительно к металлогении золота, могут рассматриваться как субпровинции.

Донбасско-Туркменский мегаблок, крайний в пределах провинции, на юго-западе примыкающий к альпийским складчатым сооружениям, а на северо-востоке ограниченный

крупнейшим Сарматско-Туранским линеаментом. Мегаблок почти полностью перекрыт отложениями чехла эпипалеозойской платформы. Выходящие на поверхность проявления золотоносности расположены в пределах Донбасса (Кузнецов, Сиденко, 1970, и др.) и Северного Кавказа (Курбанов и др., 1967; Вихтер, 1968). Согласно данным В. Г. Белоконя (1970 г.), возраст золотого оруденения Донбасса по определениям калий-аргоновым методом в гидрослюдах 245—250 млн. лет. Герцинский возраст проявлений золо-

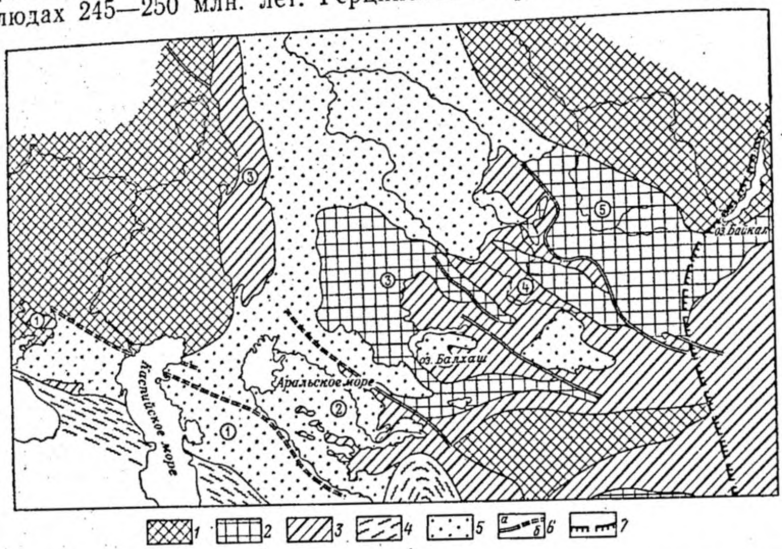


Рис. 7. Схема металлогенического (по золоту) районирования провинции палеозойской складчатости центральной части Евразии. Составлена на основе Тектонической карты Евразии издания 1966 г.

1 — древние платформы, включая байкалиды; *2* — области каледонской складчатости; *3* — области герцинской складчатости; *4* — области альпийской складчатости; *5* — чехол эпипалеозойской платформы и главные внутренние впадины; *6* — внегеосинклинальные главные разломы: *а* — выходящие на поверхность, *б* — перекрытые платформенным чехлом; *7* — граница ареала мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Субпровинции (цифры в кружках): 1 — Донбасско-Туркменская, 2 — Среднеазиатская, 3 — Казахстано-Уральская, 4 — Восточно-Казахстанская, 5 — Западно-Сибирская

того оруденения Северного Кавказа подтверждается наличием кластогенного золота в конгломератах верхнепалеозойской молассы.

Среднеазиатский мегаблок охватывает территорию Узбекистана, Центрального и Северного Таджикистана и западной части Киргизии. Западное и юго-западное ограничения этого мегаблока определяются указанным выше Сарматско-Туранским линеаментом. Северо-восточное его ограничение также отвечает поясу сквозных внегеосинклинальных разломов, наиболее отчетливо выражен из которых Талассо-Ферганский.

Среди других мегаблоков провинции Среднеазиатский занимает особое положение. С «торцовых» сторон он ограничен внеш-

ними углами древних платформ: на северо-западе — Восточно-Европейской, а на юго-востоке — Индостанской. Выступ Индостанского щита оказывает весьма существенное влияние на внутреннее строение мегаблока, что дополнительно подчеркивается крупной виргацией вокруг него пояса альпийской складчатости в пределах Гиндукуша, Памира и Каракорума с широким развитием системы пологих надвигов южного падения.

Подобное исключительное геотектоническое положение мегаблока оказало, по-видимому, существенное влияние и на его золотоносность.

Казахстано-Уральский мегаблок граничит с предыдущим. Его северо-восточная граница с некоторой долей условности проводится по системе северо-западных и частично субмеридиональных глубинных разломов, из которых главными являются Джунгарский и Чингизский. Этот мегаблок и соответствующая ему субпровинция характеризуются сложным геологическим строением и включают наиболее разнообразные по типам месторождения золота.

На юго-востоке его ограничивает Таримский массив [1], а на северо-востоке — Русская платформа. Наличие жестких протяженных «торцовых» ограничений, по-видимому, в значительной части определяет и специфику внутреннего строения мегаблока. Геосинклинальные системы, примыкающие к более древним структурным элементам,— Уралу и восточному Тянь-Шаню — ориентированы параллельно их ограничениям. В центральной части мегаблока эти же субмеридиональное и субширотное направления являются ведущими в отношении ориентировки разломов и складчатых систем. Ближе к юго-западному и северо-восточному ограничениям блока проявлена также система внегеосинклинальных северо-западных разломов, подчиненных по масштабам аналогичным разломам, ограничивающим мегаблок. Сложная система разнонаправленных структурных элементов, в целом параллельных ограничениям мегаблока, обусловливает его общее мозаично-блоковое строение.

Металлогеническое районирование различных частей мегаблока приводилось рядом исследователей, с одной стороны, для Урала и, с другой — для Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Деление Уральской геосинклинальной системы на продольные структурно-формационные зоны общеизвестно, и повторение ее в данной работе вряд ли целесообразно. Напомним, что золотоносные площади Урала охватывают в основном его южную половину, которая входит в рассматриваемую субпровинцию. К югу и северу золотоносные структурно-формационные зоны перекрыты чехлом эпипалеозойской платформы, что не позволяет

[1] Распространенная между Тибетским и Таримским массивами (к югу от последнего) герцинская геосинклинальная система изучена очень мало, о золотоносности ее сведений нет, поэтому здесь она не рассматривается.

проанализировать распределение золотоносности вдоль всей Уральской геосинклинальной системы.

По-видимому, интенсивность золотоносности на Урале зависит от положения его главного поперечного поднятия — сквозной структуры, отраженной также в пределах Русской платформы. Это поперечное сводовое поднятие, как и расположенный юго-восточнее Северо-Казахстанский свод («Золоторудные поля...», 1971), являются, хотя и разновозрастными, но генетически близкими и, очевидно, одинаково важными для локализации золоторудных месторождений структурами, тесно связанными с общим строением выделеного мегаблока. Многие исследователи неоднократно отмечали широкое развитие на Урале и большую роль для локализации эндогенных рудных месторождений поперечных по отношению к простиранию этой складчатой системы разломов в основном северо-западного простирания.

Для территории Казахстана и Северного Тянь-Шаня наиболее известны схемы металлогенического районирования Р. А. Борукаева, Ш. Е. Есенова и А. К. Каюпова. Применительно к металлогении золота схема районирования предложена И. С. Рожковым и Н. А. Фогельман (1971).

С учетом принятых автором границ мегаблока (субпровинции) в качестве металлогенических (по золоту) областей выделяются: 1) Уральская; 2) Восточно-Таньшаньская герцинские геосинклинальные системы (вернее их части), примыкающие к древним ограничениям блока и параллельные им; 3) Кокчетавско-Северо-Тяньшаньская каледонская система с повсеместным продолжением магматической активности также и в герцинском этапе; 4) Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система. Все эти складчатые системы, соответствующие металлогеническим (по золоту) областям, характеризуются разнообразными по типам и размерам золоторудными месторождениями.

Восточно-Казахстанский мегаблок и соответствующая ему субпровинция, выделяемые автором к востоку от Казахстано-Уральского, включает территорию Чингиз—Тарбагатая, Калбы и Рудного Алтая. Его северо-восточной границей является сложная зона дугообразно изогнутых глубинных разломов, выделяемых многими исследователями в несколько различной трактовке.

Восточно-Казахстанский мегаблок отличается от ранее описанных отсутствием четко выраженных жестких «торцовых» ограничений. Он также характеризуется значительно более отчетливым, чем в предыдущих случаях, зонально-поясовым строением с ограничением на крупные частично линзовидные зоны северо-западного простирания. В направлении с юго-запада на северо-восток все исследователи, проводившие металлогеническое районирование данной территории, выделяют следующие металлогенические единицы, которые по принятому автором делению соответствуют золотоносным областям: Чингиз-Тарбагатайская, Кал-

ба-Нарымская, Рудно-Алтайская, Горно-Алтайская. Эти области в свою очередь четко подразделяются на рудные зоны того же устойчивого северо-западного простирания.

Золотоносность характерна для всех выделенных областей, но заметно отличается по типам в каждой из них: в Чингиз-Тарбагатайской области она приурочена к комплексным барит-полиметаллическим месторождениям, для Калба-Нарымской области характерно наличие собствено золотых месторождений кварцевожильного и сульфидно-вкрапленного типов, на Рудном Алтае золото заключено в широко известных колчеданно-полиметаллических месторождениях и, наконец, на Горном Алтае при общем затухании интенсивности золотоносности развито скарновое золотое оруденение, благодаря чему эта область сближается с соседней Западно-Сибирской субпровинцией.

Западно-Сибирский мегаблок и соответствующая ему субпровинция, примыкающие к Восточно-Казахстанскому мегаблоку, с северо-востока граничат с байкальской складчатой областью, обрамляющей Сибирскую платформу. Последняя в качестве отдельной металлогенической (по золоту) провинции была описана выше. С востока Западно-Сибирский мегаблок ограничен кратко охарактеризованной выше общей восточной границей рассматриваемой провинции с провинцией мезо-кайнозойской активизации.

По общему структурному рисунку, закономерностям размещения и типам месторождений золота данный мегаблок заметно отличается от Восточно-Казахстанского. Геологическое строение его значительно сложнее, отмечается большая роль крупных субширотных структурных элементов, в частности разломов, по которым происходили существенные горизонтальные перемещения в широтном направлении. Субпровинция относится к каледонским складчатым сооружениям с широким проявлением позднеорогенного герцинского магматизма. Для золота характерны месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, локализованные в основном в пределах золотоносной территории так называемой Мариинской тайги, а также месторождения скарновой формации с наложенным золотым оруденением.

В заключение краткого обзора выделенных мегаблоков и субпровинций следует подчеркнуть условность многих из принятых границ. Наиболее четко и определенно выделяется Среднеазиатский мегаблок, по которому автор располагает собственными материалами. В отношении выделения и оконтуривания других мегаблоков имеется много неясных вопросов, касающихся их границ и внутреннего строения. Важно, однако, подчеркнуть общий принцип расчленения провинции с использованием системы внегеосинклинальных разломов — наиболее глубинных и длительно существовавших структурных элементов провинции, по отношению к которым собственно геосинклинальные и тем более внутригеосинклинальные элементы структуры являются более частными.

Если первые определяют само наличие золота и общие масштабы золотоносности, то вторые «ответственны» за распределение месторождений в различных структурных этажах и отчасти за типы месторождений.

Типы месторождений

При обзоре типов месторождений золота рассматриваемой провинции мы будем придерживаться тех же формализованных классификационных подразделений, которые использовались и при описании золотоносности других территорий, что необходимо для получения сопоставимых данных по всем континентам и этапам геологического развития.

Формационные группы в пределах рассматриваемой провинции довольно разнообразны. Часть формационных групп специфична только для определенных геотектонических областей, другие «космополитичны» и широко встречаются по всей провинции. К ним относится, в первую очередь, *золото-кварцевая формация*, характерная для миогеосинклинальных зон, в которых оруденение локализуется в песчанико-сланцевых или филлитовидных толщах. Такова в первую очередь территория Западного Узбекистана и Калбы. К этой же формационной группе отнесены некоторые месторождения Урала.

Золото-сульфидно-кварцевая формация также характерна для рассматриваемой провинции, хотя и менее распространена по сравнению с предыдущей. В ряде случаев разделение ее с золото-кварцевой формацией условное. К золото-сульфидно-кварцевой формации относятся, как правило, месторождения эвгеосинклинальных зон, локализованные среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ или прорывающих их интрузивных массивов. Это месторождения Восточно-Уральского поднятия, Алтае-Саянской складчатой области, Северного Казахстана, а также некоторые месторождения областей развития позднеорогенного вулканизма (Кураминская зона Тянь-Шаня).

Значительная часть золота провинции заключена в месторождениях *золото-сульфидной формации*. В генетическом отношении она неоднородна, что отражено в минеральном составе, морфологии и условиях залегания рудных тел. Большинство месторождений этой формации относятся к комплексным золотосодержащим медноколчеданным, колчеданно-полиметаллическим и медно-порфировым. Из собственно золотых месторождений к ней принадлежат зоны сульфидной вкрапленности пирит-арсенопиритового и пиритового состава и некоторые месторождения сплошных серноколчеданных или барит-серноколчеданных руд, не содержащих кроме золота и серы других полезных компонентов.

К золото-сульфидной формации тесно примыкают и иногда отделяются от нее только условно *золото-барит-сульфидная и зо-*

лото-баритовая формации. Присутствие в рудах значительного количества барита определяет специфические условия их формирования, что, в частности, связано с небольшой глубиной рудоотложения (увеличение потенциала кислорода). Существенно баритовые золотоносные залежи известны на Урале, в северо-восточном Казахстане, Западной Сибири. Они всегда пространственно приурочены к площадям распространения вулканитов кислого состава. Близка к золотосульфидной формации *золото-карбонатно-сульфидная формация*, которая по числу месторождений и количеству заключенного в них золота занимает резко подчиненное положение. К ней относятся некоторые месторождения Западной Сибири, локализованные в карбонатных породах в экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузий, с которыми связаны процессы скарнирования. Интересно отметить наличие на этих же месторождениях в силикатных породах кварцевожильного оруденения с малым количеством сульфидов. Состав руд в данном случае полностью определяется средой рудоотложения.

Интересной и специфичной особенностью рассматриваемой провинции является присутствие в ней, правда, в подчиненном количестве месторождений, относящихся к *золото-алюмосиликатной (скарновой) формации.* Эти месторождения распространены в основном в Западной Сибири и Средней Азии. Характеристике отдельных скарновых золоторудных месторождений и всей формации посвящено значительное число работ, причем большинство исследований касается времени выделения золота. Некоторые геологи на основании фактов наложения собственно золотой минерализации на скарны рассматривают последние как любые другие рудовмещающие породы и отрицают правомочность выделения отдельной золотоскарновой формации. С этим нельзя согласиться, за исключением, по-видимому, очень редких случаев, когда совмещаются скарновые залежи и золотое оруденение, относящиеся к различным магматическим циклам. В остальных случаях мы имеем единый, хотя и прерывистый постмагматический процесс, все этапы которого в той или иной мере взаимосвязаны и взаимообусловлены и не могут быть оторваны один от другого.

В заключение интересно отметить присутствие здесь, хотя и в небольшом по сравнению с другими формационными группами количестве, месторождений *золото-халцедон-кварцевой и золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формаций.* Соответствующие месторождения занимают определенную структурную позицию, располагаясь в областях проявления позднеорогенного андезит-дацит-липаритового вулканизма. В пределах провинции выделяются две такие области — Джунгаро-Балхашская в Казахстане и Чаткало-Кураминская в Средней Азии.

Месторождения рассматриваемых формаций отчетливо выделяются присутствием в составе руд халцедона или халцедоновидного кварца, колломорфными полосчатыми текстурами руд, четкой стадийностью и хорошо проявленной зональностью размещения

оруденения, своеобразными околорудными изменениями. Все эти признаки, однозначно указывающие на близповерхностные условия формирования месторождений в характеризуемой провинции, аналогичны таковым для многих месторождений провинций кайнозойской складчатости и мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, что является одним из ярких проявлений конвергенции в геологии — создания одинаковых условий формирования месторождений при различной предшествовавшей геологической истории.

Минеральные типы месторождений провинции не отличаются большой пестротой. Все их разнообразие определяется сочетаниями пиритового, пирит-арсенопиритового, халькопиритового и галенит-сфалеритового типов, которые в сумме составляют около 93% от всего количества учтенных месторождений. При этом пирит-халькопиритовый и галенит-сфалеритовый минеральные типы относятся в значительной части к комплексным золотосодержащим месторождениям, а собственно золотые представлены почти исключительно пиритовым и пирит-арсенопиритовыми типами.

Рассматривая распределение арсенопиритового минерального типа в пределах провинции, следует отметить отсутствие четко обособленных специфически арсенопиритовых ареалов. Арсенопиритовый минеральный тип распространен почти повсеместно, но в непосредственном соседстве с существенно арсенопиритовыми месторождениями могут располагаться месторождения, почти лишенные этого минерала. Обращает внимание полное или почти полное отсутствие арсенопирита и вообще минералов мышьяка в большинстве комплексных золотосодержащих месторождений (колчеданные залежи Урала, колчеданно-полиметаллические месторождения Алтая, меднопорфировые месторождения Средней Азии и Казахстана), а также малое распространение арсенопирита в отдельных регионах провинции, таких, как Средний Урал, Северный Тянь-Шань и некоторые другие.

Пиритовый минеральный тип по количеству месторождений стоит на одном из ведущих мест в провинции палеозойской складчатости Центральной части Евразии, но по количеству заключенного в них золота значительно уступает другим типам. Это указывает на преобладающие небольшие размеры собственно пиритовых месторождений, хотя к ним и относятся отдельные достаточно крупные объекты.

Среди комплексных золотосодержащих месторождений на первом месте по количеству месторождений и особенно по количеству заключенного в них золота стоит пирит-халькопиритовый тип, к которому относятся медноколчеданные и меднопорфировые месторождения.

Незначительно распространены в данной провинции сложные минеральные типы месторождений, где ведущей является сульфосольная минерализация, а также теллуридовые и существенно

серебряные типы. К последним двум типам относятся только отдельные месторождения халцедон-кварцевой и сульфидно-халцедон-кварцевой формаций в позднеорогенных вулканических поясах. Однако это не означает отсутствие сульфосолей, теллуридов и серебряных минералов в месторождениях, а говорит только об их количественно значительно подчиненном положении. Следует также отметить, что именно эти ассоциации нередко являются продуктивными на золото.

Рассмотрим некоторые особенности минерального состава месторождений провинции, не отраженные в классификации. Присутствие теллуридов отмечено на подавляющем большинстве месторождений различных формационных групп, которые подвергались специальному минералогическому изучению. Они описаны в ряде собственно золоторудных месторождений Северного Казахстана, Западной Сибири, Калбы и Горного Алтая, отчасти Урала. В качестве характерной составной части руд они встречаются также в колчеданных и колчеданно-полиметаллических золотосодержащих месторождениях и в меднопорфировых месторождениях. Повсеместно теллуриды выделяются в заключительные стадии процесса рудообразования и тесно ассоциируют с золотом. Вместе с тем крупные скопления теллуридов для месторождений золота рассматриваемой провинции нехарактерны.

Также постоянной, но большей частью микроскопической примесью в рудах являются минералы висмута (висмутин, самородный висмут и др.) и сульфосоли мышьяка и сурьмы. Распространение их, как и теллуридов, не зависит ни от геохимической специализации территорий, ни от характера вмещающих пород или генетического типа месторождения.

Менее постоянна в рудах сурьмяная минерализация в виде антимонита. Этот минерал, с одной стороны, встречается на ряде золоторудных месторождений провинции в качестве микроскопической примеси, выделяясь в поздние, часто постзолотые стадии минерализации. Кроме того, известны месторождения, где антимонит представляет существенную составную часть руд. В ряде случаев антимонит при этом обособляется в самостоятельных участках или рудных телах золоторудных полей, но отчетливой зональности в его размещении обычно не устанавливается.

Наряду с указанными минералами, входящими в основном в состав поздних минеральных ассоциаций, характерным минералом, выделяющимся обычно в ранние стадии, для данной провинции является шеелит. Присутствие и довольно значительное распространение этого минерала отмечено для многих месторождений. В ряде случаев золотое оруденение накладывается на шеелитовые скарны. Кроме того, может быть отмечено широкое распространение вольфрама в первичных ореолах многих золоторудных месторождений различных типов.

Морфологические классы золоторудных месторождений провинции достаточно разнообразны. Весьма значительное

количество золота заключено в залежах. Это в основном комплексные существенно сульфидные месторождения. На втором месте по количеству заключенного в них золота стоят зоны вкрапленно-прожилковой минерализации и штокверки. Масштабы месторождений этих морфологических классов (особенно штокверкового) в среднем больше, чем масштабы залежей. Жильные классы (простые и сложные жилы) по количеству месторождений составляют более одной трети от всех учтенных, но заключенного в них золота сравнительно немного. За отдельными исключениями это небольшие по размерам месторождения.

Значительный интерес ввиду их нередко крупных размеров представляют штокверковые месторождения. Геологически они достаточно четко обособлены от прожилково-вкрапленных, хотя такое разделение и имеет несколько условный характер. Если прожилково-вкрапленный морфологический класс представлен в основном месторождениями золото-сульфидной формации, то к штокверкам мы относим главным образом существенно кварцевые или сульфидно-кварцевые месторождения. Морфологические особенности штокверков существенно зависят от физико-механических свойств вмещающих пород.

Рудовмещающие породы. По количеству заключенных в них месторождений на первом месте находятся вулканогенные породы основного состава, за ними следуют кислые вулканиты. Обе эти группы пород вмещают в основном комплексные золотосодержащие медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Из собственно золотых месторождений в этих породах заключены, как правило, сульфидно-вкрапленные зоны, но встречаются они в подчиненном количестве.

Наибольшее количество собственно золоторудных месторождений провинции и преобладающее количество заключенного в различных месторождениях золота приурочены к терригенным, преимущественно песчанико-алевролито-сланцевым толщам, слагающим миогеосинклинальные прогибы. Здесь локализуются в основном месторождения золото-кварцевой, реже золото-сульфидно-кварцевой формаций, но встречаются и зоны сульфидной вкрапленности, существенно не отличающиеся от таковых в вулканогенных толщах.

Значительная часть собственно золотых месторождений кварцевой и сульфидно-кварцевой формационных групп приурочены к массивам гранитоидов или дайкам и залегают среди плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов, сиенито-диоритов. Некоторые располагаются в экзоконтактах массивов среди ороговикованных или скарнированных пород.

Месторождения, размещенные в гранитоидных массивах или в их контактовых ореолах, как правило, рассматриваются изучавшими их исследователями в качестве генетически связанных с магматическими очагами, давшими соответствующие массивы, что в отдельных случаях подтверждается возрастными соотношениями.

Карбонатные породы только в редких случаях являются рудовмещающими для проявлений золотого оруденения рассматриваемой провинции. К ним приурочено только 2—3% месторождений. Обычно последние располагаются при этом в контактовых зонах гранитоидных интрузий, где развиты явления скарнирования. Оруденение иногда накладывается на скарновые залежи, но иногда локализуется и вне пространственной связи с ними в карбонатных породах. В карбонатных породах развиваются почти всегда сплошные сульфидные руды. Происходит резкое обогащение руд сульфидами при переходе их из силикатных в карбонатные породы.

Значительным своеобразием обладают золоторудные месторождения провинции, залегающие среди ультраосновных пород. Хотя по количеству заключенного в них золота они дают лишь доли процента, геологически эти месторождения очень интересны. Оруденение этого типа известно на Урале и было описано Н. И. Бородаевским и автором. В отношении его генезиса имеются две точки зрения. Одни исследователи связывают золотую минерализацию с самими ультраосновными породами, другие считают более вероятным наложенный характер золотоносности, связанной с гранитоидным магматизмом, и рассматривают ультраосновные породы только как вмещающую среду. К сожалению, все публикации по этому вопросу были сделаны в то время, когда аналитические возможности проведения точных геохимических исследований отсутствовали. В свете современных данных возможна ведущая роль заимствования и переотложения золота из ультраосновных пород при формировании указанных месторождений.

Изменения пород, вмещающих оруденение

Для большинства месторождений провинции околорудные изменения вмещающих пород подвергались специальному изучению. Имеется также значительное число сводных работ, касающихся околорудных изменений на месторождениях золота по отдельным территориям провинции. Большое количество исследований посвящено также изменениям вмещающих пород околорудных тел золотосодержащих колчеданных, колчеданно-полиметаллических и медноporфировых месторождений.

В рамках настоящей работы невозможно рассмотреть все имеющиеся материалы, поэтому подчеркнем лишь главные особенности изменений рудовмещающих пород. При этом автор не касается изменений пород на комплексных золотосодержащих месторождениях, поскольку это является самостоятельной и очень широкой темой.

Для собственно золотых месторождений золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и отчасти золото-сульфидной (вкрапленных руд) формаций наиболее распространенные из сопряженных

с оруденением изменений пород относятся к лиственито-березитовой формации метасоматитов. Особенности этой метасоматической формации достаточно хорошо известны. Преобразования пород выражаются в развитии за счет кремнекислых пород (гранитоидов и отвечающих им по составу других изверженных и осадочных пород) березитов, главными новообразованными минералами которых являются кварц, светлая слюда и пирит. За счет основных и ультраосновных пород формируются лиственитовые, отличающиеся от березитов присутствием того или иного количества магнезиально-железистых карбонатов, а также хромсодержащей слюды — фуксита.

По данным многочисленных химических анализов установлено, что при лиственито-березитовых преобразованиях происходит только перераспределение большинства элементов исходных пород, проходящее как между отдельными зонами метасоматических колонок, так в ряде случаев и между различными колонками (в частности, между колонками лиственитов и березитов). Привносятся в основном только калий и углекислота, а выносятся натрий и кремнезем. Последний, как и при ряде других метасоматических преобразований, в значительной степени участвует в формировании кварцевых жил.

Значительно реже по сравнению с лиственито-березитовыми преобразованиями пород в контактах золотоносных кварцевых жил рассматриваемой провинции наблюдается развитие кварц-калишпатовых метасоматитов. В этом случае привнос калия приводит к новообразованию не светлой слюды, а калиевого полевого шпата. Появление кварц-калишпатовых метасоматитов, а не лиственитов или березитов, несомненно, вызвано повышенным потенциалом калия в процессе метасоматоза. Причины этого могут быть различными. В одних случаях повышенный потенциал калия связан с более глубинной обстановкой формирования месторождений, в других — со спецификой исходных гидротермальных растворов и, наконец, с повышенным содержанием калия в подвергавшихся метасоматическим преобразованиям породах. В частности, в одном из месторождений Средней Азии околорудным изменениям подвергаются вмещающие золотоносные кварцевые жилы сиенито-диориты, в другом месторождении повышение содержания калия в породах связано с предшествовавшими оруденению процессами ороговикования.

Специфичны изменения пород в месторождениях провинции, относящихся к золото-халцедон-кварцевой и золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формациям. В околорудных ореолах этих месторождений распространены процессы аргиллизации, гидрослюдизации, алунитизации, часто с наложенной адуляризацией, которые автор (Шер и др., 1971) объединяет в кварц-аргиллизитовую формацию метасоматитов. Во внешних зонах колонок при этом развиваются пропилиты близповерхностных фаций. Этот комплекс изменений совершенно аналогичен таковому в месторождениях

альпийской и кайнозойской зон складчатости, а также в провинциях мезо-кайнозойской активизации.

Отметим еще некоторые околорудные процессы, не столь широко развитые на месторождениях провинции, как вышеописанные, но специфичные для отдельных месторождений. В некоторых собственно золотых месторождениях провинции указывается в качестве околорудных изменений магнезиально-железистый метасоматоз, обусловливая амфиболизацию или хлоритизацию рудовмещающих пород.

К специфическим околорудным процессам может быть отнесена графитизация, которая описана В. А. Нарсеевым (1966) для месторождений Восточного Казахстана, приуроченных к песчанико-сланцевым толщам. По мнению В. А. Нарсеева, графитизация происходит за счет перекристаллизации и «карбонизации» органического вещества, присутствовавшего первоначально в породах. При этом по мере усиления графитизации способность к реакциям с гидротермальными растворами органического вещества уменьшается. Таким образом, степень графитизации отражает общую интенсивность гидротермального процесса, но сама уменьшает благоприятность последующего отложения рудного вещества.

В заключение краткого обзора околорудных метасоматитов месторождений золота Центрально-Евразиатской провинции важно еще отметить, что на многих месторождениях здесь развиты не только предрудные, сопряженные с оруденением метасоматиты, но ряды сменяющих друг друга во времени, взаимно сопряженных и нередко взаимно обусловленных преобразований, начинающихся еще в магматическую стадию.

Некоторые вопросы генезиса и закономерности размещения проявлений золотого оруденения

Литература, касающаяся вопросов генезиса золотого оруденения и закономерностей его размещения в пределах отдельных частей провинции, золотоносных районов, рудных узлов, полей, месторождений и отдельных рудных тел чрезвычайно обширна. Рассмотрим отдельные наиболее важные вопросы формирования золотого оруденения.

По геотектоническим обстановкам формирования золотого оруденения и характеру связи его с магматизмом в пределах рассматриваемой провинции выделяется:

1. Золотое оруденение, сформированное на ранних собственно геосинклинальных этапах геотектонического развития и генетически связанное с базальтоидной магмой инициального вулканизма. Это золотое оруденение представлено исключительно комплексными золотосодержащими колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями.

2. Золотое оруденение, сформированное в орогенный этап развития и связанное с гранитоидным магматизмом. К этой группе

проявлений золотого оруденения относится подавляющее большинство собственно золотых месторождений провинции различных типов. Группа может быть подразделена в зависимости от особенностей предшествовавшего развития на оруденение в орогенах эвгеосинклинальных систем. Значительное осложнение в геологическую позицию месторождений данной группы вносится также за счет длительности орогенного этапа некоторых регионов с неоднократными повторениями проявлений гранитоидного магматизма.

3. Золотое оруденение, сформированное на позднеорогенном этапе развития и связанное с вулкано-плутоническими ассоциациями андезит-дацит-липаритового ряда. Для этой группы характерны собственно золотые месторождения близповерхностных условий формирования, обычно не достигающие крупных размеров, а также некоторые золотоносные комплексные месторождения, в частности месторождения меднопорфирового типа.

В настоящее время для рассматриваемой провинции не вызывает сомнения связь колчеданного оруденения с очагами того же базальтоидного магматизма, который привел к формированию вмещающих оруденение вулканогенных пород. Дискуссионными остаются вопросы о времени и месте отделения рудоносных растворов от магматического очага, механизме переноса и отложения руд, а для некоторых районов о степени и характере их последующей переработки. Безусловно очень важным, если не решающим для рудообразования является общий ход становления вулканических комплексов, который приводит (по терминологии Т. И. Фроловой и др., 1973 г.) в одних случаях к образованию однородных (базальтовых или липаритовых), а в других — пестрых (контрастных и непрерывных) вулканогенных формаций. Хотя генезис пестрых формаций, в частности, относительная роль при их образовании процессов дифференциации магмы, взаимодействия ее с веществом коры и плавление последней не могут считаться окончательно установленными, сам факт связи именно с ними колчеданного оруденения не вызывает сомнения. Очевидно, при любой точке зрения изменение составов вулканических серий указывает на сложные тектонические условия становления магматизма, которые способствуют отщеплению и последующей концентрации рудных флюидов.

На состав колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и, в частности, на их золотоносность большое влияние оказывает геотектоническая позиция рудных районов, в том числе степень участия в магмаобразовании сиалической коры. Вероятно, повышение ее роли обусловливает более сложный состав колчеданных руд и усиление степени их золотоносности, но этот вопрос требует еще дополнительного изучения.

Золотое оруденение второй из выделенных выше групп занимает ведущее положение среди собственно золотых месторождений. Из анализа геологического строения и истории золотоносных

территорий провинции видна известная независимость наличия золотого оруденения от особенностей предшествовавшего развития. Золоторудные месторождения, близко одновозрастные с гранитоидами, формируются в регионах с весьма различными набо-рами пород собственно геосинклинальных формаций. В одних случаях это мощные толщи вулканитов (Урал), в других — переслаивание вулканогенных и карбонатных пород (Кузнецкий Алатау), в третьих — почти амагматичные существенно терригенные толщи (Южный Тянь-Шань). Объяснение ряда исследователей золотоносности изучавшихся ими районов наличием в них каких-либо специфичных, особо благоприятных для последующего золотого оруденения толщ пород (в частности, основных вулканитов) при относительно пассивной роли гранитоидов, которые только перераспределяли золото, нельзя рассматривать, как универсальное. Хотя значительная роль палингенеза при формировании гранитоидов несомненна, поступление золота в палингенные расплавы может, очевидно, обеспечиваться или рассеянным нахождением его в очень широком наборе пород, или привносом с более глубоких уровней.

Формирование и внедрение гранитоидов знаменует собой качественно новый по сравнению с предшествовавшими этап геологического развития. Образование сходных гранитоидных серий происходит при резко различной предшествовавшей геологической истории, и наблюдается известная независимость размещения гранитоидных массивов от структурно-формационных зон геосинклинального этапа. При этом обычно достаточно отчетливо удается выявлять признаки влияния на гранитоиды локальных условий их формирования.

Геологические и петрографические особенности орогенных золотоносных гранитоидных комплексов обнаруживают определенную устойчивость в различных золотоносных областях рассматриваемой провинции. Все они относятся к габбро-плагиогранитной формации, по Ю. А. Кузнецову, и представлены более или менее полными гомодромными рядами от габбро или диоритов до лейкократовых плагиогранитов. Указанные гранитоиды сопровождаются, как правило, дайковыми сериями. Очень существенной и весьма устойчивой особенностью является внедрение вслед за указанными магматическими комплексами существенно калиевых нормальных гранитов, с которыми обычно связана редкометальная минерализация. Эти гранитоиды также сопровождаются своими дайковыми сериями.

Проиллюстрируем это положение примерами по некоторым золотоносным областям рассматриваемой провинции.

В Калбинском хребте последовательность формирования магматизма и оруденения описана Б. А. Дьячковым и др. (1968), по данным которых золотое оруденение накладывается на дайки плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров кунушского комплекса, имеющего возраст

300—314 млн. лет. Вслед за ними внедрялись граниты калбинского комплекса, имеющие возраст 260—290 млн. лет, с которыми связана редкометальная минерализация.

В пределах Восточно-Уральского поднятия золотое оруденение проявлялось после внедрения габбро-плагиогранитного пластовского комплекса и сопровождающих его даек. Постзолотыми являются калиевые граниты борисовского комплекса, контролирующие размещение редкометальной минерализации.

В Южном Тянь-Шане разделение гранитоидов орогенной стадии на разновозрастные комплексы впервые произведено Э. П. Изохом (1971), который выделяет в качестве золотоносной габбро-тоналит-плагиогранитную интрузивную серию, названную бокалинской и представленную как интрузивными массивами, так и дайками. Существенно калиевые граниты являются более поздними по отношению к золотому оруденению.

В Северном Казахстане золоторудные месторождения повсеместно тесно пространственно связаны с небольшими интрузивными телами степнякского комплекса, сложенными сериями пород от габбро до лейкократовых плагиогранитов. Вопрос о возрасте этого комплекса и месте его в общем геологическом развитии данной территории дискуссионен. В. С. Коптев-Дворников («Тектоно-магматические фации...», 1968) относит его к особой тектоно-магматической фации верхнеордовикского или нижнесилурийского крыккудукского комплекса. Более поздним по отношению к степнякскому комплексу и золотому оруденению является комплекс существенно калиевых гранитов, с которым связана редкометальная минерализация.

В Алтае-Саянской складчатой области главное золотое оруденение связано с мартайгинским интрузивным комплексом «пестрого» состава, включающим породы от габбро до плагиогранитов.

Получить надежные доказательства связи золотого оруденения с гранитоидными комплексами для рассматриваемой провинции обычно довольно трудно ввиду нередкой удаленности золоторудных проявлений от магматических массивов. Однако при специальных исследованиях все же удается найти такие доказательства, которые иногда, будучи недостаточными в пределах одного района, становятся значительно более весомыми при сопоставлении ряда районов. К ним относятся:

1. Наличие устойчивой пространственной связи золотого оруденения с магматическими телами определенного магматического комплекса. При этом соотношения рудных тел с магматическими породами разнообразны. Известны месторождения, располагающиеся в пределах гранитоидных массивов, в их контактовых ореолах и на удалении от них, но, как правило, в тесной пространственной связи с дайками. Правда, отнесение даек к указанной выше габбро-плагиогранитной формации представляет собой один из наиболее сложных и часто спорных вопросов при изучении золотоносных провинций.

Весьма важным доказательством связи золотого оруденения с гранитоидами является наличие горизонтальной минералогической зональности по отношению к гранитным массивам. Такая зональность отмечается в различных областях и районах провинции.

2. Близость во времени золотого оруденения по отношению к становлению гранитоидных массивов. Временные соотношения золотого оруденения с магматизмом устанавливаются прежде всего геологическими наблюдениями, причем наиболее надежно они фиксируются по соотношению проявлений оруденения с дайками. Многочисленные примеры того, как оруденение попадает в «возрастные вилки» разновозрастных даек, широко освещались в геологической литературе, и их можно здесь не повторять. Следует еще раз подчеркнуть весьма сложные доказательства связи дайковых серий с тем или иным гранитоидным комплексом.

Наряду с геологическими соотношениями для ряда районов в последнее время получены данные по абсолютному возрасту золотого оруденения в сопоставлении с возрастом гранитоидов, контактово-измененных пород и даек (Палей, Шер, 1970). Эти сведения, несмотря на значительный разброс цифр и длительность процесса формирования оруденения, все же достаточно определенно подтверждают наибольшую близость во времени золотого оруденения с указанными выше гранитоидными комплексами.

Значительное число определений абсолютного возраста материала из золоторудных жил, околорудно-измененных образований и магматических пород, подтверждающих их возрастную близость, имеются для Урала.

3. Третьим существенным доказательством генетической связи характеризуемого золотого оруденения провинции с гранитоидным магматизмом является преемственность петрографических особенностей некоторых интрузивных пород с метасоматическими преобразованиями, сопровождающими золоторудные тела, а также развитие закономерных рядов контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматически измененных пород. Так, на одном из месторождений Северного Казахстана золотое оруденение тесно пространственно связано с интрузивными телами степнякского комплекса. Породы третьей фазы этого комплекса, внедрение которых непосредственно предшествовало золотому оруденению, представлены плагиогранитами, повсеместно во всем объеме преобразованными и превращенными в березитоподобные разности, аналогичные собственно околожильным березитам. Эти преобразования можно рассматривать в качестве как бы связующего звена между магматическими и гидротермальными процессами.

Аналогичные, переходные между магматическими и гидротермальными образования описаны для Березовского рудного поля Х. Х. Лайпановым.

На ряде месторождений наблюдается тесная связь и закономерная смена во времени и в пространстве контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований

пород. Примеры этого описаны для месторождений Западной Сибири, Средней Азии и т. д.

4. В качестве доказательств генетической связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом используются иногда данные о повышенных кларковых содержаниях золота в золотоносных гранитоидах. Однако материалы, получаемые в этом отношении, неоднозначны. Не вполне ясно, является ли повышение кларковых содержаний золота доказательством генетической связи золотого оруденения с гранитоидами или, наоборот, свидетельством рассеяния золота. Более надежные данные могут быть получены лишь при полном исследовании распределения золота в пределах различных фаз гранитоидного комплекса и между последовательно образующимися минералами отдельных фаз. Примеры таких исследований имеются для степнякского комплекса.

В заключение отметим, что высказанные выше положения о значительной независимости формирования гранитоидов и связанного с ними золотого оруденения от особенностей предшествовавшего собственно геосинклинального развития территорий, предопределяет подход к выявлению общих закономерностей размещения золотого оруденения в пределах провинции. Этот вопрос уже рассматривался при описании ее районирования. Здесь дополнительно укажем, что внутри отдельных субпровинций и областей закономерности локализации оруденения определяются в основном структурами орогенного этапа. В качестве главных структурных элементов орогенного этапа Н. А. Фогельман считает необходимым выделять прежде всего крупные положительные структуры — сводовые поднятия. Более частными структурными элементами являются дополнительные («дочерние») своды, наложенные прогибы и впадины, а также осложняющие их дизъюнктивные структуры различных порядков. Степень унаследованности орогенных структур по отношению к геосинклинальным может быть, по-видимому, очень различной, вплоть до заложения орогенных структур по совершенно иному плану по отношению к геосинклинальным.

Западно-Европейская провинция палеозойской складчатости

Выделенная автором Западно-Европейская золотоносная провинция охватывает каледонские и герцинские складчатые сооружения Европы. Границы ее как с древней платформой, так и с альпийским складчатым поясом выражены достаточно отчетливо и приняты в соответствии с Тектонической картой Евразии (рис. 8).

Общее количество учтенного золота, добытого в пределах провинции, может быть оценено всего в 200 т, но, принимая во внимание разработки коренных золоторудных месторождений и россыпей

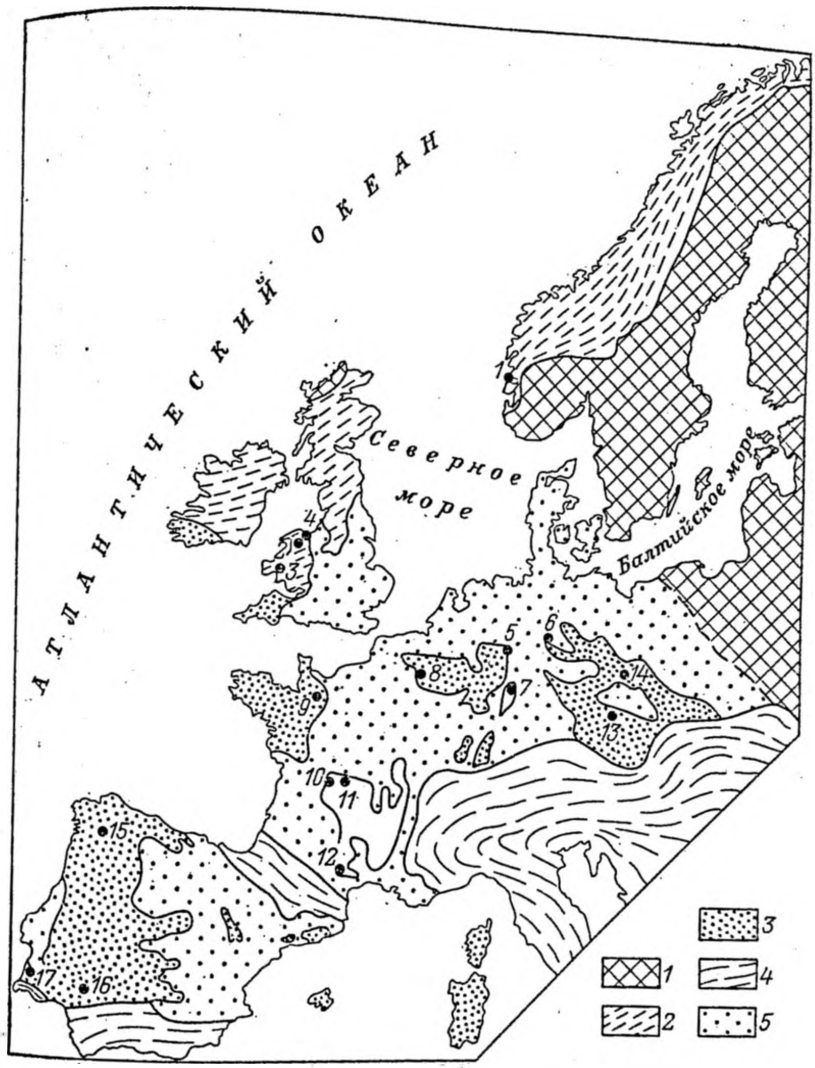


Рис. 8. Схема размещения главных проявлений золотого оруденения провинции палеозойской складчатости Западной Европы.

1 — Русская платформа; *2* — области каледонской складчатости; *3* — области герцинской складчатости; *4* — области альпийской складчатости; *5* — чехол эпипалеозойской платформы. Золоторудные или золотосодержащие месторождения и районы добычи золота (цифры на схеме): 1 — район о. Бёмлу, 2 — пояс Долгелло, 3 — площадь Пумпсент, 4 — Клавданан Хиллс, 5 — Мёгген, 6 — Раммельсберг, 7 — Корбах, 8 — золотоносная площадь в Арденнах, 9 — Ля-Люсет, 10 — район Лимузен, 11 — Шателе, 12 — Сальсинь, 13 — район Пшибрам, 14 — золотоносная площадь Силезии, 15 — район римских арругий, 16 — Рио-Тинто, 17 — Сан-Доминго

времен Римской Империи и Средневековья, составляет, очевидно, не менее 2000 т.

Имеющиеся материалы по золотоносности провинции крайне неравноценны для отдельных территорий, многие сведения носят скорее исторический, чем геологический, характер, что препятствует проведению обобщения и статистической обработки материала. Поэтому в данном случае наиболее целесообразно не выделять специальные разделы, а дать общий обзор золотоносности.

Каледониды Западной Европы характеризуются почти полным отсутствием золотого оруденения. Они относятся к Атлантическому металлогеническому поясу (Твалчрелидзе, 1972), американская часть которого также весьма бедна проявлениями золотоносности. Указания о золоторудных месторождениях Норвегии имеются только для о. Бёмлу, расположенного у юго-западного берега Скандинавского полуострова. У. Хольдеталь (1957) указывает, что золото встречается главным образом в небольших (мощностью менее 1 м) кварцевых жилах или в кварцевых выделениях неправильной формы, залегающих среди метаморфизованных основных пород (габбро) в контактах с дайками кварцевых порфиров. В жилах в значительном количестве развит пирит, местами встречаются галенит и сфалерит. Содержание золота достигало 25 г/т, но общая добыча составила первые сотни килограммов (с 1883 по 1898 г. добыто 136,7 кг, а всего разработки производились с 1882 по 1910 гг).

В каледонидах Великобритании промышленная золотоносность также очень незначительна. Наиболее полные сведения о ней приводятся в монографии Т. М. Томаса (Thomas, 1961), который выделяет здесь три золотоносных площади, наибольшей из которых является золотоносный пояс Долгелло в Мерионетшире (Северный Уэлс). Этот пояс золотоносных кварцевых жил длиной около 10 км и шириной 2—2,5 км приурочен к кембрийским углистым пиритизированным сланцам и алевролитам, прорванным ордовикскими малыми интрузиями основного и среднего состава. В жилах встречаются пирит, пирротин, халькопирит, реже — галенит и сфалерит; изредка присутствует также арсенопирит. В немногих жилах наблюдается минерализация минералами кобальта, никеля и висмута.

Золото распределено в жилах очень неравномерно, обычно оно крупнозернистое, реже тонкораспыленное в кварце. Жилы данного пояса были открыты в 1843 г. и разрабатывались примерно до 1886 г. Всего по 1938 г. из них добыто около 4 т золота при среднем содержании 14 г/т. Работы здесь давно уже не производятся.

Помимо пояса Долгелло, в Великобритании разработки золотых руд производились еще на площади Пумпсент в Северном Кармартеншире (Южный Уэлс) и в Клавдиан Хиллс в Западном Флинтшире. На первой из этих площадей обнаружены древние римские отработки золотых руд, причем разрабатывались, очевидно, пиритовые залежи с переменным количеством кварца.

Герцинские складчатые сооружения Европы значительно богаче золотом по сравнению с каледонидами. Герциниды Европы, как отмечает Н. П. Херасков («Тектоника Евразии», 1966), отличаются изменчивостью простирания складчатых структур, наличием многочисленных шовных сочленений и широким развитием тектонических нарушений. В настоящее время области герцинской складчатости выходят в виде разобщенных «массивов» из-под отложений чехла эпипалеозойской платформы. Среди смятых в складки слоистых толщ преобладают песчаники и глинистые сланцы, находящиеся в различной стадии метаморфизма, иногда высокой. Карбонатные и особенно вулканогенные формации занимают подчиненное положение.

Герциниды Европы разделяются альпийским поясом на две геотектонические области. Г. Штилле выделяет их под названиями Ренидского и Иберийского орогенов [1].

Ренидский ороген охватывает южную часть Великобритании, Францию, ФРГ, ГДР, Польшу, Чехословакию, а Иберийский — Испанию и Португалию. В пределах Ренидского орогена Европы с севера на юг выделяются следующие структурно-формационные зоны: 1) краевой прогиб, 2) Реногерцинский синклинорий, 3) Саксотюрингский синклинорий, 4) Молданубская антиклинорная зона, 5) зона Черных Гор. Молданубская зона рассматривается обычно как срединный массив, консолидированный в докембрии (ассинтское время) и находящийся в центральной части европейских варисцид. Почти все проявления золотого оруденения концентрируются в пределах этой зоны, приурочиваясь к Центральному Французскому, Арморикапскому и Богемскому массивам.

Реногерцинская зона варисцид Европы представляет собой типичный миогеосинклинальный прогиб, сложенный мощной сланцево-граувакковой толщей силура, девона и нижнего карбона. Для этой зоны характерно очень небольшое распространение гранитоидных интрузий и слабый метаморфизм осадочных толщ. Вулканогенные образования местами широко распространены, но представлены большей частью удаленными от вулканических центров фациями — туфами и туффитами с примесью известковистого и обломочного материала (шальштейн), только лишь с отдельными прослоями спилитов и кератофиров.

В пределах Реногерцинской зоны распространены колчеданные залежи спорного генезиса. Г. Шнейдерхён (1958) относит их к осадочным колчеданным месторождениям, Г. А. Твалчрелидзе (1972) — к обычным месторождениям колчеданной формации. Наиболее крупные из этих месторождений Мёгген и Раммельсберг. В месторождении Мёгген пирит-баритовая залежь приурочена

[1] Им выделяется также Марокканский ороген варисцид, но поскольку он находится на Африканском континенте и месторождений золота на его территории практически нет, здесь не описывается.

к известнякам. В средней части она значительно обогащена сфалеритом, причем содержание цинка достигает 7—8%. Месторождение Раммельсберг приурочено к черным сланцам. Руды его содержат пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и барит. Оба месторождения золотоносны. В. Эммонс отмечает, что золото в месторождении Раммельсберг, которое отрабатывалось с X в., было важным попутным продуктом. Очевидно, это относится в основном к зоне окисления. Г. Шнейдерхён указывает содержание золота в первичных рудах от 0,1 до 1 г/т и серебра 100—200 г/т. Э. Шотт и Я. Оттеман (Schott, Ottemann, 1969) отметили присутствие в рудах месторождения Раммельсберг электрума, а также сульфостибиовисмутита свинца — кобеллита.

Собственно золотые месторождения пользуются в Реногерцинской зоне весьма подчиненным распространением. В Рейнских сланцевых горах (Вестфалия) известно месторождение Корбах (Курбек) около Эйзенберга, которое Г. Шнейдерхён выделил в самостоятельный тип плутонических мезотермальных золото-селено-свинцовых месторождений вследствие наличия в рудах клаустолита (PbSe). Размеры этого месторождения (отработанного в основном в средние века) были, по-видимому, очень небольшие, а степень распространенности селеновой минерализации неясна.

Саксотюрингская зона варисцид и отвечающая ей южная зона Черных Гор отличаются от центральной Молданубской зоны своим геосинклинальным развитием, но в орогенном этапе их сближает широкое распространение гранитоидов, с которыми ассоциирует золотое оруденение. Поэтому их можно рассматривать совместно, удобнее по отдельным странам и выходам складчатого палеозоя из-под платформенного чехла, с последующим кратким обобщением материала.

На территории Франции выходы указанных зон относятся к Центральному и Арморикапскому массивам. Характеризуя общую металлогению Франции, П. Лаффит (1969) относит все проявления золотоносности к «металлогенической области герцинских гранитов и гранодиоритов». Общее размещение месторождений золота Франции показано на листе 4 Международной металлогенической карты Европы (рис. 9).

Данные о добыче золота в римские времена и в средневековье на территории Франции отсутствуют, но такая добыча несомненно производилась в разных местах и в значительном объеме. Без этих данных количество добытого во Франции золота оценивается в 90 т, т. е. является весьма небольшим. Главное количество золота получено из месторождения Сальсинь, остальное же золото распределяется среди довольно многочисленных объектов, давших менее чем по 10 т золота, а также россыпей.

Месторождение Сальсинь (Reynolds, 1965) по 1965 г. дало около 50 т золота при среднем содержании 11 г/т. Отработки идут на глубине около 200 м.

Рудные тела приурочены к терригенно-карбонатной толще кембрия вблизи от поля развития гнейсов и кристаллических сланцев докембрийского возраста. Рудовмещающая толща смята в сжатые, частично опрокинутые складки, по отношению к которым рудные тела являются резко секущими. Они приурочены к субмеридиональным сбросам с амплитудами до 210 м, падающими к востоку под углами 55—60°.

На месторождении выделяется четыре типа рудных тел: 1) жильные тела системы Рамель; 2) жильные тела системы Фонтэн де Сантэ; 3) тела замещения в известняках; 4) тела замещения в песчаниках. Соотношения запасов золота по этим типам примерно 1,5:3:3:3. Содержания полезных компонентов довольно близки и могут быть охарактеризованы следующими цифрами:

Золото, г/т . . .	10,2—17,9
Серебро, г/т . .	10,2—85,6
Медь, %	следы — 0,59
Мышьяк, % . . .	2,5—4,3
Висмут, % . . .	0,034—0,060
Сера, %	2,8—7,2

Минеральный состав месторождения Сальсинь изучали несколько геологов (Д. Ж. Рейнольдс, М. Легрэ, Г. Венсиенн и Ш. Моцаффари). Отдельные минералы описывали М. Орлиак, Р. Пюло и Ф. Толлон (Orliac e. a., 1971), Ф. Толлон и П. Пико (Tollon, Picot, 1969). По данным этих исследователей наиболее ранними рудными минералами можно считать вольфрамит и шеелит, распространение

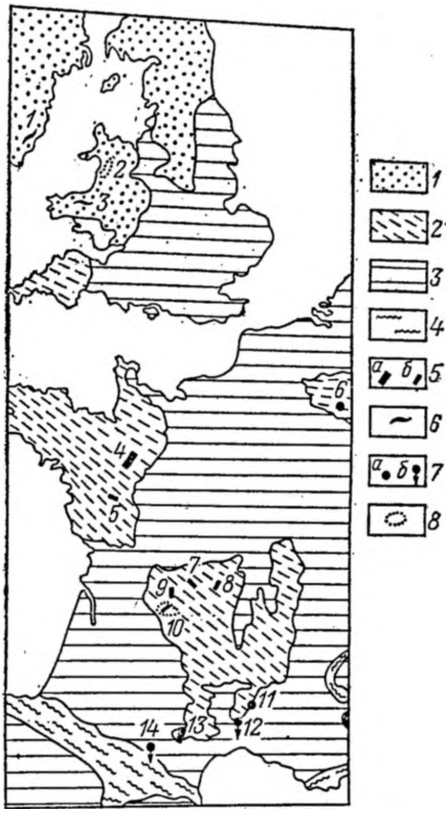


Рис. 9. Схема размещения золоторудных месторождений Западной Европы (площадь листа 4 Международной металлогенической карты Европы). Геологическое строение и обозначения месторождений значительно схематизированы.

1—2 выступы складчатого основания: *1* — области каледонской складчатости, *2* — области герцинской складчатости; *3* — эпипалеозойский платформенный чехол; *4* — области альпийской складчатости; *5* — кварцевожильные месторождения золота: *а* — крупные, *б* — прочие; *6* — согласные кварцевые жилы; *7* — проявления золотой минерализации: *а* — коренные, *б* — россыпи; *8* — золотоносные площади.

Золоторудные месторождения и районы добычи золота (цифры на схеме): 1 — Голд Майнз Валли, 2 — золотоносный пояс Долгелло, 3 — Огофо, 4 — Ля-Люсет, 5 — Ля-Бельер, 6 — Грэд. Палисел, 7 — Ля Пети Файе, 8 — Шателе, 9 — Бьюн, 10 — Сент-Ирье, Шени, Гареллас, Фа, 11 — Гагньер, 12 — Сент-Базиль де Пугасьер, 13 — Сальсинь, 14 — Арьеж

которых в рудах незначительно. Наиболее распространены арсенопирит и лёллингит. В следующие стадии минерализации выделялись пирит, пирротин, халькопирит, галенит, блеклые руды. Довольно широко распространены также висмутовые минералы, среди которых установлены висмутин, самородный висмут, мальдонит (Au_2Bi), матильдит ($AgBiS_2$). Интересно также отметить присутствие редкого фосфорсодержащего минерала лудламита ($Fe_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$). Он встречается в прожилках и небольших друзах в скоплениях пирита, замещающего доломиты. Лудламит отлагается позже пирита, близкоодновременно с кварцем, хлоритом, халькопиритом, марказитом, сидеритом.

Золото на месторождении свободное, но очень мелкое, обычно до 50 мк в поперечнике. Оно часто ассоциирует с арсенопиритом, отлагаясь в нем по трещинкам. Парагенетически золото наиболее близко с минералами висмута.

Изменения пород на месторождении проявлены, по-видимому, не очень интенсивно. Доломиты при замещении их рудной минерализацией перекристаллизовываются и обесцвечиваются, в песчаниках отмечается окварцевание и биотитизация, причем последняя местами вызывает шоколадно-коричневую окраску пород. Автор данной работы считает вероятным, что биотитизация связана с процессами дорудного ороговикования, как это нередко наблюдается на золоторудных месторождениях.

По поводу генезиса месторождения наиболее правильны, вероятно, взгляды М. Легрэ и Д. Ж. Рейнольдс, считающих, что оруденение генетически связано с гранитоидами, массив которых предполагается непосредственно под месторождением.

В северо-западной части Центрального массива в департаменте Верхняя Вьенна расположен золотоносный район Сент-Ирье, или Лимузен (Норман, Фан, 1971). Общее количество золота, добытого здесь, оценивается всего в 20 т, наиболее крупным месторождением является Шени с добычей 7,5 т. Остальные месторождения очень незначительны, часть их должна рассматриваться как рудопроявления.

Золотоносный район сложен кристаллическими сланцами и прорывающими их небольшими гранитоидными интрузиями. Месторождения локализуются как в гнейсах, так и в гранитах. Указанные авторы выделяют малосульфидные существенно кварцевые месторождения, к которым относится, в частности, месторождение Шени, и золотоносные зоны сульфидной вкрапленности. В малосульфидных кварцевых жилах в качестве главных рудных минералов развиты арсенопирит, пирит, галенит. Встречаются также сфалерит, джемсонит-буланжерит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит. Для месторождения Шени характерна ассоциация золота с джемсонитом и галенитом.

Зоны дробления и сульфидной минерализации достигают мощности 10—20 м. Породы в этих зонах интенсивно гидротермально

изменены — серицитизированы, окремнены, хлоритизированы и пиритизированы.

Золотое оруденение связывают с двуслюдяными гранитами, причем отмечается резко повышенное содержание фонового золота в этих породах (до 153,7 мг/т), которые называют апогранитами. Очевидно, изменения гранитов скорее относятся к березитизации и, во всяком случае, не могут сопоставляться с редкометальными апогранитами.

В северной части Центрального массива располагается месторождение Шателе, которое дало около 10 т золота (до 1932 г. 7774,5 кг). По имеющимся кратким описаниям месторождение представляет собой штокверк кварцевых прожилков в высокометаморфизованных породах (гнейсах и гранулитах) вблизи от выхода гранитоидов, по-видимому, герцинского возраста. Жилы и прожилки сложены кварцем, кальцитом и баритом и содержат золотоносные арсенопирит, пирит и антимонит. Среднее содержание золота 15—20 г/т. Ж. Обер и др. (Aubert e. a., 1964) указывают, что золото связано исключительно с арсенопиритом. Оно очень мелкое и поэтому трудно извлекаемое.

Арморикансний массив в целом еще менее богат золотом, чем Центральный. Наиболее крупным (хотя с общих позиций, очевидно, и очень небольшим) месторождением здесь является Ля-Люсет. Оно представлено кварцевыми жилами с существенно антимонитовой минерализацией, приуроченными к кварцитам и сланцам. Наряду с антимонитом, в жилах присутствуют арсенопирит и пирит. Месторождение дало около 3 т золота при содержании 12—20 г/т. Из него добывался антимонит, причем в 1905—1906 гг. оно обеспечивало $^1/_4$ часть всей мировой продукции сурьмы.

Общая схема металлогении Арморикансного массива приведена Л. Шори (Chauris, 1969). С точки зрения золотоносности интересен вывод этого исследователя о зональности герцинского оруденения, связанного с гранитоидами. Он отмечает, что проявления минерализации Be, Sn, W, Mo и U концентрируются в зонах поднятий, а Au, Sb и Hg — в зонах опусканий, менее эродированных по сравнению с первыми.

Для выяснения вопросов генезиса золотого оруденения интересны также имеющиеся указания о зональности оруденения, в том числе золотого по отношению к гранитоидным массивам и о «зараженности» золотом месторождений других металлов. Так, если в золотых месторождениях Франции постоянной примесью являются минералы вольфрама и висмута, то в месторождениях вольфрама в качестве примесей выступают золото и висмут. Ф. Перминжо и Ф. Толлон (Permingeaut, Tollon, 1971) описали присутствие золота и висмута в месторождении вольфрама Монтредон-Лабессонни, расположенного поблизости от золоторудного месторождения Сальсинь.

Таким образом, золоторудные месторождения Франции относятся по принятой классификации к сульфидно-кварцевой

формации, преимущественно арсенопиритовому минеральному типу. Из других рудных минералов характерно наличие антимонита и примесь минералов висмута. Преобладающим морфологическим классом оруденения являются простые жилы, иногда в сочетании со штокверковыми зонами и зонами вкрапленности. Вмещающие породы представлены главным образом кристаллическими сланцами и гнейсами, отчасти гранитами. Наиболее крупное месторождение Сальсинь приурочено к различным осадочным породам — переслаивающимся песчаникам, сланцам и известнякам.

Геология и рудные, в том числе золоторудные, месторождения варисцид Центральной Европы наиболее полно охарактеризованы в материалах XXIII сессии Международного геологического конгресса. Золоторудные месторождения сосредоточены в центральной части Чешского массива, относящейся к Молданубской антиклинорной зоне, сложенной в основном докембрийскими породами, и в обрамляющих его с севера Судетах (на территории Польши). Последняя площадь относится к Саксотюрингской зоне варисцид, где наряду с докембрийскими широко развиты палеозойские геосинклинальные толщи. Гранитоидный варисцийский магматизм как в Молданубской, так и в Саксотюрингской зонах сходен.

Оценить общее количество золота, добытого в пределах Богемского массива, невозможно. Добыча золота из россыпей в его центральной части (район Йилове) началась в 1045 г., в Силезии (Судеты) — с 1180 г. В XIII в. начата также отработка коренных месторождений. Наиболее активная добыча золота велась до конца XV в. Очень примерно, пользуясь имеющимися данными за отдельные очень короткие периоды, суммарную добычу золота можно оценить в несколько сотен тонн, причем значительная, если не большая, часть этого количества приходится на россыпи.

На всей рассматриваемой площади (рис. 10) жильные гидротермальные месторождения развиты очень широко, но собственно золотые месторождения занимают среди них подчиненную роль. Возможно эти соотношения кажущиеся вследствие указанной отработанности месторождений золота в средние века. Золото присутствует здесь в рудах многих месторождений других металлов в качестве минералогической, а иногда и промышленно используемой примеси. К собственно золоторудным месторождениям в центральной части Богемского массива относятся Йилове, Красна Гора, Богутин, Роудны, в некоторых работах объединяемые и рассматриваемые как район Пшибрама. Из Судетских месторождений наиболее известны Злоты Сток и Злоты Гора.

Е. Д. Карпова и П. А. Шехтман (1971) приводят общую схему минеральных ассоциаций гидротермальных месторождений Богемской металлогенической провинции по Я. Г. Бернарду, на которой выделяются две золотоносные «минеральные ассоциации»: кварц-сульфидная с золотом и кварцевая с золотом. К первой относятся кварцевые жилы с пиритом, арсенопиритом, различ-

ными сульфидами и сульфосолями и с высокопробным золотом (месторождения Йилове, Красна Гора, Касейовицы), а ко второй — малосульфидные жилы с низкопробным золотом (месторождение Роудны). Для обеих групп месторождений предполагается генетическая связь с варисцийскими гранитоидами. Следует подчеркнуть, что по схеме Я. Г. Бернарда золоторудные месторождения отнесены к наиболее ранним среди варисцийских.

Рис. 10. Схема размещения золоторудных месторождений центральной части Богемского массива. По металлогенической карте ЧССР масштаба 1 : 1 000 000.

1 — докембрийские породы; *2* — палеозойские породы; *3* — меловые и кайнозойские породы; *4* — умеренно кислые гранитоиды (адамеллиты, гранодиориты, диориты); *5* — аляскиты; *6* — сиениты; *7* — золоторудные месторождения; *8* — то же, отработанные; *9* — золотоносные россыпи; *10* — полиметаллические месторождения.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Радлинк, 2 — Йилове, 3 — Либшице, 4 — Красна Гора, 5 — Касейовицы, 6 — Роудны, 7 — Касперски Горы

Жилы с олово-вольфрамовой, свинцово-цинк-серебряно-медной, сурьмяной, урановой, железо-марганцевой, флюорит-баритовой, пятиэлементной и поздней свинцово-цинк-медной минерализацией считаются более поздними (в том числе, частично, мезозойскими) и секут золоторудные. Возможно, в связи с этим Г. А. Твалчрелидзе (1972) относит золотое оруденение не к варисцийской, а к ассинтской (рифейской) металлогенической эпохе, что, однако, не разделяется геологами, изучавшими данную территорию, и вряд ли справедливо.

Изучая золоторудный район Пшибрам, Я. Кутина в основном разрабатывал представления о стадиальной зональности.

П. Моравек (Morávek, 1963) для рудного поля Йилове (рудник Радлик), расположенного в районе Пшибрам, выделяет четыре стадии рудоотложения, разделенные тектоническими подвижками: 1) отложение анкерита, отчасти кальцита и наиболее распространенных сульфидов — пирита и арсенопирита; 2) отложение главной массы кварца, также с пиритом и арсенопиритом; 3) продуктивная стадия, в течение которой были отложены разнообразные рудные минералы (тетраэдрит, сфалерит, халькопирит, кубанит, менегенит, бурнонит, галенит) и золото; 4) послерудная стадия с отложением кальцита, пирита, марказита. Распределение продуктов различных стадий отложения в жилах определяется неравномерным приоткрыванием их различных участков, которое зависит от общей тектонической позиции жил.

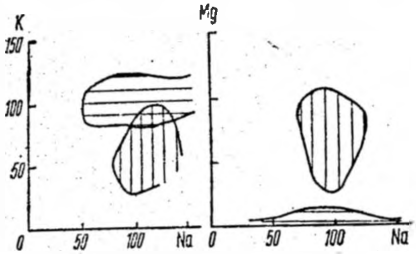


Рис. 11. Сопоставление химического состава золотоносных (в молекулярных количествах) гранодиоритов Богемского массива (поля с вертикальной штриховкой) и оловоносных гранитов Рудных Гор (поля с горизонтальной штриховкой). По *В. Сатрану, М. Фишеру, Ж. Хломинскому*

Интересные представления о «полимагматической» зональности на территории Силезии и в центральной части Богемского массива развивает З. Поуба (Pouba, 1968). Он обращает внимание на связь различной минерализации с разновозрастными и закономерно мигрирующими в пространстве магматическими комплексами. В Силезии золото-мышьяковое оруденение связано, по его данным, со второй стадией посторогенного магматизма, представленного гранодиоритами и предположительно гранитами. Следует отметить, что на схемах зонального размещения различных проявлений оруденения, в связи со значительным перекрытием формирующихся на разных стадиях продуктов минерализации, общая картина получается не вполне четкой.

Петрохимическая характеристика золотоносных гранодиоритов Богемского массива в сопоставлении с оловоносными гранитами Рудных Гор дана В. Сатраном и др. (Sattran e. a., 1964). На составленных им диаграммах отчетливо видны меньшие содержания калия в золотоносных гранитах и бо́льшая их магнезиальность (рис. 11).

В северном обрамлении Богемского массива в Силезии на территории Польши распространены довольно многочисленные и небогатые (очевидно, значительно выработанные) коренные месторождения золота и россыпи (рис. 12). По данным Т. Домасцевской (Domaszewska, 1964), месторождения представлены кварцевыми жилами с арсенопиритом и реже пиритом, залегающими в сланцах силура. Наибольшее количество публикаций относится к месторождению Злоты Сток, своеобразие которого заключается

в присутствии в рудах наряду с арсенопиритом лёллингита — главного носителя золота на месторождении, и повышенном содержании кобальта как в этом, так и в ряде других рудных минералах .(Budžyńska, 1968).

Вопросы возрастных соотношений варисцийских месторождений Центральной Европы многократно являлись предметом внимания исследователей и оживленных дискуссий. Наиболее примечательна

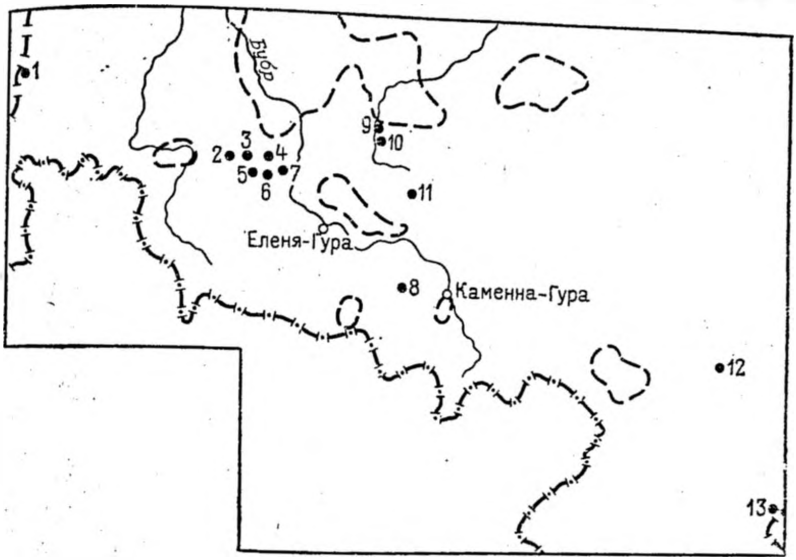


Рис. 12. Схема размещения коренных месторождений золота и золотоносных россыпей на территории Силезии. По *Т. Домасцевской.*

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Згорцелен, 2 — Любомирц, 3 — Мьелечице, 4 — Клечца, 5 — Войцехов, 6 — Радомич, 7 — Пилиховице, 8 — Чарнов, 9 — Внелеслав Златорийский, 10 — Седцишвава, 11 — Стара Гора, 12 — Пилава, 13 — Злоты Сток. Пунктирной линией показаны границы районов распространения россыпей золота

в целом большая растянутость во времени оруденения, абсолютный возраст которого колеблется от 300 млн. лет и более до 100 млн. лет и менее.

Некоторые исследователи отмечают наличие на рассматриваемой площади наряду с варисцийским более древнего оруденения. Г. Я. Рёдер (Roeder, 1966) относит к нему, в частности, золотоносность в регионально-метаморфизованных догерцинских скарнах, генетически связанных с гранитами, превращенными в ортогнейсы. Кроме данных о связи золотой минерализации с висмутовой никаких других материалов по предполагаемому древнему оруденению не приводится. Г. А. Твалчрелидзе (1972) считает относящимися к ассинтской металлогенической эпохе месторождения «золоторудной формации» Нижней Силезии (районы Стара

Гора, Чарыкув, Злоты Сток) и частично также центральных частей Богемского массива. Однако доказательств древнего возраста этих месторождений он не приводит.

Неоднократно обсуждался также вопрос о наличии в Центральной Европе наряду с варисцийскими и более молодых альпийских месторождений, что весьма вероятно, так как Богемский массив располагается в краевой зоне варисцид у границы их с альпийскими складчатыми сооружениями. Г. Шнейдерхёном для этого региона разрабатывались идеи об исключительности варисцийской металлогении и о регенерации варисцийских месторождений. Вероятно, указываемая в ряде мест сложная полиасцендентная зональность может быть обусловлена совмещением разновозрастного оруденения.

На основании имеющихся разрозненных данных трудно дать общую классификацию золоторудных месторождений варисцид Восточной Европы. Очевидно, они относятся в основном к золото-сульфидно-кварцевой формационной группе, арсенопиритовому или сложному полиметально-сульфидному минеральному типу. Преобладают простые и сложные жилы, залегающие в глубоко метаморфизованных породах, частично в гранитоидах.

Иберийский ороген варисцид Европы в геологическом отношении неоднороден. В его центральной части выходят древние, в основном докембрийские, метаморфизованные породы, прорванные крупными гранитными интрузиями варисцийского, а частично и более раннего возраста. С севера и юга от центрального ядра проходят, по Г. А. Твалчрелидзе, эвгеосинклинальные зоны — Астурийско-Иберийская и Сьерра-Морена.

На территории Пиренейского полуострова общая добыча золота в новое время оценивается всего в 30—40 т, причем почти исключительно из комплексных колчеданных месторождений. Наиболее крупными среди них являются Рио-Тинто в Испании и Сан-Доминго в Португалии. Содержание золота в первичных рудах месторождения Рио-Тинто по одним данным 0,2—0,4 г/т, по другим — до 1 г/т. Г. Шнейдерхён (1958) указывает, что в нижнем горизонте зоны окисления мощностью 1—2 м наблюдалось резко выраженное вторичное обогащение золотом до 15—20 г/т. На месторождении Сан-Доминго в настоящее время добыча золота, очевидно, невелика, так как в Португалии в целом ежегодно добывается всего около 0,5 т золота. В верхних горизонтах месторождения золото, однако, добывалось в римские времена в значительных количествах.

Имеются указания об открытии вблизи Рио-Тинто нового пиритового месторождения Асналькольяр, запасы руды в котором оцениваются в 50 млн. т, золота — в 50 т.

Собственно золотые варисцийские месторождения Испании и Португалии сосредоточены в многеосинклинальных областях. В современной литературе встречаются только заметки о небольших рудопроявлениях, которые принадлежат в основном к жильному

типу, и золото в них ассоциирует преимущественно с арсенопиритом. Встречаются также золотоносные жилы с антимонитом.

Особенно интересны древние отработки золота в северо-восточной части Испании, в районе г. Асторга (Quiring, 1957). Здесь располагались одни из величайших памятников римской экономики — арругии. Согласно сведениям Г. Квиринга, арругии представляли собой частично открытые горные выработки размером в плане 300×150 м и глубиной до 100 м (в более поздних работах Г. Квиринг указывает меньшую глубину), частично штольни, размеры которых в сечении доходили до 5—10 м², а длина до 450 м. Эти выработки пройдены в коренных породах. Добываемая руда измельчалась на месте, а затем в зимний сезон дождей промывалась водой, поднятой на 50—100 м. Объем создававшихся для этого водохранилищ достигал 12 000 м³. При извлечении золота применялась амальгамация.

Ежегодная добыча золота в арругиях Астурии, Галиции и Лузитании составляла около 6,5 т (20 000 римских фунтов). Г. Квиринг оценивает общую добычу, исходя из примерного объема добытой руды 500 млн. т и принятого им среднего содержания на массу 3 г/т, в 1500 т золота. Это соответствует добыче золота по 6,5 т в год в течение 230 лет, что вполне реально.

Площадь, на которой расположены арругии, сложена нижнепалеозойской песчанико-сланцевой и кварцитовой толщей, интенсивно дислоцированной и рассланцованной. Эта толща на западе прорвана гранитоидными массивами, а на востоке перекрывается верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Ширина полосы выходов нижнепалеозойских пород около 150 км. В ней заключено значительное количество кварцевых жил, а также зон сульфидной минерализации. Среди сульфидов в первую очередь указываются пирит и арсенопирит, также галенит и сфалерит. По данным Г. Квиринга, породы в сохранившихся арругиях интенсивно обохрены и заметно серицитизированы. Вероятно, отрабатывались окисленные части зон сульфидной, существенно арсенопиритовой вкрапленности. Вследствие их легкой разрушаемости отработка таких руд была значительно доступнее отработки кварцевых жил, так как измельчение происходило непосредственно в ходе добычи. За это же говорят малые размеры золотин, которые были характерны для руды, добываемой из арругий. Нигде при их описаниях не упоминается наличия самородков, на которые несомненно обратили бы внимание, на это же указывает частичное применение амальгамации.

Таким образом, по формационной принадлежности месторождения Западно-Европейской провинции палеозойской складчатости довольно разнообразны. Из собственно золотых месторождений преобладает золото-сульфидно-кварцевая формация,

распространена, очевидно, и золото-кварцевая. Серьезное значение в добыче золота играли в прошлом зоны окисления, а в настоящее время первичные руды месторождений золото-сульфидной и золото-барит-сульфидной формаций — колчеданные месторождения Испании, Португалии, ФРГ.

Среди минеральных типов в собственно золотых месторождениях преобладает пирит-арсенопиритовый, реже отмечается полиметально-сульфидный, нередко с висмутовой минерализацией и теллуридами. В одном случае (месторождение Корбах) отмечено также присутствие селена. Довольно распространена в месторождениях сурьмяная (антимонитовая) минерализация и, с другой стороны, — минералы вольфрама.

Из морфологических классов месторождений преобладает жильный с переходами в прожилково-штокверковое оруденение.

В соответствии с особенностями геологического строения Западной Европы, в качестве вмещающих пород нередки кристаллические сланцы и гнейсы. Достаточно широко распространены также песчаники и глинистые сланцы низких ступеней метаморфизма. В той или иной мере надежно устанавливается связь золотого оруденения с гранитоидной магмой, что в ряде мест подтверждается более или менее отчетливо проявленной зональностью вокруг гранитоидных массивов.

Провинция альпийской складчатости Евразии

Если строго придерживаться возрастного принципа описания, то вслед за рассмотрением варисцийских золотоносных провинций следовало бы охарактеризовать провинции мезозойской складчатости. Однако последние относятся к Тихоокеанскому сегменту Земли, общие геологические особенности и металлогения которого очень своеобразны. Поэтому правильнее вначале рассмотреть особенности золотоносности альпийской складчатой провинции Евразии, сближенной пространственно с ранее рассмотренной Западно-Европейской провинцией палеозойской складчатости. Эта провинция выделяется и рассматривается в границах, которые даны на тектонической карте Евразии. Дальнейшее расчленение ее может быть произведено, как предлагает Г. А. Твалчрелидзе (1972), на металлогенические области [1] Западно-Средиземноморскую, Альпийско-Динарскую, Кавказско-Анатолийскую, Ирано-Афганскую и Гималайскую. Последнюю Г. А. Твалчрелидзе относит уже к Тихоокеанскому поясу.

Альпийский пояс складчатости характеризуется следующими геологическими особенностями, существенными для вопросов золотоносности:

[1] Г. А. Твалчрелидзе рассматривает металлогеническую область в качестве более крупной таксонометрической единицы по сравнению с провинцией.

1) в пределах пояса значительно развиты выступы основания, сложенные обычно глубоко метаморфизованными породами широкого возрастного диапазона (от докембрия до верхнего палеозоя), слагающими как срединные массивы, так и не всегда четко отделимые от них крупные антиклинорные структуры;

2) на заключительных этапах развития вплоть до четвертичного возраста широко распространены молассы, слагающие значительные площади, особенно в Ирано-Афганской части пояса;

3) отложения собственно геосинклинального этапа развития, который охватывает время от триаса до неогена, имеют преимущественно терригенный, терригенно-карбонатный и флишевый характер с незначительным развитием инициального основного вулканизма только в пределах локальных узких прогибов;

4) сравнительно мало распространен и растянут во времени гранитоидный магматизм пестрого состава;

5) широко, хотя и неповсеместно, распространен субсеквентный андезит-дацит-липаритовый вулканизм, проявления которого накладываются на образования различных ярусов геосинклинального этажа, срединные массивы и прилегающие части эпигерцинской платформы.

Общие данные о золотоносности

Общее количество золота, добытого в пределах рассматриваемой провинции, может быть оценено не менее чем в 700 т (данные по СССР не учитываются). Почти все это количество приходится на Альпийско-Динарскую область и сосредоточено в пределах территорий современных Румынской и Венгерской Народных Республик, ЧССР, Австрии и Федеративной Республики Югославии. Насыщенность золотом других частей пояса весьма небольшая, однако значительные его восточные части слабо изучены.

На западе альпийский складчатый пояс представлен (рис. 13) двумя ветвями — Пиренейской и Атласско-Андалузской (у Г. А. Твалчрелидзе они выделены, как металлогенические провинции). Золотоносность этой части пояса небольшая, в то время как месторождения других металлов (Pb, Zn, Cu, Hg, Sb) здесь широко распространены. Единственным крупным месторождением золота является Радальквивар на крайнем Юго-Востоке Испании.

В Пиренеях известны только очень небольшие проявления золотого оруденения. На северных склонах Пиренеев на территории Франции отрабатывались незначительные россыпи.

В Италии ежегодная добыча золота составляет сейчас десятки или первые сотни килограммов, а суммарная добыча очень ориентировочно может быть оценена в несколько тонн. Возможно несколько более значительная добыча была в древние времена. Все золото сконцентрировано в Западных Альпах, в провинции Новара. Здесь описаны россыпи золота в бассейнах рек Тичино, Точе и других, а также отдельные малосульфидные кварцевые жилы с пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами, залегающие

Рис. 13. Схема размещения главных проявлений золотого оруденения в альпийском складчатом поясе Европы.

1 — древние платформы; *2* — области палеозойской складчатости; *3* — *5* — альпийский складчатый пояс: *3* — выступы палеозойских структур, нижний и верхний ярусы альпийских структур; *4* — межгорные впадины и краевые прогибы, *5* — границы срединных массивов и главных антиклинориев; *6* — главные поля распространения кайнозойских эффузивов. Золоторудные или золотосодержащие месторождения и районы добычи золота (цифры на схеме): 1 — Радальквилар, 2 — золотоносный район провинции Новара, 3 — Высокий Тауэрн, 4 — Западно-Карпатский район, 5 — район Телкибанья, 6 — район Бая-Маре, 7 — Апусенские горы (район г. Брад), 8 — Говежда, 9 — Бор, 10 — золотоносный район Халкидонского полуострова.

Срединные массивы и главные антиклинории: I — антиклинорий центральных Альп, II — Родопский срединный массив, III — Анатолийско-Эгейский срединный массив, IV — антиклинорий Главного Кавказского хребта

в глубоко метаморфизованных породах альпийского мегантиклинория. Одна из таких жил известна как месторождение Кани (Bertolani, Sighinolli, 1964).

В Швейцарии и Австрии в пределах Альпийского мегантиклинория добыча золота в прошлом производилась довольно интенсивно. Из коренных месторождений выдающееся значение здесь имело месторождение Высокий Тауэрн в Австрии. Общая добыча из него золота составляла, по-видимому, больше 100 т. Протяженность старых штолен оценивается более чем в 100 км. Отработки производились на вертикальном интервале 1400—1500 м.

Насколько можно судить по имеющимся старым описаниям, месторождение Высокий Тауэрн относится к сульфидно-кварцевой формации, пирит-арсенопиритовому минеральному типу, морфологическому классу простых жил, залегающих в гранитоидах. Главное золотоносное поле Высокого Тауэрна, занимающее площадь 50×50 км^2, располагается в пределах одноименного гранитного массива. Вмещают жилы так называемые «центральные гнейсы» и отчасти кристаллические сланцы. О количестве сульфидов в жилах прямых указаний нет, однако содержание мышьяка в подсчитанных в свое время запасах оценивалось 2,48%, а серы 4,08%, что указывает на значительную степень сульфидности руд.

В средние века наряду с жилами отрабатывались и сульфидные залежи Грос-Арлталь, Грос-Фрагент и др. В кварце месторождения Высокий Тауэрн отмечается наличие двух генераций рудных минералов. К первой относятся арсенопирит, лёллингит и пирит, ко второй — галенит, сфалерит и халькопирит. Золото частично свободное, видимое, проба 724—890, частично тонкодисперсное в сульфидах. При переходе жил в карбонатные породы (кальцит-слюдяные сланцы и мраморы) они увеличиваются в мощности, в них появляются сидерит и серебросодержащий галенит, а содержание золота заметно падает.

Далее к востоку во внутренней части дуги мегантиклинориев Западных и Восточных Карпат располагается наиболее богатый золотом сегмент альпийского пояса с широко известными близповерхностными месторождениями золота. Узлы концентрации этих месторождений очень четко локализованы и отдельные месторождения в их пределах очень сконцентрированы, приурочиваясь повсеместно к полям развития неогеновых вулканитов.

Западно-Карпатский золоторудный район, расположенный в Центральной Словакии (Чехословакия), и его отдельные рудные месторождения наиболее детально описаны М. Бёмером. Этот район охватывает площадь примерно 70×70 км^2, отвечающую площади распространения третичных вулканитов среди выступов основания (рис. 14). Главным золоторудным полем этого района является Кремница. Кроме того, золотоносные жилы известны и отрабатывались на месторождениях Нова-Баня, Пуканец, Годруша (часть рудного поля Банска-Штьявница). На рассматриваемой площади широко распространены также полиметаллические,

сурьмяные, киноварные и другие жилы, в той или иной степени золотоносные.

Восточнее района Кремница на территории Венгрии известны отдельные небольшие месторождения золота, которые были, по-видимому, значительно отработаны в средние века (Телкибанья, Рудабанячка). По приуроченности к области развития андезитового вулканизма и локальной связи с риолитовым вулканизмом

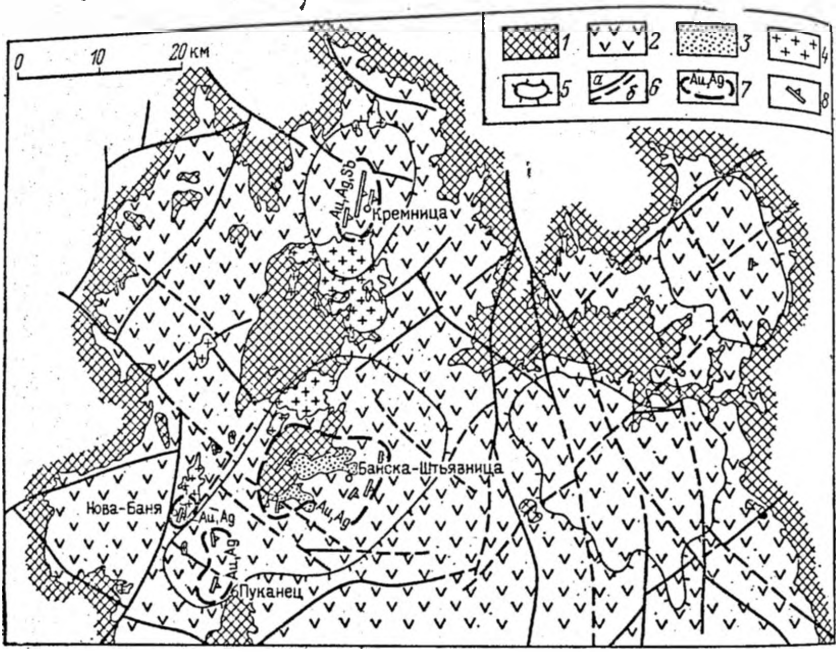


Рис. 14. Схема размещения золоторудных месторождений Центральной Словакии. По *М. Бёмеру и И. Штолю.*

1 — породы комплекса основания; *2—4* — комплекс неовулканитов: *2* — первая и вторая андезитовые фазы, *3* — третья андезитовая фаза — дациты, *4* — третья риолитовая фаза; *5* — районы максимального распространения вулканических центров; *6* — разломы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *7* — площади распространения формаций золото-сереброносных жил, местами со стибнитом; *8* — золото-сереброносные жилы

эти месторождения сходны с описанными ниже румынскими (Koch, Panto, 1970).

Наиболее крупные концентрации золотого оруденения находятся в Румынии, где выделяется два золотоносных района: южные отроги Восточных Карпат (район Бая-Маре, или горы Металиферы) и горы Апусени. Апусенские горы, или район г. Брад (Центральная Трансильвания), является наибольшим по масштабам (рис. 15). Он известен также под старым названием Зибенбюрге, или «Золотой четырехугольник». Разработки золота производились здесь еще в римские времена, а затем с XII в.; наиболее

известны были месторождения Нагибанья, Фельзобанья и Капник. К наиболее крупным месторождениям относятся в обоих районах Румынии Сэкэрымб, Рошиа Монтана, Валя-Рошиа, Бая-Сприе и др. Характерно для этого района также чрезвычайное обилие

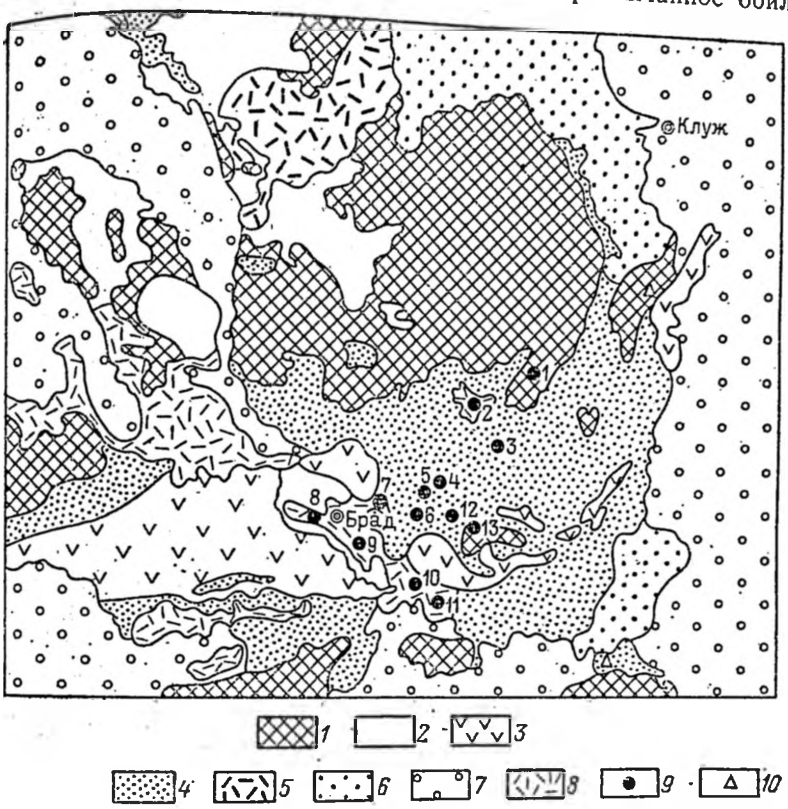


Рис. 15. Схема размещения золоторудных месторождений Трансильвании. По карте полезных ископаемых Румынской Народной Республики масштаба 1 : 1 000 000 (схематизировано).

1 — выступы палеозойского основания; *2—3* — юрские и триасовые породы: *2* — преимущественно осадочные карбонатные, *3* — вулканогенные; *4—5* — меловые породы: *4* — флишевые, *5* — вулканогенные; *6* — палеогеновые осадочные отложения; *7—8* — неогеновые породы: *7* — неовулканогенные; *8* — неогеновые терригенные отложения молассовой формации, *9* — вулканогенные; *9* — золоторудные месторождения; *10* — золотоносные россыпи.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме; в скобках указаны сопутствующие золоту полезные компоненты руд): 1 — Бая де Арieш (Ag, Pb, Zn), 2 — Рошиа Монтана (Ag), 3 — Букиум (Pb, Zn, Cu), 4 — Мормынтул (Ag), 5 — Валя-Тисии (Ag), 6 — Рункулеце (Ag), 7 — Букурешти Ровина (Ag), 8 — Караки (Ag), 9 — Барца Цинел (Ag), 10 — Магура Хондол (Ag), 11 — Сэкэрымб (Ag, Pb, Zn, Te), 12 — Алмаш Стания (Ag, Pb, Zn, Te), 13 — Ханеш Бреаца (Ag)

мелких и мельчайших («карликовых», по Г. Бергу) месторождений, которые отрабатывались кустарным способом.

Оценить общее количество золота, добытого из близповерхностных неогеновых месторождений Центральной Европы, очень

сложно. По данным Г. Берга и Г. Фриденсбурга, Австро-Венгрия произвела с 1493 по 1938 г. 565 т золота, Румыния — 52 т, т. е. всего около 600 т. Из этого количества некоторая часть приходится на плутоногенные месторождения Австрии, о которых упоминалось выше. Однако цифры эти не учитывают средневековой и еще более ранней добычи золота. Только для одного месторождения Трансильвании Рошиа Монтана Д. И. Горжевский и др. (1971) указывают добычу «более 250 т золота».

В более южных и восточных частях Альпийского складчатого пояса на территории Болгарии, Югославии, Греции и Албании в настоящее время добывается очень мало золота. Однако в целом для Балканского полуострова есть указания об очень интенсивной добыче в древние времена. Э. Мак (Mack, 1964) приводит цифры добычи 1105 т золота, из которых на период до 1200 г. до н. э. приходится 90 т, с 1200 г. до н. э. до 500 г. н. э. — 850 т, с 500 г. до 1492 г. — 130 т и с 1492 г. до наших дней только 35 т. Так же как и для территории Испании, эти цифры кажутся завышенными, но для их проверки требуются специальные исторические исследования.

В Болгарии общее количество добытого золота незначительно. Месторождения сконцентрированы в антиклинорной зоне геосинклинального пояса балканид (район Старой Планины) и в Родопском срединном массиве («Альпийские...», 1970). В балканидах наиболее крупным является месторождение Говежда (Велчев, 1965; и др.), расположенное вблизи от границы с Югославией. Оно представлено серией сульфидно-кварцевых жил, структурно связанных с дайками, в филлитовидных сланцах. Условия рельефа позволяют проследить жилы по вертикали почти на 1000 м, причем в верхних горизонтах они были малосульфидными, а с глубиной в них в большем количестве появляются арсенопирит, галенит, сфалерит и другие рудные минералы.

В эвгеосинклинальной зоне балканид распространены медноколчеданные месторождения со значительным содержанием золота, сформированные в верхнемеловое время. Наиболее обогащенным золотом является Челопеч, где на колчеданное оруденение наложена баритовая и свинцово-цинковая минерализация. Золото присутствует также в меднопорфировых месторождениях (Медет, Елаците, Петелово).

В расположенной на территории Болгарии северной части Родопского срединного массива золото присутствует в основном в комплексных свинцово-цинковых месторождениях (Маджарово и др.).

В Греции общая добыча золота составляет первые тонны или десятки тонн, в настоящее время ежегодно добывается примерно 150 кг. По данным Э. Мака, из приводимой им общей добычи золота 1105 т на Балканском полуострове около 300 т приходилось на Грецию. Золоторудные месторождения сосредоточены в южной части Родопского срединного массива и в обрамляющей его с за-

пада Динарской ветви Альпийского складчатого пояса. Золото здесь встречается в мало- и умеренно сульфидных кварцевых жилах, сульфидных залежах и их железных шляпах. Вмещающими являются кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и мраморы. Э. Мак (Mack, 1964) приводит данные о многочисленных следах старинных отработок и достаточно высоко оценивает возможности возрождения золотой промышленности.

В Югославии добыто примерно 40 т золота, ежегодная добыча последние годы составляет больше, чем во всех других странах Европы: в 1970 г. — 3029 кг, в 1971 г. — 3600 кг. Добыча производится из комплексных медноколчеданных и свинцово-цинковых месторождений.

Краткая сводка по типам золоторудных месторождений, металлогеническим эпохам и областям Югославии дана С. Янковичем (Jankovič, 1966). Среди коренных месторождений золота он выделяет скарновый тип, не имеющий промышленного значения, и главный гидротермальный тип, который подразделяется им на золото-кварцевые жильные, золото-шеелит-кварцевожильные, золотосодержащие свинцово-цинковые, медные, пиритовые и блеклорудные месторождения. По возрасту С. Янкович разделяет месторождения на герцинские, ранне- и позднеальпийские. К герцинским он относит главным образом кварцевожильные месторождения, служившие главными источниками россыпей. Эти проявления золотого оруденения сосредоточены в Восточной Сербии (месторождения района Нересника — Благоев Камень, Дели Йован, Стара Планина), к ним же относятся многочисленные разобщенные жилы в Центральной Боснии и Македонии. Генетически все эти месторождения связаны с гранитоидами.

Раннеальпийская эпоха была малопродуктивной на золото. К позднеальпийской эпохе относятся главным образом сульфидные золотосодержащие месторождения. Из них наибольший интерес по золотоносности представляют свинцово-цинковое месторождение Леце, где содержание золота доходит до 5—7 г/т, и медноколчеданное месторождение Бор, содержащее золото в количестве 1—2 г/т. Имеются также позднеальпийские кварцевые (очевидно, халцедон-кварцевые) жилы, местами с большим количеством серебросодержащих минералов.

Азиатская часть Альпийской складчатой провинции пока несравненно беднее золотом, чем европейская, что, возможно, в значительной степени объясняется недостаточной ее изученностью и опоискованностью. В Турции, по данным В. Эммонса, с 1801 по 1927 г. добыто всего около 680 кг золота, хотя им указывается на наличие крупных древних разработок. Последние годы добыча золота в Турции в сводках по миру отдельно не учитывается, но в многочисленных здесь колчеданных залежах и полиметаллических месторождениях безусловно заключены значительные запасы золота. В Турции кустарным способом отрабатываются отдельные небольшие россыпи.

Отсутствует также серьезная золотодобывающая промышленность и нет сведений о добыче золота в Иране, Афганистане и Пакистане. Сводные данные о типах развитых здесь проявлений золотоносности приводит М. А. Чальян (1970), который выделяет пирит-кварцевый, кварц-сульфидный, скарново-медный, полиметаллический и меднопорфировый типы золотосодержащих месторождений. Единичные проявления золотоносности связаны также с магнетит-гематитовым, колчеданным, реальгар-аурипигментным и сульфидным типами минерализации.

Наиболее распространены из перечисленных скарново-медные и кварц-сульфидные месторождения, но более перспективны кварц-пиритовый и полиметаллический типы. К кварц-пиритовому типу относятся месторождения района Муте в Центральном Иране. Оруденение здесь представлено зонами золотоносного пирита в метаморфических породах докембрия. Содержание золота 7—8 г/т, перспективные запасы оцениваются в 150 т. Комплексные месторождения указанных стран в целом отрабатываются в небольшом объеме, а извлечение из руд золота, очевидно, совсем или почти не производится.

Перспективы золотоносности Афганистана возросли в последние годы благодаря работам советских специалистов. По данным А. Я. Кочеткова, коренные рудопроявления золота распространены в основном на юго-востоке Афганистана, где выявлены скарновые и гидротермальные месторождения.

Скарновые месторождения связаны с палеоценовыми интрузиями монцонитов, диоритов и кварцевых диоритов. Наиболее крупным является месторождение Заркашан. В составе скарнов этого месторождения главную роль играют гранат, диопсид, везувиан, флогопит, волластонит и другие минералы. Гидротермальные процессы выражаются в серпентинизации, карбонатизации, окварцевании и сульфидной минерализации. Мощность скарновых зон 1—15 м. Рудные тела, локализованные в пределах зон, имеют мощность 0,5—2,8 м при протяженности 1,5—50,0 м. Содержание золота колеблется от 6,6 до 16 г/т. Золото связано в основном с сульфидной минерализацией.

Россыпи золота выявлены в районе месторождения Заркашан, а также в Северном Афганистане по притокам и террасам р. Пяндж.

В заключение общего обзора золотоносности Альпийской складчатой провинции коснемся кратко месторождений золота СССР. Альпийский складчатый пояс проходит здесь на территориях Кавказа и Памира. В пределах Малого Кавказа проявления золотоносности преимущественно связаны с неогеновой вулканической деятельностью поздних этапов развития геосинклинали. Вулканиты среднего и кислого состава распространены в различных структурно-формационных зонах. Наиболее продуктивная минерализация приурочена к областям их развития в пределах Севано-Акеринского гипербазитового пояса. Расположенное здесь месторож-

дение представлено кварцевыми жилами и жильными зонами, залегающими в гидротермально измененных гипербазитах и габбро. Месторождение характеризуется сложным минеральным составом с существенно висмут-теллуридными рудами.

На Малом Кавказе известен еще ряд проявлений золотого оруденения, приуроченного к неогеновым эффузивам и субвулканическим породам и представленного типично близповерхностными кварц-халцедоновыми жилами.

Наряду с собственно золотыми месторождениями в пределах Кавказа известны комплексные золотосодержащие колчеданные, меднопорфировые, скарново-редкометальные проявления оруденения.

В другой части альпийского складчатого пояса, на Памире, известны пока лишь отдельные проявления золотоносности. Малодоступность этого региона затрудняет широкое развертывание здесь поисковых работ.

Типы месторождений

Из приведенного выше обзора видно, что вследствие чрезвычайно длительной и не поддающейся точному учету отработки месторождений одних частей провинции (в основном Европы) и очень слабой изученности других ее частей привести достаточно надежные сводные статистические данные о количестве золота, добытого из различных типов месторождений, не возможно. Рассматривая по принятой в данной работе схеме типизацию месторождений, мы вынуждены давать только очень приближенные оценки распространенности золотого оруденения каждого типа.

Формационные группы провинции довольно разнообразны. Значительно распространены типичные для провинции месторождения золото-халцедон-кварцевой формации, однако имеющиеся данные не позволяют считать их преобладающими. Так же, если не более, распространены месторождения золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формации, переходящей в золото-сульфидно-кварцевую.

Среди последней нередки такие, которые не несут отчетливых следов близповерхностного происхождения. Широко развиты в пределах провинции также месторождения золото-сульфидной формации, как правило, комплексных руд. Близки к ним некоторые золото-алюмосиликатные (скарновые) месторождения.

Подчиненную роль играют месторождения золото-кварцевой формации с малым и весьма малым количеством сульфидов, хотя нельзя сказать, что они вообще отсутствуют. Многие из таких месторождений, служившие источниками россыпей, давно отработаны.

Среди минеральных типов наиболее характерные сложные полиминеральные с преобладанием свинцово-цинковых минералов. Широко распространены также аргентитовый и пираргирит-

миаргиритовый типы, но выделить их и дать сколько-нибудь детальное описание не возможно.

Теллуриды характерны только для отдельных месторождений, которые нередко соседствуют с месторождениями, почти или совсем лишенными этих минералов. В частности, характерно широкое распространение теллуридов для месторождения Сэкэрымб в Румынии. Главными из теллуридов здесь являются нагиагит (по бывшему названию месторождения Нагиаг) и сильванит, встречаются креннерит, петцит, гессит. Характерно значительное присутствие теллуридов в ряде месторождений Малого Кавказа.

Простые пиритовые и пирит-арсенопиритовые минеральные типы месторождений для провинции сравнительно мало характерны. К арсенопиритовому типу следует, очевидно, отнести одно из крупнейших месторождений Высокий Тауэрн, расположенное среди древних пород Альпийского мегантиклинория.

На некоторых месторождениях присутствует киноварная минерализация (Бискад в РНР). Кроме того, среди румынских месторождений имеются собственно ртутные месторождения, зонально расположенные по отношению к золото-серебряным. Сурьмяная минерализация, так же как и вольфрамовая, для данной провинции малохарактерна, хотя, например, в месторождении Кремница и производилась отработка антимонитовых руд. Из жильных минералов наряду с кварцем и халцедоном часто отмечается присутствие кальцита, барита и карбонатов марганца.

Д. И. Горжевский и др. (1971) на основании осмотра «Золотого музея» в г. Брад подчеркивают наличие совместных выделений золота с флюоритом в ряде месторождений (Валя-Маре и Станижа, в Румынии).

Для морфологии рудных зон и месторождений в целом наиболее характерны сложные жилы. Для них обычно разветвление по восстанию с уменьшением мощности отдельных жил и прожилков и увеличением их количества.

Вместе с тем, М. Боркош и Н. Стан указывают, что если в вулканических аппаратах характерны именно такие жильные системы, то в субвулканических телах, наоборот, отмечается тенденция расхождения жил в глубину.

Более крупные месторождения представлены жильными зонами (Кремница) или штокверками (Рошиа Монтана, Бая де Ариеш), однако специальных структурных описаний рудных полей автору встретить не удалось. На некоторых месторождениях (например, Рошиа Монтана) наряду с жилами отрабатывались минерализованные брекчиевые трубки. Для существенно сульфидных месторождений обычны залежи линзовидной или неправильной формы и зоны вкрапленных руд.

Среди вмещающих пород месторождений провинции на первом месте безусловно стоят андезиты, к которым приурочено большинство месторождений близповерхностного генезиса в вулканогенных поясах. При этом часто золоторудные жилы тяго-

тают к субвулканическим телам и эруптивным аппаратам, иногда сложенным более кислыми породами. Наблюдается также залегание рудных тел в осадочных породах, главным образом в песчаниках. В пределах срединных массивов и мегантиклинорных зон рудные тела залегают в весьма разнообразных породах, включая гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы, что можно, очевидно, считать характерным для провинции.

Необычна приуроченность одного из месторождений Малого Кавказа к ультрабазитам и габброидам, редко выступающим в качестве рудовмещающих пород в описываемой провинции.

Изменения пород, вмещающих оруденение

Специальное изучение околорудных изменений в месторождениях золота провинции производилось исключительно для месторождений близповерхностного генезиса, связанных с вулканитами неогенового возраста Румынии, Чехословакии, Малого Кавказа, отчасти Испании.

Наиболее широко распространенным гидротермально-метасоматическим процессом на румынских месторождениях золота является пропилитизация, понятие о которой было введено в науку именно на примере этих месторождений Ф. Рихтгофеном в 1868 г.

Позднее гидротермально-метасоматические изменения третичных вулканогенных пород, с которыми связано золотое оруденение, описаны для Северной Трансильвании Ц. Станциу и др. (Stanciu e. a., 1967) и Д. Руссо (Russo, 1971), для Центральной Трансильвании М. Боркошем (Borcoş, Stanciu, 1965), для Западных Карпат М. Бёмером (Böhmer e. a., 1969). Детальные исследования золотоносных территорий Венгрии проводила В. Сцеки-Фукс (Szeky-Fux, 1964, 1965). Используя данные перечисленных исследователей, а также многочисленные более беглые попутные характеристики изменений рудовмещающих пород, дававшиеся при общих описаниях месторождений золота, можно отметить следующее:

1. Во всех перечисленных районах развиты два типа гидротермальных преобразований пород: площадной, непосредственно не связанный с рудными телами, но тесно ассоциирующий с вулканитами, и локальный, собственно околожильный, проявления которого накладываются на региональные изменения.

2. Площадные региональные изменения представлены пропилитизацией, выражающейся главным образом хлоритизацией и пиритизацией андезитов, а на более значительных глубинах (примерно с 1500 м, по В. Сцеки-Фукс) постепенно сменяющихся эпидотизацией.

В. Л. Русинов (1971) указывает на значительное развитие эпидота в пропилитах в районе рудного поля Банска-Штьявница в ЧССР, а также рассматривает вопрос о возрастных соотношениях региональной пропилитизации и оруденения. В Западных

Карпатах многие исследователи считали пропилитизацию свойственной только «древним» андезитам, от которых оруденение отделено проявлениями «молодых» андезитов, не затронутых пропилитизацией, и внедрением риолитовых даек. По данным В. Л. Русинова (1971, стр. 315), пропилитизация частично затрагивает также молодые андезиты, что позволяет «высказать сомнение в значительности перерыва во времени и отсутствии генетической связи между региональной пропилитизацией и рудоотложением».

3. Вблизи от поверхности пропилитизация сменяется глинистыми преобразованиями пород, причем снизу вверх вначале следуют зоны развития монтмориллонита, затем иллита и, наконец, примерно в 100 м от поверхности — каолинита. Эти изменения могут рассматриваться как гипергенные, связанные с сернокислыми

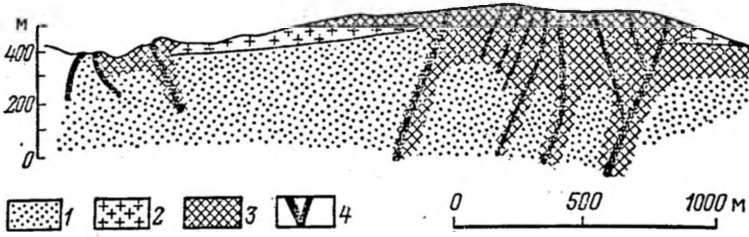


Рис. 16. Положение ореолов калишпатизации по отношению к кварцевым жилам. По *В. Сцеки-Фукс.*

1 — пироксеновые андезиты; *2* — риолиты; *3* — ореол калишпатизации («андезитогенные калиевые трахиты»); *4* — рудные жилы

растворами, образующимися при выветривании пирита. Часть глинистых минералов может быть и продуктом гидротермальной деятельности.

4. Площадным распространением с наложением на пропилитизацию характеризуются также цеолитизация и карбонатизация пород, которые связаны, очевидно, с последующей гидротермальной деятельностью.

5. В непосредственных контактах рудоносных, в том числе и золотоносных жил развиваются наложенные на пропилитизацию изменения с четко выраженной горизонтальной зональностью. Можно выделить колонки двух типов: с адуляризацией и с серицитизацией в центральных частях. Промежуточные зоны колонок, как правило, представлены аргиллизитами с постепенной сменой от пропилитизированных пород к центральным частям зон монтмориллонита, иллита и каолинита.

6. Незначительно развиты в рассматриваемом районе перекрывающие пропилиты вторичные кварциты, хотя локальное окварцевание в ряде случаев и отмечается.

7. Особым процессом, происходящим наряду с пропилитизацией и очень характерным, является калиевый метасоматоз. Изучению

его посвящен ряд работ как румынских, так главным образом и венгерских ученых (Széky-Fux, 1970; Kubovičs, 1965; и др.). В результате калиевого метасоматоза за счет андезитов формируются «андезитогенные калиевые трахиты», где новообразованиями являются три группы калиевых минералов: санидин-адуляр, глауконит-селадонит и цеолиты. По данным И. Кубовича, для метасоматических «калиевых трахитов» в отличие от соответствующих ортомагматических пород характерна высокая степень окисленности железа, выраженная отношением окисного железа к закисному.

В. Сцеки-Фукс указывает на отсутствие калиевого метасоматоза в вулканических узлах гор Дунацуг и Берцзони и сравнительно небольшое его развитие в горах Матра, т. е. на незолотоносных площадях. Наоборот, интенсивно развита калишпатизация в Токайских горах, в Берегово, в рудных поясах Гутин и Трансильвания. На приводимых В. Сцеки-Фукс разрезах, где ранее выделявшиеся кислые вулканические породы частично интерпретируются как «метаандезитовые трахиты», показано расширение ореолов калишпатизации в верхних частях рудных тел (рис. 16). В. Сцеки-Фукс подчеркивает эмпирически выявленную связь калишпатизации с оруденением, особенно золотым.

Краткая характеристика месторождений

Применительно к рассматриваемой провинции выдержать принятый принцип выбора для отдельных описаний наиболее крупных месторождений затруднительно. Многие весьма значительные месторождения давно отработаны и сведения об их геологических особенностях очень схематичны, а часто и устарели. Поэтому, несмотря на крупные размеры, такие месторождения пришлось охарактеризовать только очень кратко при общем описании золотоносности провинции. Ниже приводится описание только двух месторождений, по которым имеются современные более или менее подробные характеристики.

Месторождение Радальквилар в Юго-Восточной Испании отрабатывалось в древности, хотя, очевидно, и не в очень больших масштабах. Оно начало изучаться вновь с 1948 г. и вовлечено в эксплуатацию с 60-х годов. Добыча в 1964 г. составила 700 кг золота, очевидно, она находится в пределах первых десятков тонн.

Месторождение расположено в целом в пределах пояса неогеновых вулканитов Кабо де Гата, который протягивается в северо-восточном направлении по побережью Испании и к юго-западу переходит на территорию Северного Марокко (Lodder, 1966). Состав пород, слагающих вулканогенный пояс, изменяется от пироксеновых андезитов до риолитов. Наиболее древними доплиоценовыми являются роговообманковые и слюдяные андезиты и роговообманковые дациты, представляющие собой продукты наземных извержений. Выше залегают липариты и пироксеновые андезиты, очевидно, подводные. Локально вулканиты перекрыты осадочными породами миоцена и плиоцена.

Непосредственно на площади месторождения Радальквилар разрез представлен следующими породами (снизу вверх):

1) амфиболовые дацитовые порфиры (комплекс Молино)[1];
2) игнимбритсодержащий дацитовый комплекс Цинто, включающий все золотоносные кварц-алунитовые жилы; породы интенсивно изменены гидротермальными процессами. На других участках месторождения этому комплексу отвечает, по-видимому, дацит-порфировый игнимбритсодержащий комплекс Торерилло;
3) дацитовые порфиры и базальтовые порфириты (комплекс Галлинаца);
4) базальные конгломераты, известковистые песчаники (комплекс Молатилла).

Нижняя часть комплекса Цинто пронизана системой близвертикальных жил и неправильных трещинных зон, которые в целом концентрируются в пределах пояса длиной 2 км и шириной около 1 км. Жилы имеют очень неправильную форму, мощность их от 0,2 до 1,5 м, местами они переходят в сеть прожилков. Окварцевание, так же как и мощность отдельных жил, уменьшается с глубиной, причем жилы на более глубоких горизонтах становятся более простыми. Характерно, что жилы развиты только в нижней части комплекса Цинто и выклиниваются как вверх, так и вниз при переходе в другие породы.

Жилы сложены очень тонкозернистым кварцем с коллоидными структурами. Наряду с кварцем в жилах распространен алунит, окислы железа и сульфиды. Золото мелкое, макроскопически видимые его выделения встречаются редко. Содержание золота изменяется от следов до 100 г/т, среднее содержание в разрабатываемых жилах 4,5—5 г/т.

Наряду с жилами встречаются трубки примерно по 0,5 м в диаметре и до 25 м длиной эллиптического или круглого сечения, расположенные в пределах отложений игнимбритового комплекса Цинто. Трубки имеют концентрически-зональное строение и выполнены гематит-лимонитовым материалом с подчиненным количеством пирита, а также глинистыми минералами и опалом. Золото в трубках нередко видно макроскопически среди гидроокислов железа. В. Лоддер интерпретирует трубки, как ископаемые фумароллы.

Кроме кварца и халцедона на месторождении встречены барит, слагающий иногда до 50% рудных тел, алунит, глинистые минералы (диккит, иллит, каолинит, смектит, сложно слоистые силикаты), адуляр, хлорит, гипс. Из рудных минералов наиболее характерны гематит и гётит, но присутствуют также сульфиды (халькопирит, галенит и др.). С помощью микрозонда Дж. Сиерра были обнаружены в рудах теллуриды. В. Лоддером описан встречающийся на месторождении редкий минерал тоберморит.

В. Лоддером проведены специальные работы по выявлению зональности околожильных пород с массовым отбором образцов и использованием рентгенометрических исследований глинистых ми-

[1] В. Лоддер называет породы фенодацитами и фенобазальтами. Автор заменил эти термины принятыми в нашей литературе.

нералов. Он выделяет следующие зоны (от внутренних к внешним):

1) алунит-кварцевую;

2) диккитовую, иногда с пирофиллитом, мощность зоны до 40 см;

3) каолинит-иллитовую с изменчивой мощностью, доходящей до 70—80 м;

4) зону смешанно-слойных силикатов — иллит-смектитовую — мощностью до 90 м;

5) зону смешанно-слойных силикатов — смектит-хлоритовую мощностью до 27 м;

6) зону смешанно-слойных силикатов — хлорит-вермикулитовую.

Широкое развитие алунита, а также окисных, а не сульфидных минералов железа указывает на весьма близповерхностные условия формирования месторождения. В. Лоддер отмечает, что начало формирования жил происходило при температуре порядка 400° С. В. Лоддер считает жилы месторождения бескорневыми и неоднократно подчеркивает их приуроченность только к нижней части комплекса Цинто, представленной игнимбритами. Золото, по его данным, могло выщелачиваться из самих игнимбритов, однако прямых доказательств этого нет.

Рудное поле Кремница в ЧССР сложено в основном пироксеновыми андезитами тортонского яруса (верхняя часть среднего миоцена), которые являются рудовмещающими (Böhmer, 1965; Böhmer, Harman, 1969). Породы пропилитизированы, аргиллизированы и адуляризированы. Формирование преобладающих пироксеновых андезитов сменяется формированием пироксен-амфиболовых, а затем амфибол-биотитовых андезитов и риолитов. Оруденение происходило в сарматское время, после внедрения риолитов, но до излияния плиоценовых базальтов. Общая мощность вулканитов 1000 м; залегают они на доломитах мезозоя.

Рудные тела, во всяком случае частично, следуют вдоль контактов даек риолитов, секущих андезитовые покровы (рис. 17). Всего на месторождении известно около 120 жил. Выделяются две системы жил, разобщенные примерно километровым безрудным интервалом. К первой системе относятся жилы Шрёмен, Мейн и Кирхберг. Они приурочены к мощным зонам милонитов и брекчирования. Жилы представляют собой сложные тела типа ориентированных штокверков или жильных зон. Мощность рудного тела Шрёмен до 50 м.

М. Бёмер выделяет семь периодов минерализации.

1. Карбонатный, представленный на рудном поле реликтами карбонатной брекчии.

2. Кварца I, к которому относятся выделения тонкозернистого (0,005—0,1 мм) серого кварца, метасоматически замещающего измененные андезиты. Кроме реликтов последнего в нем характерно

присутствие апатита и андалузита. В отдельных местах рудных тел, сложенных кварцем I, встречается в больших количествах адуляр. Из рудных минералов к этому периоду минерализации относятся пирит, присутствующий в количестве 1—3%, и подчиненно арсенопирит. Наблюдаются отдельные выделения пираргирита и электрума, вероятно, наложенные; золото и серебро частично выделялись также с ранними сульфидами.

Рис. 17. План размещения кварцевых жил рудного поля Кремница. По *М. Бёмеру.*

1 — пироксеновые андезиты; *2* — более молодые роговообманковые и пироксеновые андезиты; *3* — риодациты; *4* — риолитовые дайки; *5* — золоторудные жилы; *6* — тектонические нарушения

3. Кварца II. Этот кварц белый крупнокристаллический, на более высоких гипсометрических уровнях колломорфный. Он содержит адуляр и небольшие количества галенита, сфалерита и халькопирита. Золотоносность кварца II низкая, но на этот кварц местами в жилах второй системы накладываются высокие концентрации электрума.

4. Пиритовый, представленный кварцем со значительным содержанием пирита и арсенопирита. Прожилки этого кварца пересекают жилы более раннего кварца. К этому периоду минерализации относятся также выделения адуляра, баритоцелестина, гётита, галенита, сфалерита, халькопирита, прустита, пираргирита, электрума. Кварц пиритового периода минерализации очень тонкозернистый (менее 0,01 мм), колломорфный, частично переходящий в халцедон. Он окрашен в красно-бурый цвет тонкодиспергированным гётитом. Это главный золотоносный период. Содержание золота в сложенных его продуктами прожилках 40—50 г/т. Золото представлено тонкокристаллическим электрумом.

5. Кварц-карбонатный, главным минералом которого является доломит.

6. Стибнитовый. Образования этого периода представлены «роговиковым» черным за счет включений антимонита кварцем. Антимонит часто достигает промышленных содержаний. Наряду с ним присутствует пирит-мельниковит. В периферических частях

рудного поля наряду с антимонитом присутствуют также киноварь, аурипигмент, реальгар.

М. Бёмер отмечает, что месторождение Кремница представляет собой четкий пример полиасцендентной зональности, где продукты разных порций гидротермальных растворов разобщены вследствие подвижек в интерминерализационные периоды.

Закономерности локализации золотого оруденения и вопросы его генезиса

Общие закономерности размещения эндогенных месторождений альпийского складчатого пояса Европы рассматриваются в ряде работ. В. Э. Петрашек (Petrascheck, 1964) выделяет в пределах альпийского Средиземноморского пояса три рудные провинции: 1) Восточно-Средиземноморскую, которая охватывает Малую Азию, Восточные Карпаты и Балканский полуостров; 2) Западно-Карпатско-Альпийскую; 3) Западно-Средиземноморскую. В последнюю им включены Аппенины, Кордильеры Южной Испании и Атласские горы Африки. Каждая из провинций в свою очередь подразделяется на северную и южную ветви. Главными отличиями провинций, по мнению В. Э. Петрашека, является характер связи оруденения с магматизмом. В Восточно-Средиземноморской провинции все месторождения отчетливо приурочены к магматическим центрам, в которых сочетаются проявления плутонического и вулканического магматизма.

В Западно-Карпатско-Альпийской провинции на первый план выступает структурный и литологический контроль оруденения, и вероятен, его смешанный магматическо-метаморфический генезис. На это указывает большая устойчивость оруденения на глубину (в золоторудных жилах Высокого Тауэрна до 1000 м), говорящая об общем прогреве земной коры, и широкое развитие метасоматических рудных тел несмотря на ограниченное развитие благоприятных для замещения пород (известняков). В Западно-Средиземноморской провинции оруденение магматизмом контролируется лишь частично. В Атласских горах развиты телетермальные месторождения, связь которых с магматизмом нечеткая.

Наряду с указанными различиями выделяемых провинций, В. Э. Петрашек подчеркивает их общие черты, к которым относится синорогенный до посторогенного возраст оруденения и связь его с сиалическим магматизмом. Общий набор рудных элементов также единый: преобладают свинец, цинк, медь, сурьма, железо (главным образом в виде сидерита). Меньшее значение имеют барий, марганец, молибден и золото. Подчиненную роль играют или отсутствуют вольфрам, олово, уран, никель и кобальт. Характерно различие преобладающего состава месторождений в северной и южной ветвях пояса: в первой преобладают медь и золото, а во второй и в разделяющих их срединных массивах — свинец и цинк.

Автор данной работы считает возможным высказать некоторые сомнения по предлагаемому В. Э. Петрашеком выделению провинций[1]. Очевидно, золоторудные поля Словакии, расположенные в Западных Карпатах, но очень близкие к Трансильванским, следует относить еще к Восточно-Средиземноморской провинции, а Западно-Карпатско-Альпийскую провинцию ограничить лишь антиклинорной зоной альпийского пояса. Не вполне убедительно также указание на преобладание золота в северной ветви. Здесь действительно сосредоточены собственно золотые месторождения, но если учесть и комплексные золотосодержащие свинцово-цинковые и медные руды, то распределение золота между северной и южной ветвями будет, очевидно, более равномерным.

Магматическо-метаморфический генезис золоторудных месторождений Альп хотя и возможен, но требует еще специальных доказательств. Также не вполне убедительно указание В. Э. Петрашека на исключительно сиалический характер магматизма, с которым связано оруденение провинции. Отсутствие в качестве характерных элементов (наряду с никелем и кобальтом) таких типично сиалических элементов, как вольфрам и олово, не позволяет считать продуктивный магматизм типично сиалическим. На это указывает и присутствие теллуридов в золотых рудах.

Остановимся несколько подробнее на закономерностях размещения близповерхностных месторождений золота провинции, которые отчетливо связаны с размещением очагов неогенового вулканизма и контролируются во всей провинции одними и теми же факторами. Данные в этом отношении имеются только для отдельных секторов альпийского складчатого пояса, но они, очевидно, могут быть распространены (во всяком случае частично) и на другие его отрезки.

Для Кавказского сектора пояса, по данным М. М. Константинова и В. А. Грушина (1972), решающее значение для контроля как оруденения, так и проявлений неогенового вулканизма имеет пересечение зон долгоживующих продольных разломов, совпадающих с простиранием пояса, субмеридиональными. Последние маркируются зонами даек липаритов и сиенит-диоритов верхнего эоцена, серией сближенных нарушений, вдоль которых развиты гидротермальные породы, и рядом других признаков.

Большое значение крупных тектонических нарушений для локализации золотого оруденения Центральной Словакии подчеркивают М. Бёмер и И. Штол (1971, стр. 145). Они отмечают «связь вулканизма с региональными дизъюнктивными структурами и важную роль тектоно-вулканических горстовых поднятий субстрата в локализации вулканических центров и узлов гидротермального рудообразования».

---

[1] По принятому в книге делению они должны, очевидно, отвечать субпровинциям.

Для оруденения Трансильвании Т. П. Гитулеску и М. Боркош (1971) указывают в качестве главного (первичного по их выражению) структурного контроля локализации оруденения общее воздымание территории, которое способствовало падению давления в магматических очагах, выделению газовой фазы и образованию трещин растяжения.

Таким образом, повсеместно вырисовывается большая роль тектонического режима поднятий вдоль крупных дизъюнктивных структур или в ограниченных ими блоках для локализации как вулканизма, так и оруденения.

Вместе с тем Г. А. Твалчрелидзе (1972) отмечает общую приуроченность альпийского позднеорогенного вулканизма Центральной Европы к крупной отрицательной структуре — Паннонской впадине, оконтуренной разломами. Рудные, в том числе и золоторудные, районы соответствуют площадям развития вулканитов и располагаются по окраинам впадины. Сама Паннонская впадина большинством геологов считается развившейся уже в более позднее время на месте поднятого срединного массива, что может объяснить указанное кажущееся противоречие взглядов различных исследователей.

В целом несомненно наличие связи рассматриваемого оруденения провинции с длительно развивавшимся андезитовым вулканизмом. В. Сцеки-Фукс (Széky-Fux, 1970) отмечает, что в Карпатах имеет место эволюция развития вулканизма в пространстве с запада на восток. В этом же направлении происходила смена более глубинных фаций менее глубинными. В частности, в Западных Карпатах (месторождения Банска-Штьявница, Кремница) обнажаются гипабиссальные породы типа диоритов и гранитов. В более восточных регионах (Брад), где преобладают эффузивные и субвулканические фации, на глубине также фиксируются переходы андезитов в диориты. Подобной фациальной смене продуктов вулканизма отвечает и региональная рудная зональность.

Очень важное значение В. Сцеки-Фукс придает общей эволюции андезитового магматизма, рассматривая ее совместно с постмагматическими процессами. Под последними понимаются регионально развитые пропилитизация и калиевый метасоматоз, охарактеризованные выше. Образовавшиеся породы имеют отчетливую калиевую и кальциевую специализацию при малом значении натрия. В. Сцеки-Фукс приводит сводную диаграмму соотношений K—Na—Ca в андезитовых вулканитах для всех рудных (в том числе золоторудных) узлов Карпат (рис. 18).

В. Сцеки-Фукс считает, что риолитовый вулканизм в образовании оруденения имеет подчиненное значение, а за кислые вулканиты часто ошибочно принимают метасоматические калишпатизированные андезиты. Однако на золоторудных полях имеются и собственно магматические риолиты, которые возможно частично вызывали калиевый метасоматоз и обеспечивали привнос летучих и обогащение золотом.

Для выяснения возможных более тесных связей золотого оруденения с магматизмом значительный интерес представляет работа Д. Радулеску и М. Боркоша (Rădulescu, Borcoş, 1968), которые сопоставили схемы формирования вулканических пород в трех главных полях вулканитов Румынии: горах Апусени, где сосредоточены наиболее крупные золоторудные месторождения, горах Оаш-Гутын в юго-западных отрогах Восточных Карпат, также являющихся

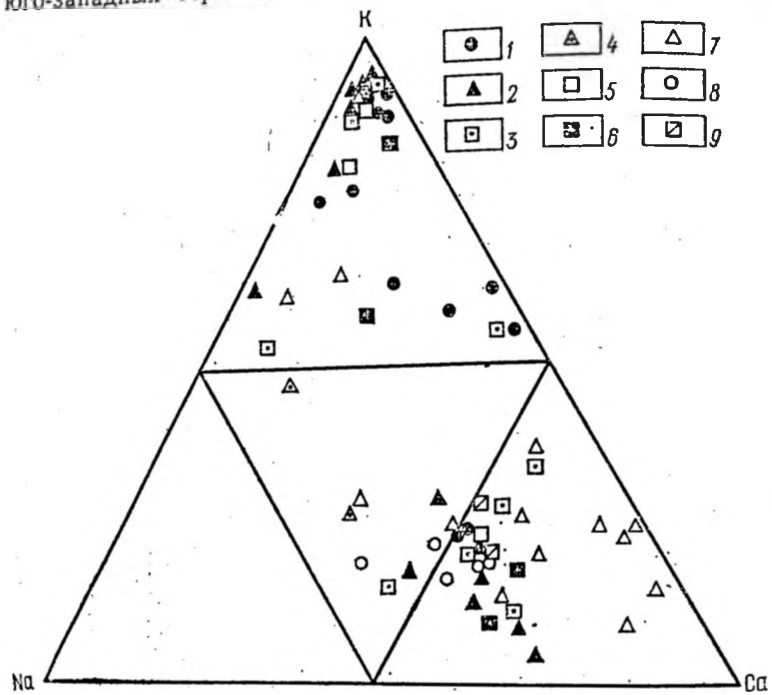


Рис. 18. Петрохимические особенности неогеновых вулканитов Карпат. По *В. Сцеки-Фукс.*

1 — горы Штьявница; *2* — горы Гутин; *3* — горы Металлифери; *4* — Берегово; *5* — Токайские горы; *6* — Телкибанья (среднее); *7* — горы Матра; *8* — горы Бёрзёни; *9* — горы Дунацуг

крупным золотоносным узлом, и горах Калимани-Харгита, где золотое оруденение практически отсутствует.

Из проведенного сопоставления видно отсутствие четкой единой направленности эволюции состава вулканитов во времени (рис. 19). Каждый из районов развивался автономно, в них происходило весьма различное чередование кислых, средних и основных вулканических пород с общей тенденцией к антидромной последовательности. Наиболее устойчиво как в золотоносных, так и в безрудном районах наличие в качестве пород, завершающих магматизм, базальтов.

Приведенные Д. Радулеску и М. Боркошем данные в основном согласуются с приводившимися выше материалами по эволюции

магматизма на рудных полях Кремница в ЧССР и Радальквилар в Испании, хотя на последнем месторождении отмечается более кислый состав дорудных вулканитов, представленных дацитами, а не андезитами.

Вопрос о характере магмы, давшей вулканиты рассматриваемых золотоносных районов, является частью общей проблемы генезиса андезитов, которая не может быть рассмотрена в рамках данной работы. Очевидно, генезис всего многообразия пород трудно представить себе без участия базальтоидной магмы и наличия как ее дифференциатов, так и обусловленных ею выплавок коры.

Наряду с указанными общими закономерностями размещения золоторудных районов и узлов большое значение для локализации оруденения имеют более локальные вулкано-тектонические структуры. Характерна приуроченность вулканитов и сопровождающего их оруденения к контакту палеозойских и мезозойских пород, т. е. к наиболее нарушенным участкам с блоковым строением.

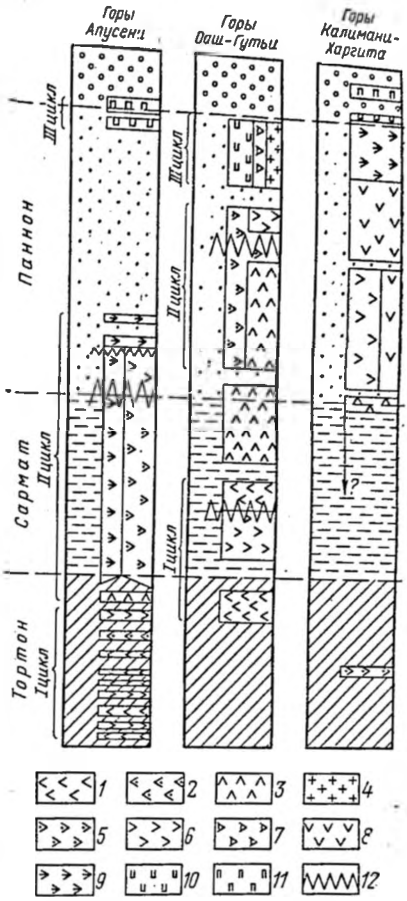


Рис. 19. Сопоставление последовательности неогенового вулканизма в различных районах Румынии. По *Д. Радулеску и М. Боркошу.*

1 — риолиты; *2* — риолиты-риодациты; *3* — дациты; *4* — микрогранодиорит-порфиры; *5* — кварцевые андезиты; *6* — андезиты; *7* — биотитовые андезиты; *8* — амфиболовые андезиты; *9* — пироксеновые андезиты; *10* — андезито-базальты; *11* — базальты; *12* — возрастное положение минерализации

Важным структурным фактором локализации оруденения является также развитие вслед за главным импульсом вулканизма структур обрушения — кальдер или вулкано-тектонических грабенов, к которым, по данным М. Боркоша и других геологов, приурочены многие месторождения золота. При этом необходимым условием является развитие этих отрицательных вулканических структур на фоне общего поднятия.

Как указывают Т. П. Гитулеску и М. Боркош (Ghitulescu, Borcoş, 1968), наиболее обычно для месторождения Трансильвании размещение их в кратерах палеовулканов и их краевых зонах.

Благоприятны для локализации оруденения также субвулканические и гипабиссальные тела. Особо следует отметить приуроченность оруденения к трубкам взрыва и телам магматических брекчий, которая, правда, не является очень распространенной, но обусловливает наличие весьма богатых руд.

Для Трансильвании характерно развитие в пределах золоторудных площадей наряду с вулканитами осадочных, в том числе известковистых и пелитовых образований, которые также оказывают влияние на размещение оруденения как в смысле экранирования, так и концентрации в благоприятных для замещения прослоях и горизонтах.

Близповерхностные месторождения золота Европы обычно рассматриваются как классические примеры проявления вертикальной и горизонтальной зональности.

Для месторождений Словакии зональность описана М. Кодера (Kodera, 1963). На рудном поле Банска-Штьявница этот исследователь отмечает наличие моно- и полиасцендентной вертикальной и горизонтальной зональности, формирующейся вследствие сочетания шести периодов минерализации, в каждом из которых проявлена своя зональность отложения. К сожалению, наиболее верхняя зона этого рудного поля, обогащенная серебром и золотом, к моменту исследований М. Кодера была давно и полностью отработана и поэтому он мог только упомянуть о ее наличии в прошлом. Ниже последовательно сменяют друг друга верхняя и нижняя свинцово-цинковая и медная зоны.

Для месторождения Бая-Сприе из района Бая-Маре в Румынии зональность описана Д. Гиушка и др. (Giuşca e. d., 1963). В верхней части этого месторождения разрабатываются золото- и серебросодержащие минералы (золото, серебро, миаргирит, андорит, прустит, пираргирит, полибазит и др.). Верхняя часть средней переходной зоны представлена свинцово-цинковой минерализацией, ниже преобладают пирит и халькопирит. В нижней части месторождения развита медная минерализация.

Д. И. Горжевский и другие указывают, что четко выраженная зональность с переходом золотоносных жил в сфалерит-галенитовые, а еще ниже в жилы с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и пирротином, считающаяся классической для месторождений Трансильвании, фактически встречается далеко не всегда. Одни жилы прослеживаются без изменения состава на значительную глубину (на месторождении Рошиа Монтана до 700 м), в других «исчезновение золото-серебряной минерализации не сопровождается увеличением содержания сульфидов» (Горжевский и др., 1971, стр. 320).

Провинции мезозойских складчатых областей востока Евразии

Мезозоиды Евразии, так же как и рассматриваемые ниже области кайнозойской складчатости, занимают в ее геологическом строении особое положение. Они относятся к Тихоокеанскому сег-

менту Земли, который, по мнению тектонистов (Пущаровский, 1972), принципиально отличается от Атлантического, или Американского, сегмента как по возрасту главных этапов складчатости, так отчасти и по общей направленности геологического развития. С мезо-кайнозойскими складчатыми сооружениями очень тесно связаны зоны тектоно-магматической активизации востока Евразиатского континента, поэтому, по-видимому, правильнее описывать соответствующие провинции совместно. Однако в данном случае мы сталкиваемся с очень широким кругом сложных геотектонических проблем и поэтому вынуждены при выборе плана изложения материала идти традиционным путем последовательной характерстики разновозрастных геосинклинально-складчатых систем, а уже затем активизированных областей.

Среди провинций мезозойских складчатых областей Евразии обособляются провинции Северо-Востока СССР, Сихотэ-Алиня и Юго-Восточной Азии. На обширных площадях мезозойских складчатых систем Юго-Восточной Азии, в пределах значительных частей Бирмы, Таиланда, Малайзии, Лаоса, Демократической Республики Вьетнам, Камбоджи и юго-западной части Китайской Народной Республики добыча золота очень незначительна. По части территорий сведений о добыче нет, по Камбодже и Малайзии ежегодная добыча составляет сотни килограммов, по Бирме — первые килограммы в год. Возможно, что такая слабая золотоносность частично является кажущейся и обусловлена недостаточной геологической изученностью и опоискованностью соответствующих территорий. Вместе с тем сколько-нибудь значительные коренные месторождения и россыпи золота несомненно были бы выявлены при разведке и отработке находящихся здесь всемирно известных месторождений олова.

Рассматривая металлогению Юго-Восточной Азии, Дж. К. Лидди (Liddy, 1971, 1972) отмечает наличие здесь золотоносного пояса, в котором месторождения золота связаны с роговообманковыми гранитами, сиенитами и диоритами. Этот пояс разделяет два оловоносных пояса, где магматические породы представлены гранитами. Сведения по локализации золотого оруденения и типам месторождений чрезвычайно ограниченны. В пределах Сихотэ-Алиня с мезозойской геосинклиналью также связана сравнительно незначительная золотоносность, трудно отделимая к тому же от золотоносности этапа активизации.

Золотоносная провинция северо-востока Азии выделяется на Тектонической карте Евразии под названием Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. Не останавливаясь на внутреннем строении этой области, освещенном во многих специальных работах, укажем только некоторые общие черты ее геологии, важные для определения геологической позиции золотого оруденения. Согласно Ю. М. Пущаровскому («Тектоника Евразии», 1966), общей характерной чертой мезозоид Верхояно-Чукотской области является существенно терригенный состав геосинклинальных толщ

и более или менее непрерывное их развитие от заложения до замыкания геосинклинали. Карбонатные породы характерны только для выступов основания и их обрамления, а вулканогенные отчасти появляются лишь в северо-восточной части области в складчатой системе Западной Чукотки. В качестве специфической особенности мезозоид указано также заложение их наряду с геосинклинальных складчатым основанием и на платформенном или субплатформенном основаниях. Выступы этого основания обнажаются в развитых здесь срединных и остаточных массивах.

Магматизм Верхояно-Чукотской области существенно гранитоидный, причем характерно и специфично наряду с наличием гранитоидных массивов развитие огромного количества даек, по составу отвечающих как гранитоидам, так в меньшем количестве и более основным породам. На Тектонической карте Евразии в восточных частях рассматриваемой территории показаны внегеосинклинальные гранитоиды, а в западных геосинклинальных системах — позднеорогенные гранитоиды мезозоид. В ряде последних работ (Казанский, 1972; Молчанова, 1973) те и другие объединены и рассматриваются как связанные с процессами тектоно-магматической активизации.

Золотоносность провинции северо-востока Евразии охарактеризована в большом количестве опубликованных работ, легко доступных советскому читателю, поэтому здесь данная провинция характеризуется весьма кратко с сосредоточением главного внимания на вопросах генезиса коренных месторождений золота.

Типы месторождений

Характерной особенностью описываемой провинции является сравнительное однообразие типов коренных месторождений золота, что является следствием однотипности геологической обстановки на значительных площадях. Есть довольно много работ, посвященных типизации месторождений для отдельных крупных частей провинции. К сожалению, принципы типизации, используемые авторами, различны, что делает классификации несопоставимыми. Для получения данных, сопоставимых с другими золотоносными территориями, автор вынужден, сознательно упрощая имеющиеся группировки, привести опубликованные материалы в соответствие с принятой в настоящей книге обобщенной формализованной классификацией.

По формационной принадлежности коренные месторождения золота провинции преимущественно относятся к золото-кварцевой формации. Количество кварца в жилах составляет обычно 90—99%, общее содержание рудных минералов редко превышает 1—3%. Месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации имеют подчиненное значение. Имеются также отдельные указания на при-

сутствие золото-сульфидной (с вкрапленным оруденением) и зо-
лото-скарновой формаций (Гавриков, Арский, 1963).

Из минеральных типов в провинции резко преобладает пирит-
арсенопиритовый. Имеется ряд группировок месторождений про-
винции по минеральному составу. Для западной значительной
части провинции сводная характеристика минерального состава
месторождений золота дана Г. Н. Гамяниным («Гранитоиды Юж-
ного Верхоянья», 1970; «Позднемезозойский магматизм...», 1971).
Он выделяет два минеральных типа месторождений — арсенопири-
товый и висмутовый, с подразделением арсенопиритового типа на
полиметаллический и сульфоантимонитовый подтипы.

Из рассмотрения минеральных ассоциаций, детально описан-
ных Г. Н. Гамяниным для каждого типа, видно, что наиболее ус-
тойчивой для обоих является пирит-арсенопиритовая. В арсенопи-
ритовом типе она формируется первой среди ассоциаций рудных
минералов, причем в более поздних минеральных ассоциациях ха-
рактерно постоянное присутствие сурьмяных минералов — сульфо-
антимонитов и антимонита. В висмутовом минеральном типе (на-
звание его, по-видимому, терминологически неудачно, так как
использовано название не минерала, а элемента) пирит-арсенопи-
ритовой ассоциации предшествует вольфрамовая минерализация
с турмалином, а среди более поздних ассоциаций сурьмяные мине-
ралы отсутствуют, но характерны более широкие проявления вис-
мутовой минерализации. Общее количество сульфидов в выделя-
емом Г. Н. Гамяниным висмутовом типе достигает 4—5%.

Несколько иную группировку золоторудных месторождений
этой территории предлагает С. И. Гавриков (1966). Он объединяет
все месторождения в золото-кварцевую формацию, которую под-
разделяет на несколько типов: собственно кварцевый, арсенопирит-
кварцевый, галенит-кварцевый, антимонит-кварцевый, блекло-
рудно-кварцевый и карбонатно-кварцевый. Рассматривая золото-
антимонитовое оруденение провинции, А. В. Анасенко (1970)
предлагает выделять отдельную золото-сурьмяную формацию, что
кажется нам излишним.

Вопрос о соотношении золотой минерализации с сурьмяной и
вольфрамовой заслуживает дополнительного обсуждения. Некото-
рые исследователи считают проявление вольфрамовой минерали-
зации в золотых рудах провинции результатом наложения разно-
возрастного и генетически чуждого оруденения. Так, Л. Н. Попов
(1970) указывает, что образование золото-вольфрам-висмутовой
ассоциации наблюдается только на участках пересечения золото-
сурьмяной и вольфрам-оловянной металлогенических зон, причем
золотое оруденение является более ранним, чем вольфрам-оловян-
ное. Подобным же совмещением в пространстве различных рядов
рудных формаций он объясняет и проявления золотоносности
в оловянных рудах.

С другой стороны, А. А. Оболенский и Р. В. Оболенская (1972)
отмечают, что в единый генетический ряд рудных формаций

входят золото-сурьмяная и ртутная формации. Они связывают их с верхнемеловым — палеогеновым комплексом щелочных базальтоидных даек, не имеющих генетического отношения к более ранним гранитам, которые дали оловянную минерализацию. Соотношения золото-арсенопиритовой минерализации с выделяемыми формациями остается неясным.

Морфологические классы золоторудных месторождений провинции довольно разнообразны. Предложен ряд структурно-морфологических классификаций месторождений для отдельных крупных территорий. В них, к сожалению, вводится много местных названий и закладывается одновременно и не всегда достаточно единообразно много различных факторов: морфология рудных тел, структурная позиция, вмещающие породы. Вместе с тем они дают достаточно полное и объективное представление о месторождениях золота провинции. В качестве примеров таких классификаций приведем классификацию для Восточной Якутии Г. Н. Гамянина и В. И. Соловьева (1969). Эти исследователи выделяют следующие главные структурные типы рудных полей: 1) минерализованные зоны многометровой мощности, локализованные в разрывных нарушениях, оперяющих и сопряженных с длительно развивавшимися крупными разломами; 2) кварцевые жилы, локализованные в тех же условиях; 3) кварцевые жилы в блокированных складках; 4) кварцевые жилы в штоках гранит-порфиров; 5) лестничные кварцевые жилы в дайках; 6) продольные кварцевые жилы в дайках; 7) маломощные, но выдержанные кварцевые жилы в эндо- и экзоконтактах гранитоидных массивов; 8) протяженные зоны гидротермально измененных пород.

Для восточных частей рассматриваемой провинции, для Яно-Колымского пояса, Л. В. Фирсов (1966) выделяет следующие структурно-морфологические типы рудопроявлений и месторождений: 1) простые крутопадающие жилы, выполняющие продольные трещины в сводах и крыльях пологих складок; 2) крутопадающие протяженные жилы, приуроченные к послойным сдвиговым нарушениям в крыльях крутых и крупных складок; 3) параллельно-зальбандовые и чаще линзовидные короткие жилы, приуроченные к контактам песчаниковых и сланцевых прослоев; 4) седловидные жилы; 5) зоны субпараллельных кварцевых прожилков в осадочных породах однородного состава; 6) зоны дробления осадочных пород, сцементированные золотоносным кварцем; 7) жилы, приуроченные к контактам даек с осадочными толщами; 8) лестничные и сетчатые системы кварцевых прожилков в дайках; 9) жилы в штоках гранитоидов; 10) прожилковые штокверки в гранитоидах; 11) жильные образования различных типов в гетерогенной толще.

Более четкая структурно-морфологическая группировка золоторудных месторождений одного из районов провинции предложена С. И. Гавриковым и Ю. М. Арским (1963). Они выделяют жильные месторождения и месторождения неправильной формы. Первые

подразделяются на жилы в осадочных (секущие, пластовые и седловидные, зоны окварцевания) и изверженных породах (в дайках и массивах), а вторые — на золотоносные сульфидизированные осадочные породы и скарнированные породы с наложенной минерализацией.

Обобщенная группировка для золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР предложена Н. А. Шило и др. («Геологическая позиция...», 1969), которые предлагают выделять три структурно-морфологические субформации: дайковую, кварцевожильную и минерализованных зон и штокверков. В этой группировке не вполне удачно выделение дайковой субформации, поскольку в данном случае нарушается структурно-морфологический принцип классификации; выделение производится по вмещающим породам, которые для других групп не указываются. Роль даек в данном случае чисто структурная, и приуроченные к ним штокверки нет оснований выделять отдельно, хотя они и обособляются достаточно четко. Еще менее оправданным с позиций общих классификационных принципов кажется выделение пронизанных кварцевыми прожилками и минерализованных сульфидами даек в самостоятельную «дайковую формацию», как это предлагает М. И. Конычев (1971).

Автор данной работы считает, что все многообразие морфологических классов золоторудных месторождений провинции достаточно полно может быть отражено общей, применявшейся и для других золотоносных провинций классификацией, особенно с учетом дальнейшего подразделения морфологических классов на подклассы по вмещающим породам. По этой классификации для данной провинции на первом месте по значимости следует, очевидно, поставить жильные зоны и штокверки, сочетающиеся с кварцевыми жилами и зонами вкрапленного оруденения. Наиболее широко распространены, но, как правило, менее значительны по размерам месторождения, относящиеся к морфологическим классам простых и особенно сложных жил. При необходимости эти классы могут подразделяться более дробно по условиям залегания и морфологии жил. Данные по классификации месторождений провинции учтены автором при составлении сводных диаграмм в целом по неохрону, которые приведены в заключительных главах работы.

Из вмещающих пород для золоторудных месторождений провинции Северо-Востока Евразии безусловно наиболее распространенными являются породы, слагающие песчанико-алевролитовую сланцевую толщу. Наряду с ними в качестве рудовмещающих значительную роль играют дайки и реже штоки пород в основном среднего и кислого состава. В чукотской части провинции рудовмещающими частично являются также силлы амфиболизированных габбро-диабазов и отдельные горизонты и прослои основных вулканитов, в той или иной степени метаморфизованные. М. Д. Чаковитин и В. О. Позняк (1968) для территории Чукотки подчеркивают значение рудовмещающих пород для характера оруденения, в частности, для развития отдельных минералов руд. Так, жилы,

залегающие в амфиболизированных габбро-диабазах, обогащены халькопиритом, в глинистых сланцах — галенитом, а жилы, приуроченные к кварц-полевошпат-мусковитовым кристаллическим сланцам — бедны сульфидами и золотом.

Изменения пород, вмещающих оруденение

Приуроченность большинства золото-кварцевых жил к песчанико-сланцевым толщам предопределяет незначительное развитие и слабую контрастность околожильных изменений. Последние обычно отчетливо проявляются только в изверженных породах, в той или иной степени развитых на рудных полях, в частности в дайках. Затрагиваются четко выраженными изменениями также силлы габбро-диабазов, наличие которых характерно для Западной Чукотки. При переслаивании филлитовидных сланцев и песчаников более отчетливые изменения наблюдаются в последних.

Л. В. Фирсовым была составлена общая таблица относительной частоты встречаемости околожильных изменений различных типов в разных породах золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса, причем выделены следующие виды изменений: окварцевание, серицитизация, альбитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация и арсенопиритизация, графитизация. Справедливо подчеркивая большую роль вмещающих пород в характере и интенсивности околожильных изменений, Л. В. Фирсов сделал вывод о том, что отсутствие метасоматического окварцевания во вмещающих толщах связано с коллоидным состоянием растворов, для которых породы были полупроницаемыми. Хотя химических анализов в различной степени измененных пород Л. В. Фирсовым не приводится, очень вероятно, что в данном случае, как и в других районах, происходил вынос кремнезема из околожильных ореолов с формированием за счет этого кремнезема жильного кварца.

Описание околорудных изменений на примере ряда месторождений Восточной Якутии приведено Г. Н. Гамяниным («Позднемезозойский магматизм...», 1971; «Гранитоиды Южного Верхоянья»», 1970) отдельно для выделяемых им арсенопиритового и висмутового минеральных типов. Для первого, наиболее распространенного, типа в месторождениях Южного Верхоянья в пределах общего ореола изменений мощностью всего 70—90 см выделяются две зоны: внешняя с новообразованием анкерита и внутренняя — альбитизации. Наличие последнего процесса подтверждается увеличением содержания в породах натрия. Отмечается незначительный привнос SiO_2, железа и вынос K, что необычно для золоторудных месторождений. Для месторождений Верхне-Индигирского района Г. Н. Гамянин приводит более полные метасоматические колонки. По мере приближения к жиле сменяют одна другую зоны хлоритизации, карбонатизации, альбитизации, серицитизации и очень маломощная зона окварцевания. Г. Н. Гамянин рассматривал вертикальную зональность как минеральных ассоциа-

ций руд, так и околорудно измененных пород. Из сопоставления различных месторождений, глубина формирования которых определялась по сумме геологических данных, и из наблюдений над вертикальным интервалом оруденения на других месторождениях, устанавливается уменьшение снизу вверх общей мощности и интенсивности околожильных изменений. Происходит также сокращение зон серицитизации и выпадение из разреза зоны хлоритизации.

Следует подчеркнуть большие трудности исследования околорудных изменений в слоистых неоднородных по строению и составу песчанико-сланцевых толщах и малую вскрытость месторождений на глубину, что заставляет относиться к выводам по характеру околорудных изменений с некоторой осторожностью.

Околорудные изменения для выделяемого Г. Н. Гамяниным висмутового типа, приуроченного обычно к гранитоидам или контактовым роговикам, изучены менее детально. Для жил с ранними минеральными ассоциациями (с турмалином, вольфрамитом), по существу незолотоносных, характерна грейзенизация, а для рудных тел с сульфидной золотой минерализацией изменения рудовмещающих пород аналогичны таковым для жил арсенопиритового типа.

Генезис золотого оруденения и связь его с магматизмом

Вопросы генезиса коренного золотого оруденения провинции мезозоид Северо-Востока Евразии рассматривались неоднократно многими исследователями. Первые высказывания принадлежат Ю. А. Билибину и относятся к 40-м годам. В ряде статей Ю. А. Билибин (1961) в значительной степени на материалах по геологии рассматриваемой провинции развивает положение о наличии самостоятельной диоритовой золотоносной магмы и выделении добатолитовой и послебатолитовой диоритовой субформации. Месторождения золота Яно-Колымского пояса Ю. А. Билибин рассматривал в основном как генетически связанные с добатолитовой диоритовой субформацией, представленной широко распространенными здесь дайками.

Представления Ю. А. Билибина значительно развил Ф. Р. Апельцин, длительное время изучавший малые интрузии и золотое оруденение провинции. Ф. Р. Апельцин (1960; и др.) выделяет шесть самостоятельных формаций или комплексов малых интрузий Яно-Колымского пояса, формирование которых было разделено перерывами. При этом первые три формации древнее синорогенных гранитоидных интрузивов верхней юры, а следующие три формации являются секущими по отношению к верхнеюрским гранитоидам, но предшествовали еще более поздним (Cr_3—Pg) трещинным гранитным интрузиям. Ф. Р. Апельцин считает, что малые интрузии формировались в иной тектонической обстановке по сравнению с гранитоидными массивами: первые в обстановке прогибания,

а вторые — поднятий. Интересны указания Ф. Р. Апельцина о признаках непосредственного накопления летучих в малых интрузиях. Последние включают многочисленные миароловые пустоты, и для них характерно широкое распространение эпимагматических преобразований.

Ф. Р. Апельцин подчеркивает, что «золотоносные кварцевые жилы прямо не связаны с положением и магматической эволюцией гранитоидных интрузивов», но «обнаруживают тесную связь с различными формациями малых интрузий». Он отмечает, что золотоносные жилы формировались неоднократно, обычно завершая развитие отдельных формаций малых интрузий.

Представления о связи золотого оруденения провинции «с магматическим очагом рудоносных даек», который он считает самостоятельным, не связанным с «очагом, породившим гранитоиды», развивает и защищает М. И. Конычев (1971, стр. 66). Однако он не приводит новых доказательств генетической связи оруденения с дайками, а в основном сосредоточивает свое внимание на структурной роли даек при формировании оруденения.

Существенное значение для определения связи золотого оруденения с магматизмом имеют данные по абсолютному возрасту магматических пород и рудных образований. Ряд публикаций по этому вопросу осуществлено Л. В. Фирсовым, а позднее И. А. Загрузиной. В одной из последних работ по этому вопросу (Шило и др., 1972) авторы приходят к выводу о том, что месторождения золото-кварцевой формации Верхояно-Чукотской складчатой области, так же как и существенно натриевые малые интрузии, имеют абсолютный возраст 145—150 млн. лет. Интрузии натриевого ряда во времени сменялись вначале кали-натровыми, а затем существенно калиевыми гранитоидами. Возраст последних и связанной с ними золото-редкометальной минерализации 129—110 млн. лет.

И. А. Загрузина (1970; и др.) приводит многочисленные данные по возрасту отдельных даек, месторождений золота и гранитоидных массивов, подтверждающие указанные закономерности. В разных частях провинции наблюдается заметное смещение возрастных границ золотого оруденения. В частности, для Чукотки дайки, золотоносные жилы и гранитные интрузивы сближены во времени и имеют возраст 83—110 млн. лет.

Наряду с указанными представлениями об отсутствии связи главного золотого оруденения провинции с гранитоидами, ряд исследователей высказывает взгляды о наличии такой связи. Отмечается, что «разные минеральные типы золотого оруденения связаны с разными минеральными фациями и фациями глубинности гранитоидов («Позднемезозойский магматизм...», 1971, стр. 227). В частности, месторождения арсенопиритового типа в указанной работе считаются генетически связанными с гранитоидами фаций повышенной щелочности средних глубин, а висмутовый тип — с гранитоидами фаций пониженной и нормальной щелочности ма-

лых глубин. Формационная принадлежность тех и других гранитоидов принимается единой, что объясняет, по мнению авторов, наличие общих черт у обоих типов. В той же работе указано, что «дайки (и малые штокообразные интрузивные тела) кислого и среднего составов (диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры) генетически связаны с гранитными интрузивами и представляют в большинстве случаев апофизы гранитных интрузивов средних глубин формирования, часть которых, вероятно, еще не вскрыта» (там же, стр. 15).

Таким образом, вопрос о связи золотого оруденения провинции с магматизмом, очевидно, еще нельзя считать окончательно выясненным. Этого же взгляда придерживаются некоторые геологи, специально занимавшиеся изучением закономерностей размещения месторождений золота провинции. Н. П. Аникеев и др. («Основные закономерности...», 1966; и др.), проведя статистический анализ влияния различных факторов на локализацию золотоносности, указывает, что на размещение месторождений золота влияют длительно развивавшиеся глубинные разломы, глубина основания верхоянского геосинклинального комплекса, морфологические особенности и степень дислоцированности осадочных толщ. По их данным связи золотого оруденения с магматизмом сложны и полностью не выяснены, проявления золотого оруденения далеко не всегда связаны с дайковыми комплексами, наличие же батолитоподобных интрузий является обычно отрицательным фактором. Корреляционные связи золотоносности с проявлениями магматизма оказались сложными и требуют дальнейшего изучения.

Есть ряд работ по описанию конкретных связей золотого оруденения с магматизмом на территории Чукотки. М. Д. Часовитин отмечает, что при сопоставлении ряда чукотских гранитоидных массивов и золоторудных полей выявляется приуроченность последних к участкам с активизацией поздних этапов интрузивной и постинтрузивной деятельности. В той части зоны эндоконтакта, к которой примыкает рудное поле, диориты и гранодиориты сменяются гранитами, гранит-порфирами, а в гранитах обычны лейкократовые разности, переходящие в пегматиты. Процесс обособления наиболее кислых пород завершается, по его мнению, миграцией в зоны пониженных давлений кремнекислотных растворов и формированием малосульфидных кварцевых жил.

Ю. Г. Щербаков на примере Чукотских месторождений пришел к выводу о том, что гранитоидные массивы становятся золотоносными только в случае размещения их среди пород с повышенным кларком золота. Он считает, что при формировании гранитоидного массива на месте замещаемой им породы происходит «вынос золота с летучими по мере дифференциации и застывания магмы» (Щербаков, 1967, стр. 216).

Кроме взглядов о гидротермально-магматическом источнике золоторудных месторождений провинции, существуют и взгляды о метаморфогенном, осуществленном без участия магмы, генезисе

оруденения. В. А. Серебряков (1968) указывает, что «источником золота при формировании золоторудных тел могли быть вмещающие породы, а в качестве причины мобилизации может предполагаться региональный метаморфизм, который предшествовал появлению гранитоидных тел» (стр. 37). Возможно, по его мнению, также влияние на золотоносность контактового метаморфизма. В. А. Серебряков отмечает, что «соображения о метаморфогенной природе рудных тел золото-кварцевой формации в Яно-Колымском золотоносном поясе базируются на весьма ограниченном материале и не исключают продолжения исследований о соотношениях золота с магматическими породами» (там же, стр. 38).

Соображения о возможной роли метаморфизма при образовании золото-кварцевых жил рассматриваемой провинции приведены Л. В. Фирсовым (1966). Он предполагает, что рудоносные растворы имели первоначально очень низкие, близкие к кларковым содержания золота, а затем обогащались в процессе дегидратации с прохождением через коллоидную стадию. Генерирование же «рудоносных растворов с близкими к кларковым концентрациями рудных элементов возможно при глубоком метаморфизме осадочных пород в геосинклинальных трогах или вдоль зон глубинных разломов путем мобилизации воды осадочных пород» (стр. 144).

Таким образом, на генезис золотого оруденения и связь его с магматическими источниками для рассматриваемой провинции существуют почти все точки зрения, которые, вообще, высказываются при рассмотрении проблемы генезиса золотого оруденения. Вероятно наиболее убедительна все же точка зрения о парагенетической связи оруденения с комплексом даек и малых интрузий, в основном предшествовавших в провинции гранитоидному магматизму. Очевидно, магматические очаги, давшие дайки и гранитоидные интрузии, нельзя очень резко разграничивать. Вероятно, они были взаимосвязаны и взаимообусловлены.

Провинция кайнозойских тектонических зон востока Евразии

Кайнозойская геосинклинально-складчатая система протягивается вдоль восточного побережья Азии более чем на 12 000 км, являясь составной частью Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса. Принятое построение книги, при котором описание золотоносности производится по континентам, вынуждает характеризовать отдельные сегменты этой системы. Часть ее была описана в предыдущей книге, причем там уже была дана характеристика золотоносности Индонезии, географически относящейся к Азии, но обрамляющей с севера Австралийский материк. Здесь характеризуется золотоносность кайнозойского тектонического пояса от Камчатки на севере до Филиппин включительно на юге.

Строение указанной части кайнозойского тектонического пояса неоднородно. Общие единые черты он приобретает в основном только в заключительные этапы развития, в целом представляя собой полицикличную геосинклиналь. Для понимания металлогенических (по золоту) особенностей пояса рассмотрим кратко историю его развития на примере наиболее изученной части — Японских островов. Японские геологи («Геологическое развитие Японских островов», 1968) к комплексу основания геосинклинали относят только досилурийские, предположительно и докембрийские, как правило, глубоко метаморфизованные породы, выступающие в пределах отдельных метаморфических поясов, обрамленных обычно палеозойскими эвгеосинклинальными отложениями. Достоверных проявлений оруденения, связанного с комплексом основания, неизвестно.

На комплексе основания располагаются породы герцинской эвгеосинклинали, заложившейся в силуре и завершившей свое развитие в позднепермское время.

С развитием палеозойской геосинклинали Японии связаны значительные месторождения полезных ископаемых, но в отношении золота этот этап был сравнительно беден, хотя, к сожалению, для количественной оценки золотоносности различных эпох, особенно с учетом золота, заключенного в комплексных месторождениях, материала недостаточно.

Замыкание палеозойской геосинклинали Японии не привело к становлению платформенного режима. После сравнительно короткого послеорогенного периода (T_3—J_1) началось развитие новых мезозойских геосинклинальных прогибов. Проявления вулканизма в мезозойской геосинклинали начались со второй половины юры, были вначале незначительными и представлены преимущественно кислыми породами. В нижнем мелу вулканизм был в основном андезитовым, а с середины мела отмечены проявления вновь кислого, но интенсивного магматизма — внедрялись граниты и риолиты. Меловой период — время наиболее интенсивной магматической деятельности на Японских островах, как интрузивной, так и эффузивной. Это по существу главный орогенный этап развития мезо-кайнозойской геосинклинали. С этим этапом связано важнейшее рудообразование.

Месторождения золота, однако, и на этом этапе развития геосинклинали проявлены ограниченно. К ним относят гидротермальные золото-теллуровые месторождения, встреченные в нескольких пунктах Японии. Это — кварцевые жилы, обогащенные самородным золотом, всегда в ассоциации с повышенным количеством теллура. Серебра в них примерно столько же, сколько золота. Местами наблюдается присутствие шеелита и вольфрамита, на других участках в значительном количестве встречаются сульфиды цветных металлов. Вмещающие породы несут следы

высокотемпературных изменений, характерно присутствие в них минералов бора.

Позднемеловая орогения в Японии сменилась послеорогенным этапом. Палеоген являлся периодом отложения континентальных угленосных формаций.

С неогена Япония вступила в новый этап геологического развития, который японскими геологами называется этапом формирования островных дуг. Тектонические элементы этого этапа локализуются по существенно иному плану по сравнению с предыдущими. Если все предшествовавшее геосинклинальное развитие шло по линии «миграции активных тектонических структур от континента к Тихому океану» («Геологическое развитие Японских островов», 1968, стр. 405), то здесь наибольшие прогибы с активной вулканической деятельностью располагались не в океанических, а в континентальных внутренних зонах островных дуг.

Этап островных дуг можно рассматривать как заложение новых эвгеосинклинальных систем, поскольку в течение него происходило интенсивное прогибание и отложение мощных (более 6000 м) вулканогенных толщ. Однако по сравнению с типичными эвгеосинклинальными этапами он имеет и значительные отличия, которые заключаются в основном в характере магматизма. Последний представлен андезит-дацит-риолитовыми, а не базальтоидными формациями с большой ролью субвулканических и гипабиссальных фаций и эксплозивных явлений. Во многих отношениях магматизм сходен с позднеорогенным вулканизмом внутриконтинентальных геосинклинальных систем. Сближает его с ними и характер оруденения, наиболее типичной чертой которого является совмещение во времени и в пространстве золото-серебряных и колчеданных месторождений. Относительное размещение мезозойских и неогеновых металлогенических областей Японии показано на рис. 20.

Более южные (Филиппины) и более северные (Камчатка) участки описываемого сегмента кайнозойского тектонического пояса отличаются от Японских островов в основном по ранним этапам развития.

Для территории Филиппин Л. Бринер (Bruner, 1969) указывает наличие комплекса основания предположительно палеозойского возраста, носящего эвгеосинклинальный характер (основные эффузивы, габброиды, отчасти сланцы, граувакки, карбонатные породы) и прорванного в конце перми гранитоидами. Породы комплекса значительно метаморфизованы. Более молодые эвгеосинклинальные прогибы формировались на Филиппинах с мезозоя. В качестве геосинклинального бассейна выделяется вся восточная часть архипелага, в то время как о. Палаван считается стабильной зоной. Мощности геосинклинальных отложений 5000 м. Они представлены основными лавами и пирокластами с подчиненным количеством осадочных пород. Характерно широкое развитие ультраосновных пород, главный массив которых достигает длины

150 км. С этими породами связаны крупные хромитовые месторождения.

В заключительные этапы геосинклинального развития на Филиппинах проявилась высокая магматическая активность. Ссылаясь на работы Ф. Гервасио, Л. Бринер указывает следующую последовательность формирования вулканических пород:

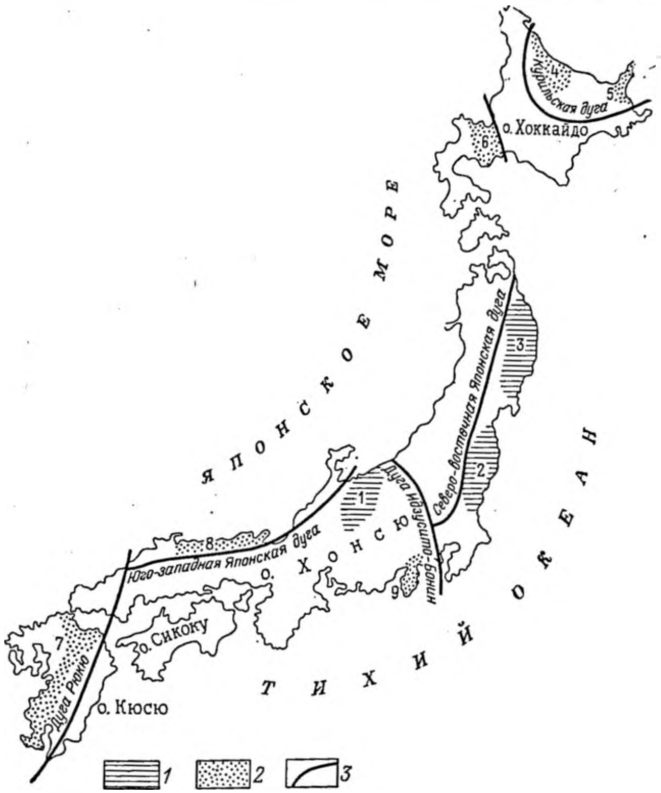


Рис. 20. Мезозойские и неогеновые металлогенические области Японии.

1 — мезозойские области; *2* — неогеновые области; *3* — островные дуги.
Рудные области (цифры на карте): 1 — Хида, 2 — Абукума, 3 — Китаками, 4 — Китами, 5 — Сирэтоко, 6 — внутреннего пояса северо-восточной Японской дуги, 7 — внутреннего пояса дуги Рюкю, 8 — внутреннего пояса юго-западной Японской дуги, 9 — внутреннего пояса дуги Идзусито-Бонин

1) поздний эоцен и олигоцен—андезитовый, дацитовый и кератофировый вулканизм, интенсивность которого нарастает во времени;

2) ранний до среднего миоцен — андезиты, базальты;

3) поздний миоцен и плиоцен—андезиты и эксплозии андезитового, дацитового и риолитового состава;

4) поздний плиоцен и четвертичное время—андезиты, базальты.

В качестве характерной особенности магматической деятельности Филиппин Л. Бринер указывает наличие тесной ассоциации и взаимопереходов андезитов и диоритов. Л. Бринер, ссылаясь на работу Ф. Гервасио и Х. Фернандеса, указывает, что между пермским и четвертичным периодами на Филиппинах отмечаются проявления не менее семи металлогенических эпох, но все главные эндогенные месторождения формировались в гораздо более узком интервале времени от мелового периода до плиоцена.

Геологической истории Камчатки посвящено значительное количество работ советских геологов, изложение которых здесь вряд ли имеет смысл.

Общий обзор проявлений золотоносности

В пределах рассматриваемого сегмента кайнозойского тектонического пояса от Японии до Филиппин общая добыча золота может быть оценена в 1300 т. Из них на Японские острова приходится 720 т, на о. Тайвань добыто примерно 30—35 т и на Филиппинах — 550 т. Общее количество месторождений золота на рассматриваемой территории очень велико и трудно учитываемо. К наиболее крупным объектам относятся Антамак и Акупан на Филиппинах и Кономаи в Японии, каждый из которых дал 100—150 т золота. Очень многие месторождения содержат первые десятки тонн золота.

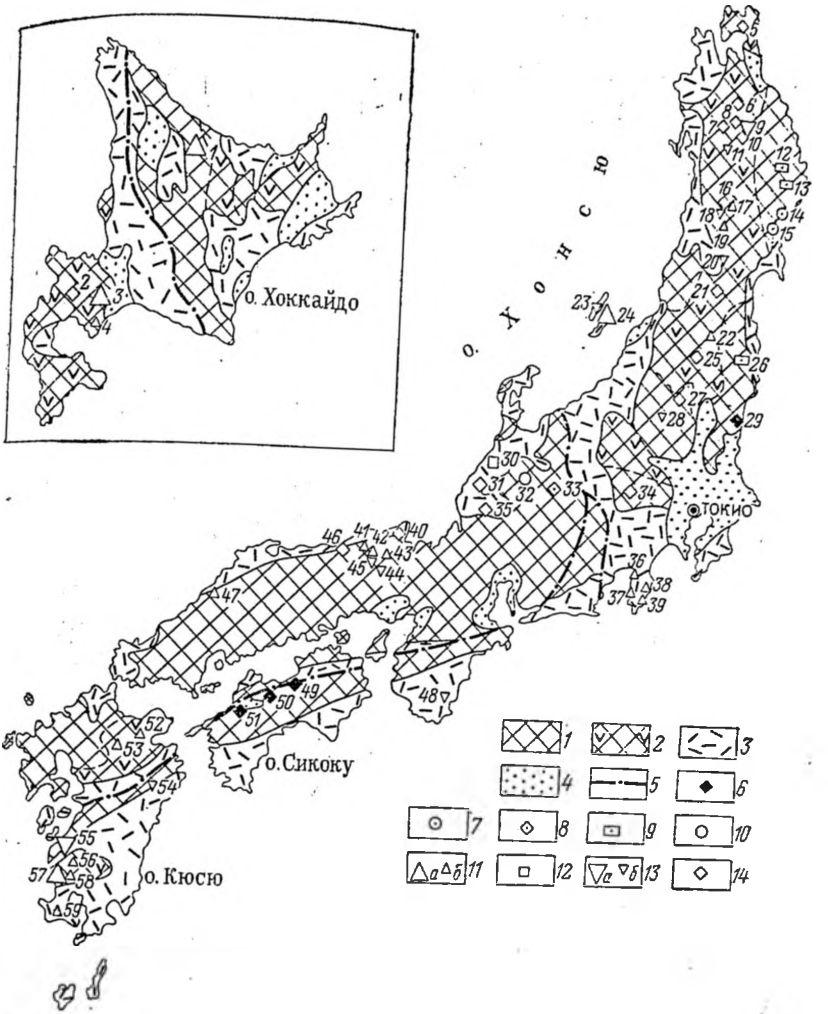
Рассмотрим кратко размещение главных золотоносных территорий и охарактеризуем те проявления золотоносности, для которых ввиду ограниченности по ним материалов или сравнительно небольших размеров не приведены ниже отдельные описания.

В **Японии** собственно золоторудные и золотосодержащие месторождения довольно широко рассредоточены по всей территории (рис. 21). На этом фоне выделяются отдельные золотоносные узлы. Главным из них является северная часть о. Хоккайдо. Здесь длительное время отрабатывались золотоносные россыпи; в настоящее время они уже не имеют промышленного значения и эксплуатируются только коренные месторождения, в том числе наиболее крупное в Японии — Кономаи.

Второй по значению золотоносный узел находится на крайнем юге Японии на о. Кюсю в префектуре Кагосима. Здесь расположено также весьма значительное в масштабе страны месторождение золота Кусикино и еще целый ряд сближенных более мелких месторождений — Окути, Ямагано, Серигано, Касуга. Указанные два

Рис. 21. Схема размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений Японии.

1 — выступы основания, сложенные породами докембрия и палеозоя; *2* — то же, перекрытые чехлом слабодислоцированных вулканогенных пород N_2—Q; *3* — нижний и верхний структурные ярусы области кайнозойского тектогенеза; *4* — впадины, выполненные плиоценовыми



и четвертичными образованиями; *5* — главнейшие глубинные разломы; *6* — золотосодержащие колчеданные месторождения палеозойского возраста; *7—9* — меловые месторождения: *7* — золото-кварцевой формации, *8* — золото-сульфидной формации, *9* — золото-скарновой формации; *10—14* — неогеновые месторождения: *10* — золото-кварцевой формации, *11* — золото-халцедоно-кварцевой формации (*а* — наиболее крупные, *б* — прочие), *12* — золото-сульфидно-кварцевой формации, *13* — золото-сульфидно-халцедоно-кварцевой формации (*а* — наиболее крупные, *б* — прочие), *14* — золото-сульфидные (типа куроко).

Золоторудные и золотосодержащие месторождения (цифры на схеме): 1 — Кономан, 2 — Кунитами, 3 — Титосе, 4 — Поропетсу, 5 — Абеширо, 6 — Камикита, 7 — Ханаока, 8 — Косака, 9 — Осаридзава, 10 — Ханава, 11 — Ани, 12 — Рокуроми, 13 — Камаиси, 14 — Сиснори, 15 — Оя, 16 — Цучихата, 17 — Васинодзу, 18 — Матсуока, 19 — Иннан, 20 — Ятани, 21 — Иошино, 22 — Такатама, 23 — Аикава, 24 — Садо, 25 — Ионаихата, 26 — Якуки, 27 — Иоката, 28 — Асно, 29 — Хитати, 30 — Огайя, 31 — Юсенью, 32 — Амо, 33 — Камиока, 34 — Такара, 35 — Бандошима, 36 — Матикоси, 37 — Тои, 38 — Сеикоси, 39 — Кавадзу, 40 — Ваннбучи, 41 — Такено, 42 — Омиданэ, 43 — Накасе, 44 — Икуно, 45 — Акенобе, 46 — Иваки, 47 — Омун, 48 — Кисю, 49 — Садзаре, 50 — Бесси, 51 — Окуки, 52 — Бадзё, 53 — Тайо, 54 — Синкупра, 55 — Окути, 56 — Ямагано, 57 — Кусикино, 58 — Серигано, 59 — Касуга

района, а также месторождения п-ова Идзу юго-западнее Токио (префектура Сидзуока), по данным 1958 г., дали около 70% всего золота, добытого в Японии.

Из менее значительных золотоносных узлов Японии следует назвать юго-западную часть о. Хоккайдо с месторождениями Титосе, Поропетсу, Тейе и другие, северную часть о. Хонсю, где располагаются месторождения Осаридзава, Косака, Ханаока, Ани и юго-западную часть о. Хонсю, где находятся сближенные месторождения Акенобе, Накасэ, Икуно, Омиданэ и др.

На **о. Тайвань** данных об общем размещении проявлений золотоносности мало. Самым крупным месторождением золота является Цзиньгуаши, на крайнем северо-востоке острова. Описанию этого месторождения посвящен ряд работ, к сожалению, в основном на японском языке, только с краткими английскими резюме, в связи с чем автор не имеет возможности дать отдельную развернутую характеристику этого объекта.

По данным Х. Сакадзаки, Т. Отагаки и Чэнь У-фу (1963, 1964), рудные тела этого месторождения приурочены к осадочным породам неогена, прорванным субвулканическими телами дацитов. Оруденение формировалось в три стадии. К первой относятся изменения вмещающих пород, выражающиеся в их хлоритизации, окварцевании, алунитизации и пиритизации. Во вторую отлагался в основном серебро- и золотосодержащий энаргит и в третью — золото-серебряные руды с лимонитом. Авторы подчеркивают, что лимонит не является продуктом окисления пирита первой стадии, а непосредственно выделялся из гидротермальных растворов.

К. К. Хуангом (Huang, 1962) детально описаны текстуры и структуры руд месторождения Цзиньгуаши, обычные для близповерхностных месторождений: крустификационная, кокардовая, гребенчатая и др.

Филиппины, так же как и Япония, характеризуются довольно широким рассредоточенным размещением золотоносности (рис. 22). Наиболее сконцентрированы золоторудные и золотосодержащие месторождения в рудном районе Багуйо на северо-западе о. Лусон. Здесь отрабатываются два крупных собственно золоторудных месторождения — Антамак и отстоящее от него в 5 км к югу — Акупан. В единую с ними схему зонального размещения вписывается также, по Л. Бринеру, скарновое месторождение Тсенксгивен и меднопорфировые Сант-Томас и Санта-Нино. К сожалению, для систематического описания всех перечисленных месторождений и рудного узла в целом материала недостаточно. В региональном плане интересно, что район располагается на северном окончании Главного Филиппинского разлома, где последний расщепляется на ряд отдельных ветвей. Согласно Л. Бринеру, непосредственной связи рудоконтролирующих и рудолокализующих структур с этим разломом не устанавливается.

На Камчатке золото-серебряное оруденение приурочено к третичным вулканическим постройкам, расположенным на пересечении

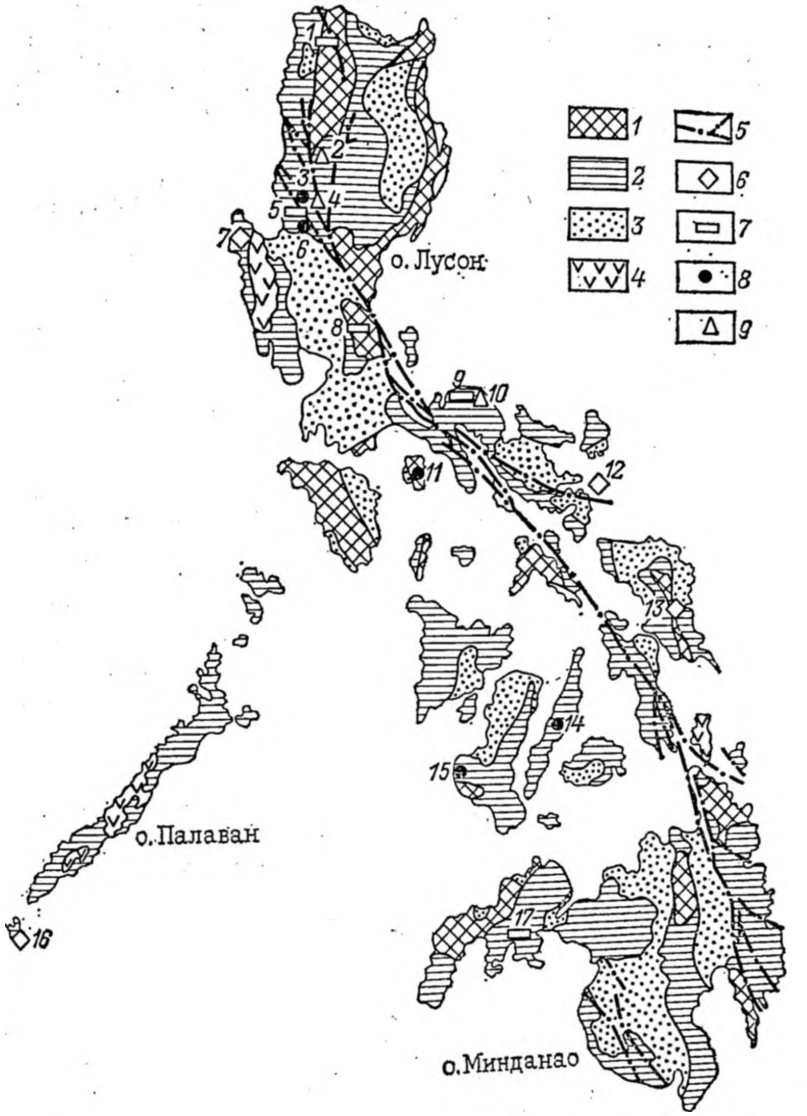


Рис. 22. Схема размещения золоторудных месторождений Филиппин.

1 — нижний структурный ярус; *2* — верхний структурный ярус; *3* — впадины, выполненные плиоценовыми и четвертичными образованиями; *4* — ультрабазиты; *5* — главные разломы (по Л. Бринеру); *6—9* — золоторудные и золотосодержащие месторождения: *6* — серноколчеданные, *7* — контактово-метасоматические, *8* — медно-порфировые, *9* — золото-халцедон-кварцевые. Золоторудные и золотосодержащие месторождения (цифры на схеме): 1 — Ламмин, 2 — Лепанто, 3 — Санта-Нино, 4 — район Багуйо, 5 — Тсенксгивен, 6 — Сант-Томас, 7 — Барло, 8 — Камачин, 9 — Ларап, 10 — Паракл Гумаус, 11 — Маркоппер, 12 — Хикобар, 13 — Багакен, 14 — Атлас, 15 — Сипалей, 16 — Лоррен, 17 — Сибугуэй

зон крупных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Оруденение представлено кварц-карбонатными, кварц-адуляровыми и кварцевыми жилами и окварцованными зонами дробления. Золото в рудах ассоциирует с сульфидами цветных металлов, теллуридами и сульфосолями.

Типы месторождений

В соответствии с кратко охарактеризованной выше на примере Японских островов сложной полицикличной геологической историей кайнозойского тектонического пояса, типы месторождений, содержащих золото, здесь довольно разнообразны. Привести распределение количества добытого золота или даже относительной интенсивности золотого оруденения по типам для рассматриваемой провинции не возможно, так как цифровые данные о добыче золота имеются лишь для отдельных, очевидно, более крупных месторождений.

Среди формационных групп (рис. 23) в описываемом поясе наиболее распространена золото-халцедон-кварцевая. Ее не всегда можно четко отделить от золото-сульфидно-халцедон-кварцевой, но, несомненно, во многих жильных месторождениях наряду с халцедоновидным кварцем и халцедоном имеется значительное количество сульфидов. Эти месторождения комплексные: вместе с золотом и серебром в них производится добыча меди, свинца, цинка и ряда других металлов. К указанным формационным группам, составляющим в сумме более 60% от всех учтенных, относятся и наиболее крупные месторождения.

Золото-сульфидная формационная группа в кайнозойском поясе также значительно распространена. К ней относится 25% учтенных автором месторождений, но, очевидно, этот процент может быть значительно увеличен за счет медных и других месторождений, содержащих золото. В генетическом отношении к золото-сульфидной формации относятся различные типы месторождений. Главными из них являются колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи, меднопорфировые месторождения и знаменитые месторождения типа куроко.

Медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения палеозойского и мезозойского возраста широко развиты в Японии. Все они в том или ином количестве содержат золото обычно в пределах десятых долей, а иногда и первых единиц грамм на тонну. Подобные месторождения, приуроченные к меловым — палеогеновым толщам, а частично и к домеловому «комплексу основания», развиты также и на Филиппинах. Сведений о их золотоносности очень мало. Повышенная золотоносность отмечается только для месторождения Хиксбар (юго-восточная часть о. Лусон), приуроченного к палеозойским породам. Здесь указано содержание в руде, добытой до 1941 г., меди 9,36%, золота 3,4 г/т, серебра 30 г/т. Не исключено, что эти сведения, во всяком случае частично, относятся к зоне окисления. В более молодых сульфидных

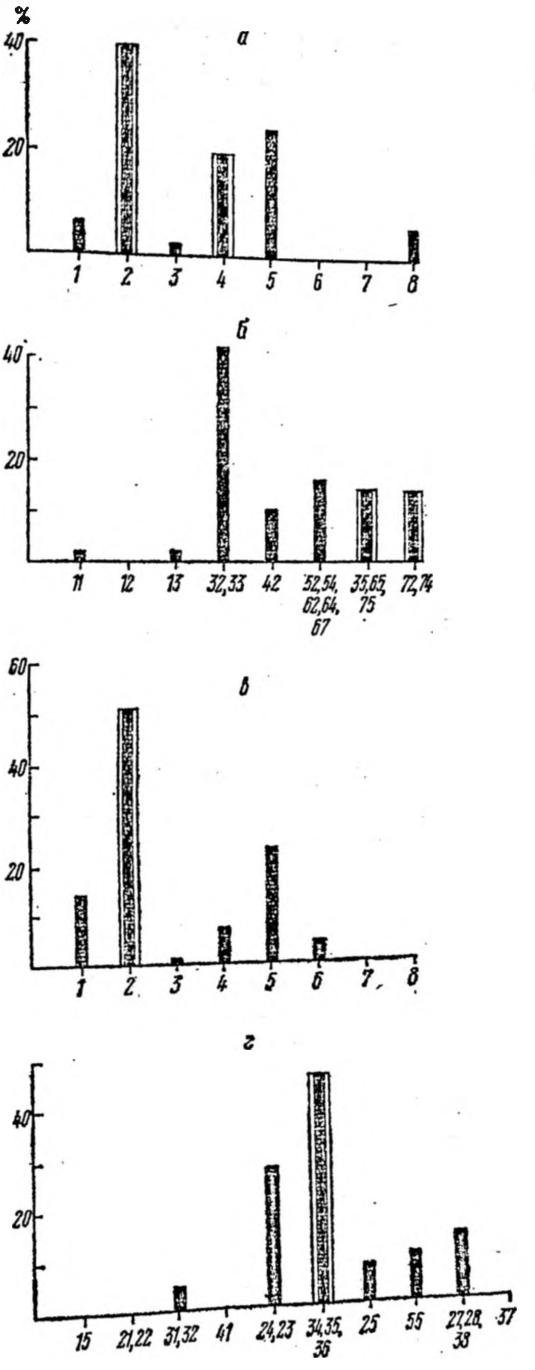


Рис. 23. Распределение месторождений золота провинции кайнозойских тектонических зон востока Азии по формационным группам (*а*), минеральным типам (*б*), морфологическим классам (*в*) и характеру вмещающих пород (*г*). Цифровые обозначения под каждой диаграммой соответствуют приведенным в тексте (стр. 7 и 10) и в табл. 1 и 2 предыдущей книги (Шер, 1972). Обведены столбики классификационных подразделений, где преобладают наиболее крупные месторождения

месторождениях Филиппин типа японских месторождений куроко отмечаются только следы золота.

Медно-порфировые золотосодержащие месторождения широко распространены только на Филиппинах. По данным Л. Бринера, здесь известно восемь месторождений или рудопроявлений этого типа с запасами от 20 до 200 млн. т руды, содержащей от 0,5 до 0,8% меди. Наиболее крупное месторождение Атлас, в котором количество добытой и имеющейся в недрах руды оценивается в 217 млн. т при содержании меди 0,7% с «извлекаемым количеством» золота, серебра, магнетита и пирита. Присутствует также молибденит. Оруденение приурочено к штоку биотитовых диоритовых порфиритов с абсолютным возрастом 59,7 млн. лет (эоцен). На северо-западе о. Лусон выделяется группа небольших, но сближенных медно-порфировых месторождений с общим количеством руды порядка 20—50 млн. т (месторождения Сант-Томас, Кеннон, Санта-Нино, Боненг). Имеются указания о присутствии золота в рудах этих месторождений. Для месторождения Сант-Томас указано отношение Au:Ag, равное 3:4. Отмечено также, что на нижних горизонтах месторождения содержание меди снижается, а золота возрастает.

Месторождениям типа куроко посвящено большое количество работ, в том числе есть работы на русском языке (Смирнов и др., 1968; Сидоров, 1967). В. И. Смирнов подчеркивает большую однотипность геологической позиции и строения этих месторождений. В плане все они имеют округлые очертания с размером в поперечнике от нескольких десятков до нескольких сотен метров при мощности рудных тел от нескольких метров до 60—70 м. Рудные тела месторождений типа куроко залегают, как правило, у кровли риолитов, перекрытых пирокластическими осадками, и имеют зональное строение. В их нижней части среди гидротермально измененных риолитов развито прожилково-вкрапленное оруденение. Выше располагается массивная медноколчеданная руда («желтая» руда), которая еще выше сменяется богатой полиметаллической рудой («черная» руда), согласно перекрытой морскими слоистыми пирокластическими породами. Золото концентрируется в основном в верхней зоне полиметаллических руд. Содержание его здесь составляет 5—7 г/т при содержании серебра 200—700 г/т, цинка 20%, свинца 15% и меди 2—3%.

Месторождения типа куроко В. И. Смирнов рассматривает как смешанные вулканогенно-осадочные образования. Их нижние части возникли за счет гидротермальных растворов, поступавших в риолиты, а верхние — при отложении веществ, выносимыми этими растворами, на дне моря. Автор данной работы считает, что месторождения типа куроко не могут прямо сопоставляться с колчеданными месторождениями ранних эвгеосинклинальных прогибов, как это иногда делается. Геологическая позиция месторождений типа куроко предопределяет и их значительную специфичность, в частности наличие переходов к близповерхностным золото-сереб-

ряным месторождениям. Японские геологи («Геология и минеральные ресурсы Японии», 1961) указывают: «часто в металлогенических провинциях миоценового возраста золото-серебряные месторождения имеют специфическую пространственную связь с месторождениями сульфидов цветных металлов. Между месторождениями цветных металлов жильного и штокверкового типа и месторождениями типа куроко возможны структурные и возрастные связи» (стр. 144).

В заключение характеристики золоторудных и золотосодержащих месторождений кайнозойской провинции отметим еще довольно значительное распространение представителей скарновой формации. На Филиппинах сюда относится довольно значительное месторождение Тсенксгивен, в Японии месторождения Камаиси, Рокуроми, Якуки, Цума. Все они сформированы в мезозое в связи с меловыми гранитами или диоритами и приурочены к контактам интрузивных тел с известняками. В составе руд распространены гранат, пироксен, эпидот, а также магнетит, халькопирит, пирит, арсенопирит. Детальных современных описаний этих месторождений автору неизвестно.

Минеральные типы месторождений провинции отличаются значительным разнообразием[1]. Заметно преобладает среди прочих медная, иногда медно-мышьяковая (энаргит) минерализация. Характерны также полиминеральные типы с распространением сульфидов и сульфосолей свинца и цинка. Многие месторождения характеризуются существенно теллуридной минерализацией. Из теллуридов указываются алтаит, петцит, сильванит, гессит, калаверит, колорадоит. Имеются специальные работы по генезису и температурным условиям формирования теллуридов в месторождениях провинции (Watanabe, 1952; и др.), К. Уэтани (Uetani a. o., 1966).

В месторождении Акупан на Филиппинах теллуриды были описаны К. Дж. Каллоу и Б. В. Варлеи (Callow, Worley, 1965).

Наряду с теллуридами в некоторых месторождениях указывается присутствие селенидов, но оснований для выделения особых селенидовых типов оруденения не имеется.

Характерной особенностью провинции является распространение в рудах серебряных минералов — аргентита, самородного серебра, штромейерита, пираргирита, миаргирита, кераргирита, иногда при подчиненном значении других минералов. Наряду с этим такие наиболее распространенные в более древних провинциях минеральные типы, как арсенопиритовый и пиритовый, практически отсутствуют. Арсенопирит в рудах встречается сравнительно редко, мышьяк чаще входит в состав сульфосолей или энаргита.

[1] После сдачи книги в набор появилась интересная статья о типах золото-серебряных месторождений Японии Ч. Нишиваки и др. (Nishiwaki Ch., Matsukuma T. and Urashima Y. Neogene gold—silver ores in Japan. „Proc. IMA—IAGOD Meetings. Tokyo—Kyoto. 1970. IAGOD. Vol. Spec. Issue, N 3. Int. Assoc. Genesis Ore Deposits". Tokyo, 1971, p. 409—417).

Киноварная минерализация обычно обособлена от золотой и характерна для собственно ртутных месторождений. Вместе с тем на некоторых золотых месторождениях (например, Окути в Японии) устанавливаются как присутствие киновари, так и ореолов рассеяния ртути, не сопровождающихся выделением собственно ртутных минералов. Японские геологи предлагают использовать ореолы рассеяния ртути для поисков слепых золоторудных тел («Ореолы рассеяния...», 1966). На присутствие ртутной минерализации в золотосеребряном рудном поле Камчатки указывает Ю. М. Щепотьев (1970).

Жильные минералы собственно золотых месторождений описываемой провинции характерны для близповерхностных месторождений. Наряду с кварцем и халцедоном, в них широко развиты адуляр, карбонаты марганца, иногда встречается аметист. Для сплошных сульфидных руд, в частности месторождений типа куроко, характерно присутствие гипса.

Среди морфологических классов собственно золоторудных месторождений провинции резко преобладают сложные жилы. Хотя их иногда сопровождают локальные штокверки и зоны вкрапленности, но выделить отдельно месторождения этих типов обычно не удается.

Сплошные сульфидные руды слагают залежи обычно относительно правильной формы, подчиненные в своем размещении слоистым толщам.

Морфологические особенности месторождений типа куроко с их резко асимметричным строением уже упоминались при характеристике последних как представителей золото-сульфидной формации. Подчеркнем здесь только наличие переходов в данном случае от залежей к штокверковым зонам и сложным жилам.

Из вмещающих пород для месторождений рассматриваемой провинции наиболее характерны вулканиты основного и менее кислого состава. Вместе они составляют почти 70% от всех рудовмещающих пород. Прочие вмещающие оруденение породы представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, относящимися к основанию геосинклинального комплекса, известняками. Сравнительно небольшое число месторождений приурочено к нормальным осадочным породам, обычно переслаивающимся или сменяющим по латерали вулканиты. Интрузивные породы, в качестве вмещающих месторождения золота кайнозойской провинции, нехарактерны, в них залегают лишь отдельные, как правило небольшие месторождения.

Изменения пород, вмещающих оруденение, и зональность оруденения

Специальных описаний измененных пород месторождений золота кайнозойского пояса почти нет, к тому же эти описания в значительной степени относятся к колчеданным золотосодержащим

месторождениям. Для собственно золотых и золото-серебряных месторождений, согласно отдельным упоминаниям при их общей характеристике, типична площадная пропилитизация, которая в контактах рудных тел сменяется аргиллизацией и окварцеванием. Имеются специальные работы, где описаны золотоносные кремнистые (очевидно, окварцованные) породы, но, к сожалению, на японском языке.

Для месторождений типа куроко А. А. Сидоров (1967) указывает в качестве околорудных изменений аргиллизацию (монтмориллонитизацию), окварцевание, сульфидизацию и сульфатизацию. Он пишет, что «в целом, очевидно, можно говорить о некоторой вертикальной зональности в гидротермально измененных породах. Верхние участки месторождений часто аргиллизированы; ниже, на уровне залежей руд куроко, вмещающие породы лимонитизированы, окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы; ниже рудных залежей развита эпидотизация» (стр. 43). А. Иидзима (1972) указывает на наличие аргиллитовой и цеолитовой зон изменений. Последняя отходит далеко от рудных тел и подразделяется на клиноптилолит-морденитовую и анальцим-кальцитовую подзоны.

Для верхнепалеозойских колчеданных золотосодержащих месторождений Японии (типа Хитати) характерным изменением является хлоритизация. Для этих же месторождений на примере месторождения Янахара Х. Кано (Kano, 1963) описаны проявления железо-магнезиального метасоматоза с формированием кордиерит-антофиллитовых пород.

Многостадийность оруденения с нередким обособлением продуктов различных стадий в отдельных рудных телах и зональным размещением как рудных тел, так и минерализации в их пределах отмечается на многих месторождениях рассматриваемой провинции. К сожалению, доступные автору краткие резюме статей, а в ряде случаев и сами статьи дают по существу только перечисление зон без более детального рассмотрения их соотношений и генезиса.

Приведем некоторые примеры зональности. Для месторождения Исобэ-Кояма зональность описана Н. Киёси, Х. Кодзи и С. Асахико (1967). Здесь выделено пять зон (сверху вниз): кварц-каолиновая, кварц-каолин-сфалеритовая, сфалеритовая, сфалерит-халькопиритовая и халькопиритовая. Золото встречается в первых четырех зонах, причем наибольшее количество его находится в сфалерит-халькопиритовой зоне. В халькопиритовой зоне содержание золота снижается до 2 г/т.

Аналогичная зональность с переходом золото-кварцевых руд в существенно медные указана для месторождений Васинодзу В. Эммонсом, Тсухихата Х. Имаи. На месторождении Осаридзава, по данным Х. Имаи (Imai, 1966), свинцово-цинковая с золотом минерализация также преобладает на верхних горизонтах, а медная — на нижних.

В ряде случаев в общей схеме зональности участвует также олово-вольфрамовая минерализация. Так, на месторождении Акенобе Х. Имаи указывает следующие главные зоны, как бы обрамляющие последовательно разломы (снизу вверх и по горизонтали): олово-вольфрамовая, олово-медная, медно-цинковая, цинк-свинцовая и золото-серебряная. На этом месторождении, как и на ряде других, Х. Имаи сопоставлены температуры декрепитации кварца на разных глубинных уровнях. Результаты, вынесенные в виде изолиний в плоскости одного из рудных тел, показывают изменение температуры декрепитации от 350 до 190° С.

Наряду с прямой зональностью на некоторых месторождениях рассматриваемой провинции наблюдается и обратная зональность. Она указана, в частности, для месторождения Асио, где от центральной части месторождения в стороны и вниз сменяют друг друга следующие зоны: олово-вольфрам-висмут-медная, медно-мышьяково-цинковая и цинк-свинцово-медно-мышьяковая. Положение наиболее золотоносных ассоциаций в приведенной схеме не указывается.

Краткая характеристика месторождений

Отбор месторождений для раздельного описания, как и в других главах, в значительной степени лимитировался имеющимися данными. В связи с этим в этот раздел удалось включить не все наиболее крупные месторождения. Однако даваемые описания касаются достаточно типичных месторождений. Комплексные золотосодержащие месторождения отдельно не описываются.

Месторождение Акупан (индекс 465234) является одним из наиболее крупных в пределах пояса. Расположено оно на о. Северный Лусон (Филиппины) в районе Багуйо. Начало отработки месторождения относится к 1929 г. По 1963 г. добыто 103,5 т золота. Общая добыча к 1972 г. составляет, очевидно, около 150 т.

Наиболее подробное описание месторождения дано К. Дж. Каллоу и Б. В. Варлей (Callow, Worley, 1965). Это описание, а также материалы дискуссии по нему в основном использованы в приводимой ниже характеристике.

Месторождение относится к золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формации, теллуридному минеральному типу, морфологическому классу сложных жил, залегающих преимущественно в андезитах. Месторождение приурочено к крупной антиклинальной структуре, сложенной неогеновыми, а в ядре более древними породами неясного возраста интенсивно метаморфизованными (серия Пуго). Неогеновые породы залегают на нижележащих несогласно. Они разделяются на нижнюю (N_1) серию Зиг-Заг и верхнюю (N_2) Мирадор. Миоценовые породы прорваны диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, слагающими дайки и небольшие

штоки, а также андезитовыми порфиритами, образующими силл в зоне контакта между сериями Пуго и Зиг-Заг. Все изверженные породы объединены в комплекс Эмеральд-Крик.

Интересно наличие среди изверженных пород крупного эксплозивного тела, сформированного между внедрением гранодиоритов и андезитов. Размер тела в плане 100×750 м², на глубину оно прослежено на 660 м. От главного тела (нэк Балаток) отходят брекчиевые дайки мощностью около 2 м и протяженностью до 600 м. Обломки в нэке достигают 1,8 м в поперечнике. Представлены они главным образом кварцевыми диоритами, а также андезитами и дацитами, реже сланцами и жильным кварцем; наблюдаются обломки обугленной древесины. Цемент брекчии, судя по имеющемуся описанию, состоит из зерен кварца и полевого шпата размером до 0,5 мм, в интерстициях которых располагается мелкозернистый агрегат эпидота и хлорита. Брекчия частично минерализована мелкозернистым пиритом.

Рудные тела месторождения представлены преимущественно жилами северо-восточного простирания и крутого падения (65—80°). Бóльшая часть жил залегает в кварцевых диоритах и андезитах, одна из жильных систем — в нэке Балаток.

Кроме жил на месторождении рудой являются тела минерализованных брекчий. Брекчии минерализованы пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и гесситом. Обломки брекчий сцементированы щетками кристаллов кварца длиной до 1 см, а также гипсом и ангидритом. Золото выделяется в форме листочков, нарастающих на кристаллы кварца, причем иногда встречаются эффектные пленки золота до нескольких сантиметров длиной. Некоторые пустоты в брекчиях выполнены ангидритом и гипсом и рассечены прожилками кварца и кальцита, в центре которых находятся миллиметровые выделения золота. Изредка в пустотах встречаются также проволоковидные кристаллы золота.

Жилы на месторождении на 90% сложены кварцем и кальцитом. Важное значение в их составе играют также ангидрит и гипс. Подчиненно встречаются марганцовистый кальцит, родохрозит, родонит, барит. Набор рудных минералов весьма разнообразен: пираргирит, прустит, фамантит, антимонит, киноварь и др. Характерно для месторождения широкое развитие теллуридов, которые особенно обильны в обогащенных участках жил. Теллуриды, как и в месторождениях Фиджи, выделяются в виде сплошных масс, не образуя отдельных четких кристаллов. Среди теллуридов в порядке распространенности выделяются петцит, гессит, алтаит, сильванит, калаверит, колорадоит.

Золото на месторождении преимущественно свободное, размером до 1 мм. Небольшая часть золота связана в теллуридах. К. Дж. Каллоу и Б. В. Варлей указывают также на наличие золота в виде твердых растворов в сульфидах, но более вероятно указание Х. Швейгарта о том, что это не связанное, а свободное субмикроскопическое золото.

По поводу температуры формирования месторождения в связи со статьей указанных авторов проходила специальная дискуссия, но в общем виде указываемые ими условия формирования на малой глубине, но при сравнительно высокой температуре (указывается наибольшая температура в 600° С) весьма вероятны.

Интересной особенностью месторождения, на которую указывает Л. Бринер, является высокий современный температурный градиент, особенно вокруг нэка Балаток. Начиная с 300 и до 450 м от поверхности температура повышается на 1° на 4,4 м. Температура пород на нижнем горизонте отработок около 105° С.

Месторождение Кономаи (индекс 274235) является крупнейшим золоторудным месторождением Японии. Данные об общем

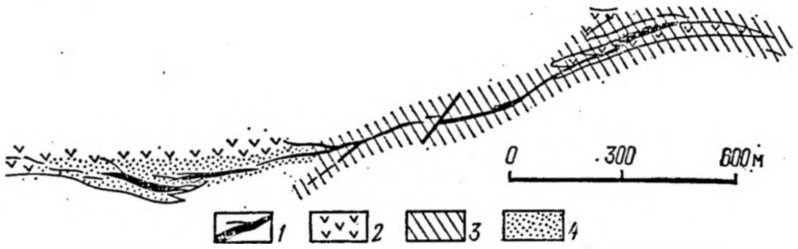


Рис. 24. План одной из жил месторождения Кономаи. По *Кондо Кодзи* и др.
1 — рудная жила; *2* — пропилиты; *3* — окварцованные породы; *4* — аргиллизированные породы

размере добычи золота из него автору найти не удалось, но, судя по имеющимся сведениям за отдельные годы, его можно оценить примерно в 100 т. Публикации, касающиеся геологии данного месторождения, немногочисленны и в основном написаны на японском языке, в связи с чем его характеристика дается преимущественно по сводке С. П. Балашовой (1972).

Месторождение представлено серией протяженных (до 2500 м, в среднем 600 м), сложных по морфологии кварц-халцедоновых жил. Мощность жил в среднем 2 м, в раздувах доходит до 10 м, по другим данным до 40 м. Оруденение в жилах прослежено на глубину 500 м, в среднем 200 м. Жилы залегают в основном среди осадочных обогащенных углеродистым веществом пород, частично также среди перекрывающих их вулканитов — андезитов и риолитов. Более молодыми по сравнению с жилами являются плиоценовые базальты.

Согласно данным Кондо Кодзи и др. (1967), площадь месторождения характеризуется блоковым строением. Выделяются три крупных блока, ограниченных сдвигами северо-восточного простирания. Рудные тела разделяются на приуроченные непосредственно к сдвиговым трещинам, приуроченные к трещинам их оперения, и на контролируемые радиальными трещинами, обязанными проявившемуся здесь куполообразованию, в свою очередь связанному с вулканической деятельностью. Углы падения жил крутые — от 45 до 90°.

Вмещающие жилы породы пропилитизированы, интенсивно окварцованы и аргиллизированы (с развитием каолинита и монтмориллонита). Судя по имеющимся графическим материалам, жилы по простиранию переходят из окварцованных пород в аргиллизированные и затем в пропилиты (рис. 24), но поскольку на приведенном плане первичные породы не показаны, сделать заключение о причинах таких переходов невозможно.

Общее количество рудных минералов в жилах не указывается. Рудные минералы представлены электрумом, аргентитом, полибазитом, пираргиритом, халькопиритом, тетраэдритом, пиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, дискразитом. Указывается также наличие сульфидов германия. Отношение Au : Ag в рудах от 1 : 10 до 1 : 60, нижние горизонты более обогащены золотом по сравнению с верхними.

На месторождении выделяются четыре минеральных типа жил: адуляр-кварцевые, адуляр-кальцит-кварцевые, «черные» и «глинистые».

«Черные» жилы представляют собой зоны дробления, состоящие из обломков черных аргиллитов, туфов, кварца, кальцита и глинистого вещества. Они содержат в большом количестве тонкозернистый пирит, реже марказит и углеродистое вещество.

«Глинистые» жилы отличаются повышенным количеством каолинита и монтмориллонита, цементирующих брекчированный кварц. Для них характерна полосчатая текстура, обусловленная зональным распределением серебряной черни.

Содержание золота в среднем по месторождению 6 г/т.

Месторождение Кусикино (индекс 274234), расположенное на о. Кюсю, является одним из крупных в Японии, но общую добычу из него по имеющимся отрывочным данным за отдельные годы можно оценить в 50—60 т.

Месторождение представлено свитой, состоящей более чем из 20 жил и жильных зон, из которых главная имеет длину 2500 м, мощность до 20 м и прослежена на глубину 400 м. Средняя протяженность жил 500—700 м, мощность 2—3 м. Расположение жил подчинено системе трещин скола и отрыва, контролируемых ориентировкой осей складок пород фундамента, подстилающих рудовмещающие неогеновые вулканиты. Последние представлены продуктами четырех циклов вулканизма и сменяют друг друга в следующей последовательности: 1) двупироксеновые андезиты и туфобрекчии (первый цикл, миоцен); 2) авгитовые и гиперстеновые андезиты (второй и третий циклы, плиоцен); 3) авгитовые андезиты, амфиболовые дациты и риолиты (четвертый цикл, плиоцен-плейстоцен).

Главными минералами золота и серебра месторождения Кусикино являются электрум, науманит (Ag_2Se), полибазит и аргентит (Мукаияма, Идзава, 1964); второстепенные рудные минералы — пирит, халькопирит, тетраэдрит, пираргирит, сфалерит, галенит. Руды типично близповерхностные с развитием колломорфно-

полосчатых и брекчиевых текстур. Жильные минералы представлены в основном кварцем и кальцитом, отмечено присутствие силикагеля опаловидного кварца. Полосчатость руд обусловлена зональным распределением серебряной черни. В руде присутствуют также окислы марганца и лимонит.

Устанавливается следующая последовательность процесса рудообразования: метасоматическое окварцевание вмещающих пород, отложение кварца и рудных минералов, отложение кальцита.

Среднее содержание золота в руде около 5 г/т, серебра 55—65 г/т.

Месторождение Накасе (индекс 274227) находится на о. Хонсю. Данных об общем количестве добытого на нем золота нет, но указывается, что оно отрабатывается уже в течение почти 400 лет. В 1958 г. оно дало 334 кг золота. Общая добыча может быть оценена, по-видимому, в первые десятки тонн. Месторождение относительно детально описано К. Акадзука (Akatsuka, $1961_{1,2}$).

Месторождение интересно тем, что приурочено к донеогеновым породам — метаморфическим сланцам, прорванным значительным (около 4 км в поперечнике) массивом серпентинитов и гранитоидами. Неогеновые вулканиты налегают на этот комплекс пород севернее и южнее рудного поля, а непосредственно в его пределах развиты только дайки риолитов и штоки диоритов, а также брекчиевые дайки кислого и среднего состава.

Месторождение представлено несколькими выдержанными круто падающими кварцевыми жилами (рис. 25). К. Акадзука выделяет четыре периода минералообразования. В течение первого периода формировались субмеридиональные кварцевые жилы, происходило метасоматическое окварцевание пород и минерализация их пиритом, марказитом и ульманитом (NiSbS). По времени этот этап считается донеогеновым.

Ко второму миоценовому этапу относится отложение в основном сульфидных руд. К. Акадзука подразделяет его на две «группы», к образованиям которых соответственно относятся арсенопирит, сфалерит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, галенит и ближе не определенный никелевый минерал. К образованиям второй группы принадлежат пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, следы сфалерита, висмутина, самородного висмута и марказита в белом кварце.

Третий этап, относящийся к плиоцену, является главным продуктивным. Он делится на две стадии. В течение первой стадии выделялись пирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, бертьерит, антимонит и джемсонит, а в течение второй — пирит, сфалерит, бертьерит, фрейбергит, антимонит, марказит и киноварь, сопровождаемые самородным золотом.

Четвертый этап является голоценовым. Он представлен исключительно пиритом, который накладывается на базальтовые дайки.

К. Акадзука делает вывод о большой растянутости и прерывистости процесса рудообразования, который начался еще

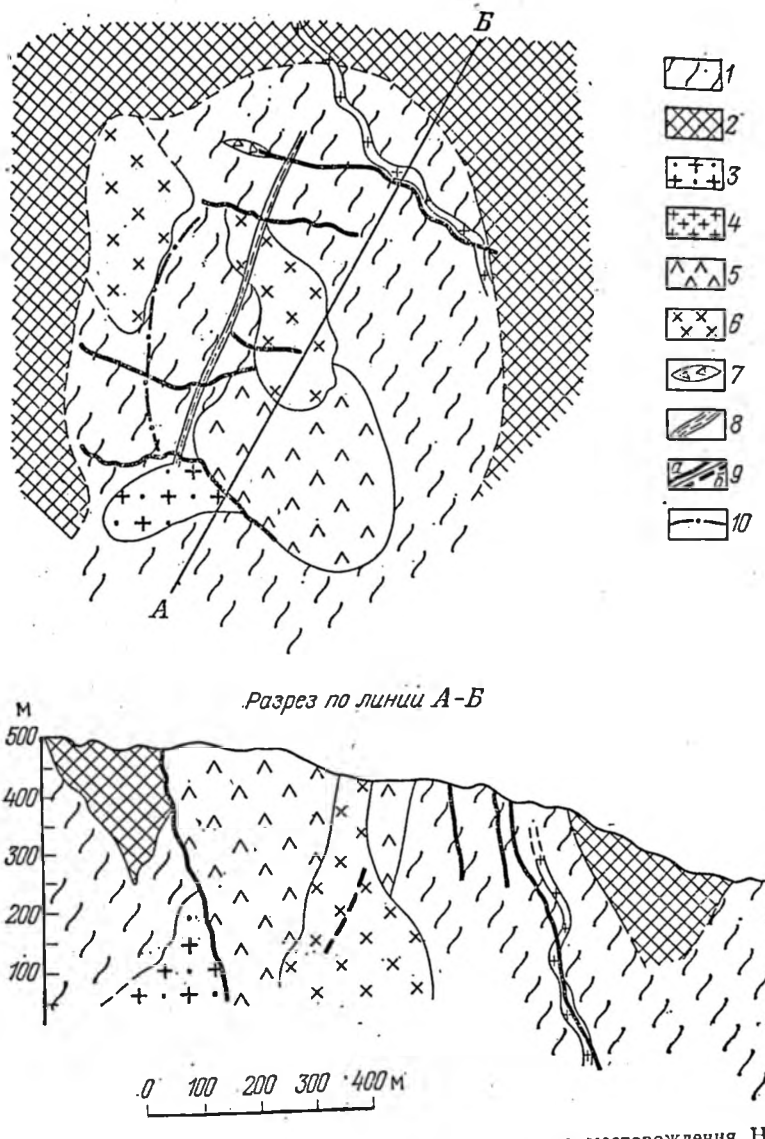


Рис. 25. Геологический план горизонта 200 м и разрез месторождения Накасе. По *К. Акадзука.*

1 — метаморфические сланцы; *2* — серпентиниты; *3* — кварцевые диориты; *4* — кварцевые порфиры; *5* — вулканиты Манью; *6* — микрокварцевые диориты; *7* — брекчированные риолитовые породы; *8* — базальтовая дайка; *9* — жилы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *10* — поперечные нарушения

в дотретичное время и закончился в голоцене, прерываясь магматическими внедрениями. На ранних стадиях процесса минералообразования на его особенности значительное влияние оказывали рудовмещающие серпентиниты, обусловившие появление никелевых минералов.

Месторождение Тсенксгивен расположено на севере о. Лусон (Филиппины). Согласно данным К. Дж. Каллоу (Callow, 1967), оруденение приурочено к известнякам серии Зиг-Заг нижнемиоценового возраста и локализуется на контакте с дайками диоритовых порфиритов и туфов. В контактовых зонах формируются гранат-клиноцоизитовые скарны. Массивные сульфидные залежи располагаются в контактах скарновых тел с известняками. Они сложены сфалеритом и пиритом с подчиненным количеством халькопирита, галенита, арсенопирита, гематита, магнетита и еще более редким распространением теллуридов (алтаит, гессит, петцит, сильванит) и самородного золота. Среднее содержание полезных компонентов в рудах (данные на 1965 г.) составляло: золото 37 г/т, серебро 170 г/т, цинк 12,11%, медь 0,6%, свинец 0,36%, кадмий 0,01%. Бо́льшая часть золота выделяется в виде теллуридов, свободное золото встречается редко. Размер золотин до 0,03 мм.

Л. Бринер (Bryner, 1969) отмечает наличие двух типов руд: скарновых, локализованных в непосредственном контакте с дайкой диоритовых порфиритов, и сульфидных, отходящих от контакта в виде пологих залежей (типа Мантос) в известняки. В скарновых рудах главным рудным минералом является высокожелезистый сфалерит (в руде около 10% цинка), а из силикатных минералов присутствуют эпидот, клиноцоизит, везувиан, актинолит-тремолит, гранат. Содержание золота около 7 г/т. К. Дж. Каллоу в основном описаны сульфидные руды.

К. Дж. Каллоу отмечает необычные для пирометасоматических черты данного месторождения: высокое содержание золота и серебра, присутствие теллуридов, причем среди них отсутствуют обычные для пирометасоматических месторождений теллуриды висмута.

Некоторые вопросы генезиса оруденения

Главное золотое оруденение провинции несомненно связано с очагами андезитового вулканизма, давшими широко распространенные вулканогенные породы. Увязать оруденение с определенной последовательностью формирования магматических пород затруднительно, так как на различных рудоносных площадях она, очевидно, неодинакова, так же как и количественные соотношения различных по химическому составу магматических пород. Для магматических пород Камчатки имеется ряд исследований по распределению рассеянной золотоносности, однако полученные данные не вполне однозначны. Так, Н. Л. Шилин (1968; и др.) показал, что наиболее высокие (на порядок выше кларка) содержания рас-

сеянного золота характерны для миоценового золотоносного вулкано-плутонического комплекса, представленного формацией габбро-гранодиоритов и их эффузивными аналогами — туфолавами и туфами анавгайской серии. При переходе от основных пород к кислым содержание золота уменьшается, а минералами — концентраторами этого элемента — являются магнезиально-железистые силикаты.

В. Д. Беда и М. А. Кучерова (1970) подтвердили вывод Н. Л. Шилина о повышенной золотоносности пород формации габбро-гранодиоритов, но отметили большее обогащение золотом кислых разностей. По их данным наиболее высокие содержания золота и его дисперсия характерны для гидротермально измененных пород.

Г. Н. Аношин и В. В. Капежинскас (1972), по материалам анализов четвертичных вулканитов Камчатки, считают, что породы различной основности в ряду базальты—андезиты—липариты характеризуются постоянным содержанием золота, а колебания его в пространстве объясняются различными типами земной коры и «горизонтальной неоднородностью мантии». Постоянство содержания золота в различных по составу магматических породах объясняется, вероятно, инертным поведением золота в процессе дифференциации исходной базальтовой магмы. По данным Г. Н. Аношина и В. В. Капежинскас (1972, стр. 923), «повышенные средние содержания золота наблюдаются в тех петрохимических разновидностях базальтов, андезитов и кислых пород, для которых отмечается более высокое относительно остальных среднее содержание K_2O». Это положение подтверждается проявлением в золотоносных районах Японии, Филиппин и многих других вулканогенных областей интенсивного калиевого метасоматоза.

При рассмотрении генезиса оруденения в молодых геосинклинальных системах особенно интересен вопрос об унаследованности и возможной регенерации древнего оруденения. По данным японских геологов («Геологическое развитие Японских островов», 1968), размещение молодых месторождений меди и марганца может быть объяснено наложением неогеновых рудных поясов на обогащенные этими элементами более древние складчатые пояса. Для золота возможная регенерация не указывается, поскольку древнее золотое оруденение развито очень ограниченно и несоизмеримо ни по масштабам, ни по составу месторождений с неогеновой золотоносностью.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЭПИНЕОХРОНА

К образованиям эпинеохрона (или по терминологии, применявшейся в предыдущей книге, позднего неохрона) автор относит ареал мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации восточной части Евразии.

Провинция мезо-кайнозойской активизации восточной части Евразии

Общие сведения о геологии и золотоносности

Площадь данной провинции соответствует области распространения вулканических поясов и поясов развития внегеосинклинальных гранитоидов в восточной части Евразии (Казанский, 1972; Молчанова, 1973). Рассматриваемая в настоящей работе площадь несколько меньше, так как из нее исключены миогеосинклинальные зоны мезозоид, золотоносность которых была охарактеризована выше. На Тектонической карте Евразии издания 1966 г. в этих зонах показаны уже не внегеосинклинальные, а позднеорогенные гранитоидные массивы. Хотя автор считает такое разделение гранитоидов неверным и присоединяется к исследователям, рассматривающим те и другие гранитоиды как внегеосинклинальные, самостоятельное выделение миогеосинклинальных зон мезозоид до известной степени оправдывается особенностями их геологического строения и золотоносности.

В северо-восточной части описываемая провинция соответствует Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Однако сам пояс не имеет вполне отчетливых ограничений. Одни исследователи включают в него только главные наиболее крупные поля вулканитов, другие объединяют в пояс все проявления вулканизма, поэтому на разных региональных картах и схемах размеры пояса существенно различны. Юго-западнее граница провинции проходит по Сибирской платформе, примерно по северному обрамлению Алданского щита, четко определяясь распространением мезозойских интрузивных пород.

Проведение ее в Байкальской горной стране дискуссионно, так как здесь установлено как древнее, так и молодое оруденение, не всегда отчетливо подразделяемые. Некоторые геологи (А. К. Кондратенко, В. С. Малых) включают в ареал тектоно-магматической активизации весь Ленский золотоносный район, основываясь на наличии здесь предположительно мезозойских даек. Многолетние исследования автора в пределах ареала тектоно-магматической активизации в Баргузинской тайге и в Ленском золотоносном районе не позволяют согласиться с этим положением. Наложенное, связанное с активизацией золотое оруденение может быть отделено от древнего; развитие юрских — меловых депрессий, неотектонические особенности и характер магматической деятельности позволяют достаточно определенно провести здесь границу ареала активизации.

В пределах Монгольской Народной Республики граница ареала тектоно-магматической активизации определена Р. А. Хасиным (1966), в данной работе она показана более прямолинейной.

Южный отрезок западной границы провинции активизации про-

ходит по территории Китайской Народной Республики. Здесь, особенно в Южно-Китайском массиве, весьма четко проявлены наложенные структуры, получившие название структур дива, а также широко распространен мезозойский магматизм. Вместе с тем материала для однозначного проведения здесь границы провинции у автора недостаточно. Для этой части провинции практически отсутствуют сведения по золотоносности, что делает детальное рассмотрение вопроса о границе провинции пока неактуальным.

С востока и юго-востока характеризуемая провинция эпинеохрона Евразии повсеместно примыкает к кайнозойскому геосинклинально-орогенному поясу. Своеобразные геологическая история и строение этого пояса в какой-то мере сближают его с провинцией тектоно-магматической активизации.

Районирование описываемой провинции активизации наиболее правильно, вероятно, проводить по двум признакам: характеру мезозойской магматической деятельности и особенностям геологических структур, подвергавшихся активизации. По первому признаку могут быть выделены: 1) области с преимущественным распространением эффузивов; 2) области преимущественного развития даек и малых интрузий; 3) области распространения гипабиссальных гранитоидных массивов. Указанное районирование, в основу которого положена глубинность формирования магматических комплексов, предопределяет также глубинность формирования золоторудных месторождений, а следовательно, и их типы.

В своих крайних проявлениях области перечисленных типов выделяются достаточно четко, но для повсеместного строгого проведения их границ материала недостаточно. Следует также отметить широко развитое пространственное совмещение в пределах провинции вулканических и более глубинных фаций изверженных пород с образованием вулкано-плутонических ассоциаций, что вносит дополнительное осложнение при районировании по данному признаку.

По особенностям геологических структур, подвергавшихся активизации, районирование можно осуществить более четко, но и оно не может быть проведено повсеместно. Выделяются следующие главные типы подвергавшихся активизации геологических структур:

1) древние щиты, сложенные глубоко метаморфизованными архейскими и протерозойскими толщами;

2) чехлы древних платформ;

3) области послепротерозойской складчатости, которые в свою очередь могут быть подразделены по возрасту складчатости и наборам формаций, с выделением эв- и миогеосинклинальных систем.

Районирование по характеру подвергавшихся активизации структур позволяет объединить месторождения, залегающие в сходных вмещающих толщах, что определяет их многие характерные черты.

С учетом указанных принципов районирования в пределах рассматриваемой провинции выделяются: Монголо-Охотский золотоносный пояс сложного строения, Чукотско-Охотский и Сихотэ-Алиньский золотоносные пояса и золотоносные области: Баргузинская на байкальском основании, Алданская и Корейская на древних щитах и в пределах их платформенных чехлов. Эти пояса и области в отличие от ряда других золотоносных провинций не охватывают всей территории провинции, разделяясь значительными незолотоносными участками, что является одной из характерных черт локализации золотого оруденения эпинеохрона. Для южной части провинции нет материалов для выделения более дробных золотоносных территорий.

Монголо-Охотский золотоносный пояс характеризуется наиболее сложным строением. В его пределах могут быть выделены как поперечные крупные сегменты, так и продольные зоны. Наиболее отчетливо выделяются два поперечных сегмента — Монголо-Забайкальский и Приамурский, отличающиеся как особенностями геологического строения, так и характером золотоносности. Граница между ними может быть проведена в месте наибольшего сближения двух жестких массивов: краевой части Сибирской платформы и северо-западного выступа Буреинского массива. Монголо-Забайкальский сегмент подразделяется на две продольные зоны: северную — зону Станового хребта и южную, — собственно Монголо-Забайкальскую.

Золотоносные районы описываемой провинции, находящиеся в пределах СССР, охарактеризованы в многочисленных опубликованных работах, что освобождает автора от необходимости общего описания их золотоносности. В Корее, по данным Г. Берга и Г. Фриденсбурга, по 1938 г. было добыто 280 т золота. С учетом последующих данных, которые имеются, однако не для всех лет, общую добычу золота на Корейском полуострове можно оценить на 1/I 1972 г. в 550 т. По ориентировочным данным около половины золота добыто здесь из россыпей.

Характеристике золотоносности Кореи посвящено очень немного работ. В сводке В. Эммонса она дается только очень кратко. Последующих работ в доступной автору литературе удалось найти очень мало, и в них большей частью освещаются только частные вопросы геологии отдельных месторождений.

Наиболее полная, хотя также очень краткая, характеристика общей золотоносности Кореи приведена в работе «Геология Кореи» (1964), где указано, что бо́льшая часть месторождений золота Кореи располагается в ее северной части (рис. 26) и представлена сульфидно-кварцевыми жилами в гнейсах, кристаллических сланцах и гранитах. Значительно распространены также скарновые золотосодержащие месторождения, частично комплексные, разрабатывающиеся для добычи меди, свинца и цинка. Указано присутствие в месторождениях Кореи наряду с самородным золотом

теллуридов. В качестве наиболее крупных месторождений золота Кореи отмечены: из кварцевожильных — Унсан, Теюдон, из скарновых — Холдон, Суан. На месторождении Сонхын сочетаются кварцевые жилы и скарновые залежи. Данные о размерах перечисленных месторождений отсутствуют.

В. Эммонс указывает, что в месторождении Унсан — крупнейшем в то время в Корее, с 1896 по 1919 г. было добыто полезных компонентов на 28,4 млн. долларов. Если считать, что добывалось одно золото, то это составит около 40 т.

Данные по золотоносности КНР также очень ограниченны. В сводке Г. Берга и Г. Фриденсбурга приводится цифра суммарной добычи золота в Китае по 1938 г. — 370 т. В последующие годы, судя по отрывочным приводимым данным, годовая добыча была 1,5—1,9 т. Из этого количества, несомненно, значительная часть приходится на россыпи.

Сводные данные о золотоносности Китая приведены только у В. Эммонса. Им наряду с россыпями упоминаются лишь отдельные золотоносные жилы, залегающие в гнейсах, амфиболовых сланцах (Чинг-Чанг-Коу-Лианг), известняках (Чуон-Шан-Цзе) или ультраосновных породах (Юньнань).

Из более новых работ имеются лишь содержащие краткие характеристики отдельных проявлений золотоносности или отражающие частные вопросы. Так, Х. Оцаки (Ozaki, 1967) приведены сведения о месторождениях Цяпикоу и Лаоциньчжан в Северо-Восточном Китае. Первое представлено кварцевыми жилами, приуроченными к роговикам, амфиболитам и кристаллическим сланцам. В жилах отмечается присутствие вольфрамита, шеелита, галенита, висмутина. Содержание золота в рудах от 4—5 до 20 г/т. Месторождение Лаоциньчжан представлено протяженной зоной

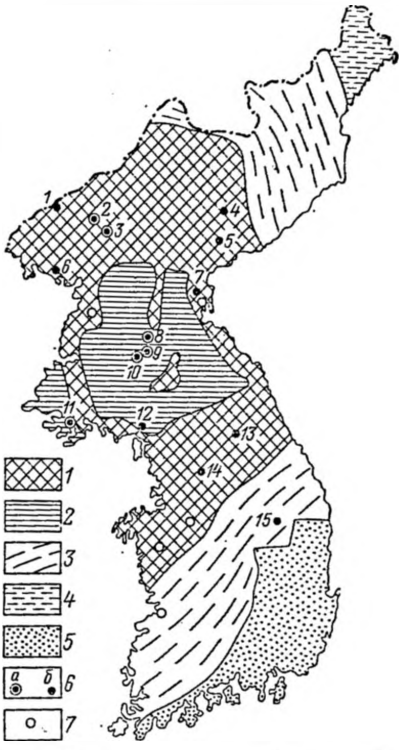


Рис. 26. Схема размещения золоторудных месторождений Корейского полуострова.

1 — дорифейский щит; *2* — платформенный чехол; *3* — области байкальской складчатости; *4* — области герцинской складчатости; *5* — предгорный прогиб; *6* — коренные месторождения золота: *а* — наиболее крупные, *б* — прочие; *7* — участки развития золотоносных россыпей.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Синнён, 2 — Теюдон, 3 — Унсан, 4 — Самхва, 5 — Чхонпулсан, 6 — Сончхон, 7 — Йонхын, 8 — Сонхын, 9 — Холдон, 10 — Суан, 11 — Ончжин, 12 — Самбо, 13 — Хончхон, 14 — Йочжу, 15 — Кымчхон

пирит-халькопиритовой минерализации в краевой части массива кварцевых монцонитов.

В других работах упоминается наличие в Китае мезотермальных кварцевых жил в амфиболитах и присутствие золота в скарновых медных месторождениях.

Типы месторождений

Рассмотрение типов месторождений золота для провинции активизации востока Евразии может быть сделано только качественное, без учета количественной значимости месторождений различных типов из-за неравномерности и неполноты опубликованных данных.

Формационные группы проявлений золотого оруденения провинции весьма разнообразны. Некоторые из них отчетливо обособляются в пределах отдельных областей данной провинции. Вероятно, именно разнообразие формационных групп является отличительной чертой провинции эпинеохрона. Вторая отличительная черта — ограниченное распространение золото-кварцевой формации, столь широко развитой в других провинциях. Месторождения, относящиеся к этой формации, сосредоточены в основном в Приамурском сегменте Монголо-Охотского золотоносного пояса, где процессы активизации затрагивают ороген, характеризовавшийся миогеосинклинальным режимом развития.

К одной из наиболее распространенных формаций описываемой провинции относится золото-сульфидно-кварцевая, к которой, в частности, относится значительное число месторождений Забайкалья, Баргузинской тайги, а также Кореи и Китая.

Широко распространена золото-халцедон-кварцевая формация, к которой относится подавляющее большинство месторождений вулканических поясов. В пределах Монголо-Охотского золотоносного пояса к этой формации принадлежит известное Балейское месторождение. Отдельные месторождения вулканических поясов могут быть отнесены также к золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формации за счет появления в их рудах значительного количества сульфидов.

Золото-сульфидная формационная группа для рассматриваемой провинции малохарактерна, что заметно отличает ее от провинции мезо-кайнозойской активизации Северной Америки, где соответствующая формация дает более 20% всего добытого золота, в частности, из комплексных месторождений меднопорфировых руд. Здесь, как и в Северной Америке, распространены месторождения золото-карбонатно-сульфидной формации (Алданская золотоносная область) и генетически близкой к ней золото-скарновой формации. Последние наиболее характерны для Кореи.

Минеральные типы месторождений золота провинции также своеобразны, причем наблюдается усложнение типов по сравнению с провинциями других геохронов описываемого континента. Наряду с пиритовым, пирит-арсенопиритовым, магнетитовым

и другими простыми типами здесь широко развиты полиметаллически-сульфидные и сульфосольные типы со сложными наборами рудных минералов и, как правило, отчетливо проявленной стадийностью и зональностью минерализации. Особенно это характерно для Забайкальской части провинции.

В Алданской золотоносной области в месторождениях золото-карбонатно-сульфидной формации, хотя и присутствуют сульфосоли сложного состава и теллуриды, резко преобладают пиритовая и пирит-гематитовая минерализации, что заметно отличает месторождения этой территории от их аналогов по структурной позиции в провинции активизации Северной Америки.

Для рассматриваемой провинции, в первую очередь для вулканических поясов, характерно наличие минеральных типов с существенным присутствием в рудах минералов серебра. Это аргентитовый, пираргирит-миаргиритовый, а также более сложные типы, где сульфиды и сульфосоли серебра сочетаются с проявлениями теллуровой минерализации. Исследователи золотоносности вулканических поясов (А. А. Сидоров, Л. Н. Пляшкевич и др.) предлагают выделять здесь специальную золото-серебряную формацию, но это, вероятно, не вполне удачно, так как идет вразрез с общим принципом выделения и наименования формаций по соотношениям главных групп рудных и нерудных минералов.

В данной провинции мало распространены золоторудные месторождения антимонитового типа, хотя отдельные относящиеся к нему месторождения и имеются. По-видимому, относительное значение этого типа здесь примерно такое же или даже меньшее, чем в геосинклинальных палеозойских и мезозойских провинциях.

Среди других минералов и элементов руд золоторудных месторождений отметим еще турмалиновую минерализацию. Она весьма характерна для месторождений золота Забайкалья, в первую очередь относящихся к золото-сульфидно-кварцевой формации. Интересно, что ареал распространения турмалиновой минерализации резко обрывается в Приамурском сегменте, представляя, очевидно, региональную геохимическую особенность Забайкалья.

Из рудных минералов следует еще упомянуть о теллуридах, присутствие которых отмечается в рудах многих месторождений и может считаться характерным для данной провинции. Распространены они обычно только в ограниченном количестве, редко позволяющем выделять собственно теллуридные минеральные типы. Не исключено выявление таких типов в дальнейшем.

В заключение укажем, что для отдельных территорий провинции разрабатывались свои региональные формационные и минералогические классификации с более детальным, чем это сделано здесь, расчленением месторождений. Общей особенностью минерального состава золоторудных месторождений провинции является очень четко проявленная стадийность минералообразования с нередким обособлением продуктов различных стадий в пределах отдельных зон. Детальное изучение стадийности и зональности

рудоотложения производилось на ряде месторождений провинции Н. В. Петровской, Д. А. Тимофеевским, М. С. Сахаровой и др.

Морфологические классы золоторудных месторождений провинции эпинеохрона во многом специфичны. Среди жильных морфологических классов наряду с простыми и сложными жилами, такими же, как развитые повсеместно в провинциях других типов, здесь выделяются отчетливо ветвящиеся по восстанию кварцевые жильные тела. Наиболее специфичны они для месторождений вулканических поясов. Жильный морфологический класс нередко дает переходы к штокверковому, причем характерны изометричные, а не линейные штокверки, локализованные в отдельных блоках осадочных пород или в субвулканических телах изверженных пород.

В качестве специфичных морфологических классов и подклассов для данной провинции могут быть выделены:

1. Горизонтальные залежи сплошных сульфидных руд в карбонатных породах, контролируемые межпластовыми разрывами или другими проявлениями неоднородности вмещающей среды по вертикали (границами раздела литологических разновидностей осадочных пород, контактами силлов, интрузивных залежей и лакколитов). Подобные морфологические классы характерны для золоторудных месторождений, формирующихся в пределах активизированных территорий древних платформ, в частности для краевой части Алданского щита, на котором залегают горизонтально кембрийские карбонатные и юрские терригенные породы.

Наряду с горизонтальными рудными залежами в этом случае характерны также залежи сложной формы, обусловленные сочетанием пологих составляющих с крутопадающими подводящими каналами.

2. Трубообразные тела обычно сульфидно-вкрапленных руд, формирование которых связано с взрывными явлениями и тяготеет к телам эруптивных брекчий. Месторождения, относящиеся к подобному классу, известны в Забайкалье. Они весьма интересны в геологическом отношении, хотя и не отличаются, как правило, значительными размерами.

Вмещающие породы золоторудных месторождений провинции весьма разнообразны. Устойчивые, резко преобладающие связи с определенной группой рудовмещающих пород характерны только для месторождений вулканических поясов, где наиболее типична приуроченность рудных тел к породам андезитового или дацитового состава экструзивных или субвулканических фаций. Рудные тела приурочены к более широкому набору как вулканитов, так и переслаивающихся с ними осадочных пород или разнообразных по составу и генезису пород фундамента, на котором располагаются вулканиты.

Вне вулканических поясов для провинции специфичен очень широкий набор рудовмещающих пород, среди которых развиты глубоко метаморфизованные породы различного состава (гнейсы,

кристаллические сланцы, амфиболиты), складчатых областей, карбонатные толщи чехла древних платформ, интрузивные породы различного состава.

Изменения пород, вмещающих оруденение

Околорудные изменения вмещающих пород провинции эпинеохрона обнаруживают тесную зависимость от глубины формирования месторождений. Для большинства месторождений, сформированных в глубинных и гипабиссальных условиях, характерны преобразования рудовмещающих пород лиственито-березитовой формации. Отчетливость проявления изменений тесно зависит от исходных пород — от степени контрастности их состава с составом рудоносных растворов.

Наиболее глубинные условия формирования околорудных метасоматитов для месторождений провинции описаны Н. И. Засыпкиным (1971) для одного из месторождений Баргузинской золотоносной области. Во внешних зонах метасоматической колонки на этом месторождении по вмещающим оруденение амфибол-пироксеновым гнейсам развивается ассоциация цоизита-эпидота, что говорит о глубине формирования месторождения не менее 3000 м.

Для многих месторождений Забайкалья в контактах золотоносных кварцевых жил формируются лиственито-березитовые преобразования, во внешних зонах колонок которых развиваются карбонатно-хлоритовые ассоциации, что указывает на глубинность формирования менее 1,5 км.

Показателем еще менее глубинного формирования месторождений является проявление в околорудных ореолах адуляризации. В частности, подобные изменения пород изучались автором на одном из кварцевожильных месторождений Приамурья, локализованного в песчанико-сланцевой толще. Адуляр выделяется здесь в виде мелкокристаллического агрегата в цементе песчаников. Характерно выделение правильных ромбовидных в срезе кристаллов адуляра в непосредственных контактах кварцевых жил. Широко проявлены также явления адуляризации на месторождениях Алданского щита. На одном из месторождений этого региона генезис адуляризации является дискуссионным. Некоторые исследователи предполагают формирование адуляра в связи с экзогенными процессами.

Весьма специфичны по характеру околорудных изменений месторождения вулканических поясов, а также проявления близповерхностного оруденения Монголо-Охотского золотоносного пояса. Они совершенно подобны изменениям пород, вмещающих золоторудные тела в альпийском и кайнозойском складчатых поясах. Ведущей здесь является аргиллизация, сопровождаемая окварцеванием, адуляризацией, серицитизацией, а в наиболее близповерхностных условиях и алунитизацией. Характерна отчетливо выраженная вертикальная зональность развитых изменений, сложно сочетающаяся с горизонтальной зональностью около отдельных рудных

тел. Во внешних зонах метасоматических колонок формируются в подобных условиях пропилиты близповерхностных фаций. Детальные описания околорудных изменений указанного типа для месторождений вулканических поясов приведены в работах Л. Н. Пляшкевич (1972), М. С. Михайловой (1968), для месторождений Монголо-Охотского золотоносного пояса — в работах О. В. Русиновой (1970) и других исследователей.

Особо следует отметить широко развитую на месторождениях вулканических поясов рассматриваемой провинции дорудную калишпатизацию рудовмещающих вулканитов, совершенно аналогичную развивающейся в золоторудных полях альпийского складчатого пояса Европы (см. выше). Р. А. Еремин, В. И. Найбородин и А. А. Сидоров (1967), рассматривая вопросы генезиса золотого оруденения Охотско-Чукотского вулканического пояса, подчеркивают, что магматические породы, с которыми генетически или парагенетически связано золото-серебряное оруденение, отличаются часто повышенной щелочностью ($a=12—13$). Содержание K_2O достигает в них 4—5%. В андезитах и андезито-базальтах это выражается в появлении в основной массе значительного количества калиевого полевого шпата (до 50%), а также замещении вкрапленников пироксена биотитом. Наблюдается также новообразование более или менее крупных порфирокластов калиевого полевого шпата. Авторы считают, что эти явления связаны с метасоматическими процессами ранней щелочной стадии.

Закономерности размещения золотого оруденения и некоторые вопросы его генезиса

Провинция мезо-кайнозойской активизации восточной части Евразии резко неоднородна по геологическому строению. Несмотря на эту неоднородность, можно наметить единые ведущие закономерности в размещении золотого оруденения в ее пределах. К ним, в первую очередь, относится приуроченность главных рудных районов к узлам сочленения крупных зон разломов, частично имеющих глобальный характер. Наиболее определенно эти разломы читаются из очертаний древних щитов и срединных массивов, к ограничениям и главным образом внешним углам которых тяготеет обычно золотое оруденение.

Наряду с разломами, сочетание которых обусловливает блоковую структуру провинции, рудоконтролирующее значение имеют крупные пликативные структуры с большим радиусом кривизны, образующие своды и прогибы. Ведущая роль сводовых поднятий для локализации золотоносности убедительно показана для отдельных крупных территорий провинции, в частности для Забайкалья Н. А. Фогельман (1968).

Разломная тектоника частично связана и обусловлена крупными сводовыми поднятиями: отдельные разломы и ограниченные ими депрессии могут рассматриваться в качестве компенсационных

структур, образовавшихся в результате «проседаний» поднимавшихся сводов. Некоторые глобальные зоны разломов, несомненно, закладывались независимо от пликативных структур и отражают общую глобальную трещиноватость планеты.

В пределах Забайкалья, по данным Н. А. Фогельман и других, ведущей закономерностью в размещении золотого оруденения является приуроченность его к Даурскому сводовому поднятию северо-восточного простирания. Более локальный контроль оруденения определяется системой разломов, подновлявшихся во время формирования оруденения. Наряду с продольными для Забайкалья структурами северо-восточного простирания весьма существенное значение имеют поперечные северо-западные разломы. В отличие от северо-восточных, они проявлены не отчетливо, а устанавливаются лишь по сумме косвенных признаков и рассматриваются как просвечивающие структуры фундамента.

Главная зона таких разломов выделена Н. А. Фогельман под названием Балейско-Дарасунской, а И. Н. Томсоном и М. А. Фаворской в своей более южной части — Кличкинско-Дарасунской. Сводовые поднятия Забайкалья и системы рудоконтролирующих разломов отчетливо отражаются в особенностях современного рельефа вследствие длительности их развития и унаследованности движений.

На Алданском щите, по данным А. И. Казаринова (1967), главное рудоконтролирующее для золотого оруденения значение имеют длительно живущие разломы, ориентированные в субмеридиональном и субширотном направлениях. К крупным сводовым поднятиям в этом случае тяготеет только оруденение определенного типа, локализованное в карбонатных породах нижнего «продуктивного» горизонта кембрия. Оруденение другого типа, приуроченное к контакту кембрийских и юрских отложений, локализуется в отрицательных платформенных структурах типа синеклиз или чашеобразных прогибов.

Для вулканических поясов в размещении золотоносности также решающее значение имеют зоны разломов. Г. П. Воларович и А. И. Казаринов (1968) выделяют в пределах вулканических поясов восточной окраины СССР следующие геотектонические позиции районов проявления золотого оруденения: 1) приуроченные к системам разломов, длительно развивавшимся с унаследованным простиранием; 2) приуроченные к пересечениям региональных структур разных направлений; 3) на жестких массивах с ограничивающими и рассекающими их разломами.

Для более локального контроля золотого оруденения в пределах вулканических поясов существенное значение имеют вулканические постройки центрального типа, к краевым частям которых нередко приурочены рудные поля.

Важным для понимания закономерностей размещения золотого оруденения в пределах описываемой провинции и для выделения самой провинции в качестве единого целого является вопрос

о формационной принадлежности различных проявлений магматизма в ее пределах. Для Охотско-Чукотского вулканического пояса вопрос о генетическом единстве вулканических толщ и интрузивных тел гранитоидов с разработкой понятия о вулкано-плутонических формациях, был поставлен Е. К. Устиевым. Т. В. Молчанова (1973), обобщив очень большой материал, показала, что в целом эффузивные породы Восточно-Азиатского вулканического пояса, внегеосинклинальные гранитоиды востока Азии и те гранитные массивы, которые считаются орогенными в системах мезозоид, относятся к единой вулкано-плутонической формации. При этом планетарный характер их распределения говорит о том, что в образовании формации существенная роль принадлежала мантийным процессам.

Единство всех гранитоидов, как показанных на Тектонической карте Евразии в качестве орогенных в мезозойских геосинклинальных системах, так и внегеосинклинальных, как бы стирает различия между мезозойскими геосинклинальными системами востока Азии и рассматриваемыми областями активизации и позволяет говорить о едином глубинном источнике золота всех развитых в их пределах месторождений, несмотря на различия их типов и длительность формирования.

Конкретные связи золотого оруденения с магматизмом в отдельных областях и районах весьма сложны, во многом противоречивы, и относящиеся к ним вопросы дискуссионны. Приведем некоторые материалы по отдельным районам.

В Забайкалье по возрасту и связи с магматизмом отчетливо выделяются две группы месторождений золота: юрская, представленная в основном оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации, и меловая, для которой характерна золото-халцедон-кварцевая формация.

К юрскому времени в Забайкалье относится большое количество интрузивных пород, объединяемых в различных районах в комплексы, составляющие две серии — аманано-шахтаминскую и кукульбейско-харалгинскую («Геология и закономерности...», 1970). Золотое, так же как и молибденовое оруденение, связано с более ранней аманано-шахтаминской серией пород умеренно кислого состава, а олово-вольфрамовое — с кукульбейско-харалгинской серией кислого до ультракислого состава. Таким образом, в данном случае в какой-то мере повторяются те же соотношения золотого оруденения с магматизмом, которые характерны и для геосинклинально-орогенных систем палеозоид.

Комплексы золотоносной аманано-шахтаминской серии характеризуются растянутостью во времени формирования с общей гомодромной последовательностью магматических пород. Для ранних фаз характерны габбро, диориты, кварцевые диориты, главные фазы представлены преимущественно гранодиоритами. К заключительным фазам (третьей или четвертой в разных комплексах) относятся плагиограниты, граниты, иногда лейкократовые граниты.

Типично непостоянство количественно-минерального состава пород комплекса с преобладанием в целом плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, проявлением интенсивного калиевого метасоматоза, наличием признаков гибридизма и присутствием в породах элементов-примесей, характерных для пород основного состава (Ti, V, Co, Cr, Ni, Sc).

Входящие в состав аманано-шахтаминской серии отдельные комплексы, будучи сходными по основным петрографическим характеристикам, заметно различаются по глубинности формирования интрузивных тел. Возрастные соотношения крупных массивов и даек нельзя считать полностью выявленными. Возможен значительный разрыв во времени между более ранними крупными массивами и дайковыми сериями, хотя общий интервал формирования всех комплексов датируется от верхнего триаса до верхней юры.

К поясам и узлам распространения даек приурочены главные месторождения золота Забайкалья. По многочисленным наблюдениям на рудных полях оруденение формируется после внедрения дайковых пород. Только в отдельных случаях, в восточных районах Забайкалья, устанавливается незначительное распространение пострудных даек основного состава.

В отношении генезиса юрских магматических пород Забайкалья, с которыми связано золотое оруденение, интересные взгляды высказаны Ю. П. Мироновым (1968). Он придает очень большое значение в формировании гранитоидов этого региона метасоматическим процессам, причем считает, что они обусловлены поступлением базальтоидной магмы. Все главные проявления золотого оруденения, по мнению Ю. П. Миронова, приурочены к промежуточным между метасоматическими и магматическими смешанным породам, которые могут быть выявлены по комплексу характерных признаков при геологическом картировании.

Если юрский магматизм очень широко проявлен в Забайкалье, и пространственная и временна́я связь с ним золотого оруденения весьма отчетлива, то для нижнемелового магматизма вопрос этот значительно более сложен. К нижнемеловому возрасту, по данным Н. А. Фогельман, относятся дайки, трубки и некки эксплозивных брекчий кислого—субщелочного состава. Иногда подобные эксплозивные брекчии минерализованы и являются золотоносной рудой, но широкого распространения месторождения такого типа не имеют.

Месторождения золото-халцедон-кварцевой формации Забайкалья по времени формирования близки к указанным кислым магматическим эксплозивным породам, но достоверного присутствия последних непосредственно в пределах золоторудных полей, относящихся к данной формации, не установлено, хотя не исключены их отдельные проявления, подвергнутые интенсивной гидротермальной переработке.

В Приамурье, т. е. в более восточной части того же Монголо-Охотского золотоносного пояса, по данным автора (Шер, Ковалева, 1956), характерно широкое распространение даек, штоков и

пальцеобразных интрузий мезозойских изверженных пород, сконцентрированных в зонах субмеридионального простирания, перпендикулярных к общему субширотному региональному дайковому поясу. Протяженность отдельных зон даек 30—40 км, ширина 3—4 км. В данном регионе выделяется шесть последовательных возрастных групп изверженных пород: 1) гранит-порфиры; 2) кварц-олигоклазовые порфиры, кварцевые порфиры, гранофиры, фельзит-порфиры, биотит-олигоклазовые порфириты; 3) диабазовые и диоритовые порфириты; 4) гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 5) кварцевые диориты, кварцевые сиенито-диориты, габбро-диориты, микрогаббро; 6) базальтовые порфириты.

Кварцевожильные золоторудные проявления формировались после внедрения даек второй группы, но до внедрения наиболее распространенных диабазовых и диоритовых порфиритов и всех последующих интрузивных пород. Установлены многочисленные случаи пересечения соответствующими дайками кварцевых золотоносных жил, причем соотношения мощностей исключают толкование пересечений как ложных, наблюдались макро- и микроинъекции дайкового материала в жильный кварц. Наконец, породы пятой возрастной группы, слагающие серии пальцеобразных тел, метаморфизуют жильный кварц и арсенопирит, замещаемый пирротином, а также золото (Моисеенко, 1965).

При отчетливо послерудном возрасте значительной части магматических пород Приамурья устанавливается их возрастная близость к оруденению, поскольку заключающие последнее постзолотые кварц-кальцитовые жилы и прожилки, составляющие постоянную и неотъемлемую часть гидротермальной минерализации, повсеместно секут магматические образования. Целый ряд наблюдений указывает также на влияние трещин, впоследствии выполненных пострудными дайками, на размещение и морфологию золотоносных кварцевых жил.

На примере Верхне-Селемджинского района Приамурья автором была установлена парагенетическая связь золотого оруденения с магматизмом. Различные соотношения до- и послерудных магматических пород в разных частях единого по возрасту оруденения и геотектонической позиции Монголо-Охотского золотоносного пояса несомненно заслуживают дальнейшего изучения.

Для Алданского щита не вызывает сомнения тесная связь в пространстве и во времени формирования золотого оруденения с комплексом магматических пород, слагающих дайки, пластовые залежи и лакколиты. Рудные залежи располагаются здесь в непосредственных контактах магматических тел среди горизонтально залегающих платформенных отложений. Комплекс мезозойских магматических пород Центрального Алдана изучался Ю. А. Билибиным, М. Б. Бородаевской, в более позднее время Т. В. Билибиной и др. («Петрология...», 1967). Своеобразие пород Алданского золотоносного района, выражающееся в их повышенной щелочности, объяснялось различными авторами по-разному. Вслед за

Ю. А. Билибиным многие геологи считают их непосредственными дифференциатами подкоровой трахибазальтовой магмы. Ю. К. Дзевановский связывал алданские породы с эволюцией щелочноземельной магмы. Это положение позднее было развито Т. В. Молчановой (1965), по мнению которой мезозойские щелочные породы Центрально-Алданского района являются производными гранитной магмы. Породы повышенной основности и щелочности формировались в результате активного взаимодействия кислой магмы с доломитовой толщей платформенного чехла. Однако по последним представлениям Т. В. Молчановой, исходный генезис кислой магмы в свою очередь связан с подкоровыми процессами.

В Баргузинской золотоносной области также широко распространены дайки основных и щелочных пород, с которыми золотое оруденение сближено во времени. Автор еще в 1955 г. выявил и описал здесь несколько протяженных дайковых поясов северо-восточного простирания, с которыми пространственно совпадают проявления золотого оруденения золото-сульфидно-кварцевой формации. Характерной особенностью даек данной золотоносной области является сочетание основных и щелочных разностей пород с параллельным увеличением кремнекислотности и щелочности пород в магматических сериях. Установлено более позднее время формирования отдельных проявлений золотого оруденения по отношению к дайкам.

В пределах вулканических поясов проявления золотого оруденения приурочены к палеовулканическим постройкам центрального типа или вулкано-плутоническим комплексам с широким проявлением субвулканических тел (Г. П. Воларович, А. А. Сидоров, Л. Н. Пляшкевич, М. С. Михайлова и др.). На рудных полях характерно развитие более или менее завершенных и в различной степени контрастных серий пород липарит-дацит-андезит-базальтового ряда. Подчеркиваются различные особенности магматических пород, благоприятные для оруденения. К главным из них относится развитие эксплозивных явлений с образованием игнимбритов и игнимбритоподобных пород и проявление постмагматического калиевого метасоматоза. Общее изучение химизма рудоносных и безрудных серий вулкано-плутонических ассоциаций проводилось пока в недостаточном объеме, причем отчетливых зависимостей между химическим составом исходных магматических пород и интенсивностью оруденения не установлено.

В заключение необходимо коснуться еще одного весьма существенного и интересного вопроса — об унаследованности древней золоторудной минерализации. В Забайкалье обращает на себя внимание полное отсутствие варисцийского и доварисцийского оруденения, несмотря на широкое распространение мезозойского оруденения. Может быть высказано предположение о полной ремобилизации более древнего оруденения, но прямых доказательств нет. Не исключено первоначальное отсутствие проявлений золотого оруденения в связи с варисцийским и более ранним магматизмом.

На более северных территориях провинции, вблизи ее ограничения, в Баргузинской золотоносной области автор отмечал наличие как нижнепалеозойского оруденения, пространственно и, по-видимому, генетически связанного с крупными гранитоидными интрузиями, так и мезозойской золотой минерализации, парагенетически связанной с дайками. В данном случае предположение о ремобилизации золота кажется маловероятным, поскольку древнее и молодое оруденение по размещению независимы друг от друга, обычно пространственно разобщены, а относящиеся к ним проявления золотого оруденения резко различны по характеру минеральных ассоциаций. При этом молодое золотое оруденение, обязанное явлениям активизации, более сложно по составу, что противоречит обычным представлениям о ремобилизации.

Наличие глубинного мантийного источника магматизма в рассматриваемой провинции активизации противоречит имеющимся у некоторых исследователей представлениям о решающей роли ремобилизации при формировании золоторудных месторождений, хотя и не исключает ее отдельные проявления.

АФРИКА

Африканский континент представляет исключительный интерес для изучения золотоносности. Здесь находятся наиболее древние из известных в мире, разрабатывавшиеся около 5000 лет назад, коренные месторождения золота Египта, причем возможно, что многие месторождения этой страны, а также Эфиопии и Южной Родезии разрабатывались в еще более отдаленные времена.

Интересна не только история золотодобывающей промышленности в Африке. Развитые в ее пределах типы золоторудных месторождений разнообразны и подчас уникальны. Здесь находится всемирно известное месторождение древних золотоносных конгломератов Витватерсранд и другие месторождения этого типа, золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы, зоны вкрапленного оруденения, россыпи.

К сожалению, за исключением Витватерсранда, изученность месторождений золота Африки весьма невысокая. По геологии Африки последняя сводка на русском языке принадлежит В. Е. Хаину (1971). Тектоническое расчленение Африки, предлагаемое им, принято за основу в данной работе.

Почти вся Африка в геологическом отношении относится к области докембрийской складчатости. Складчатые сооружения более молодого возраста известны только на крайнем юге и севере континента. Месторождения золота в них практически отсутствуют.

Согласно данным В. Е. Хаина, Африкано-Аравийская платформа может быть подразделена на Сахарскую плиту, где среди платформенного чехла выступают отдельные докембрийские массивы, и Капско-Аравийский щит, на котором среди архейских глыб — древних ядер — «вкраплены» отдельные синеклизы, выполненные платформенными толщами.

Территория Северо-Восточной Африки и Аравии до некоторой степени условно может быть отнесена к более молодым образованиям, и рассматриваться как область байкальской складчатости. На территории Африки выделяются (рис. 27) золотоносные провинции археохрона — Родезийско-Трансваальская и Танганьикская, мезохрона — Южно,- Западно- и Центрально-Африканская и провинция раннего неохрона — байкальской складчатости — Нубийско-Аравийская. Описано также золотое оруденение, которое можно связать с тектоно-магматической активизацией.

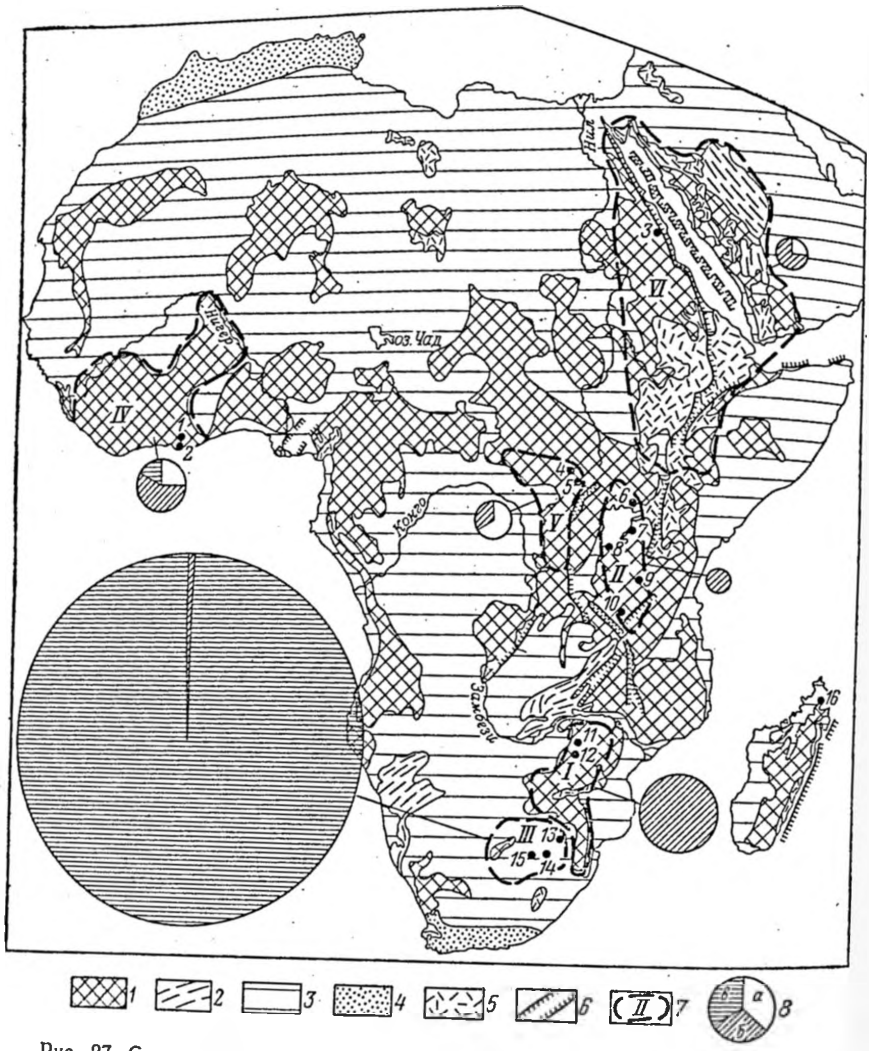


Рис. 27. Схема металлогенического (по золоту) районирования Африки.

1 — докембрийский фундамент древней платформы (в Северо-Восточной Африке частично включает байкалиды); *2* — области байкальской складчатости, *3* — осадочный чехол протерозойского и более молодого возрастов; *4* — области палеозойской и более молодой складчатости; *5* — главные поля развития кайнозойских вулканитов; *6* — главные зоны разломов; *7* — золотоносные провинции: I — Родезийско-Трансваальская; II — Танганьикская, III — Южно-Африканская; IV — Западно-Африканская, V — Центрально-Африканская, VI — провинция байкалид Северо-Восточной Африки; *8* — относительное количество добытого золота: *а* — из россыпей, *б* — из коренных месторождений, *в* — из древних золотоносных конгломератов

Золоторудные месторождения и районы добычи золота: 1 — Ашанти, 2 — Тарква, 3 — Гебейт, 4 — Кило, 5 — Мото, 6 — район Какамега, 7 — район Мусома, 8 — район Мванза, 9 — район Лупа, 10 — район Ирамба, 11 — Кем-Мотор, 12 — Глоб-Феникс, 13 — район Барбертон, 14 — Пилгримсрест, 15 — Витватерсранд, 16 — Андавакёра

Некоторые территории Африканской платформы, где добыто очень немного золота, специально не описаны, так как ни геологическая позиция, ни типы развитых там месторождений неясны. К ним относятся, в частности, Дагомейско-Нигерийский массив, где из россыпей частично попутно с оловом добыто 12—15 т золота, территории Намибии и Анголы, где в общей сложности добыто около 2,5 т золота, также преимущественно из россыпей.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРХЕОХРОНА

К типичным металлогеническим по золоту провинциям архейохрона могут быть отнесены площади, сложенные раннеархейскими толщами — часть Трансваальского массива и полностью Родезийский и Танганьикский массивы. Эти территории, как и провинции Киватин и Йеллоунайф в Северной Америке и Йилгарнская в Западной Австралии (Шер, 1972), а также Дарварская в Индии, характеризуются наличием среди полей гранитизированных пород и гранитов отдельных участков, сложенных сравнительно слабо метаморфизованными зеленосланцевыми толщами и перекрывающими их терригенными молассоподобными отложениями.

Данных по месторождениям золота в образованиях архейохрона Африки очень немного, поэтому удобнее описывать все выделяемые провинции совместно. Всего в них добыто около 2220 т золота, которое распределяется по массивам следующим образом: Родезийский 1800 т, Трансваальский — около 300 т, и Танганьикский 120 т. Характерно отсутствие во всех массивах выдающихся по крупности месторождений золота. Наиболее крупными являются месторождения Кем-Мотор (около 150 т) и Глоб-Феникс (около 120 т) в Родезийском массиве. Подавляющее большинство месторождений золота архейохрона Африки относится к небольшим, добыча из них не превышает десятков, а часто первых тонн, во многих случаях измеряется килограммами. В Южной Родезии золото добывают так называемые «малые рабочие» (small—workers). Р. А. Пеллетье (Pelletier, 1964) указывает, что общее число отрабатывавшихся отдельных месторождений золота в Родезии не менее 4000.

Распределение месторождений золота на рассматриваемых территориях крайне неравномерно. Все они приурочены к площадям, сложенным зеленокаменными породами, расположенными среди глубоко метаморфизованных толщ (рис. 28). Конфигурация золотоносных площадей в отличие от Канады и отчасти Австралии очень сложная. Главные золотоносные районы в Южной Родезии выделены А. Г. Т. Мехлисом и И. Гольдбергом (Mehliss, Goldberg, 1961). К наиболее крупным относятся Кве-Кве — Гвело, Булавайо, Солсбери. А. Г. Т. Мехлис и И. Гольдберг считают, что деформация, а следовательно, и системы рудовмещающих трещин были одинаковыми в пределах каждого района, и берут это за основу

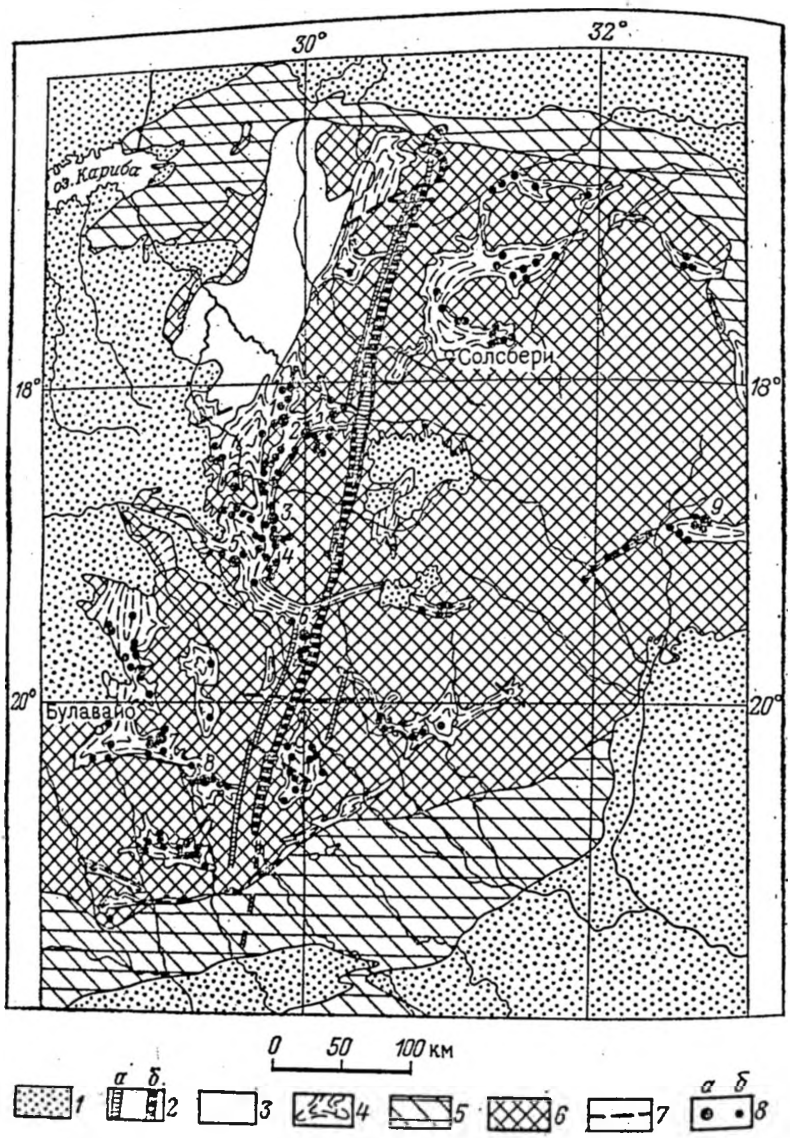


Рис. 28. Схема размещения золоторудных месторождений Южной Родезии.

1 — горизонтально залегающие палеозойские и более молодые отложения; *2* — Великая Дайка Родезии: *а* — основные породы, *б* — ультраосновные породы; *3* — породы Трансваальской системы; *4* — площади развития зеленокаменных пород; *5* — парагнейсы и кристаллические сланцы; *6* — граниты и гранитизированные породы; *7* — тектонические нарушения; *8* — золоторудные месторождения: *а* — более крупные, *б* — прочие (нанесены не полностью).

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Голден Валли, 2 — Кем-Мотор, 3 — Глоб-Феникс, 4 — Шервуд-Стар, 5 — Лонели-Майн, 6 — Вандерер, 7 — Буштик, 8 — Фред, 9 — Резенде

при поисковых работах на золото, однако подобные представления, по-видимому, несколько упрощены.

В Танзании (Танганьикский массив) выделяются золотоносные районы Мусома к востоку и Мванза к югу от оз. Виктория. В южной части страны расположен золотоносный район Лупа, отличающийся более глубоким метаморфизмом толщ, вмещающих золотое оруденение.

В Трансваальском массиве к главным золотоносным районам относится Барбертон, расположенный примерно в 300 км восточнее Витватерсранда. Несколько меньшее значение имеют районы хр. Мурчисон, Летаба и Клейн Летаба на северо-востоке страны.

Наиболее глубоко отработанными золоторудными месторождениями (до 1500 м) всех золотоносных районов являются Лонели-Майн, Глоб-Феникс и Кем-Мотор в Южной Родезии. А. Э. Пауп (Phaup, 1968) подчеркивает отсутствие в них существенных проявлений вертикальной зональности, хотя определенные ее элементы и намечаются. Очень многие месторождения отрабатываются пока в пределах первых сотен метров. В описываемых провинциях золото в основном добывается из коренных месторождений. Россыпи в очень небольшом количестве разрабатывались в окраинных частях Южной Родезии, частично на территории Мозамбика. Несколько выше процент добычи золота из россыпей в Танзании и Кении.

Типы месторождений

Данных для типизации золоторудных месторождений рассматриваемых провинций Африки недостаточно. О многих из них есть только краткие экономические сведения или дается столь общая геологическая характеристика, что их затруднительно отнести к тому или иному разделу принятой классификации.

Формационные группы представлены преимущественно золото-сульфидно-кварцевой. Для большинства кварцевых жил Южной Родезии указывается значительное присутствие сульфидов, подтверждаемое наличием попутной добычи из золотых руд еще ряда металлов. Значительно развиты золото-кварцевая и сульфидная формационные группы. Одно, по-видимому, очень небольшое месторождение Кинелили в Танзании может быть отнесено к золото-скарновой формации.

По данным А. Э. Паупа, в месторождениях Южной Родезии жилы содержат около 90% кварца, 7% включений измененных вмещающих пород и 3% сульфидов. Наряду с жилами он отмечает наличие зон сульфидной вкрапленности, которые содержат 0—5% жильного кварца и 5—15% сульфидных минералов, заключенных в измененных вмещающих породах. В зонах сульфидной вкрапленности ведущими сульфидами часто являются арсенопирит и антимонит, а в жилах обычно пирит или пирротин с той или иной примесью сфалерита, галенита или других сульфидов.

Минеральные типы золоторудных месторождений Африки разнообразны. Из учтенных 39 месторождений с суммарной

добычей около 623 т, 16 месторождений относится к пиритовому или пирротин-пиритовому минеральным типам, давшим 181 т золота, 6 месторождений — к пирит-арсенопиритовому типу (135 т) и 5 — к сфалерит-галенитовому типу (34 т). Интересной и, по-видимому, характерной особенностью месторождений является частое присутствие в рудах антимонита. Обилие его в рудах отмечается для наиболее крупных месторождений Родезии Глоб-Феникс и Кем-Мотор. В первом из них антимонит в рудах появился только с 11-го горизонта, а выше присутствие его не отмечалось; в месторождении Кем-Мотор, наоборот — содержание антимонита на глубине уменьшилось вплоть до полного исчезновения. Присутствие антимонита указывается также для небольшого месторождения Готик в золотоносном поясе Гвело. Здесь было добыто около 1 т золота и 377 т сурьмы.

Характерно в золотых рудах древнейших месторождений Африки малое распространение теллуридов. Присутствие их упоминается только для некоторых жил рудного района Какамега в Кении и рудного поля Лупа в Танзании. Для последнего приводится содержание теллура в руде 0,005% и упоминается, что из теллуридов в основном развит алтаит (PbTe). Не исключено, что теллуриды могли быть пропущены при описаниях месторождений, так как специальное изучение последних проводилось только в очень небольшом объеме, однако значительные количества теллуридов не могли выпасть из поля зрения геологов, поскольку они заметно влияют на технологию переработки золотых руд.

Морфологические классы. Наиболее распространен в описываемых провинциях жильный класс. К нему относятся в Южной Родезии месторождения Глоб-Феникс, Голден Валли, Сюрпрайз, Даун. Значительно развиты также зоны прожилково-вкрапленного оруденения, к которым относится наиболее крупное месторождение Кем-Мотор. Н. Кун указывает, что «жилы и прожилки так тесно сочетаются с тонкими и более мощными включениями вмещающих пород, что границы рудных тел могут быть определены только на основании опробования» (Kun, 1965, стр. 325). В качестве типичного представителя золоторудных импренъяций в отличие от кварцевых жил Р. А. Пеллетье описывает также месторождение Дэлни в Южной Родезии и Танголд (Киабакари) в Танзании. Последнее эксплуатируется с 1959 г. и представляет собой зону пиритовой и арсенопиритовой вкрапленности в альбитизированных «микроамфиболитовых сланцах». Наблюдаются также переходы по простиранию жил в жильные зоны и зоны вкрапленности.

Вмещающие породы, в которых расположено наибольшее число золоторудных месторождений описываемых провинций Африки, представлены зеленокаменно измененными вулканогенными породами, иногда переработанными в хлоритовые сланцы и сравнительно редко метаморфизованными до амфиболитов. В последних улавливаются реликты исходных эффузивов.

Широкое развитие зеленокаменных эффузивов характерно, в частности, для таких рудных полей и районов Южной Родезии, как Кем-Мотор, Антелоп, пояс Гвело, а также для месторождений Танзании (районы Мусома и Мванза) и Кении (Какамега). В этих провинциях, в составе зеленокаменных толщ на золоторудных полях нередко встречаются магнезиальные (тальковые) сланцы — производные ультрабазитов. Почти полностью в магнезиальных тальковых сланцах залегает одно из наиболее крупных рудных полей Южной Родезии — Глоб-Феникс. Характерна также приуроченность ряда месторождений к прослоям железистых кварцитов. В них залегают месторождения Вандерер, Шервуд Стар, Сабива и много других более мелких в Южной Родезии и месторождение Гейта в Танзании. При этом в одних случаях в кварцитах развиты кварцевые жилы и прожилки, а в других — наблюдается импрeньяция золотоносными сульфидами — пиритом и арсенопиритом.

Р. А. Пеллетье подчеркивает, что большое значение для локализации золотого оруденения имеет состав пород «железистой формации», в частности примесь наряду с кварцем и окислами железа глинистого материала. Это характерно для месторождения Гейта в Танзании. Руда здесь «включает жилоподобные тела кварца с пиритом и частично пирротином, но большей частью представляет собой неправильные замещения и импреньяции этих минералов по слоистости в железистых породах» (Pelletier, 1964, стр. 253). Из месторождения Гейта — одного из самых крупных в Танзании — в 1964—1965 гг. добывалось около 1200 кг золота ежегодно, при содержании его в руде около 8 г/т (Reh, 1966). Характерны для этого месторождения многочисленные дорудные дайки альбитовых порфиров (Pelletier, 1964).

Магнезиальные сланцы частично представляют собой, по-видимому, продукты изменения основных эффузивов, частично же, несомненно, обязаны своим происхождением ультраосновным породам. Подчиненное значение среди вмещающих пород имеют граувакковые песчаники и конгломераты. Участвуя в строении толщ, слагающих рудные поля, они иногда частично или полностью вмещают отдельные жилы, но ни в одном из рудных месторождений не являются преобладающими.

Граниты и другие интрузивные породы еще реже вмещают золотое оруденение. В диоритовом массиве расположено небольшое месторождение Иесси в Южной Родезии. Очевидно, области, затронутые глубоким метаморфизмом, неблагоприятны для локализации золотоносности. К кристаллическим сланцам и гнейсам приурочены только жилы и россыпи района Лупа в Танзании.

Ряд месторождений Южной Родезии расположен на контакте зеленокаменных пород с гранито-гнейсами (месторождения Викинг, Гилонг, Шейла). Возможно, что в данном случае имеются в виду не глубоко метаморфизованные породы, а смятые в тектонических зонах граниты.

Изменения пород, вмещающих оруденение

Относительно изменений вмещающих пород африканских золоторудных месторождений сведений сравнительно мало. Для многих месторождений указания на околожильные изменения отсутствуют, для большинства других имеются лишь общие перечни типов изменений, причем классифицированные по отдельным новообразованным минералам, а не по метасоматическим формациям.

А. Э. Пауп (Phaup, 1968) для золоторудных месторождений Южной Родезии указывает на наличие изменений двух типов более и менее высокотемпературных. Для первого им приводится перечень следующих новообразованных минералов: биотит, актинолит-тремолит, различные карбонаты, альбит, гранат и сульфиды, включающие пирротин. Новообразованиями при более низкотемпературных изменениях указываются хлорит, карбонат, эпидот, цоизит, серицит, альбит и сульфиды. Ширина околорудных ореолов для того и другого типов от нескольких дюймов до нескольких футов (примерно от 5—10 до 60—90 см). Согласно А. Э. Паупу, состав новообразованных околорудных минералов указывает на то, что рудоносные флюиды содержали воду, углекислоту, калий и натрий, что является чересчур общим для каких-либо выводов о физико-химических условиях формирования и для классификации метасоматитов.

Наиболее распространенными околожильными изменениями являются, по-видимому, карбонатизация и пиритизация, проявленные главным образом в зеленокаменных толщах, реже в филлитах. Подобные изменения характерны для зеленокаменных пород рудного района Мусомы в Танзании, ряда месторождений Южной Родезии (Резенде, Куинс).

Для одного из наиболее крупных месторождений Южной Родезии — Кем-Мотор — Д. В. Барнетт (Burnett, 1935) указывал, что карбонатизированные зеленокаменные породы мало благоприятны для локализации кварцевых жил. Достоверность этого указания не вполне ясна.

Для некоторых месторождений Южной Родезии (Лонели-Майн) на контактах рудных тел происходит образование тальк-карбонатных или тальковых сланцев. Для месторождений золотоносного пояса Умтали (Южная Родезия) указано не превращение в околорудных жилах зеленокаменных пород в биотитовые сланцы. Распространение последних рассматривается в качестве поискового признака месторождений золота. Значительно реже встречаются другие околожильные изменения, возможно не все генетически связанные с золотым оруденением.

На месторождении Какамега в Кении Р. Обель (Aubel, 1936) указывает на интенсивную метасоматическую силификацию пород, в результате которой образуются кварцевые золотоносные жилы.

На месторождениях района Лупа (Танзания) породы в контактах с жилами хлоритизированы, турмалинизированы и импрегнированы сульфидами. Хлоритизация в качестве ведущего около-

жильного изменения указана Т. В. Жильбертом (Gilbert, 1935) для месторождения Вандерер в Южной Родезии. Т. В. Жильберт отмечает, что зеленый цвет хлоритизированных пород является хорошим поисковым признаком в данном районе.

На месторождении Кирембе (Мусома, Танзания) вмещающие жилы граниты серицитизированы и эпидотизированы.

Есть интересное, но, к сожалению, очень краткое указание о характере изменения магнетитовых кварцитов в контактах с кварцевыми жилами района Мванза (Танзания), где расположено месторождение Гейта. Здесь обильно развивается новообразованный кварц, а магнетит замещается пиритом.

Н. Кун указывает также на альбитизацию вулканитов, но специального изучения альбититов не производилось. Процесс интенсивной альбитизации отмечал также Р. А. Пеллетье для зоны сульфидной вкрапленности Танголд (Киабакари) в Танзании. Здесь за счет амфиболовых сланцев при альбитизации образуются аплитовидные породы, состоящие в основном из альбита и щелочных натровых амфиболов. «Наблюдаются все стадии этого процесса, причем существенно, что наиболее высокое содержание золота отвечает наибольшей степени изменения исходных пород, что говорит о генетической связи золотоносности с альбитизацией амфиболовых сланцев» (Kun, 1965, стр. 253). Хотя материалов для доказательства этого положения и не приводится, оно заслуживает внимания.

Краткая характеристика месторождений

Месторождение Кем-Мотор является наиболее крупным в Южной Родезии и в целом в рассматриваемых провинциях. Общую добычу золота из него можно оценить в 150 т. Глубина отработки в 1961 г. составляла 1995 м. Месторождение описано, но довольно кратко, Д. В. Барнеттом (Burnett, 1935), А. М. Мак-Грегором (Mac-Gregor, 1947), некоторые сведения о нем приводятся в сводных работах, к сожалению, также значительной давности.

Месторождение приурочено к зеленым сланцам — производным основных лав — и осадочным породам. В. Эммонс указывает, что оно локализовано в зеленокаменных породах, перекрытых граувакками и образующих антиклинальную складку у контакта с гранитами. На месторождении выделяются три главных рудных тела (рис. 29): жила Мотор, согласная, локализованная в граувакках и сланцах, и жилы Кем и Петроль в силлах долеритов. Все рудные тела на поверхности были представлены обычными кварцевыми жилами, а с глубиной перешли в зоны субпараллельных прожилков, сопровождаемых минерализацией пород антимонитом и арсенопиритом. Кроме этих минералов отмечается присутствие пирита, кальциевых алюмосиликатов и магнезиальных карбонатов. На глубоких горизонтах содержание антимонита резко снижается.

Среднее содержание золота на месторождении по разным данным от 10 до 14 г/т.

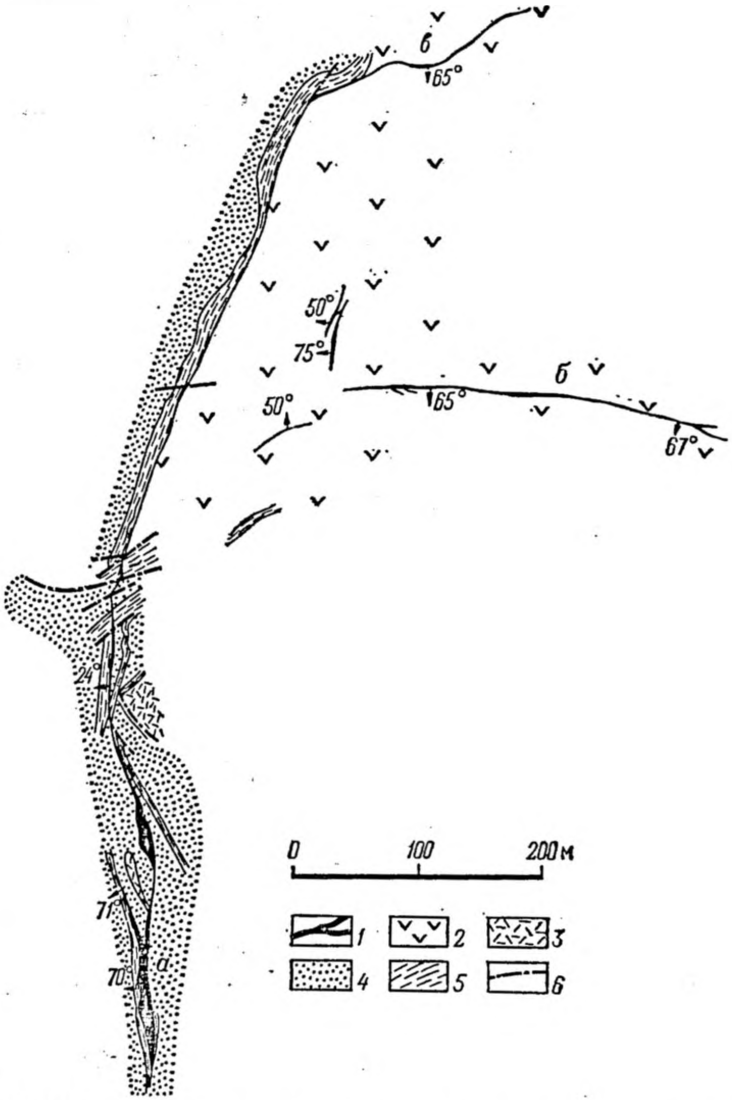


Рис. 29. План 8-го горизонта месторождения Кем-Мотор. По *Р. А. Пеллетье.*

1 — главные жилы: *а* — Мотор, *б* — Кем, *в* — Петроль, *2* — зеленокаменные породы (силл долерита); *3* — фельзиты; *4* — песчаники и конгломераты; *5* — графитовые сланцы, *6* — тектонические нарушения

Месторождение Глоб-Феникс в Южной Родезии разрабатывается с 1894 г. По 1932 г. из него добыто 73 т золота при среднем его содержании в руде около 30 г/т. Имеются сведения о добыче в 1960 г. 1127,9 кг золота из руды с содержанием 15,4 г/т и запасах на 1/I 1962 г. 2,5 т золота. Общая добыча из данного месторождения может быть приближенно оценена в 120 т. Глубина отработки около 1500 м.

Краткие сведения о геологическом строении месторождения приводятся в ряде специальных и сводных работ («Geology...», 1935; Emmons, 1937; Mac-Gregor, 1947; и др.). Месторождение расположено в зоне контакта гранитоидов с магнезиальными (талькового строения с многочисленными апофизами. Жилы по простиранию параллельны, но падают навстречу друг другу и сливаются на глубине, залегая там полностью в тальковых сланцах. Средний угол падения жил 55°.

Между 15 и 16 горизонтами жилу пересекает дайка долерита, под которой в отдельных участках содержание золота достигает 90 г/т.

Рудные тела месторождения сложены розово-белым кварцем и карбонатом. Из рудных минералов преобладает антимонит, причем количество его увеличивается на глубине, начиная с 11 горизонта. Наибольшее количество попутно добываемой сурьмы в Родезии получено из данного месторождения. Помимо антимонита, из рудных минералов в небольшом количестве встречается пирит и редко тетраэдрит.

По данным И. Гольдберга (Goldberg, 1962), жилы месторождения Глоб-Феникс тесно связаны с дайками кератофиров («красные дайки»). Рудные столбы локализуются в трещиноватых хрупких магнезитовых породах, в то время как граниты, пластичные тальк-карбонатные сланцы и серпентиниты неблагоприятны для образования жил.

На продолжении к западу жил описываемого месторождения за выступом гранитов в тех же тальковых сланцах располагаются жилы месторождения Гайка. И. Гольдберг отмечает, что жилы этого месторождения сопровождаются «пропилитизацией», минерализованы арсенопиритом и пиритом, но слабо золотоносны. Общую добычу золота из месторождения Гайка по другим данным можно оценить в 20 т.

Месторождение Гейта является одним из наиболее важных рудников в Танзании, хотя суммарная добыча из него составляет по имеющимся отрывочным данным 20—30 т. Месторождение интересно по типу. Сведения об его геологическом строении приведены только в кратких заметках или сводных работах по золотоносности Танзании (Tyler, 1937; Booth, 1954; и др.).

Месторождение представляет собой кварц-сульфидное тело замещения в рассланцованных железистых кварцитах. Последние сложены тонкозернистым агрегатом кварца с полосками магнетита

мощностью 0,5—2,5 см. Зона рассланцевания в них прослежена на 3 км. Отрабатываются как кварцевые жилы, так и оруденелые кварциты. В жилах наблюдается минерализация пиритом и пирротином, содержание золота в них иногда довольно высокое. В кварцитах золотоносность устанавливается только по данным опробования.

Вдоль зоны рассланцевания кварцитов отмечается большое количество даек кварцевых порфиров, полевошпатовых порфиров, роговообманковых порфиритов, фельзитов, бостонитов, лампрофиров. Иногда рудные тела приурочены к контактам даек, среди которых встречаются как до-, так и послерудные. Некоторые исследователи считают, что минерализация ближе всего во времени связана с фельзитами и кварцевыми бостонитами.

Дж. К. Б. Бутс отмечает, что рудовмещающие слои железистых кварцитов смяты в изоклинальные складки северо-западного простирания с падением слоев в крыльях от 50° до вертикального. Главные складки местами изогнуты в результате поперечной складчатости. Зоны рассланцевания, к которым приурочены месторождения золота, развиваются в основном в местах этих изгибов. С железистыми породами переслаиваются альбитизированные вулканические породы, которые ранее считали интрузивными полевошпатовыми порфирами.

Золотоносные кварциты характеризуются зеленой окраской и обильной минерализацией пиритом, с которым и связано золото. Они пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, но кварц, как правило, золота не содержит. Золото в руде очень мелкое, видимое золото встречается редко даже в богатых участках. Среднее содержание золота на месторождении 11—14 г/т, на глубоких горизонтах около 6,4 г/т. До глубины с поверхности около 75 м золотоносные кварциты окислены, обогащены золотом и отличаются от невыветрелых красной окраской.

Месторождение Луис Мур в ЮАР прнадлежит к редкому, геологически очень интересному типу месторождений, представляющему вкрапленность золота в ультраосновных породах (Forster, 1960). Месторождение, хотя и не относится к разряду крупных, но промышленное.

Согласно данным И. Форстера, месторождение представляет собой линзу ультраосновных пород длиной 700 м и мощностью 500 м, залегающую согласно в докембрийских гранито-гнейсах. В лежачем боку линзы в гранито-гнейсы внедрилось тело кварцевых диоритов, с которыми связаны пегматитовые жилы, рассекающие как гранито-гнейсы, так и ультраосновные породы. Повсеместно на рудном поле развиты дайки долеритов формации Карру.

Линза ультраосновных пород зональна: центральная часть ее сложена амфибол-перидотитом, а в висячем и лежачем контактах развиты серпентиниты. В висячем боку мощность их всего несколько метров, а в лежачем — около 100 м. В серпентинитах лежачего бока располагаются семь жилообразных шлир неизменен-

ных ультраосновных пород, залегающих согласно с общим залеганием линзы. Максимальная мощность шлир 5 м, длина — около 100—120 м. Шлиры представлены сложным комплексом пород, образующих взаимные постепенные переходы: дунитами, алексонитами (пирротино-дунитами), мономинеральными карбонатными породами, саксонитами, лерцолитами, верлитами и амфибол-перидотитами. В пределах шлир встречаются тонкие мономинеральные полосчатые обособления, сложенные флогопитом, роговой обманкой и диопсидом. Наблюдается отчетливая дифференциация в пределах шлир: в их висячем боку породы обогащены кремнеземом, причем одновременно с этим оливины и хромиты становятся более железистыми.

Золото выделяется в оливине вне связи с какими-либо жильными минералами. Оно образует каплевидные формы размером 5—30 мк в поперечнике, обычно вытянутые в цепочки, причем отдельные «капли» соединены капиллярными проводниками: цепочки золотин либо подчинены кристаллографическим направлениям оливина, либо ориентированы беспорядочно, аналогично тому, как располагаются жидкие и газовые включения. Золото выделяется также в пирротине и магнетите.

При серпентинизации оливина золото укрупняется. В более крупных его выделениях по периферии высокопробных золотин (проба 970 и выше) располагается обогащенная серебром оторочка. Собирательная кристаллизация золота наблюдается не только в серпентинизированных, но и в карбонатизированных ультраосновных породах.

В тесной ассоциации с золотом встречаются пирротин, магнетит, хромит, халькопирит, пентландит, линнеит, валлериит, хизлевудит (Ni_3S_2), миллерит, аваруит (Ni, Fe), эсколаит (Cr_2O_3), а также теллурид меди — риккардит (Cu_4Fe_3). К более поздним незолотоносным прожилкам приурочены халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит и рутил.

Генезис оруденения

Прежде чем рассматривать генезис золотого оруденения, важно напомнить о постоянной приуроченности месторождений золота к площадям, сложенным в той или иной степени измененными основными эффузивами. Внутри полей этих эффузивов размещение оруденения очень неравномерное (рис. 30). Существенно наличие практически на всех сколько-нибудь детально изучавшихся месторождениях даек различного состава. Указания в этом отношении имеются для рудных полей Мусома и Мванза в Танзании (Teale, Oates, 1946; Tyler, 1937; Stockley, 1935), Какамега в Кении (Kitson, 1935), многих месторождений Южной Родезии (Mac-Gregor, 1947). Исследователи указывают на присутствие как основных, так и кислых даек. Кислые дайки почти всегда представлены плагиопорфирами или кератофирами, т. е. существенно натровыми породами.

Они более древние, чем основные, и предшествуют оруденению. Основные дайки обычно послерудные, хотя встречаются указания на наличие дорудных (месторождение Гайка и Стамп в Южной Родезии) и внутрирудных (месторождение Глоб-Феникс) даек основного состава.

Основные и кислые дайки рассекают смятые, рассланцованные и метаморфизованные эффузивные породы, а также частично перекрывающие их терригенные толщи. Вместе с тем нет оснований

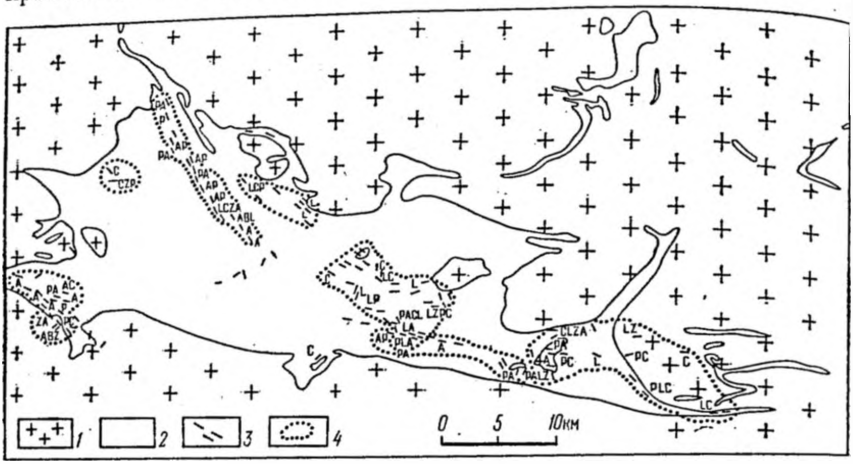


Рис. 30. Размещение золоторудных полей и характер минерализации золотоносных жил в рудном районе Гванда в Южной Родезии. По *А. Э. Паупу.*

1 — граниты; *2* — зеленокаменные породы; *3* — кварцевые жилы; *4* — главные узлы концентрации жил. Присутствие в жилах рудных элементов или минералов показано буквами: А — мышьяк или реже сурьма, В — висмут, С — медь, L — свинец, Р — пирротин, Z — цинк

рассматривать дайки в качестве наложенных, значительно оторванных во времени от эффузивной деятельности образований, поскольку нигде не упоминается о прорывании ими гранитоидных массивов.

Исходя из существенно плагиоклазового состава кислых даек и общей ассоциации эффузивных и жильных пород, наиболее вероятно, что дайки и субвулканические тела кислого состава являются продуктами дифференциации основной магмы, как это принимает ряд исследователей для других древних щитов (Шер, 1972).

Таким образом, наиболее вероятно, что золоторудные месторождения Капско-Аравийского щита Африки, локализованные среди древних эффузивных толщ, генетически связаны с теми же глубинными очагами основной магмы, которые дали эти толщи и сопровождающие их жильные породы. Непременным условием формирования золотоносности является, по-видимому, наличие наряду с основными вулканитами комагматичных с ними пород кислого состава.

А. Э. Пауп указывает на связь золотоносности Южной Родезии с гранитами, причем говорит о том, что месторождения размещаются в 1,6 км в эндоконтакте и до 8—16 км в экзоконтакте. Он подчеркивает, что месторождения формировались в уже застывшем граните после региональной складчатости, метаморфизма и завершения интрузивной деятельности. В качестве доказательств связи золотого оруденения с гранитами им приводится «тесная связь месторождений золота с контактами гранитных тел, их общий состав, время формирования и т. д.» (Phaup, 1968, стр. 32), но никаких дополнительных данных и доказательств А. Э. Пауп не приводит. Не говорит он ничего и о генезисе самих гранитов, а схема, согласно которой зеленокаменные складчатые породы слагают провесы сплошного гранитного «слоя», протягивающегося до глубины 35 км, кажется упрощенной. Глубина формирования месторождений золота оценивается А. Э. Паупом от 1,25—2 км до 13 км, глубина источника оруденения 12—22 км.

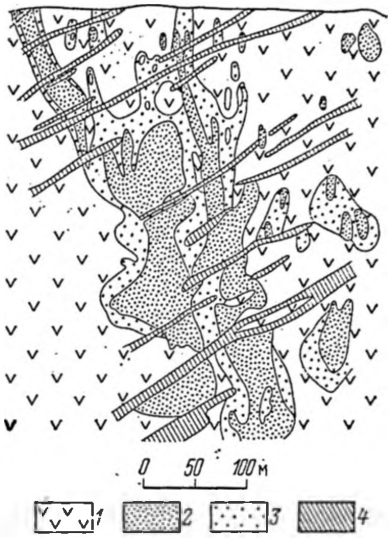


Рис. 31. Пересечение дайками пегматита золоторудного тела на месторождении Антелоп, Южная Родезия. По *А. Э. Паупу.*

1 — вмещающие породы; *2* — богатые руды; *3* — бедные руды; *4* — пегматитовые дайки

Интересно показанное А. Э. Паупом только на разрезе, без комментариев, пересечение рудных тел многочисленными пегматитовыми дайками на месторождении Антелоп (рис. 31). Это положение противоречит его выводам о связи золота с гранитоидами и подтверждает более раннее формирование золоторудных месторождений по сравнению с гранитизацией.

Другое генетическое направление в Африке представлено работой Р. П. Вильоен, Р. Саагер, и М. Д. Вильоен (Viljoen e. a., 1970), изучавшими золотоносный пояс Барбертон в ЮАР. На примере очень небольшого месторождения Стейнсдорп (с общим количеством добытого золота около 70 кг) они считают, что золото первоначально выносилось из мантии в рассеянном виде с древнейшими основными и ультраосновными породами, затем при их разрушении переотлагалось (возможно с участием биогенных процессов) в туфах и далее концентрировалось в промышленные месторождения при гранитообразовании. Однако хотя карты, приведенные авторами, очень интересны, фактические данные для обоснования указанного генезиса золоторудных месторождений крайне скудные. Это только единичные (от 1 до 5) анализы отдельных

типов пород района, которые показали, что более высокие содержания (до 0,075 г/т) золота характерны для туфов основного состава и метабазитов по сравнению с гранитами (менее 0,005 г/т). Процессы метаморфизма в районе не изучались. Р. П. Вильоен, оперируя литературными данными Р. Бойля, Ю. Г. Щербакова и других, часто интерпретирует их не вполне точно. Так, он указывает на то, что представления о связи золотого оруденения с гранитами для докембрийских щитов основываются на аналогиях с Тихоокеанским поясом и Трансильванией, где такая связь якобы доказана. Вряд ли можно считать данный пример сколько-нибудь удачным.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗОХРОНА

К золотоносным провинциям мезохрона Африки наиболее определенно относится Южно-Африканская провинция, где главное золотое оруденение формировалось в протоплатформенных условиях. Прочие провинции отнесены к мезохрону с некоторой условностью, в основном как сформированные после образования зеленокаменных ядер, но до развития типичных геосинклинально-складчатых систем.

Южно-Африканская провинция

Южно-Африканская провинция мезохрона соответствует площади развития протоплатформенного чехла нижнепротерозойской платформы. Чехол этот размещен на архейском фундаменте Трансваальского массива, описанном выше как одна из провинций археохрона. Обнажается фундамент восточнее и севернее Южно-Африканской провинции (рис. 32). С юга последняя перекрыта более молодыми платформенными отложениями системы Карру (P—T), но оруденение в значительной части прослежено под этими отложениями. Значение провинции огромно, так как общее количество добытого в ней золота составляет не менее 35 тыс. т, т. е. около половины всего золота, добытого за рубежом. Почти все это количество получено из одного гигантского, хорошо известного рудного поля Витватерсранд, относящегося к типу древних золотоносных конгломератов. Около 150 т золота добыто из коренных месторождений группы Пилгримсрест и десятки тонн — из отдельных небольших месторождений в других частях провинции.

Нижнепротерозойские отложения, в средней части разреза которых расположена система Витватерсранд, имеют суммарную мощность до 20 тыс. м и представлены наряду с конгломератами кварцитами и сланцами, отдельными горизонтами основных и кислых эффузивов, а в верхней части разреза — также слоями доломитов и известняков.

Геологическое строение провинции определяется наличием мульдообразной синклинальной структуры, имеющей в поперечнике около 500 км и осложненной несколькими куполообразными вы-

ступами фундамента — Вредефортским, Кругерсдорпским, Хайдельбергским и другими (см. рис. 32). По сравнению с чехлом послерифейских платформ нижнепротерозойские протоплатформенные отложения Витватерсранда значительно интенсивнее дислоцированы.

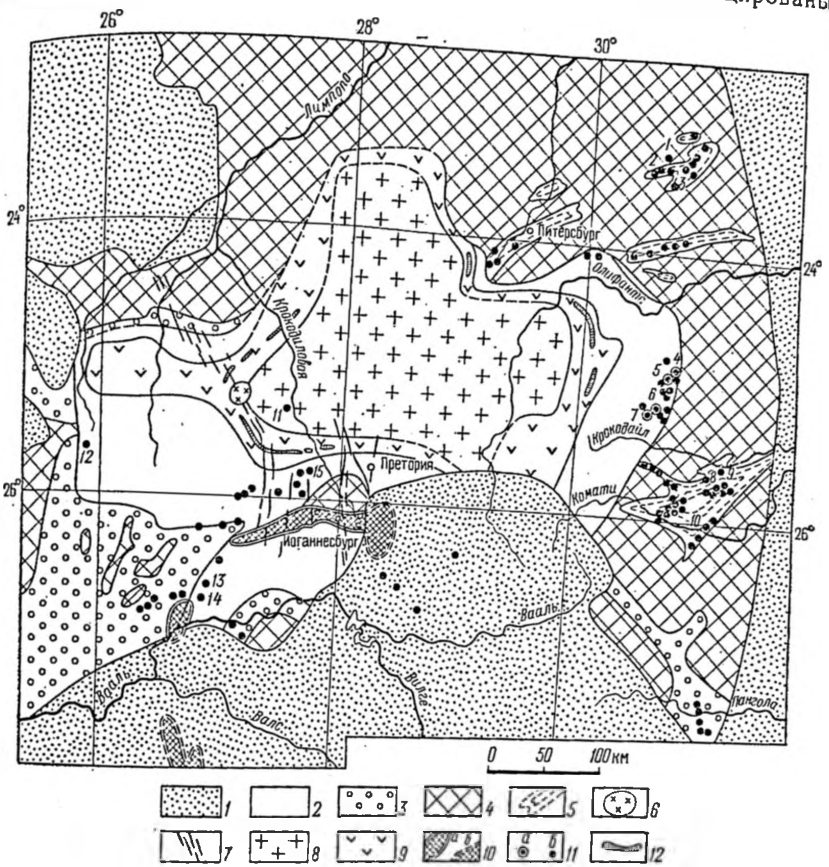


Рис. 32. Схема размещения золоторудных месторождений Южно-Африканской провинции и ее обрамления. Геологическая основа по карте А. Л. Дю Тойта схематизирована. Отложения систем Ватерберг и более молодых, частично перекрывающие бушвельдский массив, сняты. Месторождения золота и платины по карте полезных ископаемых Государственного атласа ЮАР.

1 — горизонтально залегающие палеозойские и более молодые отложения; *2* — отложения Трансваальской системы; *3* — отложения системы Вентерсдорп и Витватерсранд. *4* — граниты и гнейсы архейского фундамента; *5* — площади, сложенные зеленокаменными породами в пределах архейского фундамента; *6* — Пиландсбергский массив щелочных пород; *7* — пояс даек; *8—9* — породы бушвельдского комплекса: *8* — граниты, *9* — нориты; *10* — золотоносные конгломераты: *а* — обнажающиеся на поверхности, *б* — перекрытые породами системы Карру; *11* — золоторудные месторождения: *а* — крупные, *б* — прочие; *12* — платиноносный риф Меренского.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1—2 — район Мурчисон: 1 — Луис Мур, 2 — Клейн Летаба; 3 — Берэдей; 4—7 — рудного поля Пилгримсрест; 4 — Литт Тем, 5 — Тета, 6 — Саби, 7 — Глинис; 8—10 — района Барбертон: 8 — Нордкап, 9 — Шеба, 10 — Комати-Ривер; 11 — Вайкраал; 12 — Малмани; 13 — Элиэйзер, 14 — Нейтгедахт; 15 — Кромдраи

Они разбиты многочисленными разломами, сопровождаемыми приразломной складчатостью.

Характерна также значительная интенсивность магматической деятельности. Вся центральная часть синклинальной структуры выполнена образованиями бушвельдского магматического комплекса — огромным стратифицированным интрузивом, сложенным породами от ультраосновных до гранитоидов. Описанию бушвельдского комплекса посвящена специальная весьма обширная литература. Время формирования комплекса определяется интервалом 1830—2100 млн. лет.

Наряду с Бушвельдским интрузивом в пределах провинции распространены многочисленные интрузивные породы, частично представляющие собой корни эффузивных покровов.

В пределах Южно-Африканской провинции известны следующие типы золотого оруденения:

1) древние золотоносные конгломераты, давшие главное количество золота. Они приурочены ко всем четырем системам протоплатформенного чехла, но резко сконцентрированы в свите Мейн-Бёрд;

2) согласные кварц-сульфидные жилы и золотоносные зоны окварцевания в доломитах Трансваальской системы (рудный район Пилгримсрест);

3) проявления золотой минерализации в интрузивных породах бушвельдского комплекса: в Рифе Меренского — платиновом месторождении типа магматической сегрегации, где содержание золота по разным данным составляет от 0,1 до 5 г/т, в медно-никелевых рудах (содержание золота 0,67 г/т — «Nickel-copper occurence...», 1935), в виде магматической сегрегации в крупнокристаллическом габбро (месторождение Вайкраал, по В. Эммонсу).

Месторождение Витватерсранд

Месторождение-гигант Витватерсранд, разрабатывающееся с 1886 г., дало к 1972 г. около 30 тыс. т золота. Слои золотоносных конгломератов, из которых главными являются Мейн-Риф, Мейн-Риф-Лидер, Сауз-Риф, Карбон-Лидер и другие, в основном сосредоточенные в свите Мейн-Бёрд, прослежены по простиранию примерно на 450 км, образуя выпуклую к северу дугу (рис. 33). В северной части дуги расположен Центральный Ранд, где были начаты разработки. Слои конгломератов здесь падают к югу, в верхней части под углами до 70—80°, в нижней — 25—30°. Они отработаны до глубины более 3000 м. К востоку от Центрального Ранда находятся участки Восточный Ранд и Хейдельберг, а к западу — Дальний Западный Ранд, Клерксдорп, Одендалсрест. В последнем нижнепротерозойская толща перекрыта горизонтально залегающими отложениями системы Карру мощностью более 300 м.

Конгломераты Витватерсранда характеризуются почти исключительно кварцевым составом галек, которые составляют около

70%. Гальки, как правило, безрудные. Цемент, несущий главное золотое и урановое оруденение, имеет сложный состав, несколько различный в разных слоях конгломератов. В цементе преобладают кварц, серицит, хлорит, пирофиллит, пирит; в меньшем количестве встречаются другие рудные, а также акцессорные минералы гранитоидов (циркон, рутил, монацит и др.). Золото в конгломератах имеет средние размеры 5—100 мк. В очень небольшом количестве

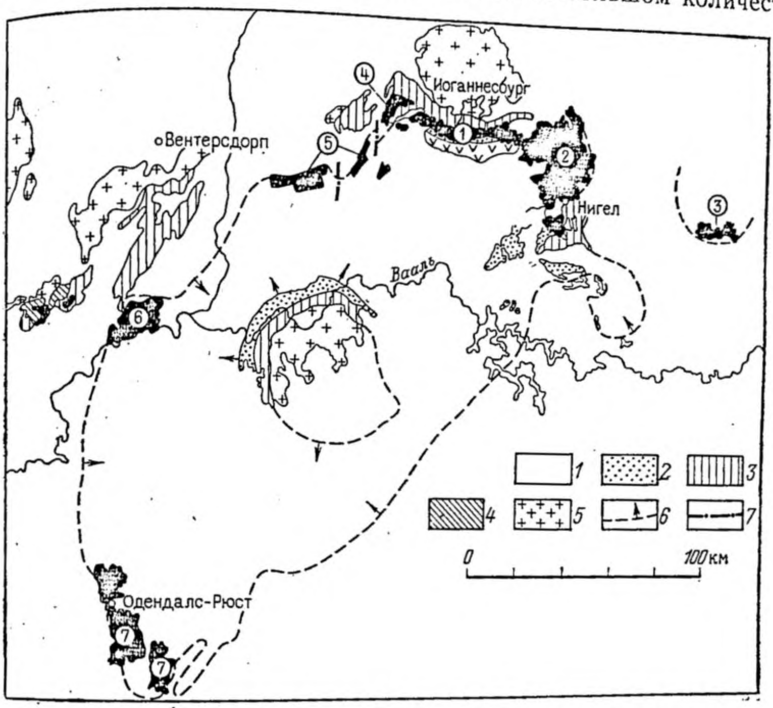


Рис. 33. Схема размещения главных золотоносных площадей Витватерсранда. По *Р. А. Пеллетье.*

1 — породы, перекрывающие систему Витватерсранд (нерасчлененные); *2—3* — отложения системы Витватерсранд: *2* — верхняя часть, *3* — нижняя часть; *4* — отложения системы Доминион-Риф; *5* — граниты и кристаллические сланцы фундамента; *6* — границы Верхне-Витватерсрандского бассейна (под чехлом молодых пород); *7* — тектонические нарушения.
Главные промышленные площади (цифры в кружках): 1 — Центральный Ранд, 2 — Восточный Ранд и Хейдельберг, 3 — Кинросс, 4 — Западный Ранд, 5 — Дальний западный Ранд, 6 — Клерксдорп, 7 — Одендалсрест

встречаются кластогенные окатанные золотины. Большей частью золото выделяется, замещая различные минералы, в микротрещинках или в виде неправильных сростков. Проба золота высокая — 906—935.

Относительно генезиса месторождения Витватерсранд с самого начала его отработки до настоящего времени проходит то затухающая, то вновь обостряющаяся дискуссия, в ходе которой в основном обсуждается относительное значение седиментационных

и наложенных гидротермальных процессов для генезиса промышленного оруденения.

Начиная с 1955 г., дискуссия обострилась в связи с многочисленными выступлениями К. Ф. Дэвидсона, энергично отстаивающего гидротермальный генезис как урана, так и золота. Им были привлечены данные об абсолютном возрасте геологических образований. (Davidson, 1957; Дэвидсон, 1960.) В своих работах он указывает на исключительно высокую сходимость цифр возраста, определенных различными методами и разными исследователями, следующих геологических образований: бушвельдских интрузивных пород, возраст которых колеблется от 1870±100 млн. до 2050±±50 млн. лет; золото-урановых руд Витватерсранда, которые по уранониту дают возраст в среднем 2000 млн. лет (с отклонениями от 1300 до 2230 млн. лет); новообразованного монацита в тех же рудах, имеющего возраст 2010±50 млн.—2180±30 млн. лет; галенитов из доломитов Трансваальской системы, возраст которых около 2000 млн. лет. На основании приведенных цифр К. Ф. Дэвидсон делает вывод о гидротермальном, эпигенетическом происхождении минерализации в конгломератах и связи ее с бушвельдским магматизмом.

Сторонники россыпного происхождения полезных компонентов Витватерсранда не оспаривают приведенных цифр. Однако они указывают на ряд весьма существенных дополнительных обстоятельств, которые необходимо учитывать при их интерпретации. Так А. Дж. Бургером (Burger e. a., 1962) установлено, что в многочисленных кварцевых и кварц-кальцитовых жилах, рассекающих конгломераты Витватерсранда, в галените имеется значительная примесь радиогенного свинца. Расчеты показывают, что уранинит, давший этот свинец, мог иметь минимальный возраст 2550 млн., а максимальный — 3850 млн. лет. Полученная для уранинита Витватерсранда цифра 2040±100 млн. лет считается не возрастом исходного уранинита, а временем отделения галенита от своего «радиоактивного хозяина». При этом вычисленный возраст исходного уранинита равен 2980 млн. лет, что соответствует времени формирования конгломератов. Процессы отделения радиогенного свинца от уранинита и, следовательно, формирования рассекающих конгломератов кварцевых жил с галенитом авторы связывают не с бушвельдским магматизмом, а с более ранней вентерсдорпской вулканической деятельностью.

Приводятся также данные о возрасте уранинита из богатых ураном, хотя и слабо золотоносных конгломератов системы Доминион-Риф (Nicolaysen e. a., 1962). Возраст этих конгломератов, определенный по породе, где широко развит уранинит, равен 3100—3200 млн. лет, что не согласуется с точкой зрения о связи урановой минерализации с бушвельдским комплексом.

Таким образом, вопрос, поставленный К. Ф. Дэвидсоном, оказывается значительно сложнее, чем это можно судить по его статьям. Однако и приводимые оппонентами К. Ф. Дэвидсона дан-

ные содержат некоторые противоречия. Аналогичные содержания радиогенного свинца получены не только для галенитов из жил, рассекающих конгломераты Витватерсранда, но и для галенитов из жил, расположенных среди более молодых конгломератов системы Блэк-Риф. В этом случае для получения согласующихся с первыми цифр необходимо признать механическое переотложение галенита из конгломератов одной системы в конгломераты другой. Однако слабая устойчивость галенита в экзогенных условиях делает возможность такого переотложения маловероятной.

С другой стороны, данные А. Дж. Бургера указывают на наличие крупных геологических событий, датируемых 2040±100 млн. лет, т. е. довольно близко к принимаемому всеми исследователями возрасту бушвельдского комплекса. К сожалению, определения абсолютного возраста могут быть выполнены только по ограниченному числу минералов конгломератов, и, в частности, этим путем невозможно установить возраст золота.

Большая роль при объяснении генезиса полезных компонентов в конгломератах Витватерсранда справедливо отводится петрографическим и минераграфическим исследованиям. П. Рамдор (Ramdohr, 1955, 1958), активно защищающий россыпную гипотезу, приводит многочисленные прекрасно выполненные микрофотографии, где, в частности, отчетливо видна окатанность многих выделений пирита, который он считает сингенетичным с конгломератами. Однако как ни убедительны эти фотографии, необходимо указать на следующее противоречие в построениях сторонников россыпной гипотезы. Хорошо известно, что как витватерсрандские, так и все другие золотоносные конгломераты Африки характеризуются мономиктным кварцевым составом гальки, что указывает на наличие интенсивных процессов химического выветривания, предшествовавшего их накоплению. Вместе с тем для доказательства возможности сохранения обломочного пирита делаются ссылки на нахождение такого пирита в россыпях на территории Юкон (Либенберг, 1959) или на Северном Урале (Ramdohr, 1958), где химическое выветривание почти не происходит. Совместить факты интенсивного химического выветривания, несомненно происходившего перед формированием витватерсрандских конгломератов, и сохранения обломочного неокисленного пирита затруднительно. Объяснить это явление можно специфичностью докембрийской атмосферы, которая по предположению ряда исследователей состояла из метана, водорода и углекислого газа (Davidson, Rutten, 1963). Не исключено, что «окатанные» пириты являются псевдоморфозами по ранее существовавшим зернам других минералов, или формирование их связано с условиями роста. Не следует также забывать, что размеры «окатанного» пирита, как правило, измеряются долями миллиметра.

Кажется также трудно совместимым полное переотложение золота, признаваемое всеми исследователями, с сохранением значительной части кластогенного пирита.

Интересны и, по-видимому, недостаточно детально разобраны вопросы, связанные с метаморфизмом пирита и переходом его в пирротин под влиянием даек и силлов основного состава.

К. Ф. Дэвидсон считает невозможным метаморфический генезис пирротина за счет пирита, указывая на очень высокую температуру, необходимую для этого процесса. Однако литературные данные, а также личные наблюдения автора в Ленском золотоносном районе показывают, что переход пирита в пирротин при контактовом метаморфизме довольно обычен, причем не всегда даже сопровождается заметной метаморфической переработкой пород, включающих сульфиды.

Детальные исследования могли бы, очевидно, доказать также наличие или отсутствие воздействия основных даек на самородное золото, что должно было выражаться не столько в увеличении его содержания, сколько в укрупнении золотин, повышении их пробы, изменении структуры кристаллического агрегата, перераспределении примесей и т. д. Надо, однако, иметь в виду возможность наличия в Витватерсранде не только вентерсдорпских, но и значительно более молодых основных даек и силлов, принадлежащих к формации Карру, которые не всегда легко отличить от древних на участках отсутствия молодых пород.

Петрографические исследования конгломератов также дают интересный материал для выяснения вопросов генезиса минерализации. Данные А. Фуллера (Fuller, 1958) свидетельствуют о широком развитии пирофиллита в золотоносных конгломератах, что несомненно указывает на их значительную гидротермально-метасоматическую переработку. Следует детально изучить возрастные соотношения пирофиллита с рудными минералами и золотом, а также распределение его на более широких площадях. В целом петрографические и минераграфические данные не дают пока однозначного ответа на вопрос о генезисе минерализации конгломератов.

Материалы по региональной геологии и сопоставлениям с аналогичными образованиями используются для решения проблемы генезиса золотоносных конгломератов недостаточно. Очевидно, это объясняется тем, что полевые геологи связаны в своей работе исключительно с самим месторождением, а наиболее активные участники дискуссии о генезисе конгломератов, такие, как П. Рамдор и К. Ф. Дэвидсон, оперируют в основном с образцами руд.

В связи с затрагиваемым кругом вопросов важно, по-видимому, подчеркнуть следующее обстоятельство. Какой бы точки зрения на генезис Витватерсранда не придерживаться, нельзя не учитывать факт несомненного наличия в Южной Африке эндогенной золотой минерализации, по времени более поздней, чем формирование витватерсрандских слоев, и связанной, вероятно, со становлением сложно дифференцированного бушвельдского интрузивного массива.

Со структурных позиций связь части оруденения Витватерсранда с бушвельдской интрузией вполне вероятна.

Интересно сопоставить особенности конгломератов главной зо-
лотоносной площади с теми же породами, расположенными в дру-
гих местах и занимающими различные геолого-структурные пози-
ции. А. Л. Дю Тойт (1957) указывает наличие золота в конгломе-
ратах витватерсрандской системы примерно в 250 км восточнее
месторождения Витватерсранд в бассейне р. Панголы. Однако мас-
штабы золотоносности там не сопоставимы с таковыми в централь-
ных частях провинции. Неясен также характер конгломератов и
причины их слабой золотоносности в выходах, окружающих Ве-
стерфортский купол и т. д.

В последние годы появилось значительное количество работ, подтверждающих как исходный россыпной генезис золотой минерализации Витватерсранда, так и большое значение переотложения рудного материала.

По мнению Р. Гринберга (Greenberg, 1963), хотя отложение золота в Витватерсранде приурочено к системе древних русел, в пределах этой зоны повышенные концентрации наблюдаются в замках антиклинальных складок, в то время как синклинальные структуры обычно характеризуются низкими содержаниями. Поскольку складки «вторичные», а не конседиментационные, это может указывать на большую роль перераспределения золота в пределах слоев конгломератов.

На существенную роль перераспределения вещества после его отложения указывают и данные по отношению содержаний серебра к золоту в конгломератах. Р. Б. Харгрейвс (Hargraves, 1963) в результате статистической обработки содержания серебра в «шлиховом» золоте, добытом из конгломератов, отмечает обратную зависимость между содержанием серебра в золотинах и их размерами, что резко противоречит подобной зависимости в россыпях. Кроме того, наблюдается снижение содержания серебра в золоте с глубиной во всех слоях конгломератов, а также зависимость отношения Ag : Au от структурного положения слоев. Вдоль предполагаемого направления перемещений древних осадков изменения этих соотношений отсутствуют. В более молодых слоях конгломератов по сравнению с нижележащими серебристость золота возрастает, что также противоречит предположениям о его механическом переотложении из слоя в слой.

К выводу в первичноосадочном генезисе и последующем переотложении золота в Витватерсранде пришел на основании изучения золотосеребряного отношения в рудах также Х. Рэх (Reh, 1964).

Детальные минералогические исследования конгломератов Витватерсранда были проведены Р. Загером и др. (Saager, 1968, 1970; Saager, Esselaar, 1969). Им описано большое количество разновидностей пирита, в том числе микросферические формы типа «минерализованных бактерий», которые раньше описывались как окатанные. Предполагается биогенный генезис части пирита в анаэробных условиях бассейна витватерсрандского времени. Р. Загер

детально описал также ряд рудных минералов, разделив их на аллогенные, обломочные (молибденит, дискразит и др.), метаморфогенные, сформированные за счет перераспределения вещества (сафлорит, частично теннантит и др.) и гидротермальные (прустит, штромейерит и др.). Изучение конгломератов, по его мнению, показывает, что разрушавшиеся до их формирования золоторудные месторождения были представлены различными типами — турмалинсодержащими золото-кварцевыми жилами, золотоносными итабиритами, железистыми кварцитами и др.

М. Шидловски (Schidlowski, 1968, 1970; и др.), детально описавший ряд урановых минералов, а также золото, пришел к выводу, что процессы переотложения вещества были весьма локальными, в частности, для золота, перемещение составляло всего миллиметры. Гидротермальный привнос вещества он вообще отрицает.

С. А. Хиемстра (Hiemstra, 1968) на материале спектральных анализов 20 представительных проб конгломератов пришел к выводу о том, что для пар элементов, входящих в состав заведомо обломочных минералов, устанавливается высокая степень взаимной корреляции. Медь и золото, испытавшие гидротермальное перераспределение, почти или совершенно не коррелируются с элементами, входящими в состав обломочных минералов. Другие исследователи (Coetzee, 1965), наоборот, подчеркивают, что содержания золота, уранинита, пирита и обломочных тяжелых минералов взаимосвязаны, что указывает на их осадочный генезис.

Специальное исследование распределения золота в связи с особенностями отложения конгломератов (степенью сортированности и размером галек, мощностью и количеством слоев конгломератов в разрезе и т. д.) провел В. Э. Л. Минтер (Minter, 1970). По его мнению, распределение золота отвечает теоретической модели аллювиального веерообразного конуса выноса.

Р. П. Вильоен с соавторами (Viljoen e. a., 1970) сопоставили характер пород района Барбертон (рис. 34), принятого в качестве эталонного для «Капваальского кратона» [1], за счет которого предположительно образовались россыпи Витватерсранда, с минеральным составом обломочных отложений Витватерсранда. В районе Барбертон условно выделено четыре сообщества пород, сменяющих друг друга снизу вверх по вертикали: 1) основные и ультраосновные эффузивы, интрудированные тоналитами; 2) основные эффузивы, их пирокласты и хемогенные отложения, частично подвергнутые калиевому метасоматизму; 3) сланцы и граувакки с подчиненным количеством железистых кварцитов; 4) кварциты, конгломераты и метасоматические граниты. Характерные для этих сообществ тяжелые минералы, по мнению Р. П. Вильоена и других, закономерно распределяются в системах Доминион-Риф и Витватерсранд в виде «перевернутого по отношению к исходному» разреза: в их нижних

[1] Капваальский кратон соответствует описанному выше Трансваальскому массиву.

частях развиты минералы из верхних частей размывавшегося кратона, а в верхних — из его низов. С этим связано также распределение в толще полезных компонентов — золота и уранинита.

Подход Р. П. Вильоена к проблеме, безусловно, интересен, хотя он и несколько упрощенный. В частности, размыв образований археохрона происходил, очевидно, уже после значительной дислоцированности толщ, слагающих «кратоны», и пространственные соотношения выделенных возрастных сообществ могли быть в связи с этим очень сильно нарушены.

Таким образом, в вопросах генезиса месторождения Витватерсранд пока нельзя дать точной оценки относительного значения первоначально обломочного и гидротермального поступления золота. Несомненно, происходило как то, так и другое.

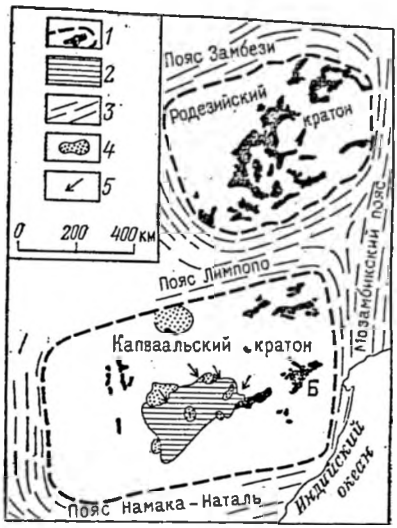


Рис. 34. Схема соотношений «зеленокаменных золотоносных провинций» и древних россыпей в Южной Африке. По *Р. П. Вильоену, Р. Заагеру и М. Дж. Вильоену.*

1 — зеленокаменные породы, вмещающие золотое оруденение и общие границы площадей их развития; *2* — площадь накопления золота в древних россыпях; *3* — метаморфические пояса; *4* — приподнятые и эродированные гранитно-зеленокаменные купола; *5* — главные пути поступления обломочного золота. Буквой «Б» обозначен район Барбертон

Прочие месторождения золота

В пределах Южно-Африканской провинции наряду с Витватерсрандом имеется еще весьма значительное рудное поле Пилгримсрест, из которого добыто около 150 т золота.

Зона минерализации Пилгримсрест, согласно данным В. Эммонса, протягивается на 70 км при ширине 4—8 км. Дж. У. Свайджерс (Swiegers, 1949) указывает, что главное значение здесь имеют согласные с залеганием вмещающей толщи жилы, бо́льшая часть которых сосредоточена в породах доломитовой свиты Трансваальской системы. В 1949 г. разрабатывались жилы Колумбия Хилл, Верхняя и Нижняя Тета, Бета, Португез, Глиннс и Сэндстоун. Мощность жил от 7,5 см до 4,5 м и более, средняя — 60 см. Жилы очень выдержаны и строго приурочены к стратиграфическим горизонтам, хотя иногда под очень малым углом секут напластование, переходя из одного горизонта в другой. Наблюдаются отдельные случаи расхождения согласных жил на секущие прожилки (Колумбия Хилл) или слияния с одновозрастными секущими жилами. Общее падение жил в соответствие с падением рудовмещающей толщи — 5—15° к западу. В отдельных участках наблюдаются

нарушения залегания за счет изменения мощности слоев, к которым жилы приурочены, локальной складчатости, развития крутопадающих нарушений. Контакты жил обычно резкие, вдоль них развита глинка трения или тонкозернистый хлоритовый материал. Иногда во вмещающих доломитах около жил происходит минерализация пород сульфидами, постепенно затухающая по мере удаления от контактов.

Наряду с согласными жилами на месторождении распространены и секущие, но они менее выдержаны и очень неравномерно минерализованы, в связи с чем значение их в общей добыче золота подчиненное.

Околожильные изменения в Пилгримсрест проявлены очень незначительно. Иногда прямо с жилами контактируют неизмененные породы, даже магнезиальные известняки. В отдельных случаях наблюдаются следующие изменения: 1) окварцевание, особенно развитое в доломитах, где развиваются неправильные мелкозернистые выделения и прожилки кварца; 2) серицитизация, на отдельных участках проявляющаяся в глинистых сланцах. Местами в них развивается также зеленая слюдка, очевидно фуксит; 3) хлоритизация местами, особенно во включениях вмещающих пород в жилах, довольно интенсивная; 4) карбонатизация в виде развития отдельных ромбоэдрических метакристаллов карбонатов размером до 2 мм в поперечнике в глинистых сланцах; 5) пиритизация, иногда интенсивная в доломитах, но быстро затухающая (не более чем в 60 см) в стороны от жил; 6) рекристаллизация с укрупнением структуры и стиранием исходной слоистости, обесцвечивание и брекчирование доломитов. Определить формационную принадлежность и установить эволюцию околорудных изменений во времени по имеющемуся описанию невозможно.

Руды месторождения Пилгримсрест сложены в основном кварцем и пиритом с тем или иным количеством карбоната. Средний химический состав их следующий (в %):

SiO_2	61,6	$FeCO_3 + MnCO_3$	1,7
Fe_2O_3	13,5	C (нераствор.)	1,2
FeS_2	9,2	Cu	0,2
$CaCO_3$	7,2	As	0,02
$MgCO_3$	4,9		

Для согласной жилы Глинис приводится содержание золота 14 г/т, меди 1,2%. Из менее или локально распространенных рудных минералов для месторождения указываются также арсенопирит, халькопирит, тетраэдрит, висмутин, пирротин; редко встречаются самородный висмут, галенит, борнит, сфалерит, шеелит, галенобисмутит, кубанит, электрум, золото. Из жильных минералов интересно отметить присутствие апатита, встречающегося в эвгедральных призматических или округленных кристаллах размером до 0,24 мм длиной.

Золото в месторождении Пилгримсрест описано в основном только качественно. Оно преимущественно мелкое; видимое золото

встречалось лишь на отдельных участках в существенно кварцевых рудах. Распределение золота неравномерное, но данных о содержании его, кроме приведенных выше, не дается. Обогащенные участки тяготеют к дайкам и обычно связаны с наличием поздних генераций сульфидов. Золото выделяется позже них. Проба золота варьирует в разных рудных телах, цифровых данных не приводится. Дается только отношение Au : Ag в концентратах руд, которое в различных жилах изменяется от 1,1 до 15,9.

Вопросы генезиса месторождения Пилгримсрест Дж. У. Свайджерс предполагал рассмотреть в другой работе, но она, по-видимому, не появилась. В вышедшей статье он указывает только, что месторождение относится к гидротермальному типу, сформированному при средних значениях температуры и давления. Из приведенного описания видно значительное распространение на месторождении даек. Согласно А. Дю Тойту (1957), здесь развиты также пластовые интрузии основного состава. Вероятно, оруденение связано с бушвельдским интрузивным комплексом, однако четкая стратифицированная приуроченность оруденения может указывать также на первичное осадочное накопление золота.

Помимо рудного поля района Пилгримсрест, локализованного в восточном крыле Бушвельдского синклинория, ряд значительно более мелких месторождений располагается в его южном и юго-западном крыльях, вблизи от золотоносных конгломератов Витватерсранда. Это месторождения района Малмани, жилы Кромдраи, Блоубанк и некоторые другие, относящиеся к кварцевожильному типу. Данных для их более дробной классификации нет.

Таким образом, для Южно-Африканской провинции характерно резко преобладающее значение стратиформных золотых месторождений с первоначальным накоплением обломочного золота и последующим его перераспределением. Это перераспределение, а возможно, и дополнительный привнос «ювенильного» золота в древние конгломераты, а также формирование части гидротермальных месторождений было связано с бушвельдским интрузивным комплексом — производным основной магмы с далеко зашедшей ее дифференциацией.

Западно-Африканская провинция

Описанная выше золотоносная провинция Южной Африки выделяется среди окружающих ее провинций археохрона очень отчетливо. Этого нельзя сказать о прочих золотоносных территориях Африки, относимых к мезохрону. Они выделяются в значительной мере условно, поскольку, с одной стороны, несомненно относятся к дорифейским, а с другой — по геологическому развитию, возрасту рудовмещающих толщ и, наконец, ряду особенностей золотого оруденения не соответствуют провинциям археохрона.

На территории Западной, а также Северной Африки, объединяемой В. Е. Хаиным (1971) в Сахарскую плиту, установлен ряд выходов древнейших пород, приуроченных к двум широтным

зонам поднятий: Центрально-Сахарской (массивы Регибатский, Туарегский, Тибестийский, Гебел-Ауэнатский) и Гвинейско-Нигерийской, включающей Леоно-Либерийский и Дагомейско-Нигерийский кристаллические щиты. Хотя проявления золотого оруденения известны во всех поднятиях, но в подавляющем большинстве они весьма незначительны и представлены только отдельными россыпями или устанавливаются по наличию древних отработок.

Почти все проявления золотоносности сконцентрированы на Леоно-Либерийском щите. Значительная (в основном западная) часть этого щита относится к древнейшим докембрийским массивам Африканской платформы, но она не несет характерных черт тектонического развития, присущих описанным ранее провинциям архейхрона, и содержит лишь небольшие проявления золотоносности, представленные россыпями на территориях Либерии, Сьерра-Леоне, Гвинеи, Мали, Сенегала, Берега Слоновой кости. Почти все проявления золотого оруденения сконцентрированы в восточной части Леоно-Либерийского щита, которую выделяют иногда в виде самостоятельной геотектонической единицы — Бирримского пояса.

Развитые здесь отложения Бирримской системы залегают несогласно на архейских породах. Нижний отдел этой системы представлен филлитами, граувакками и туфами, а верхний — вулканитами среднего и основного состава (зелеными сланцами). Отложения Бирримской системы прорваны гранитами двух возрастных групп: синтектоническими метасоматическими (граниты Бауле, или Кейп-Кост) и посттектоническими (постскладчатыми) — гранитами Диксков. Возраст гранитов 2030—1830 млн. лет, что определяет верхнюю возрастную границу Бирримской системы.

С угловым несогласием на отложениях Бирримия в пределах синклинального наложенного прогиба залегают обломочные породы Тарквайской системы. Ее возраст на основании датировки прорывающих эти отложения гранитов определен как среднепротерозойский (1645 млн. лет).

Общее количество золота, добытого в пределах Леоно-Либерийского щита, может быть оценено в 1340 т, причем из них около 340 т приходится на кайнозойские россыпи. Россыпи располагаются по всей площади щита, но наиболее сконцентрированы, так же как и коренные месторождения, в его восточной части на территории Ганы, среди площадей развития Бирримской системы. Второй значительно меньший узел концентрации россыпей находится в районе северного склона щита в бассейнах верхних течений рек Нигера и Сенегала на территориях Гвинеи, Мали и Сенегала. Он детально описан с выделением отдельных золотоносных зон Б. М. Михайловым (1969). Коренные месторождения золота и древние золотоносные конгломераты также располагаются преимущественно на юге Ганы.

Большинство коренных месторождений золота приурочено здесь к зоне северо-восточного простирания, проходящей по западному борту Тарквайского прогиба (рис. 35). Единых рудоконтролирую-

щих структур в этой зоне пока не описано. Отдельные месторождения золота располагаются и вне указанной зоны. Для описываемой провинции характерны сравнительно крупные месторождения. Со значительной долей условности суммарную добычу из месторождений Ашанти можно оценить в 450 т, т. е. оно близко

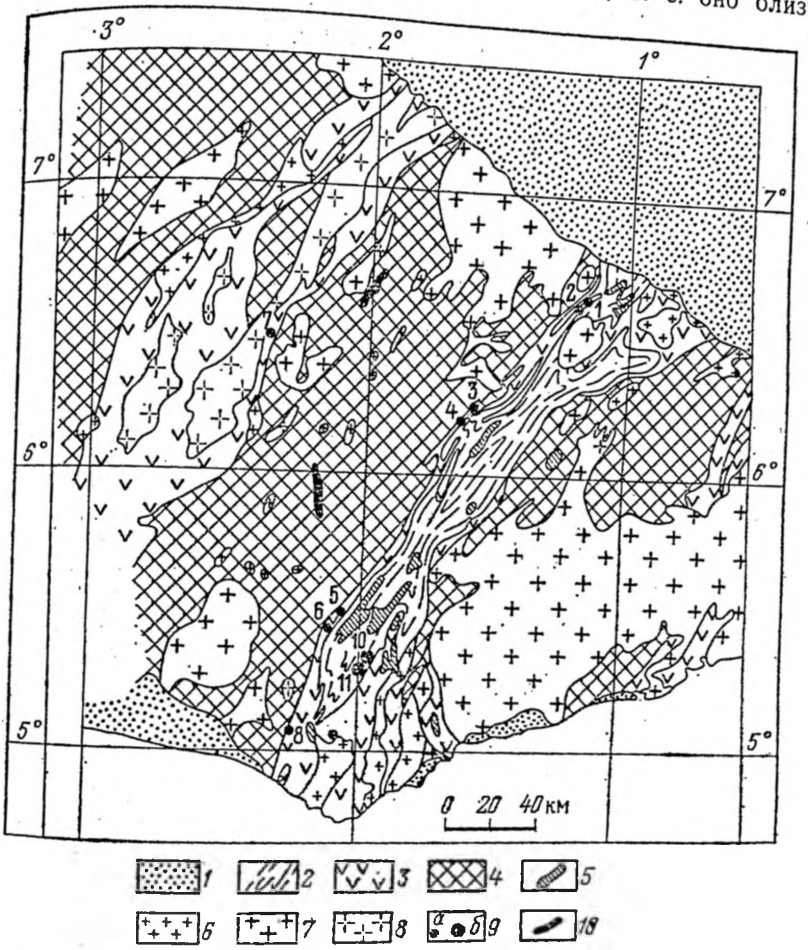


Рис. 35. Схема размещения золоторудных месторождений восточной части Леоно-Либерийского щита. Геологическая основа по Д. А. Бэйтсу, месторождения золота по данным Дж. К. Аллена (Allen, 1957) и др.

1 — горизонтально залегающие отложения формации Вольта и более молодые; *2* — формация Тарква: песчаники, конгломераты, кварциты, филлиты; *3* — верхний Бирримий: метаэффузивы и пирокласты, филлиты, граувакки; *4* — нижний Бирримий: филлиты, туфы, граувакки; *5* — габбро, нориты, диориты; *6* — гранитоиды комплекса Дикисов; *7* — граниты комплекса Кейп-Кост; *8* — гранитоиды нерасчлененные; *9* — месторождения золота: *а* — кварцево-жильного типа, *б* — древние конгломераты; *10* — золотоносные конгломераты.

Золоторудные месторождения (цифры на карте): 1 — Линдхерст; 2 — Кононго; 3 — Обуаси; 4 — Ашанти; 5 — Аристон; 6 — Престеа; 7 — Бибиани; 8 — Аканко; 9 — Акако; 10 — Тарква; 11 — Марлу

к крупнейшим месторождениям золота мира. Следующим по крупности является месторождение Аристон с добычей около 200 т. Оба эти месторождения отрабатываются до глубин более 1000 м.

Все золоторудные месторождения Леоно-Либерийского щита относятся к кварцевой формационной группе и подавляющее количество их — к пирит-арсенопиритовому типу. На месторождении Ашанти наряду с арсенопиритом присутствуют в заметном количестве также галенит и сфалерит.

По морфологическим классам месторождения принадлежат к простым и сложным жилам. Сравнительно небольшие месторождения Богозу-Норд и Джустик представлены зонами кварцевых прожилков. Очевидно, и в крупных месторождениях наряду с жилами распространены зоны прожилков.

Наиболее характерными вмещающими породами являются филлиты, относящиеся к нижней части Бирримской системы. Только месторождение Кононго и некоторые более мелкие размещаются в зеленокаменных породах.

Как и вообще месторождения в филлитовых толщах, месторождения Леоно-Либерийской провинции характеризуются слабым развитием околорудных изменений. В некоторых случаях в непосредственных контактах жил отмечается графитизация пород, имеющая, возможно, метасоматический генезис. На месторождении Ашанти во вмещающих кварцевые жилы породах развиты порфиробласты анкерита.

Все золоторудные месторождения Западной Африки отрабатываются с высокими содержаниями золота. Месторождение Ашанти считается некоторыми геологами наиболее богатым в мире. Среднее содержание золота в нем по данным многолетней отработки составляет 26 г/т. Наиболее низкие содержания, составляющие тем не менее 7 г/т, характерны для зоны прожилковой минерализации Богозу-Норд.

Коренные месторождения золота провинции генетически связывают с постскладчатыми гранитами Диксков. Однако четкой пространственной связи оруденения с гранитными массивами нет, и специальных исследований по этому вопросу не опубликовано.

Ашанти. Для отдельного описания наиболее крупного из месторождений провинции — Ашанти — материала очень мало. Общее количество добытого из него золота может быть оценено в 450 т, но цифра эта неточная. Вмещающими породами на месторождении являются темно-серые и черные филлиты и серицитовые сланцы с тонкими прослоями граувакк. В породах включены тонкие, ориентированные по сланцеватости, порфиробласты анкерита. Измененные породы распространены незначительно и представлены дайками диабаза.

Рудными телами являются кварцевые жилы. Главная из них — жила Обуаси, прослеживающаяся по простиранию до 370 м при мощности 3—7 м, падает под углами 65—70°. От нее ответвляется более круто падающая (80°) жила Ашанти. Есть и другие жилы,

ответвляющиеся от главных, причем в местах ответвлений жилы иногда достигают 17 м мощности.

Кварц, слагающий жилы, массивный молочно-белый, в некоторых участках интенсивно катаклазированный. Местами текстура кварца полосчатая за счет включений графитистых сланцев. Из рудных минералов присутствуют пирит, арсенопирит, сфалерит и галенит. Золото выделяется в трещинках кварца, а также в арсенопирите. Оно мелкое, большей частью невидимое невооруженным глазом, несмотря на высокие содержания, которые составляют от 25 до 35 г/т, а в отдельных участках почти до 50 г/т. Более крупные выделения золота связаны с галенитом и сфалеритом.

За пределами Ганы золотоносность в описываемой провинции по имеющимся к настоящему времени данным значительно менее интенсивна. Характеристике золотоносных районов на территории республики Мали посвящен ряд работ Б. И. Благонадеждина (1971, 1972). Им описано, в частности, недавно открытое месторождение Калана, представленное сочетанием малосульфидных кварцевых жил с зонами сульфидной вкрапленности.

Особого рассмотрения заслуживают древние золотоносные конгломераты Леоно-Либерийского щита. Они приурочены к системе Тарква среднепротерозойского возраста и слагают крупное месторождение того же названия. Количество добытого из этого месторождения золота на 1/I 1970 г. может быть оценено в 200 т. Сводное его описание с использованием всей опубликованной литературы, а также некоторых материалов, полученных при личном посещении, приведено И. С. Рожковым (1967).

Отложения системы Тарква приурочены к узкому прогибу, прослеженному примерно на 200 км при ширине от 10 до 25 км. На севере прогиб перекрыт платформенным чехлом. Он выполнен толщей терригенных обломочных пород, которые В. Е. Хаин (1971, стр. 405) относит к «молассовым образованиям», что, однако, не вполне точно, учитывая мономиктный кварцевый характер тарквайских конгломератов. Суммарная мощность отложений системы Тарква около 2500 м. По набору фаций эти отложения не могут быть сопоставлены с отложениями типичных геосинклинальных прогибов. Главной особенностью их является резкое преобладание крупнообломочных фаций при относительно хорошей сортированности материала и отсутствии сопряженных с прогибом поднятий.

Золотоносные конгломераты залегают в нижней части, но не в основании разреза. Они образуют согласные со всей тарквайской толщей прослои, которые чередуются с прослоями кварцитов и падают под углом 30—50°. Прослежены они по простиранию на 40 км. Общая мощность продуктивной пачки 30—90 м, отдельные входящие в ее состав конгломератовые слои имеют мощность от нескольких сантиметров до 3 м. Золото иногда распределяется по всему слою, но чаще концентрируется только в его нижней части, составляющей от 0,5 м до 1—2 см.

Золотоносные конгломераты состоят из кварцевой и отчасти кварцитовой гальки размером 5—10 см, составляющей от 60 до 85% объема породы, и хлорит-серицит-кварцевого цемента. В составе цемента: кварца 60—85%, хлорита 3—5%, серицита 1—3%, магнетита и гематита 5—30%. Кроме того, в цементе в качестве акцессориев встречаются циркон, гранат, турмалин. Сульфиды составляют ничтожно малую часть породы. Среди них выделяются пирит, халькопирит, борнит и др.

Золото заключено исключительно в цементе в виде чешуек размером в сотые доли миллиметра. Золотины несут явные следы окатанности с незначительно развитыми на поверхности новообразованными выделениями золота. Проба золота исключительно высокая — от 950 до 1000. Конгломераты пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками и прорваны дайками различного состава, но ни прожилки, ни дайки не оказывают влияния на размещение золота.

И. С. Рожков отмечает, что все исследователи месторождения указывают на сходство свойств золота в конгломератах с таковым в коренных месторождениях, локализованных в Бирримской системе. Сомнений в отношении кластогенного генезиса оруденения и принадлежности его к ископаемой россыпи в данном случае не возникает.

Центрально-Африканская провинция

Данная провинция отвечает Центрально-Африканскому щиту и включает территорию Камеруна, Габона, Конго, Республики Заир, Центрально-Африканской Республики, Чад, Судана, Руанды, Бурунди. Добыча золота в этих странах может быть оценена в 300 т из россыпей и около 120 т из коренных месторождений. Часть россыпного золота добыта на территориях, приуроченных к древнейшим образованиям, но главное его количество — на площади, сложенной более молодыми образованиями в пределах Заира, в связи с чем эта провинция рассматривается в данном разделе.

В Заире главные золотоносные районы сосредоточены в позднепротерозойской складчатой системе кибалид-анколид (Хаин, 1971). Слоистые толщи представлены здесь мощными пачками кварцитов, отчасти аркозов и конгломератов, филлитов, углистых и слюдистых сланцев, а также (в верхней части разреза) известняково-доломитовым горизонтом. Установлены синтектонические (с возрастом около 1300 млн. лет) и посттектонические (1104—945 млн. лет) гранитоиды.

Добыча золота в Республике Заир из коренных месторождений составляет около 120 т, из россыпей около 240 т (рис. 36). Коренные месторождения, сосредоточенные в районах Кило и Мото, очень трудно типизировать согласно принятой в данной работе классификации из-за ограниченности данных. М. Легре (Legraye, 1940) приводит описание ряда месторождений, но, к сожалению,

без каких-либо указаний их размеров. Из описаний и зарисовок видно только, что это отдельные жилы или серии прожилков в хлоритовых сланцах, иногда в рассекающих их «дайках аплитовидных пород». В жилах имеется видимое золото, иногда отмечаются не-

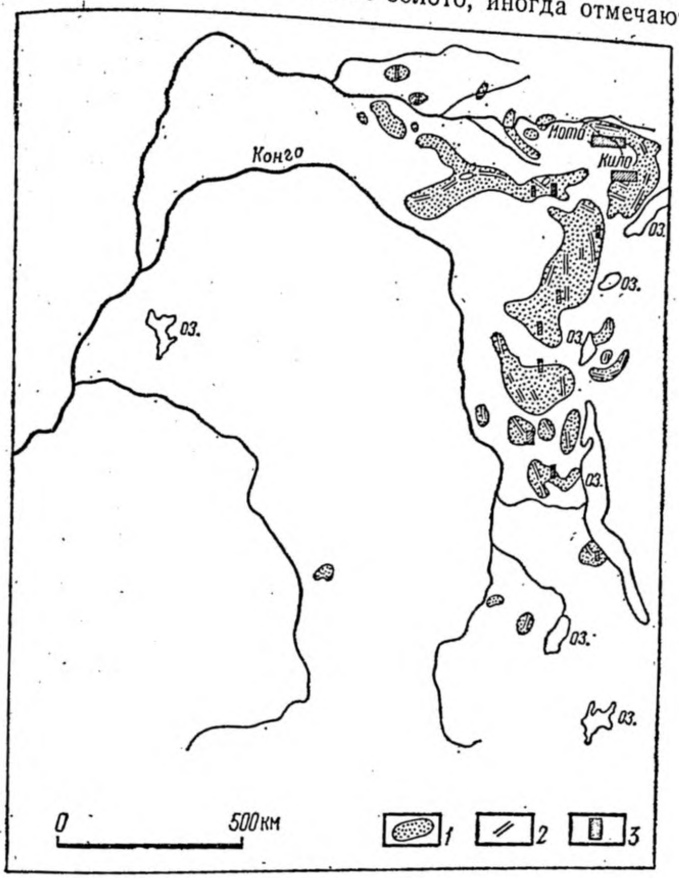


Рис. 36. Схема размещения золотоносных площадей в Центрально-Африканской провинции. По *Г. Реху.*

1 — площади коренной и россыпной золотоносности; *2* — золотоносные пояса; *3* — суммарная добыча золота в пределах золотоносных площадей или отдельных участков (ширина прямоугольника пропорциональна размеру добычи)

большие количества пирита, арсенопирита, халькопирита. Проба золота от 500 до 820.

Некоторые месторождения, изученные только вблизи от поверхности, не вполне обычны. Согласно данным Р. Вудтли (1964), некоторые из них представляют собой дайки «очень тонкозернистого альбитита с ядром более грубозернистого натриевого гранита». В таких дайках распространены кварцевые прожилки, составляющие 20—25% от их общего объема. Золото выделяется как в этих

прожилках, так и в альбитите, и вся дайка отрабатывается на массу. С поверхности руда представляет собой каолиновую массу, перемешанную с кварцем и содержащую выделения свободного золота. Отмечены также зоны вкрапленных руд в итабирите (железистом песчанике) и сланцах. Они развиты главным образом в районе Мото. Сланцы представлены преимущественно карбонат-альбит-кварцевыми разностями, которые Р. Вудтли считает производными доломитовых мраморов, переработанных натриевым и силикатным метасоматозом. Руда в таких месторождениях отличается от пустой породы только по данным опробования. Содержание золота не связано ни с кварцевыми прожилками, ни с вкрапленностью сульфидов.

В районе Мото Р. Вудтли указывает на два главных месторождения этого типа — Агбарабо и Горумбва. Первое имеет форму трубки эллиптического сечения размером 20—25×15—20 м². Руда представлена светло-серым карбонатно-кварц-альбитовым сланцем, причем содержание в нем золота доходило до 600 г/т. Наиболее богатые руды окружены ореолом рассеянной минерализации. Месторождение Горумбва — пластовое. Длина залежи 70—130 м, мощность 3—30 м, прослеженная глубина 500 м. Для него Р. Вудтли указывает на исключительно высокое содержание золота (до 300 г/т), но весьма возможно, что это содержание относится только к отдельным пробам, так как данные о количестве золота, добытого из месторождений района Мото, отсутствуют.

Для территории Республики Заир имеется значительное количество работ, посвященных генезису золоторудных месторождений. По мнению К. Сорочинского (Sorotchinsky, 1953), золото первоначально содержалось в рассеянном виде в известняках, где фиксировалось организмами. Все современные породы Кибалийской системы, которые обычно относят к метаморфизованным зеленокаменно переработанным эффузивам, а также граниты образовались при метаморфизме известняков вадозными водами. При этом перераспределялось и золото. Связь золота с кварцем, по К. Сорочинскому, только случайная, обусловленная более интенсивной циркуляцией вадозных вод на участках концентрации кварцевых жил.

П. Дюо (Duhoux, 1950) на основании данных о рассеянной золотоносности считает, что главными источниками золота являлись зеленокаменные породы Кибалийской системы. Промышленную концентрацию золота он связывает с процессами гранитизации и указывает, что «геохимический фронт гранитизации буквально гонит перед собой золото». Ни та, ни другая точка зрения не могут считаться доказанными, но основания для выводов о большой роли перераспределения золота при формировании золотого оруденения рассматриваемой провинции безусловно имеются. При всей ограниченности данных можно отметить следующие характерные особенности месторождений золота провинций мезохрона Африки.

1. Распространение наряду с коренными месторождениями древних золотоносных конгломератов, формирующихся в Южно-Афри-

канской провинции за счет размыва архейских месторождений, а в Западно-Африканской — за счет гидротермальных месторождений, также относящихся к мезохрону.

2. Наличие среди коренных месторождений золота наряду с типами оруденения, одинаково характерными для разных геологических эпох (кварцевые жилы с различным, обычно малым количеством сульфидов), месторождений замещения в карбонатных породах (районы Пилгримсрест, Кило и Мото).

3. Широкое распространение в Западно- и Центрально-Африканской провинциях наряду с коренными месторождениями кайнозойских золотоносных россыпей.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ НЕОХРОНА

К более молодым золотоносным образованиям Африканского континента, отвечающим байкалидам, по последним данным (Хаин, 1971) может быть отнесена территория, прилегающая к Красному морю и занятая Арабской Республикой Египет, Суданом и Саудовской Аравией, а также территории Эфиопии и Мозамбика. Суммарная добыча золота в этих странах может быть оценена в 200—300 т, из которых около 60 т (в Эфиопии и Мозамбике) приходится на россыпи. Более 150 т добыто преимущественно в Египте и Судане между Нилом и Красным морем на территории Нубийской пустыни. Здесь расположены наиболее древние в мире разработки золота, но современная добыча почти не производится, поэтому сведения о геологической характеристике месторождений очень ограниченны.

Крупных месторождений на территории Египта не отмечено, глубина отработок не превышает 200—300 м (рудник Эль-Сид).

Золоторудные месторождения провинции преимущественно принадлежат к кварц-сульфидной формации. По морфологии рудные тела относятся почти исключительно к простым и сложным жилам. Вмещающие породы разнообразны. Нередко отмечается приуроченность оруденения к филлитам, графитистым филлитам, а также интрузивным породам основного и ультраосновного состава. Большое значение играют зеленокаменные породы, которые не только вмещают рудные тела, но и часто служат, особенно в более южных районах (в Эфиопии), плотиком для золотоносных россыпей. Еще в 1849 г. один из первых исследователей верхнего течения Нила русский геолог Егор Ковалевский писал, что здесь, как на Урале и Алтае, зеленокаменные породы являются самыми благоприятными для размещения золотых россыпей.

Месторождение Эль-Сид (индекс 342138) наряду с месторождениями Барамиа и Фатира до 1958 г. были единственными эксплуатировавшимися в Египте (Neubauer, 1963). Суммарная добыча золота из месторождения Эль-Сид, учитывающая древние отработки, оценивается В. Г. Нейбауером всего в 4,7 т золота. Месторождение представлено четырьмя кварцевыми жилами, из которых три залегают в гранодиоритах и расположенном в их контакте

амфиболовом «мигматите», а одна — в основных и ультраосновных породах по контакту с дайкой лампрофира. Общее количество сульфидов в руде не указано, по-видимому, оно довольно значительно. Среди сульфидов распространены пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит. Золото приурочено к сульфидам. Оно свободное, но очень мелкое (0,01—0,3 мм), содержание его в руде 15—30 г/т, проба — 780.

Месторождение Гебейт в Судане описано И. М. Буши (Boushi, 1972). Отработка его была начата около 3500 лет назад. Данные о добыче в древние времена отсутствуют. Вновь отработки начались с 1903 г. и по 1932 г. было добыто около 2,5 т золота при среднем содержании его в руде 43,5 г/т. С 1933 по 1942 г. ежегодно добывалось около 140 кг золота, а в последние годы всего около 10 кг. Суммарную добычу золота из месторождения можно приближенно оценить в 10 т.

В районе месторождения выделяются следующие комплексы пород (от древних к молодым): 1) Первичная система: кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты; 2) система Нефирдейб: зеленые туфы андезитового состава, агломераты, метаандезиты; подчиненно — метадациты, кварциты, известняки, граувакки; 3) габбро и нориты, слагающие крупные массивы; 4) серия Ават: песчаники, алевролиты, прослои конгломератов; в верхней части разреза андезиты; 5) микроклиновые «молодые» граниты и секущие их дайки различного состава.

Непосредственно вмещают золотое оруденение зеленокаменно измененные вулканиты, переслаивающиеся с более массивными туфами альбитофиров. Породы смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев 25—60° и нарушены тремя системами разломов, выявляемых по аэрофотоснимкам.

Рудные тела представлены золото-кварцевыми жилами, локализованными вблизи замковой части синклинали. Простирание жил 10—30°, мощности от 8 см до 3 м, жилы весьма невыдержанные и неправильные. Для жильного кварца характерны друзовые и гребенчатые текстуры. Рудные минералы помимо золота представлены пиритом и арсенопиритом. По данным опробования, проведенного И. Буши, содержание золота в жилах от следов до 15 г/т, серебро встречается только в виде следов.

Предполагается генетическая связь золота с «молодыми» гранитами, возраст которых по различным определениям колеблется от 540 до 740 млн. лет. С этими же гранитами связана оловянная минерализация, но граниты, вероятно, неодновозрастны и представлены несколькими комплексами.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЭПИНЕОХРОНА

Проявления тектонической активизации на территории Африки широко известны. Система Великих Африканских разломов протягивается от побережья Средиземного моря до устья Замбези бо-

лее чем на 7000 км. Она неоднократно описана, а о генезисе ее до сих пор идут оживленные дискуссии. Широко распространены также проявления тектонической активизации в Западной Африке, где выделяется протяженная система разломов северо-северо-восточного простирания.

С явлениями тектонической активизации в Африке связаны специфические кольцевые интрузии оловоносных «молодых» гранитов, тела редкоземельных карбонатитов, а также алмазоносные кимберлиты. А. Д. Щеглов (1968) относит ко второй стадии активизации также жилы халцедоновидного кварца с флюоритом и баритом и проявления полиметаллической минерализации, которые отмечаются в отдельных местах Африканского континента, в частности в Западной Африке. Он указывает на возможную связь с процессами активизации крупных сурьмяных месторождений в северо-восточной части ЮАР, в хр. Мурчисона. Однако последнее предположение весьма спорное, поскольку месторождения сурьмы и золота хр. Мурчисона по структурной позиции и минералого-геохимическим особенностям однотипны или во всяком случае близки к охарактеризованным выше месторождениям археохрона, широко распространенным на территории Южной Родезии и отчасти ЮАР и приуроченным к «зеленокаменным трогам». К тому же на территорию ЮАР Великие Африканские разломы не заходят — они развиты восточнее, уходя в районе устья Замбези под воды Мозамбикского пролива.

Очевидно, зоны активизации Африки принципиально отличаются от тех образований эпинеохрона, которые проявлены в обрамлении Тихого океана. Для Африканских зон отсутствуют широкие проявления андезитового вулканизма, и именно в связи с этим не характерно, очевидно, и золотое оруденение.

Непосредственно на Африканском континенте отсутствуют проявления золотоносности, которые по геологической позиции и формационной принадлежности можно было бы уверенно отнести к образованиям эпинеохрона. Заведомо молодое, наложенное на древние структуры, золотое оруденение известно только на северо-западе о. Мадагаскар на территории Малагасийской Республики. Общая добыча золота в этой стране может быть оценена всего примерно в 50 т, из которых значительная часть падает на россыпи и на древние месторождения, локализованные в гнейсах и кристаллических сланцах восточной части острова. К молодому оруденению относится только рудное поле Андавакёра на севере Мадагаскара («Afrika...»,Bd. III, Teil 3, 1943).

Это рудное поле представлено серией кварцевых жил северо-восточного простирания, протягивающихся в том же направлении более чем на 80 км (рис. 37). Полоса жил располагается в контакте гнейсов и кристаллических сланцев с горизонтально залегающими триасовыми отложениями верхнего отдела системы Карру, причем отдельные жилы залегают как в древних, так и в молодых породах. Жилы сопровождаются дайками и штоками щелоч-

ных пород: нордмаркит-порфиров, эгириновых сиенит-порфиров, гаутентов и др.

Выделяется два этапа оруденения. Первый представлен кварцевыми, а второй существенно баритовыми жилами с сульфидами. Жилы обычно небольшие, но местами очень богатые. Так, в 1915 г. в одной жиле было встречено рудное гнездо длиной 20 м и мощностью 2 м, в котором золото было сконцентрировано в прожилке

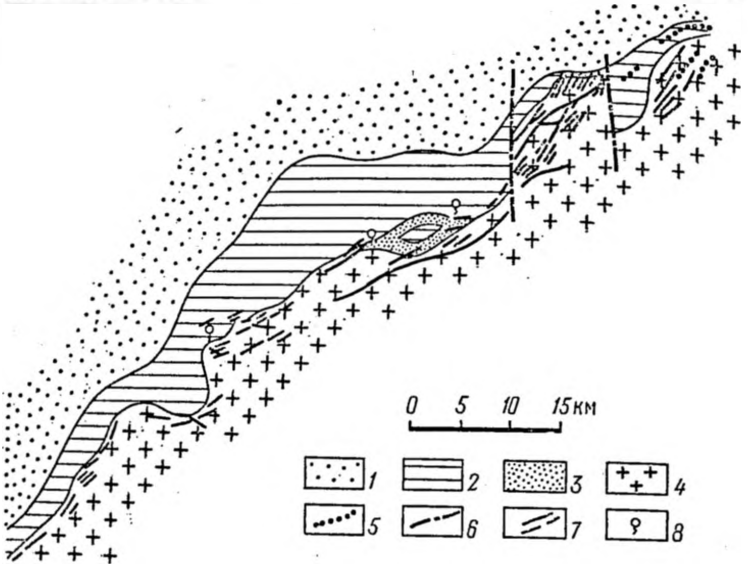


Рис. 37. Размещение кварцевых золотоносных жил в золоторудном районе Андавакёра (северная часть о. Мадагаскар).

1—3 — отложения верхнего отдела системы Карру: *1* — песчаники, *2* — сланцы, *3* — базальные песчаники; *4* — гнейсы и кристаллические сланцы; *5* — дайки щелочных пород; *6* — тектонические нарушения; *7* — золотоносные кварцевые жилы; *8* — горячие источники

мощностью 1—6 см, где оно преобладало над кварцем. Из этого гнезда было получено 470 кг золота. В чисто баритовых жилах золото отсутствует.

Текстуры жил в рудном поле Андавакёра характерны для близповерхностных образований: они гребенчатые, друзовые, полосчатые. Барит, галенит, сфалерит, иногда халькопирит располагаются в виде полосок между головками кристаллов кварца. Пирит в жилах обычно отсутствует, нет также импреньяции им боковых пород. Прямой связи золота с сульфидами не наблюдается. Наиболее богатые рудные столбы встречались в жилах, практически лишенных сульфидов.

Указанное проявление оруденения является единственным, которое уверенно можно связывать с молодой тектонической активизацией. В. Эммонс предполагает его третичный возраст и подчеркивает близкую пространственную связь с ним горячих (температура до 60° С) источников.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южная Америка в геологическом отношении разделяется на два главных геотектонических элемента: Южно-Американскую древнюю платформу и пояс кайнозойской складчатости, обрамляющий платформу с запада.

Общее количество золота, добытого на территории Южной Америки, составляет около 5250 т, в том числе 1845 т из пород основания древней платформы. Здесь выделяется (рис. 38) провинция археохрона (Гвианский щит) и мезохрона, к которому автор несколько условно отнес Восточно-Бразильский щит и отдельные выступы докембрия из-под платформенного чехла в южной части континента в Уругвае и Аргентине.

Остальное количество золота добыто в кайнозойской полициклической геосинклинальной области Анд, где выделяются месторождения главным образом кайнозойского возраста.

Проявления золотоносности, относящиеся к эпинеохрону или к этапу тектонической активизации, развиты в пределах Южной Америки незначительно.

Для Южной Америки в целом и отдельных ее крупных частей предложен ряд металлогенических схем, но поскольку они касаются главным образом Андийской геосинклинально-орогенной системы, то рассматриваются при описании последней.

Геология, а тем более металлогения золота Южной Америки изучены слабо и неравномерно. Новые открытия и исследования месторождений золота могут значительно изменить представления о количестве золота, добытого в различных геотектонических областях, и о типах месторождений.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРХЕОХРОНА

На территории Южной Америки к археохрону достаточно уверенно можно отнести только Гвианскую провинцию, которая охватывает территорию Гвианского щита, а в экономическом отношении страны Гайану, Гвиану (Французскую), Суринам и часть Венесуэлы.

Гвианская провинция

О геологическом строении Гвианского щита данных мало; определения абсолютного возраста слагающих его глубоко метаморфизованных пород ограниченны. Однако по имеющимся данным

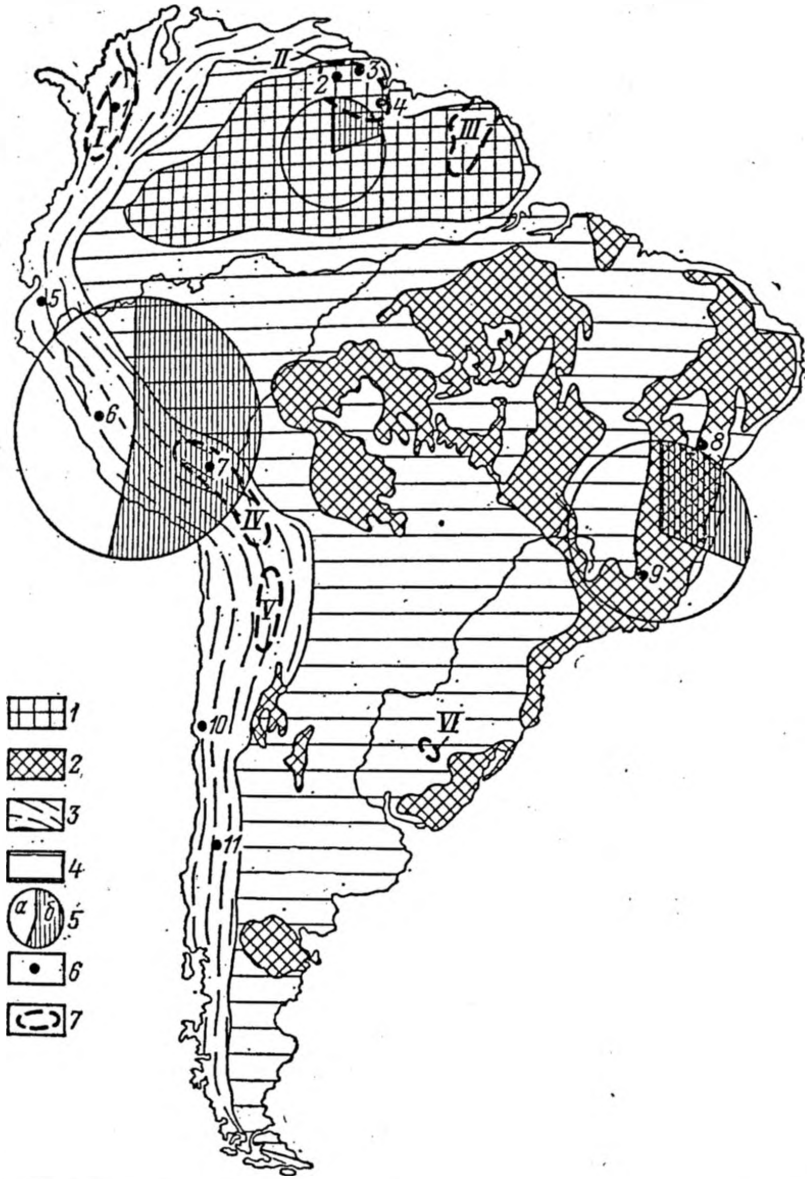


Рис. 38. Схема размещения золоторудных месторождений и россыпей Южной Америки. Тектоническая основа по «Физико-географическому атласу мира» издания 1964 г.

1—2 — докембрийский щит: *1* — Гвианский щит, *2* — выступы Бразильского щита; *3* — пояс кайнозойской складчатости Анд: *4* — чехол древней платформы: *5* — относительное количество добытого золота: *а* — из россыпей, *б* — из коренных месторождений; *6* — месторождения золота: 1 — Титириби, 2 — Эль-Кальяо, 3 — Барима, 4 — Омай, 5 — Царума, 6 — Серро-де-Паско, 7 — Санта-Доминго, 8 — Жакобина, 9 — Морру-Велью, 10 — Лас-Вакас, 11 — Эль-Чивато; 7 — главные золотороссыпные районы: I — Колумбии, II — Венесуэлы и Гвианы (Французской), III — Суринама, IV — Юго-Восточного Перу — Центральной Боливии, V — провинции Жужуй в Северо-Западной Аргентине, VI — пояс Ривера в Уругвае

абсолютного возраста, характерному набору формаций и особенностям тектоники указанная территория может быть отнесена к образованиям археохрона достаточно уверенно (Хаин, 1971). Характерной ее чертой является наличие гранито-гнейсовых куполов. Они разделены отложениями серий Парамана и Иль-де-Кайенн, по-видимому, в основном зеленокаменными. Четких данных о наличии «зеленокаменных трогов», аналогичных таковым на Канадском, Западно-Австралийском и других щитах, нет, и связать с ними золоторудные месторождения пока не представляется возможным.

На территории Гвианского щита на 1/I 1972 г. добыто 475 т золота, из которых в Венесуэле 190 т, Гвиане 170 т, Гайане 110 т и Суринаме 5 т. В отличие от других древних щитов здесь заметно развиты россыпи. Однако, судя по имеющимся данным, они в значительной части элювиальные и фактически россыпями часто называют продукты латеритного выветривания коренных месторождений золота. Описание одного из месторождений золота Гайаны — Авроры (Bracewell, 1946) позволяет предположить, что отработки в значительной части охватывали выветрелые части зон золотоносной сульфидной вкрапленности в серицитизированных основных вулканитах.

Для типизации коренных месторождений золота и выводов о закономерностях их размещения материалов недостаточно. По размерам выделяется коренное месторождение Эль-Кальяо в Венесуэле. Оно дало около 60 т золота, относится к кварцевой формации (кварц составляет 98% руды), турмалин-пиритовому минеральному типу, жильному классу. Жилы залегают в амфиболовых сланцах. О других месторождениях: Барима, Омай, Питерс-Майн (все в Гайане) с добычей, по-видимому, менее 1 т, — известно только, что они относятся к кварцевым жилам и залегают в зеленокаменных породах.

Имеющиеся ограниченные данные о золотоносности Гвианской провинции указывают на то, что по особенностям месторождений золота она не имеет существенных отличий от провинций археохрона других континентов.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗОХРОНА

К образованиям мезохрона в Южной Америке может быть отнесена золотоносная площадь Бразилии, располагающаяся в восточной части этой страны, в шт. Минас-Жерайс и отчасти Байя. Условно к этому же мегациклу развития Земли автор относит проявления золотоносности в выходах докембрийских пород из-под платформенного чехла в южной части континента на территории Уругвая и Аргентины.

Бразильская провинция

В геологическом отношении эта провинция относится к Восточно-Бразильскому щиту. В. Е. Хаин (1971) отмечает, что наименование «щит» является в данном случае условным, так как территория «соответствует в целом позднепротерозойской складчатой системе, местами включающей более древние ядра» (стр. 246). Как и на многих других площадях мира первоначальное отнесение к глубокому докембрию интенсивно метаморфизованных толщ Восточно-Бразильского щита оказалось ошибочным, так как степень метаморфизма пород отнюдь не может являться основой для определения возраста.

Для анализа вопросов золотоносности важно подчеркнуть наличие в пределах провинции двух комплексов отложений — нижнепротерозойских (частично, возможно, архейских) и средне- и верхнепротерозойских. Более древний комплекс представлен довольно пестрым формационным набором отложений — конгломератами, кварцитами, доломитами, филлитами, в том числе графитистыми, метаморфизованными вулканитами, железистыми и марганцевыми кварцитами. Частично в этот комплекс включены, возможно, и архейские толщи, аналогичные тем, что слагают Гвианский щит, но широкое их распространение вряд ли имеет место.

Слабо метаморфизованные средне- и верхнепротерозойские отложения, налегающие на нижележащие с резким угловым несогласием и залегающие при большой мощности (до 7 км) сравнительно спокойно, отвечают серии минас. Эта серия состоит из конгломератов, кварцитов, филлитов, железистых кварцитов (итабиритов) и доломитов.

В пределах выделенной провинции сосредоточено все золотое оруденение Бразилии, суммарная добыча золота которой на 1/I 1972 г. может быть оценена в 1370 т. На коренные месторождения золота из этого количества очень ориентировочно приходится 400 т. Эти данные основываются на указаниях о преобладающей добыче золота из россыпей в первый период наиболее активной разработки золота в стране (XVI—XVIII вв.). Значительно позже Ф. В. Фрейзе (Freise, 1935) также указывал на добычу золота в Бразилии исключительно из небольших россыпей. Суммарная годовая добыча в это время составляла 3,5—4 т, работало около 15 тыс. человек, каждый из которых добывал в среднем 230—280 г в год. Вероятно, наряду с россыпями отрабатывались и широко развитые здесь коры выветривания коренных месторождений.

Для статистической обработки материалов по типам золотого оруденения Бразильской провинции совершенно недостаточно. Поэтому автор вынужден ограничиться характеристикой нескольких главных месторождений. Отдельно при рассмотрении провинции выделено описание золотоносных конгломератов, данные по

которым дают интересный сопоставительный материал по этому важнейшему типу золотой минерализации.

Месторождение Морру-Велью занимает резко выделяющееся экономическое положение среди коренных месторождений Бразильской провинции. К 1/I 1970 г. из этого месторождения было добыто примерно 250 т золота. Глубина его отработки около 3000 м. Г. Шнейдерхён относит это месторождение к типу турмалинсодержащих золото-кварцевых жил, наряду с такими месторождениями, как Колар, Кёркленд Лейк, жилы Аппалачей, Сибири и Южной Кореи. Однако автор не может согласиться с таким классификационным членением.

Согласно данным Э. Оливейра (Oliveira, 1930), типичные кварцевые жилы в данном месторождении редки. Рудные тела обычно представлены зонами минерализации, в которых содержится 20—30% кварца, 30—40% железистых и магнезиальных карбонатов и 30—40% сульфидов. Вмещают оруденение слюдяно-кальцитовые сланцы. Из сульфидов преобладает пирротин (28,5% от всей рудной массы), арсенопирит (5,04%), пирит (2,5%) и халькопирит (0,66%). Характерна графитизация пород в контакте с рудными залежами. Изверженные породы вблизи месторождения отсутствуют. Г. Коллани (Collani, 1931) приводит следующие данные о химическом составе руды данного месторождения (в %):

SiO_2	22,56	CO_2	19,59
Al_2O_3	2,13	S	13,34
CaO	2,06	As	2,98
MgO	6,29	Cu	0,12
MnO	1,3	Au	19,2 г/т
Fe (суммарное)	29,63	Ag	5,1 г/т

Наряду с золотом на месторождении добывали мышьяк (в 1924 г. добыто 154 т белого мышьяка). По ряду особенностей данное месторождение можно сопоставить с месторождением Хоумстейк в Северной Америке.

Очень интересны по типам, хотя и сравнительно скромны по размерам, на Бразильском щите месторождения золота, приуроченные к железистым кварцитам. К этому типу относятся месторождения Пассажем и Рапозос.

Месторождение Рапозос [индекс 5134(55+15)] согласно данным Г. Э. Толберта (Tolbert, 1964) к 1962 г. дало около 35 т золота; глубина отработки достигала 730 м. В последующие годы предполагалось добывать около 1,2 т в год. Рудные тела месторождения представляют собой результат замещения прослоев сидерит-кварцевых пород с подчиненным количеством магнетита и пирита, залегающих в общей толще хлоритовых сланцев и филлитов (рис. 39). Рудоносные слои имеют среднюю мощность 3—5 м, иногда до 30 м. Они представлены чередованием существенно сидеритовых и существенно кварцевых прослойков мощностью 5—15 м. Тот и другой минерал выделяются в виде мелкозернистого агрегата.

В руде содержится 5—10% сульфидов. Выделяют две разновременные ассоциации руд: пиритовую и арсенопирит-пирротиновую. Золото выделяется в обеих ассоциациях. Оно мелкое и обычно отлагается в виде тонких прожилков в сульфидах. Интересной особенностью месторождения является обильное новообразование в рудных прослоях фуксита.

Источником хрома Г. Э. Толберт считает хромсодержащий хлорит из слоев, вмещающих сидерит-кварцевые породы, но полной ясности в этом вопросе нет.

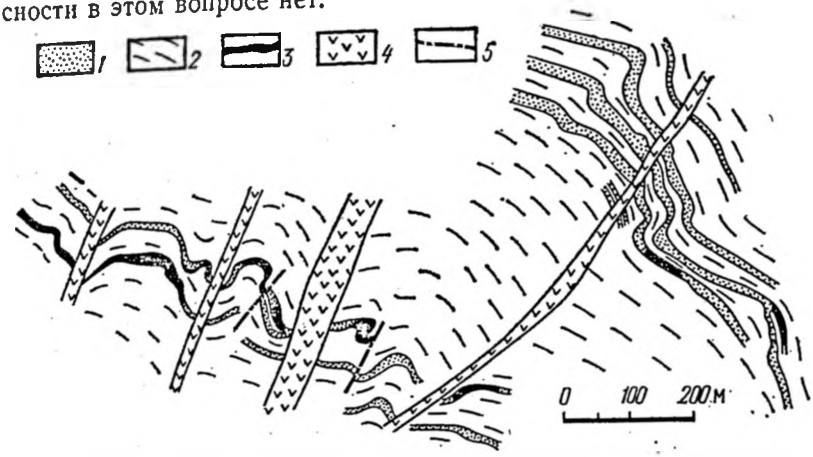


Рис. 39. Геологический план главного штольневого горизонта месторождения Рапозос. По *Ж. Э. Толберту.*

1 — горизонты пород железистой формации; *2* — сланцы нерасчлененные; *3* — рудные тела; *4* — дайки диабазов; *5* — тектонические нарушения

Рудоносные горизонты на месторождении пересечены вкрест их простирания несколькими дайками измененных диабазов (см. рис. 39). Дайки вызывают метаморфизм кварц-сидеритовых пород с новообразованием амфибола, а в узких (5—15 см) контактовых зонах — и граната. Метаморфизованные породы и сами дайки пересечены прожилками пирита и пирротина с золотом.

В ходе рудного процесса сидерит замещается менее железистыми карбонатами — анкеритом, доломитом, кальцитом. Согласно приводимым Г. Э. Толбертом химическим анализам, оруденение сидерит-кварцевых пород сопровождается выносом SiO_2 (содержание его меняется от 44,4 до 30,6%), FeO и заметным увеличением содержания Al_2O_3, CaO, MgO, K_2O.

Месторождение Пассажем [индекс 3131(15+28)] расположено примерно в 70 км к юго-востоку от сближенных месторождений Морру-Велью и Рапозос. Месторождение отрабатывалось до 1931 г. и дало около 50 т золота. Глубина отработки по падению 1340 м, при угле падения жилы около 20°. По данным Г. Коллани (Collani, 1931), это типичная жила молочно-белого кварца с турмалином и арсенопиритом, а также небольшим количеством пи-

рита и пирротина. Жила приурочена к контакту железистых кварцитов (итабиритов) и слюдяных сланцев. Местами она характеризовалась очень высоким содержанием золота (150—200 г/т), в среднем содержание 9 г/т. Наряду с золотом добывался мышьяк.

Исследовавшие это месторождение Р. Флейшер и П. Рутье (Fleischer, Routhier, 1973) пришли к выводу о стратиформном, синтенетичном с вмещающей толщей характере оруденения, подвергавшегося впоследствии метаморфизму. По их данным минерализация, приурочиваясь к слою мощностью 5 м, прослеживается на расстояние до 15 км и контролируется определенными фациями пород слоистой толщи. К сожалению, исследователи основывают свои выводы только на изучении размещения турмалина, лишь указывая в общем виде на тесную связь с ним золота, мышьяка и висмута, но не рассматривая времени относительного выделения и геологической позиции этих минералов. Тем не менее представления Р. Флейшера и П. Рутье заслуживают внимания.

К особому типу золоторудных месторождений Бразилии относятся так называемые «якутинга» — рыхлые железные руды, содержащие включения талька (вероятнее каолинита, точная диагностика его не приводится), гидроокислов железа и марганца, гематита. К этим месторождениям принадлежат Гонго-Соко, Кауэ (Cauê), Концекао (Conceição), Макинэ (Maquinê), Брукуту (Brucutú). По данным Дж. Н. Дорра 2-го (Dorr, 1965), эти месторождения дали в целом «многие десятки тонн золота». Отрабатывались они в основном в начале и середине XIX в. Большинство исследователей считают эти месторождения супергенными, но источник первичных руд остается не вполне ясным. Вероятно, это были минерализованные сульфидами и золотом железистые кварциты, типа развитых на месторождении Рапозос или жилы кварца в последних типа Пассажем. В этих рудах установлен скородит, указывающий на наличие в первичных рудах арсенопирита.

Золото в «якутинга» распределено очень неравномерно и образует богатые выборки. Дж. Н. Дорр 2-й и А. Барбоса (Dorr, Barbosa, 1963) указывают, что в Гонго-Соко одна выборка дала 10, а другая 36 кг золота. Ссылаясь на предшествующих исследователей, они отмечают, что с 1826 по 1856 г. из «якутинга» было добыто 8726,7 кг золота, отобранного вручную в виде самородков, и 4160,1 кг в виде более мелких выделений после измельчения и промывки руды. Вместе с тем среднее содержание золота в рудах не очень высокое — 13—23 г/т. Месторождения в «якутинга» отрабатывались до глубин около 140 м (Гонго-Соко).

Экономическое значение золотоносных конгломератов Бразилии несравнимо меньше, чем конгломератов Южной Африки. Из главного и единственного разрабатывавшегося на глубину (порядка первых сотен метров) месторождения Канавиерас, относящегося к золотоносному поясу Жакобина, согласно В. Г. Гроссу (Gross,

1968), добыто около 4 т золота (200 тыс. т руды с содержанием примерно 15 г/т). Поскольку с поверхности отдельные выходы разрушенных золотоносных пород разрабатывались в пределах этого пояса с XVII в., общее количество добытого золота, очевидно, больше и может быть оценено в первые десятки тонн.

Согласно Д. П. Коксу (Сох, 1967) верхнепротерозойская серия Жакобина, несогласно залегающая на гранитах и гранито-гнейсах архея подразделяется на четыре формации. Золотоносные конгломераты относятся к формации Сиерра-де-Коррего — второй снизу, но в районе Канавиерас — непосредственно залегающей на породах фундамента. Эта формация подразделяется (снизу вверх) на базальные конгломераты (мощность 150 м), нижние кварциты (200 м), верхние конгломераты (200 м) и верхние кварциты (1000 м). Повышенно золотоносные слои пиритизированных конгломератов (так называемые пиритозу) имеют мощ-

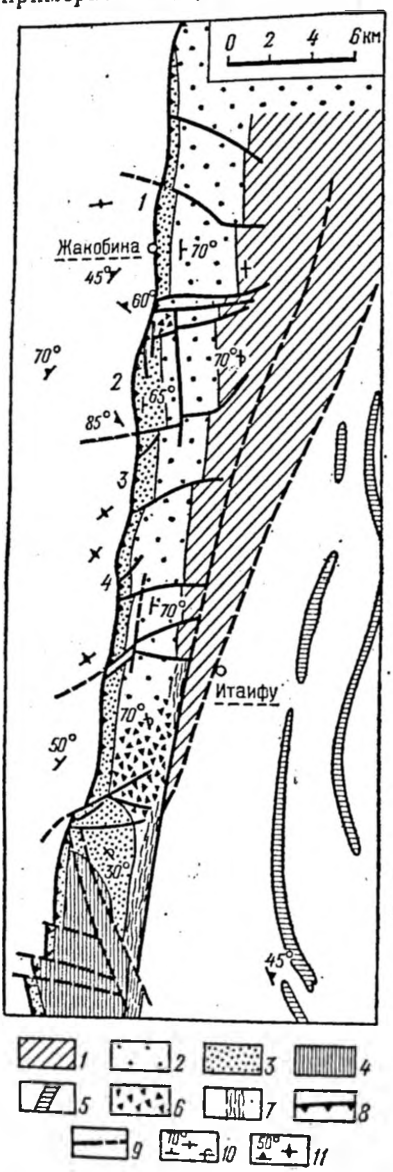


Рис. 40. Схема размещения золотоносных конгломератов пояса Жакобина в Бразилии. По *Д. П. Коксу*.

1—4 — породы серии Жакобина: *1* — формация Круц дас Алмас, *2* — формация Рио до Оуро; *3* — формация Сиерра-де-Коррего, *4* — формация Бананейра; *5* — гранито-гнейсы с горизонтами кварцитов, частично, возможно, моложе, чем серия Жакобина; *6* — брекчированные породы; *7* — рассланцованные породы; *8* — взброс; *9* — крутопадающие нарушения; *10* — элементы залегания слоистости пород; *11* — элементы залегания сланцеватости.

Золоторудные месторождения (цифры на схеме): 1 — Серра-Бранка, 2 — Канавиерас, 3 — Морро до Венто, 4 — Джоао-Бело

ность от отдельных цепочек галек до 20 м. Они располагаются в интервале от 550 до 900 м от основания толщи в верхах второй пачки конгломератов. В пачках, выделяемых как конгломераты, наблюдается чередование их с кварцитами с соотношением примерно 1 : 1.

Вся толща моноклинально падает на восток под углами 40—50°. Материалов для полного восстановления общей структуры, к которой приурочена толща Жакобина, недостаточно. Весьма протяженная (свыше 1250 км) полоса выходов этой толщи приурочена к западному склону Восточно-Бразильского щита, но, очевидно, имеет место большое количество структурных осложнений ее залегания (рис. 40).

Золотоносные прослои представлены конгломератами с галькой молочно-белого до стекловатого кварца и хлорит-серицитовым цементом. Золото содержится исключительно в цементе конгломератов. Специальное опробование галек различного вида показало в них только следы золота. Размер золотин обычно варьирует от 0,05 до 0,1 мм, иногда они выделяются в секущих прожилках, но обычно в виде отдельных зерен в тесной ассоциации с пиритом.

Интересной особенностью конгломератов Жакобина является присутствие в толще довольно многочисленных силлов и даек ультраосновных пород, в настоящее время представленных серпентинитами с тем или иным количеством талька и хлорита.

В. Г. Гросс пришел к выводу о первично россыпном генезисе конгломератов Жакобина при значительной роли последующего переотложения золота. Об этом свидетельствует: 1) наличие повсеместно в цементе конгломератов непромышленных содержаний золота (около 0,5 г/т); 2) концентрация золота в участках с косой слоистостью, соответствующих подводным склонам дельт (foreset system), что установлено реконструкцией толщи с приведением ее к первоначальному залеганию.

На переотложение золота указывает: 1) концентрация его не в основании, а в верхних частях слоев конгломератов; 2) наличие некоторого количества золота в тонких прожилках, секущих гальки конгломератов; 3) концентрация золота вблизи от тел ультраосновных пород, а также появление в цементе конгломератов фуксита.

Имеющиеся данные по золотоносным конгломератам Бразилии подтверждают специфичность этого типа золотого оруденения для провинций мезохрона и набор геологических факторов, благоприятных для накопления золота в конгломератах, которые суммированы на основании рассмотрения материалов по Витватерсранду.

Прочие золотоносные территории

Небольшие проявления золотой минерализации известны в южных частях Южно-Американской платформы на территориях Уругвая и Аргентины. Для районирования этих территорий и четкого отнесения золотого оруденения, развитого в их пределах, к какому-либо мегациклу материалов недостаточно.

В Уругвае общее количество добытого золота измеряется первыми тоннами. Оно добывается в пределах золоторудного пояса

Ривера, расположенного на северо-востоке страны, недалеко от границы ее с Бразилией. По данным У. В. Вилсона (Wilson, 1938), этот рудный пояс приурочен к выходу докембрийских пород площадью около 150×30 км², обнажающихся в виде «тектонического окна» из-под горизонтально залегающих слоев серии Гондвана пермо-триасового возраста. Всего в пределах пояса (ко времени опубликования работы У. В. Вилсона) было добыто 2780 кг золота. Вряд ли это количество существенно увеличилось в дальнейшем.

Докембрийские породы, слагающие пояс, представлены кристаллическими сланцами, железистыми кварцитами, измененными основными эффузивами и прорывающими их розовыми гранитами. Месторождения относятся к кварцевожильному типу, иногда к зонам кварцевых прожилков с незначительной сульфидной минерализацией. Из сульфидов указаны пирит, галенит и сфалерит. Мощность жил 0,8—1 м. В зоне окисления содержание золота доходило до 90 г/т, среднее содержание во всей добытой руде 14—15 г/т. Отрабатывались также золотоносные россыпи.

Главным месторождением пояса является Сан-Грегорио, которое с 1882 по 1916 г. дало около 2000 кг золота, т. е. преобладающую часть всего добытого на данной территории. У. В. Вилсон указывает, что особых перспектив выявления крупных месторождений в пределах рудного пояса Ривера нет и предлагает дальнейшую отработку проявлений золотоносности осуществлять кустарным способом.

В Аргентине докембрийская золотоносность известна в пределах массива Сьерра-Пампа, примыкающего с востока к альпийской геосинклинали Анд и вовлеченного в тектонические движения молодого времени. Здесь, согласно данным В. Е. Хаина (1971), выделяется два комплекса докембрийских пород: более древний, представленный преимущественно гнейсами и мигматитами и более молодой (возможно рифейский), для которого характерны хлоритовые сланцы, филлиты, кварциты, линзы известняков. Золотое оруденение приурочено ко второму комплексу.

Согласно В. К. Столлу (Stoll, 1964, 1965), в Аргентине выделяется докембрийский металлогенический пояс Пампы. В его пределах развиты пегматитовые с бериллом, кварцевожильные вольфрамовые, оловянные, золоторудные, а также свинцово-цинк-медные месторождения, предположительно генетически связанные с докембрийскими тоналитами и гранитами. В. Эммонс приводит очень краткую характеристику расположенных здесь отдельных кварцевых золотоносных жил с арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, иногда антимонитом. Указывается также наличие золотоносных россыпей.

Суммарная добыча золота в Аргентине составляет всего 15—20 т, очевидно, на докембрийские месторождения приходятся лишь первые тонны. Изученность проявлений золотого оруденения в Аргентине так же, как и в Уругвае, очень невысокая.

К металлогенической провинции данного этапа относится кайнозойская геосинклинально-складчатая область Кордильер Южной Америки, или Анд. В связи с полицикличностью данной геосинклинали здесь развито не только кайнозойское, но и более древнее оруденение, но материалов для четкого его выделения недостаточно.

Провинция геосинклинально-орогенного пояса Анд

Согласно В. Е. Хаину, одной из главных особенностей Анд является полицикличность и унаследованность развития. В отличие от Кордильер Северной Америки в них значительно более отчетливо проявились каледонские и особенно герцинские дислокации. Герцинский тектогенез в Андах «сопровождался решительно всеми признаками орогенеза первого ранга: интенсивной складчатостью, региональным метаморфизмом, образованием многочисленных и довольно крупных плутонов гранитоидов, отложением мощных моласс, свидетельствующих о подлинном горообразовании, наземным вулканизмом субсеквентного («порфирового») типа» (Хаин, 1971, стр. 341).

С завершенностью герцинского тектогенеза тесно связано позднее начало альпийского этапа развития, который к тому же проходил неравномерно в разных частях Андийского пояса. Важной особенностью геологии этого пояса является также наличие в его пределах крупных гранитоидных массивов непрерывной протяженностью в первые тысячи километров.

В Андах, как и в Кордильерах Северной Америки, могут быть выделены отдельные поперечные сегменты, или зоны. В. Е. Хаин указывает пять таких сегментов: Антильско-Карибская область, Северные (Карибские), Центральные, Южные (Патагонские) Анды и Южно-Антильская дуга. Указанные сегменты разделяются субширотными сквозными разломами, прослеживающимися не только на континенте, но и в дне Тихого океана. Некоторые из глобальных разломов проходят и внутри выделенных сегментов, обусловливая резкие изменения простирания складчатых систем в их пределах.

М. А. Фаворская (1971) указывает на большое металлогеническое значение поперечных широтных и северо-восточных линеаментных зон Южной Америки, рассматривая их в качестве рудоконцентрирующих структур. В частности, она отмечает приуроченность к одной из таких зон знаменитых боливийских оловянных месторождений. Предполагается даже сквозное положение таких зон, влияющее и на размещение редкометальной минерализации Бразильского щита.

Не отрицая важного значения поперечных глобальных структур, в целом, отметим, что в отличие от Северной Америки, где

отчетливо намечается сосредоточение около них золотого оруденения (Шер, 1972), для Южной Америки такого сосредоточения подметить не удается. Это положение очень интересно для дальнейшего анализа металлогенической роли поперечных структур, хотя и не исключено, что оно частично кажущееся и вызвано недостаточной изученностью золотого оруденения и геологии Южной Америки и тем, что многие месторождения золота в ее пределах еще не выявлены.

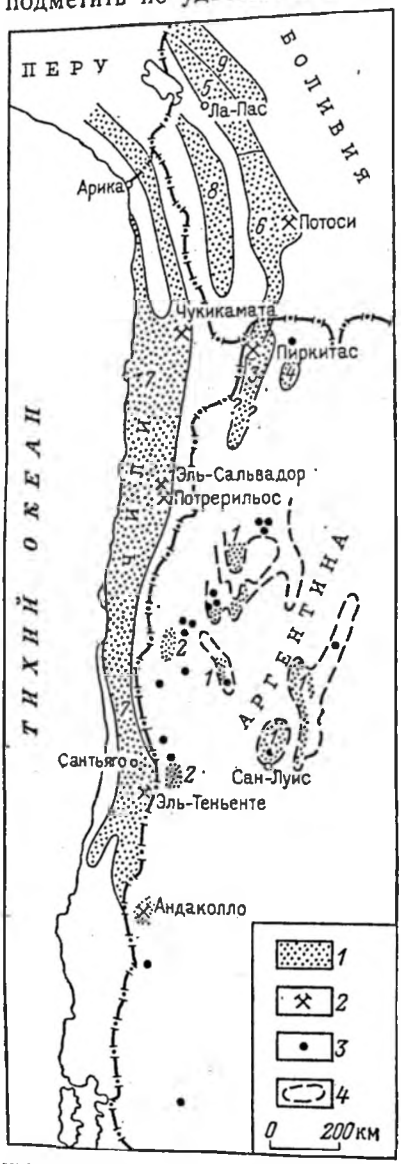


Рис. 41. Схема размещения проявлений золотой минерализации в южной части Южной Америки. По *В. К. Столлу.*

1 — площади металлогенических провинций; *2* — наиболее крупные золотосодержащие месторождения; *3* — миоцен-плиоценовые центры золотой минерализации; *4* — границы горных хребтов.

Металлогенические провинции (цифры на схеме): 1 — докембрийская (W, Bi, Sn, Au) хребтов Пампы; 2 — герцинская (W, Bi, Sn, Au) Передовой Кордильеры; *3* — палеозойский золотой пояс Северо-Западной Аргентины; 4 — нижнепалеозойская (Zn—Pb—Ag) района Агвилар; 5 — триас-юрская (?) Кордильеры Реаль или северная часть боливийского олово-вольфрамового пояса; 6 — миоценовая средней и южной частей боливийского олово-вольфрамового пояса; 7 — ларамийский Чилийский медный пояс; 8 — третичный медный пояс Корокоро; 9 — плиоцен-четвертичный пояс золотых аллювиальных россыпей Лас Юнгас (границы неясные)

Большое значение для размещения месторождений У. Петерсен придает литологическому контролю.

Металлогеническая схема для центральной и южной частей Андийского пояса — территорий Аргентины, Боливии и Чили —

предложена В. К. Столлом (Stoll, 1965). Хотя приведенное им районирование (рис. 41) не всегда достаточно строгое и единообразное, оно дает достаточно полное представление об общих металлогенических особенностях южной части выделенной Андийской провинции. Обращает внимание разновозрастность оруденения, отражающая полицикличность андийской геосинклинальной системы. Первая из выделяемых провинций относится к образованиям докембрийского щита, а последняя — к проявлениям тектоно-магматической активизации.

Для более северных территорий Андийской геосинклинальной системы имеющиеся схемы металлогенического районирования относятся к отдельным странам. Общее размещение рудных месторождений Перу показано на металлогенической карте, описание которой приведено Д. Борковским (Borkowski, 1970). Им выделяется ряд продольных металлогенических зон. В наиболее западной зоне, отвечающей Береговым Кордильерам и сложенной в основном нижнепалеозойскими породами, лежащими в основании геосинклинали, сосредоточены главные месторождения железа как типа итабиритов, так и контактово-метасоматические. Восточнее располагается главная меденосная провинция Перу с месторождениями меднопорфирового, контактово-метасоматического и жильного типов, приуроченными к главной Андийской эвгеосинклинали, прорванной гранитоидным батолитом и являющейся продолжением медного пояса Чили. Восточнее располагается зона распространения небольших месторождений серебра, свинца и цинка. Еще далее на восток в пределах миогеосинклинальной области распространены полиметаллические жильные и контактовые месторождения, связанные с субвулканическими интрузиями.

Для территории Эквадора имеется только обзор минеральных месторождений, составленный В. К. Столлом (Stoll, 1962). Еще более северные территории Андийской геосинклинальной системы — территория Колумбии — охарактеризованы общей схемой магматических и металлогенических эпох, приведенной Л. Раделли (Radelli, 1962). Им выделено восемь главных эпох магмообразования и формирования рудных месторождений.

Главная золотая минерализация относится к мезозойскому орогенному этапу, в ходе которого формировались интрузии диоритов и кварцевых диоритов, сопровождавшиеся излияниями эффузивов. Субвулканические и скарновые месторождения полиметаллических сульфидных руд и золота формировались также в палеогеновое время.

Общая характеристика золотоносности

Материалов для систематической характеристики золотоносности кайнозойского геосинклинально-складчатого пояса Южной Америки по принятой в данной книге схеме недостаточно, поэтому автор вынужден положить в основу дальнейшего изложения общее описание золотоносности по странам.

Общее количество золота, добытого в пределах Анд Южной Америки, может быть оценено в 3400 т. Из этого количества более 2000 т приходится на сравнительно небольшую по площади территорию Колумбии, причем около 2/3 этого золота добыто из россыпей. Частично это россыпи комплексные, и из них добываются также платина и осмий, хотя и в небольших количествах. Коренные месторождения золота Колумбии представлены кварцевыми жилами, причем отрабатываются, как правило, обогащенные части жил в зоне окисления. Современные описания золоторудных месторождений Колумбии в доступной автору литературе отсутствуют. Из более старых описаний единственное более или менее подробное имеется для месторождения Титириби (см. ниже).

На территории Эквадора добыто 75 т золота, часть его также приходится на россыпи. Единственное значительное коренное месторождение золота — Царума (Портовело) было описано в 1926 г. П. Биллингслеем, а затем В. Эммонсом. Разработка золотых руд производилась здесь еще в 1549 г., а затем возобновилась в конце XIX в. Месторождение представлено серией жил, залегающих в андезитах. Выделяются зоны существенно кварц-пиритовых, сульфидно-полиметаллических (со сфалеритом, галенитом и другими сульфидами) и кальцитовых жил. Наибольшее количество золота ассоциирует со сфалеритом. Месторождение относится, по-видимому, к золото-сульфидно-кварцевой формации, галенит-сфалеритовому минеральному типу.

Некоторые дополнительные данные о месторождении Царума приводит В. К. Столл (Stoll, 1962). Он указывает состав руды по данным анализов отдельных штуфных проб: Zn 1,1%, Pb 0,36%, Cu 0,29%, Ag 30—35 г/т. Содержание золота в 1950 г. снизилось менее чем до 12 г/т, после чего отработка месторождения производилась только кустарным способом. В. К. Столл указывает также, что жилы располагались в третичных андезитах около контактов с прорывающими их небольшими телами дацитов и гранодиоритов. Жилы были внутри или около этих интрузий. Наибольшая глубина отработки рудного столба достигала 500 м.

Помимо собственно золотых месторождений, в Эквадоре золото добывается из полиметаллических и медных месторождений. В. К. Столл указывает наиболее крупное, но очень слабо изученное месторождение Моллетуро, где ко времени опубликования его работы только предполагались разработки двух жил со следующими содержаниями полезных компонентов: золота 4,35—4,95 г/т, серебра 451—854 г/т, свинца 8,1—10,3%, меди 2,2—3,6%, цинка 8,1—11,5%. Оценивая месторождение, он указывает, что оно может давать 40—100 т руды в день.

Колчеданные золотосодержащие месторождения Эквадора приурочены к меридиональному поясу, протягивающемуся по западному склону Восточной Кордильеры в провинциях Пичинча и Котопахи. В геологическом отношении это пояс меловых вулканитов, прорванных гранодиоритовыми интрузиями. Из многочисленных

рудопроявлений меди единственным месторождением с указываемыми цифрами добычи является Макучи (провинция Котопахи). В. К. Столл указывает, что оно отрабатывалось с 1941 по 1950 г. и дало за это время 24 250 т меди и 3—4 т золота. Месторождение представляет собой крутопадающую линзу пирита и халькопирита мощностью до 18 м и длиной 125 м, залегающую в вулканических породах, прорванных дайками аплитов, андезитов и диабазов. Содержание полезных компонентов в руде: меди 5%, золота 8,4 г/т, серебра 9,3 г/т.

Россыпи на территории Эквадора разрабатывались с XVI в. Разработки производились в разных местах страны, преимущественно на ее северо-западе по р. Сантьяго и на восточных склонах Анд. Количество золота, добытого из россыпей, не поддается учету. Последние годы имеются сообщения о разведке в Эквадоре в провинции Эсмеральдас россыпей для дражных работ.

В Перу суммарная добыча золота составляет около 412 т. В прошлом здесь отрабатывались россыпи, затем кварцевые жилы, но уже с 30—40-х годов нашего столетия значительное количество золота добывается из комплексных медных и серебряных месторождений.

М. С. Розин и Е. В. Орлова (1945) указывают, что 1/3 золота в Перу добывалась в качестве побочного продукта из комплексных полисульфидных месторождений, главным образом из Серро-де-Паско, 1/4 часть добычи дают россыпи и оставшееся количество — собственно золоторудные месторождения. В качестве таковых он указывает месторождения Патос, Носка, Мильуачака, Сарамарка, Катабамбас, Волкан, Санта-Доминго (Инка Майнинг).

Санта-Доминго — жильное месторождение. Кварцевые жилы залегают в силурийских сланцах, прорванных дайками диоритов. Они минерализованы пиритом, антимонитом, арсенопиритом, теллуридами, самородным золотом. Последнее ассоциирует главным образом с антимонитом. В зоне окисления глубиной до 150 м было много свободного золота, встречались выборки весом до 15 кг, а содержание достигало 120 г/т. По данным В. Эммонса, месторождение за 20 лет дало 16 т золота. Позже из него добывалось по 5 т золота в год, но очевидно после отработки самых богатых руд оно было законсервировано.

В Боливии, играющей выдающуюся роль по добыче олова, общая добыча золота может быть оценена всего в 342 т. Обращает внимание неравномерная добыча золота в Боливии по годам: от десятков килограммов (в 1967 г. — 30 кг) до первых тонн (в 1963 г. — 4760 кг, в 1969 г. — 1551 кг и т. д.). Очевидно, это связано с отсутствием крупных промышленных месторождений золота и выборочной разработкой богатых руд.

Заметную, а возможно, и главную роль в добыче золота в Боливии играли и играют россыпи. В. К. Столл (Stoll, 1961) указывает, что все реки, текущие на восток с хр. Кордильера-Реаль, — Мапири, Кака, Типуани, Хиланна, Цонго, Коронко — золотоносны.

Наряду с четвертичными россыпями развиты и третичные золотоносные конгломераты. Разработка россыпей производилась еще до прихода испанцев, а затем с 1562 г. Размеры добычи были очень велики для того времени, цифры имеются лишь для коротких периодов. Так, суммарная добыча с 1818 по 1867 г. была около 5 т. В 1935—1952 гг. были подсчитаны запасы золота в россыпях в объеме примерно 10 млн. м³ песков со средним содержанием 1 г/м³, т. е. около 10 т золота.

Общая характеристика типов коренных золоторудных месторождений Боливии принадлежит Ф. Альфельду (Ahlfeld, 1937), который выделяет шесть типов месторождений, ни один из которых не имеет существенного промышленного значения.

1. Месторождения «древней золотой формации», представленные кварцевыми жилами в нижнепалеозойской сланцевой толще, частично контактово метаморфизованной. Жилы характеризуются согласным (часты седловидные жилы) или секущим залеганием и сложены белым до серого крупно неясно-зернистым кварцем с незначительным количеством сульфидов. Последние представлены пирротином, пиритом, арсенопиритом, а на большем удалении от гранитных массивов также сфалеритом и галенитом. Золото часто видимое, проба его 750—820, содержание до 10 г/т. Месторождения этого типа характерны для Северной Боливии, в частности ими представлена рудная зона Йани размером 20×2 км².

2. Золото- и турмалинсодержащие кварц-вольфрамитовые жилы, примером которых являются жилы месторождения Розарио. Они также представлены молочно-белым кварцем, но часто с друзовыми текстурами. Кварц минерализован крупными кристаллами турмалина, вольфрамитом, шеелитом, а также арсенопиритом и пиритом. Содержание золота невысокое, проба 750.

3. Золотосодержащие висмутиновые жилы, среди которых некоторое значение имело только месторождение Санта-Мария. Жила здесь была сложена кварцем с висмутином и небольшим количеством вольфрамита и пирита.

4. Золотоносные жилы в неизмененных палеозойских сланцах. Эти жилы сложены белым кварцем, часто друзового строения, минерализованным пиритом и антимонитом, а также иногда арсенопиритом, баритом, сфалеритом, марказитом. Распределение золота кустовое, проба его 940—990. При незначительных изменениях соотношений минералов жилы этого типа переходят в жилы первого или следующего пятого типа. Несмотря на непромышленный характер жил, вследствие своего широкого распространения они являлись главными для формирования золотых россыпей. В качестве примера жил этого типа указывается месторождение Амаяпампа.

5. Золотосодержащие антимонитовые жилы. Месторождения этого типа очень широко распространены в Боливии. В оловоносной провинции располагаются сотни антимонитовых жил. В Северной Боливии эти жилы локализуются по периферии гранитных массивов, а в Южной Боливии обычно приурочены к протяженным

(более 100 км) «сурьмяным зонам». Жилы изменяются от имеющих относительно глубинный облик с арсенопиритом и пиритом до близповерхностных с халцедоновидным кварцем. Последние обычно сопряжены с современными горячими источниками. Золотоносными являются, как правило, более глубинные жилы. Золото тесно ассоцирует с антимонитом, очень тонкое, невидимое невооруженным глазом.

6. Жилы «молодой золото-серебряной формации», которые в целом для Боливии не характерны. В олово-серебряных месторождениях типа Потоси содержатся только следы золота, ассоциирующего с серебром. Несколько более золотоносны жилы, содержащие пирит, энаргит, люцонит, теннантит.

Ф. Альфельд (1959) подчеркивает зональность месторождений золота по отношению к гранитным батолитам, относя к единому ряду зональности оловоносные пегматиты, кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и шеелитом и золотоносные кварцевые жилы. Однако в приводимом им ряду месторождений золотоносность очень незначительная. Отсутствие в Боливии крупных месторождений золота связано, очевидно, именно с отсутствием единой зональности для промышленных скоплений указанных металлов.

В Чили добыча золота оценивается в 530 т. Месторождения распределены по всей стране. Значительная часть золота добыта из россыпей, а также из зон окисления сульфидных, главным образом медных месторождений. Ф. К. Руиц и Г. Ф. Эриксен (Ruiz, Ericksen, 1962) указывают, что золоторудные месторождения сосредоточены преимущественно в пределах пояса, протягивающегося от провинции Мауле на север в провинцию Антофагаста вдоль западной границы медного пояса. Россыпи золота также приурочены к этому поясу, но встречаются и более широко по всей территории страны.

Золоторудные месторождения Чили тесно связаны с месторождениями меди. Выделяются их три типа:

1) золото-турмалиновые, образующие переходы и тесно связанные с халькопирит-турмалиновыми. Это месторождения очень интересного типа минерализованных брекчиевых трубок. Главное из них для золота — Эль-Чивато, прочие трубки содержат меньшие количества золота;

2) золото-гематитовые (спекуляритовые), переходные к халькопирит-гематитовым. Это главным образом жилы в гранодиоритах и андезитах. Главными рудными полями являются Лос Мантос де Пунитаки и Канелилло (провинция Кокуимбо);

3) золото-пиритовые, переходные к халькопирит-пиритовым. Это тоже жилы, представленные кварцем, пиритом и халькопиритом, встречаются также специфичные золото-пиритовые тела замещения (в районе Андаколло в Кокуимбо). Обычно первичные руды этого типа бедные, и отрабатываются только руды из зоны окисления. Главными представителями являются Андаколло, Лас-Вакас и Жоли в Кокуимбо, Эль-Бронце де Петорка в Аконкагуа.

О золотоносности медно-порфировых месторождений Чили данных очень мало. Они характеризуются низкими содержаниями золота. О. В. Джареллом описаны зоны окисления главного медно-порфирового месторождения страны Чукикамата, где указано наличие золота в окисленных медных минералах — атакамите, параатакамите, антлерите.

В Аргентине общее количество добытого золота составляет всего 15—20 т. Часть проявлений золотоносности относится к докембрийскому времени. На северо-западе Аргентины в провинции Жужуй у границы с Перу и Боливией располагается золотоносный район длиной 160 км и шириной 50 км. Здесь встречаются как россыпи, так и жильные месторождения. Большинство жил приурочены к поясу ордовикских метаморфических пород. Жилы характеризуются простым строением и сложены белым или серым крупнозернистым кварцем с небольшим количеством пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, золота и местами антимонита. Золото высокопробное. Указанный район является южным продолжением пояса малосульфидных кварцевых жил в палеозойских породах, который протягивается от Юго-Восточного Перу через Боливию.

В отношении возраста коренной золотоносности Северо-Западной Аргентины единого мнения нет. Некоторые исследователи считают эти месторождения полностью или частично кайнозойскими, но В. К. Столл с полным основанием отмечает нетипичность этих жил для кайнозоя и относит все оруденение к палеозою.

В более южных частях Аргентины также указывается наличие проявлений золотоносности, однако уже несколько иного типа. В провинции Сан-Хуан В. К. Столл указывает на висмут-золото-серебряное месторождение типа брекчиевой трубки — Сан-Франциско де лос Андес. Оно связано с турмалинсодержащей гранодиоритовой интрузией, прорывающей палеозойские осадочные породы. Помимо золота и серебра руды содержат висмутин, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит и небольшие количества вольфрамита в жильном материале, состоящем из кварца и турмалина. Это месторождение следует, вероятно, относить к проявлениям тектонической активизации (эпинеохрону), кратко описанным ниже.

Имеется возможность дать только очень приближенную оценку распределения месторождений золота рассматриваемой провинции по разделам примененной в данной книге классификации. Среди формационных групп на первое место должны быть поставлены золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая, к которым относятся медные сульфидно-вкрапленные золотосодержащие месторождения Чили и Перу, кварцевые жилы с высоким содержанием сульфидов в тех же странах, а также в Колумбии, Эквадоре, Боливии. Золото-сульфидно-халцедон-кварцевая и особенно золото-халцедон-кварцевая формации, столь характерные для западного побережья Северной и Центральной Америки, в Южной Америке распространены мало. В восточной части провинции

Андийского складчатого пояса заметную роль играет золото-кварцевая формация, переходящая в золото-сульфидно-кварцевую.

Из минеральных типов золотого оруденения первое место занимает халькопиритовый и халькопирит-борнитовый, а также типы, где сочетаются минералы меди и мышьяка. Значительное количество золота заключено в месторождениях полиметаллически-сульфидного и антимонитового типов. Постоянной и характерной составной частью золотых руд многих месторождений являются минералы висмута и вольфрама. Появление оловянных минералов приводит, как правило, к понижению содержания золота за пределы промышленного. Для данной провинции не характерны теллуридные минеральные типы.

Морфологические классы месторождений золота Андийской провинции весьма разнообразны. Часты залежи и неправильные метасоматические тела сплошных и вкрапленных руд, а также простые и сложные жилы. Очень интересным и своеобразным морфологическим классом месторождений провинции являются минерализованные трубки взрыва.

Среди вмещающих пород значительно распространены палеозойские терригенные, отчасти карбонатные породы основания геосинклинали. Медные месторождения Чили и Перу приурочены к гипабиссальным интрузивным телам среднего и основного состава. Вулканогенные породы андезитового ряда, хотя и вмещают многие месторождения провинции, но отнюдь не являются преобладающими, как это имеет место в Северной и Центральной Америке.

Краткая характеристика месторождений

Крупные золоторудные месторождения с добычей порядка нескольких сотен тонн в пределах кайнозойского Андийского пояса отсутствуют. Для специального описания удалось отобрать только немногие месторождения, для которых есть более подробные характеристики. В виде исключения для турмалиновых брекчиевых трубок приводится сводное описание.

Месторождение Титириби [индекс 3632(28+34)] в Колумбии было открыто в 1793 г., разработка его началась с 1800 г., но производилась и, очевидно, производится крайне медленными темпами спорадически (Hoffmann, 1931; Emmons, 1937). Общая добыча приближенно оценивается в 40—50 т. Месторождение приурочено к выходу докембрийских филлитов, кварцитов и слюдяных сланцев основания Андийской геосинклинали, частично перекрытых палеогеновыми терригенными (конгломераты, сланцы, песчаники) и угленосными отложениями. Палеогеновые породы сложно дислоцированы, прорваны дайками и небольшими штоками андезитов, которые, в частности, прорывают и метаморфизуют угленосные слои.

Рудные тела располагаются как в докембрийских породах, так и в палеогеновых осадочных отложениях и андезитах. В докембрийских породах они представлены крутопадающими жилами, а в более молодых толщах — пологопадающими залежами.

Согласно Ф. Хоффманну, рудные минералы в жилах заметно преобладают над жильными, представленными кварцем, кальцитом, сидеритом и отчасти доломитом. Он приводит следующие данные анализов руд из отдельных жил (очевидно, по штуфным пробам):

Au	73—106 г/т	Fe	18,0—35,9%
Ag	929—3750 г/т	Cu	0,1—0,4%
Pb	2,2—5,6%	Sb	2,3—4,0%
Zn	6,7—11,5%	As	3,8—12,6%

Из рудных минералов присутствуют пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, бурнонит, халькопирит, джемсонит, тетраэдрит и антимонит. Специальные исследования показали отсутствие в рудах примесей Te, Se и Hg. Золото очень мелкое, невидимое даже под микроскопом. Ф. Хоффманну при нагревании руд удалось укрупнить золото. Проба укрупненного золота 730—760.

Характерны кристаллические и друзовые текстуры руд. Наличие коллоидных или скрытокристаллических текстур не указывается, очевидно, месторождение формировалось на значительной глубине от поверхности.

В качестве изменений вмещающих пород Ф. Хоффманн отмечает региональное зеленокаменное перерождение и околожильную пропилитизацию, под которой понимает, в противоположность общепринятому, собственно околожильные каолинизацию и серицитизацию.

Месторождение Серро-де-Паско [индекс 5235 (34+55)], известное с 1630 г., является одним из наиболее крупных рудных месторождений Перу. Оно относится к комплексным, в основном серебряным с попутной добычей свинца, цинка и золота. Согласно У. Петерсену, месторождение отнесено к группе с общими запасами руды более 10 млн. т, добыча которого составляет 1000—5000 т руды в день. Исходя из среднего содержания в руде золота 1,5—2 г/т, количество золота, заключенного в месторождении, оказывается порядка 20 т, т. е. весьма небольшое. Однако с учетом зоны окисления оно, по-видимому, больше.

По данным У. Петерсена (Petersen, 1965), месторождение приурочено к тектоническому контакту формации Эксцельсиор нижнего палеозоя, сложенной сланцами, филлитами и кварцитами с формацией Пукари (T—J), представленной известняками (рис. 42). В указанном контакте располагается вулканическое жерло сложного строения, овальных в плане очертаний размером 2,7×2,3 км. Жерло сложено тремя группами пород: 1) кварцевыми монцонитами, образующими неправильные тела и дайки и сформированными, по-видимому, неодновременно; 2) агломератами Румиллана, содержащими обломки пород формации Эксцельсиор и квар-

цевых монцонитов; 3) кластогенными породами группы Лоурдес с обломками пород формации Эксцельсиор, сцементированными кварцевыми монцонитами.

Оруденение локализуется вдоль восточного контакта жерла в указанном выше тектоническом контакте двух формаций осадочных пород (рис. 43). Оно представлено пирит-кварцевой метасоматической залежью длиной 1800 м и шириной в среднем 300 м,

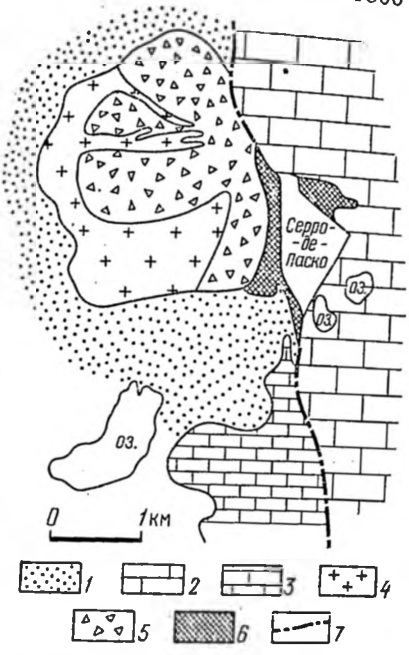


Рис. 42. Схема геологического строения месторождения Серро-де-Паско. По *У. Петерсену.*

1 — серия Эксцельсиор (Pz_1) — сланцы, филлиты, кварциты; *2* — формация Пукара (T — J) — известняки; *3* — известняки Калера; *4* — кварцевые монцонит-порфиры; *5* — агломераты Румиллана и пирокласты Лоурдес; *6* — рудное тело, сложенное окисленными рудами; *7* — тектоническая зона

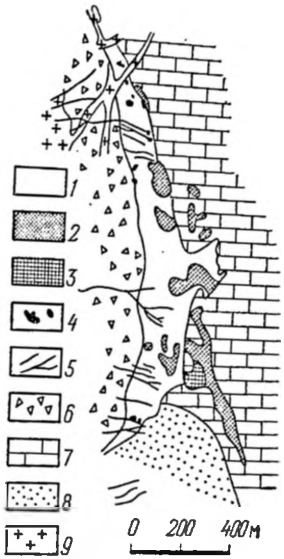


Рис. 43. Схематизированный геологический план горизонта 120 м месторождения Серро-де-Паско. По *У. Петерсену.*

1 — пирит-кварцевая залежь; *2* — галенит-сфалеритовые залежи; *3* — серебро-пиритовые рудные тела; *4* — залежи медно-серебряных руд; *5* — жилы с медно-серебряной (в южной части также золотой) минерализацией; *6* — пирокластические породы; *7* — известняки формации Пукара; *8* — сланцы формации Эксцельсиор; *9* — кварцевые монцонит-порфиры

включающей ряд меньших по размерам галенит-сфалеритовых залежей и частично рассеченной серией жил с медно-серебряной минерализацией. Галенит-сфалеритовые тела располагаются вдоль восточного контакта пирит-кварцевой залежи, примыкая к известнякам, а жилы — в западной части залежи и не доходят до известняков. Западные фланги жил локализованы в агломератах, а восточные — в пределах залежи, постепенно затухая в ней.

Жилы имеют длину до 500 м и мощность от нескольких сантиметров до 2 м. Частично они по простиранию переходят в тела замещения. Помимо пирита в жилах наиболее распространены энаргит, теннантит, тетраэдрит, в подчиненных количествах встречаются халькопирит, борнит, люцонит, фаматинит.

Южнее пирит-кварцевой залежи в сланцах формации Эксцельсиор также встречаются кварцевые жилы (группа Эксцельсиор—Клеопатра). Они, по данным У. Петерсена, содержат больше золота, халькопирита, теннантита, люцонита, вольфрамита, грубозернистого пирита и кварца и меньше энаргита, чем другие жилы месторождения.

Рудные тела месторождения Серро-де-Паско прослеживаются по вертикали на 900 м, между абсолютными отметками 4400 и 3500 м. Глубина формирования месторождения не менее 1000 м, температурный интервал от 150 до 500°. Интересной особенностью месторождения является наличие на значительной глубине (300—700 м от поверхности) крупных (до нескольких метров в поперечнике) пустот гипогенного выщелачивания с брекчиями обрушения. За счет выщелоченных руд формируются новые рудные тела сложного состава, обогащенные висмутом и серебром.

На месторождении проявлены интенсивные околорудные изменения. Во внешних зонах метасоматической колонки за счет вулканитов формируются пропилиты с кальцитом, хлоритом и эпидотом, а во внутренних зонах — алунитовые и каолинитовые метасоматиты, сменяющиеся в непосредственных контактах с рудой серицитовыми и кварцевыми метасоматитами.

Меденосные турмалиновые брекчиевые трубки могут быть описаны только в целом, как интересный и редкий тип золотосодержащих комплексных месторождений, хотя общее количество золота, добытого из них, очевидно, не очень велико. Содержание золота в месторождениях этого типа составляет обычно в первичных рудах 1,5—2 г/т, а в трубке Эль-Чивато, которая рассматривается как собственно золотое месторождение, до 4 г/т. Образующиеся в зоне окисления лимониты обогащены золотом.

Специальное описание месторождений этого типа приведено Р. Г. Силлитоу и Ф. Дж. Соукинсом (Sillitoe, Sawkins, 1971). Районы развития трубок протягиваются в пределах пояса длиной около 2000 км, где они перемежаются с типичными меднопорфировыми месторождениями (рис. 44).

Трубки приурочены к довольно крупным массивам гранодиоритов, кварцевых монцонитов и других пород, прорывающих вулканические породы мелового и более позднего возраста. Некоторые трубки локализуются непосредственно в вулканитах андезитового состава. Обычно трубки встречаются группами от двух до 100. Размещение их иногда контролируется разломами, иногда же такого контроля не отмечается.

Трубки в плане характеризуются округлыми или эллиптическими очертаниями, размеры их в поперечнике от нескольких

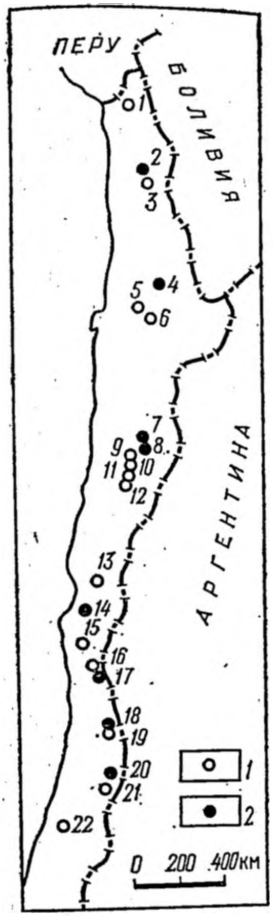


Рис. 44. Схема размещения узлов распространения турмалиновых брекчиевых трубок *(1)* и главных меднопорфировых месторождений *(2)* в Чили. По *Р. Г. Силлитоу и Ф. Дж. Соукинсу.*

Месторождения (цифры на схеме): 1 — Ллута, 2 — Моха, 3 — Ябрикойя, 4 — Чуквикамата, 5 — Сьерра-Горда, 6 — Центинела, 7 — Эль-Сальвадор, 8 — Потрерильос, 9 — Сан-Педро-де-Качиуйо, 10 — Качиуйо-де-Ллампос, 11 — Лос-Ацулес, 12 — Кабеца-де-Вака-Цапаллар, 13 — Чакритас, 14 — Андаколло, 15 — Лана, 16 — Ллямуко, 17 — Лос-Пеламбрес, 18 — Рио-Бланко, 19 — Дис Путада, 20 — Эль-Теньенте, 21 — Розарио-де-Ренго, 22 — Эль-Чивато

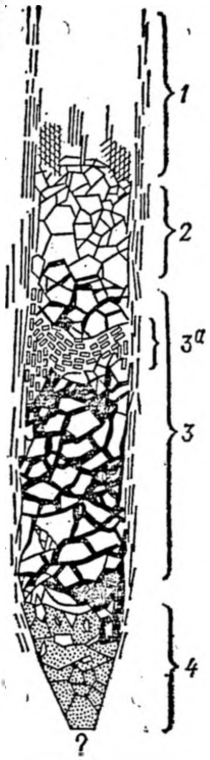


Рис. 45. Обобщенный схематический разрез через типичную Чилийскую брекчиевую трубку. По *Р. Г. Силлитоу и Ф. Дж. Соукинсу.*

1 — верхняя часть трубки с рассланцеванием и кварц-серицитовым изменением; *2* — неперемещенная брекчия дробления; *3* — типичная брекчия, сцементированная турмалином, кварцем и сульфидами; *3а* — ориентированные плитообразные обломки; *4* — интенсивно замещенная нижняя часть трубки

метров до первых сотен метров. На глубину трубки максимально прослежены до 712 м, трубка Эль-Чивато заканчивается на глубине 200 м, но характер ее выклинивания неясен. Ограничения трубок в плане обычно резкие по системам сближенных разломов, сочленяющихся под углом или плавно изгибающихся (рис. 45).

Обломки в трубках угловатые или слегка округленные, размеры их от одного до 50 см в поперечнике, но встречались и отдельные глыбы до 11 м. Часто наблюдается плитчатая форма обломков, группы которых ориентированы в одном направлении. Состав обломков, как правило, местный; они, очевидно, испытывали лишь очень ограниченные перемещения. В одной из трубок, локализованных в контакте гранодиоритов и андезитов, наблюдалось даже четкое разграничение этих пород в пределах трубки.

Установлены две стадии минерализации брекчий: метасоматическая и путем заполнения открытых полостей. В первую стадию формировались кварц-серицитовые породы, а также происходила интенсивная силицификация и турмалинизация. Стадия заполнения пустот представлена также турмалином, сопровождаемым спекуляритом, за которым следуют выделения кварца, шеелита, пирита, халькопирита, борнита, молибденита, галенита и в конце процесса ангидрита, барита и карбонатов. Золото выделялось одновременно с халькопиритом, борнитом, молибденитом и несколько ранее галенита.

Изучение жидких включений из кварца в описываемых трубках, согласно Р. Г. Силлитоу и Ф. Дж. Соукинса, показало температуру его формирования 350—440° С, глубина формирования трубок 2—3 км.

Некоторые общие закономерности размещения золотого оруденения

Общее размещение золотого оруденения в Андийском геосинклинально-орогенном поясе Южной Америки интересно рассмотреть в сопоставлении с размещением месторождений золота в Северо-Американских Кордильерах. Если для эвгеосинклинальной зоны Северо-Американских Кордильер характерны крупные золото-кварцевые месторождения и почти полное отсутствие медноколчеданного оруденения, то в Южной Америке здесь сконцентрировано, наоборот, медное, а также железное оруденение при подчиненном распространении золотой минерализации.

В медном поясе Чили—Перу с чрезвычайно четко проявленной линейностью в размещении месторождений, золото, хотя и присутствует повсеместно, но нигде не образует крупных концентраций. По типам медные золотосодержащие месторождения Южной Америки, хотя и располагаются в эвгеосинклинальной зоне, отвечают скорее месторождениям орогенного этапа, так как представлены в основном медно-порфировым типом, а также весьма специфичными для данной провинции меденосными турмалиновыми брекчи-

евыми трубками. Меднопорфировые месторождения Северной Америки в отличие от южноамериканских размещены в зоне активизации древней платформы на значительном удалении от побережья Тихого океана и гораздо более рассредоточены. Они отличаются от южноамериканских более высокой золотоносностью, хотя точных данных в этом отношении нет.

В соответствии с четким проявлением в Южной Америке герцинского орогенного этапа здесь отчетливо выражена и герцинская золотоносность, представленная кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами, располагающимися в протяженных зонах. Они не слагают крупных коренных месторождений, но играют значительную роль в формировании золотых россыпей. Герцинская золотоносность локализуется в восточном обрамлении геосинклинального пояса, в зоне сочленения его с древней платформой, что также принципиально отличает Южную Америку от Северной.

Интересной особенностью металлогении западного побережья Южной Америки является значительное разобщение в месторождениях золота и серебра. Сколько-нибудь крупные золото-серебряные месторождения отсутствуют, а серебро концентрируется в значительных количествах, с одной стороны, в медных и, с другой стороны — в оловянных месторождениях, бедных золотом.

На западном побережье Южной Америки в отличие от западного побережья Северной Америки расположены крупные оловянные и олово-серебряные месторождения (Льялягуа, Потоси, Оруро и др.). Согласно описанию Ф. С. Тернера (Turneaure, 1971), геологическая обстановка формирования этих месторождений во многих отношениях очень близка к обстановке формирования золото-серебряных вулканогенных месторождений. Оруденение в обоих случаях приурочено к полям развития вулканогенных пород, причем тяготеет к вулканическим аппаратам или субвулканическим телам. Очень сходны морфологические особенности рудных тел, представляющих собой разветвляющиеся вверх жильные пучки. Широко проявлены одинаковые изменения пород, а также стадийность и зональность в размещении оруденения. Однако магматизм оловоносной провинции Боливии отличается от магматизма областей распространения близповерхностных вулканогенных месторождений золота преобладанием кислых пород. Андезиты развиты ограниченно, причем в них не отмечается разностей, обогащенных темноцветными минералами, что характерно для золотоносных провинций. В заключение магматического цикла в Боливии повсеместно развиты не базальты, как это наблюдается во всех золотоносных областях, а кислые эффузивы. Не отмечается также обычное для золотоносных областей повышенное содержание калия в составе пород.

В основании пород вулканогенных серий в Боливии располагается мощная толща нижнепалеозойских песчанико-сланцевых отложений, в то время как в золотоносных областях обычно развиты

карбонатные породы или глубоко метаморфизованные гранитизированные породы и гранитоиды.

Последнее время для объяснения закономерностей размещения месторождений различных полезных ископаемых, в том числе золота, в пределах западного побережья Северной и Южной Америки, так же как и для ряда других территорий, сделана попытка применить построения «глобальной тектоники плит» (Sillitoe, 1972). Предпосылкой для применения этой гипотезы являются представления о зональном размещении месторождений по отношению к берегу Тихого океана в следующей последовательности: Fe—Au—Cu—Ag—Pb—Zn—Sn—Mo. По данным Р. Г. Силлитоу, эти металлы поступают из поддвинутой под континент по линии Беньофа океанической коры и океанических осадков в составе щелочноземельной магмы и отделяющихся от нее флюидов. Построения Р. Г. Силлитоу и даваемые им объяснения металлогенических особенностей территории очень общие и не особенно убедительны.

Имеющиеся ограниченные материалы по геологии золоторудных месторождений Андийского геосинклинально-орогенного пояса Южной Америки показывают большую специфичность развитого здесь оруденения.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЭПИНЕОХРОНА

В прилегающей к Андам древней платформе проявления золотоносности, связанные с тектонической и магматической активизацией, развиты в противоположность Северной Америке очень ограниченно. Там, где к Андам примыкают крупные платформенные прогибы, в их пределах локализованы только интрузии долеритов триппового типа, не несущие золота. В приподнятой части платформы на территории Аргентины и отчасти Боливии В. К. Столл отмечает наличие «третичных полиметаллических рудных центров», связанных с проявлениями соответствующего вулканизма. Неогеновый вулканизм на платформе носил смешанный характер с преобладанием базальтов и андезитов.

В. К. Столл перечисляет ряд месторождений золота третичного возраста, размещенных на древней платформе: Андаколла, Ангела, Куэбрада де лас Вакас, Пескадо, Капиллитас, Агуа де Дионисио и др. Очевидно, все эти месторождения очень небольшие; описания их даются лишь очень краткие. Большинство рудопроявлений пространственно сближены с неогеновыми вулканическими центрами, где развиты некки, субвулканические тела или сближенные дайки андезитового или риолитового состава. В качестве жильных минералов В. К. Столл указывает халцедоновидный кварц, анкерит, барит. Из рудных минералов присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, а также сульфиды серебра, гематит, марганцевые минералы и самородное золото. Для месторождения Капиллитас указывается формирование оруденения на глубине около 300 м «от основания ныне эродированного вулкана», а для месторождения Моготе Рио Бланко — 10—150 м.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА

В данной и предыдущей книгах (Шер, 1972) были описаны главные черты золотоносности отдельных континентов, а в их пределах разновозрастные провинции и отдельные месторождения золота. Приведенный материал дает возможность сделать некоторые обобщения, касающиеся размещения золотоносных территорий, эволюции металлогенических особенностей золотоносности во времени и отчасти генезиса золотого оруденения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗЕМНОГО ШАРА

При рассмотрении общих особенностей размещения золотого оруденения в пределах земного шара первое, что обращает на себя внимание, — это резкая асимметрия распределения разнотипного оруденения с выделением различных по характеру золотоносности, с одной стороны, Атлантического, или Материкового, и, с другой — Тихоокеанского сегментов. Указанная асимметрия металлогенических особенностей является несомненно отражением известной тектонической асимметрии Земли (Пущаровский, 1972).

Наиболее отчетливо различия в размещении золотоносности в пределах Атлантического и Тихоокеанского сегментов выявляются при сопоставлении соотношений золотоносных поясов, провинций или областей с океаническими впадинами. Если по отношению к ложу Тихого океана развит по существу единый, хотя и весьма сложный по строению золотоносный пояс, то акватории Атлантического и Индийского океанов как бы прерывают или раздвигают разновозрастные золотоносные пояса, различно ориентированные по отношению к этим акваториям.

Для Атлантического (Материкового) сегмента Земли интересно отметить большое сходство не только по тектоническим особенностям, но и по особенностям металлогении золота палеозойских складчатых систем Западной Европы и восточного побережья Северной Америки. Могут быть найдены близкие аналогии в размещении, типах и некоторых более частных характеристиках золоторудных месторождений древних щитов Западной Австралии и Индии. Вероятно эти территории представляли когда-то единое целое. То же, хотя и несколько менее отчетливо, наблюдается по соотношениям указанных двух территорий с Южной Африкой. На-

мечается также сходство металлогенического (по золоту) облика территорий Западной Африки и северо-восточной части Южной Америки, хотя недостаточная изученность их не позволяет пока проводить точных сопоставлений.

Размещение золотоносности в пределах материковой части земного шара лучше всего согласуется с положениями о перемещении или раздвижении материков и наложенном характере океанических впадин.

Совершенно иной характер имеет размещение золотоносности в пределах Тихоокеанского сегмента Земли. Здесь несомненна общность всего пояса, обрамляющего Тихий океан, и его длительное унаследованное развитие, впервые отмеченное в отношении металлогении С. С. Смирновым. Рассматривая золотоносность Тихоокеанского пояса, очень важно подчеркнуть те особенности, которые представляют отклонения от простой схемы зонального строения. Эти отклонения выражаются в специфике золотоносности различных частей Тихоокеанского пояса. Наиболее резко обособляется в этом отношении территория Южной Америки. Она характеризуется сравнительно малым развитием собственно золотых месторождений и общей пониженной интенсивностью золотоносности при чрезвычайно обильном проявлении как медной, так и оловянной минерализации. Причины резкого различия металлогенического и, в частности, «золотого» облика Южной и Северной Америки еще не получили достаточного объяснения. Столь же различно положение этих континентов по отношению к Срединно-Тихоокеанскому хребту, который располагается довольно строго параллельно западному побережью Южной Америки и примыкает к Северной Америке, причем к наиболее насыщенной золотом части ее западного побережья.

Второе очень важное положение касается отсутствия симметрии размещения разнотипного и разновозрастного золотого оруденения в западном и восточном обрамлении Тихого океана. В западной части по побережью Азии происходит смещение более молодого оруденения в сторону Тихого океана. Здесь могут быть выделены две главные зоны: внешняя по отношению к Тихому океану, представленная главным образом мезозойскими плутоногенными месторождениями золота, и внутренняя — с близповерхностными вулканогенными существенно кайнозойскими месторождениями.

Сходная картина зонального размещения золотоносности наблюдается на восточном побережье Австралии и в Новозеландской части Тихоокеанского пояса. Она усложняется только в зоне сопряжения кайнозойской Тихоокеанской и альпийской орогенных систем.

Иное размещение золотого оруденения характерно для восточной части Тихоокеанского пояса. На территории Северной Америки мезозойские плутоногенные месторождения золота развиты в наиболее близкой к Тихому океану части, в то время как более

молодые близповерхностные вулканогенные золоторудные месторождения смещаются в сторону внутренней части континента. Наиболее крупное из этих месторождений — Криппл-Крик — имеет наиболее молодой возраст и является самым удаленным в сторону континента.

Указанные, а также еще ряд более частных различий в размещении и типах золотого оруденения восточной и западной частей Тихоокеанского пояса несомненно отражают различия в тектонической обстановке. Они должны учитываться при любых металлогенических и тектонических построениях.

При рассмотрении общих особенностей размещения проявлений золотоносности в пределах земного шара следует еще обратить внимание на роль глобальных разломов, пересекающих различные крупные геотектонические элементы. Такое влияние пока не может быть оценено для всего земного шара, но оно очень отчетливо ощущается во многих разновозрастных золотоносных провинциях. В предыдущей книге отмечалось значение для распределения золотоносности в пределах западной части Северной Америки системы широтных разломов, прослеживающихся под дном Тихого океана и в пределах разновозрастных тектонических областей континента. Для распределения золтого оруденения провинции палеозоид центральной части Евразии большое значение имеют внегеосинклинальные разломы, охватывающие как геосинклинально-складчатые области, так и древнюю платформу. Упоминалось также, хотя и менее развернуто, о роли подобных разломов для локализации золотоносности еще в ряде провинций. Связь золотоносности с глобальными системами разломов говорит о большой глубинности структур, влияющих на размещение золотого оруденения.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОХРОНОВ

Проведенное изучение позволяет выявить характерные черты золотого оруденения, относящегося к крупным возрастным интервалам развития Земли.

Золотоносность археохрона

К провинциям археохрона относятся в Северной Америке Кивантин и Йеллоунайф, в Южной Америке — Гвианская, в Африке — Родезийско-Трансваальская и Танганьикская, в Евразии — Дарварская и в Австралии — Йилгарнская.

На древних щитах к 1972 г. добыто около 11 тыс. т золота, что составляет примерно 15% всей учтенной добычи зарубежных стран. Если исключить из рассмотрения кайнозойские россыпи и древние золотоносные конгломераты, то доля провинций археохрона (без учета данных по СССР) составит не менее половины от всей золотодобычи. Из указанных 11 тыс. т достаточно надежно «привязаны»

к определенным месторождениям около 7 тыс. т золота, причем учтено около 150 месторождений.

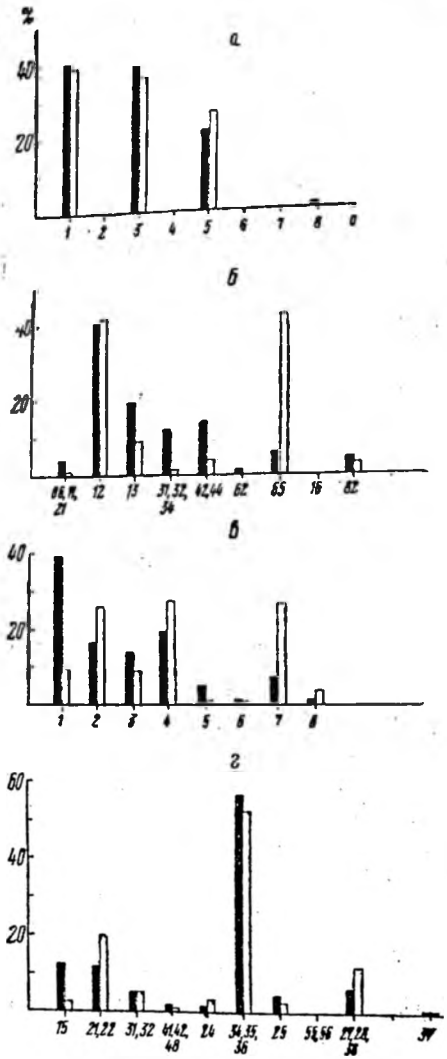


Рис. 46. Сводная диаграмма распределения месторождений золота архейохрона по формационным группам (*а*), минеральным типам (*б*), морфологическим классам (*в*) и составу вмещающих пород (*г*). Цифровые обозначения под каждой диаграммой здесь и далее соответствуют приведенным в тексте (стр. 7 и 10) и в табл. 1 и 2 предыдущей книги (Шер, 1972). Черный столбик показывает количество месторождений, белый — количество добытого из них золота (то и другое в процентах от общего количества учтенных месторождений и добычи по ним). Всего учтено около 150 месторождений с суммарной добычей 6900 т золота

Для определения количества золота, сконцентрированного в крупных месторождениях, для архейохрона в целом и отдельных его провинций удобно пользоваться коэффициентом концентрации золота, который автор определяет как процент золота, сконцентрированного в месторождениях с добычей из каждого более чем по 100 т по отношению ко всему золоту, добытому из коренных месторождений. Этот показатель удобен, поскольку учет золота, добытого из крупных месторождений, и суммарная добыча его по провинциям представляют собой обычно наиболее надежные и сравнительно легкодоступные данные.

Для архейохрона коэффициент концентрации составляет 59,0, распределяясь по провинциям следующим образом: Киватин — 74,5, Йеллоунайф — 56,0, Йилгарнская — 61,0, Дарварская — 97,0 и провинции Африки — 12,4. Хотя геологическое строение провинций Африки сходно с таковым других провинций архейохрона, они отличаются более древним возрастом рудовмещающих толщ (более 3 млрд. лет). Возможно, что между геологическим возрастом и степенью концентрации оруденения существует определенная связь. Именно

рассредоточенность оруденения в указанных провинциях имела существенное значение для формирования в следующем крупном этапе Земли уникального скопления золота в древних конгломератах — месторождения Витватерсранд.

Рассмотрим главные особенности золотых месторождений архейщении для разных признаков, несколько различно и составляет хрона. Количество месторождений, которое участвовало в обобот 135 до 153, суммарные запасы золота в этих месторождениях от 6867 до 6941 т.

В месторождениях золота архейохрона резко преобладают кварцевая и сульфидно-кварцевая формации (рис. 46). На третьем месте находится сульфидная формация. Сравнительно большое значение ее обусловлено в значительной степени отнесением к ней месторождения сульфидно-вкрапленного типа Калгурли. Залежи сплошных сульфидных руд колчеданного типа известны пока среди провинций архейохрона только в провинции Киватин Канадского щита и, в целом, характерны для более поздних геологических эпох.

Среди минеральных типов золоторудных месторождений архейохрона резко преобладают пиритовый, пирротин-пиритовый и теллуридный. В сумме они дали более 80% от всего количества добытого золота. Месторождения с рудами теллуридного типа характеризуются крупными размерами: они составляют только 6% месторождений, но дают почти 42% добытого золота. Существенное присутствие теллуридов в рудах отмечается в таких крупных месторождениях, как Кёркленд-Лейк в Канаде, Калгурли в Австралии и Колар в Индии. Для архейохрона характерно незначительное распространение арсенопиритового минерального типа, хотя минералогическое присутствие арсенопирита в рудах рассматриваемых древнейших месторождений довольно частое. Месторождения, относящиеся к арсенопиритовому типу, не отличаются в архейохроне большими размерами, поэтому процент количества месторождений более чем вдвое превышает процент добытого из них золота.

К специфическим региональным особенностям относится сравнительно широкое распространение сурьмяного минерального типа в Родезийской провинции Южной Африки. В других провинциях архейохрона сурьмяная минерализация в золоторудных месторождениях почти не отмечается.

Подчиненную роль и по количеству месторождений, и по добыче золота во всех провинциях архейохрона играют полиметаллические сложные минеральные типы золотого оруденения, не дающие к тому же крупных месторождений.

Среди морфологических классов месторождений преобладает жильный. Наиболее распространены простые жилы (39%), но вследствие их сравнительно небольших размеров количество добытого из них золота невелико. Главная добыча золота осуществляется из сложных жил, жильных зон и зон сульфидной вкрапленности, а также из месторождений, где эти морфологические типы

оруденения сочетаются. Весьма характерна большая роль сульфидно-вкрапленного и прожилкового оруденения.

Из вмещающих оруденение пород в рассматриваемой группе провинций резко преобладают вулканиты основного состава. В зеленокаменно измененных вулканических породах залегает более половины рудных тел месторождений, из которых добыто более 50% всего золота. Среди других рудовмещающих пород многие также связаны с вулканогенными толщами. Это — субвулканические и гипабиссальные массивы плагиопорфиров, где сосредоточено около 20% золота архейохрона, горизонты железистых кварцитов, обычно залегающие среди зеленокаменных толщ, а также некоторые из глубоко метаморфизованных пород (амфиболовые сланцы в Индии). Учитывая все эти породы, можно считать, что вулканогенные толщи вмещают не менее 80—85% добытого в провинциях архейохрона золота.

Обращает внимание весьма малое количество месторождений, заключенных в алюмосиликатных глубоко метаморфизованных породах — гранито-гнейсах, палингенных и метасоматических гранитах, слагающих в провинциях архейохрона огромные площади.

Обобщению материалов по изменениям вмещающих пород препятствует ограниченность приводимых данных. Для наиболее крупных месторождений эти изменения относятся к лиственито-березитовой формации, т. е. к изменениям, при которых ведущим процессом являются преобразования исходных пород в агрегат серицита, кварца, магнезиально-железистых карбонатов и пирита. Для ряда месторождений отмечается развитие в околорудных ореолах не серицита, а биотита, что отражает, по-видимому, более глубинные условия формирования древнейших месторождений.

По характеру золота месторождения архейохрона довольно разнообразны, причем отчетливо выраженных отличий золота от такового в более молодых месторождениях не наблюдается.

Проба золота в месторождениях провинций архейохрона колеблется (по имеющимся очень неполным данным) от 700 до 990. Для некоторых небольших месторождений Африки указывается наличие низкопробного золота, соответствующего электруму или даже кюстелиту. Не исключено, однако, что эти месторождения не относятся к архейохрону, а принадлежат к более молодому наложенному оруденению.

Размеры выделений золота в месторождениях варьируют в широких пределах в зависимости от степени сульфидности руд и пространственных и временных соотношений золота с сульфидами. Возрастной специфики в распределении золота по крупности не отмечается.

Устойчивая тенденция к поднятию провинций ахреохрона, расположенных на древних щитах, казалось, должна была бы привести к очень глубокому эрозионному срезу и денудации большей части рудных тел. Однако для провинций архейохрона нет оснований говорить об интенсивной эродированности месторождений

и сохранении только их корневых частей. Наоборот, именно на древних щитах сосредоточены наиболее протяженные на глубину месторождения золота.

Все имеющиеся в этом отношении данные приведены в описаниях отдельных провинций и здесь только кратко суммируются. На наибольшую глубину прослежено промышленное оруденение на рудном поле Колар в Индии. При этом зональности оруденения не наблюдается, и минеральные ассоциации на всем прослеженном протяжении рудных тел однотипны. Более 2 км достигают отработки на рудном поле Поркьюпейн и месторождении Кёркленд-Лейк, около 1 км — на месторождениях Малартик, Ламак, Хорн, Мадсен, О'Бриен, Норметалл (провинция Киватин), Лонели-Майн, Кем-Мотор, Глоб-Феникс (Южная Родезия).

Вертикальная зональность в месторождениях архейохрона не проявлена или выражена очень нечетко. Вероятно, большая растянутость золотого оруденения по вертикали в провинциях архейохрона может быть объяснена особенностями теплового режима древнейшего этапа развития Земли, когда имела место значительная растянутость геотермической ступени по сравнению с наблюдающейся в настоящее время.

Еще первые исследователи золотоносности обращали внимание на близость геологических условий локализации золотого оруденения в пределах различных древних щитов. Во всех провинциях архейохрона месторождения золота приурочены к выходам зеленокаменных толщ, локализованных среди полей гранито-гнейсов и гранитов. Указанный контроль золотого оруденения обусловливает неравномерность первого порядка в размещении месторождений. Обычно ориентировка «зеленокаменных трогов» выдержана в пределах каждой провинции, причем господствуют субширотные (провинции Киватин, Родезийская, Трансваальская, Танганьикская) и субмеридиональные (провинции Йеллоунайф, Йилгарнская, Дарварская) простирания при отчетливо подчиненной роли диагональных направлений. Причины этого пока не установлены, так как неясно, насколько сохранились первоначальные размещения и ориентировка самих щитов.

В пределах «зеленокаменных трогов» размещение отдельных золоторудных полей неравномерно. Оно контролируется системой разломов, в основном согласной с удлинением «трогов», и их пересечениями с поперечными нарушениями.

Разломы представлены, как правило, зонами рассланцевания, сопровождающимися гидротермальной переработкой пород. Иногда они служат одной из границ «трога» с глубоко метаморфизованными толщами. Протяженность отдельных зон рассланцевания достигает первых сотен километров.

Для выяснения генезиса золотого оруденения важно, прежде всего, установить генезис «зеленокаменных трогов», к которым оно приурочено. До недавнего времени господствовала точка зрения о синклинорной природе трогов и более древнем возрасте окружа-

ющих их глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород. Отсюда следует вывод о том, что зеленокаменные троги формировались на сиалической коре и становится правомочным предположение о перераспределении материала этой коры, в том числе и золота, при формировании месторождений.

Последнее время для ряда древних щитов высказаны обоснованные предположения о том, что основные вулканиты формировались не на сиалической коре, а являются продуктами дифференциации мантийного вещества. Процессы гранитизации рассматриваются как наложенные. Тектоническая природа площадей, сложенных слабо метаморфизованными зеленокаменными породами, при этом уже не может считаться синклинорной. По материалам А. С. Новиковой (1971) зеленокаменные породы щитов Русской платформы размещаются среди гранито-гнейсов в зонах чешуйчатых моноклиналей. Вероятно, подобные структуры определяют размещение площадей, сложенных зеленокаменными толщами, и в золотоносных провинциях. Это предопределяет глубинный источник золота и его связь с базитовой магмой.

Влияние базитовой магмы подтверждается геохимической спецификой древнейших месторождений золота, в частности наличием связи золотой минерализации с теллуровой и медной. Но в некоторых крупных месторождениях золота археохрона (например, в месторождении Поркьюпайн) распространен такой типично коровый элемент, как вольфрам, что может указывать на более сложные условия формирования оруденения.

Существует несколько точек зрения об условиях накопления золота в месторождениях археохрона:

1) первоначальный привнос тонкорассеянного золота с вулканогенными породами с последующим его перераспределением и концентрацией при прогрессивном метаморфизме (К. Дж. Сулливан, Д. Гвимараес, П. Н. Кропоткин) или при гидротермально метасоматических процессах (Р. Бойл);

2) привнос золота гидротермальными растворами из более глубоко залегающих магматических очагов.

Перемещению золота при региональных метаморфических преобразованиях противоречит размещение однотипного золотого оруденения в различно метаморфизованных основных вулканитах, а также общая малая вероятность связи стадийного оруденения, идущего при понижающейся температуре, с процессами прогрессивного регионального метаморфизма.

Взгляды Р. Бойля о промышленной концентрации золота за счет выщелачивания его из зеленокаменных толщ рассматривались ранее (Шер, 1972). Выводы Р. Бойля кажутся убедительными лишь по отношению к кремнезему, возможно части железа и некоторых других компонентов золотых руд. Что же касается самого золота, а также ряда металлов — его спутников, выводы Р. Бойля не подкрепляются аналитическими данными и вряд ли могут быть приняты.

Сравнительный обзор месторождений золота провинций архея всего земного шара, приведенный выше, скорее всего свидетельствует о том, что эти месторождения являются продуктами гидротермальной постмагматической деятельности.

Повсеместное развитие однотипных околорудных изменений лиственит-березитовой формации, которые обусловливаются углекислыми калийсодержащими гидротермами, позволяет судить о характере рудных флюидов и указывает на то, что гидротермальная деятельность принципиально не отличается от таковой фанерозоя. Оруденение повсеместно формировалось многостадийно, что также характерно вообще для гидротермальных золоторудных месторождений.

Таким образом, вряд ли правильны выводы некоторых исследователей (Н. Я. Белевцев и др.) о специфичности и неповторимости типов древнейших месторождений золота и об отнесении их к особому классу метаморфогенных месторождений.

В отношении источника гидротерм для формирования рассматриваемых месторождений золота наиболее убедительны взгляды А. М. Гудвина, разработанные им при изучении канадских месторождений. Он связывает золотое оруденение с базальтоидным магматизмом, давшим архейские зеленокаменные толщи. При этом непременным условием формирования оруденения является наличие дифференциации базальтоидной магмы с формированием кислых пород натрового ряда, слагающих обычно субвулканические или гипабиссальные тела. Из материалов А. М. Гудвина можно сделать вывод о преимущественной связи оруденения с контрастными магматическими рядами, поскольку породы андезитового состава для образований археохрона нехарактерны. Однако этот вопрос требует специального изучения.

Для территории археохрона за пределами Канадского щита вопрос о связи золотого оруденения с магматизмом не рассматривался, но во всех имеющихся описаниях указывается присутствие на золоторудных полях наряду с основными породами и кислых эффузивов, даек или субвулканических тел. Таким образом, данные по другим территориям подтверждают построения А. М. Гудвина или, во всяком случае, не противоречат им.

Золотоносность мезохрона

К золотоносным провинциям мезохрона относятся в Северной Америке — Черчилл и Блек-Хиллс, в Южной Америке — Бразильская, в Африке — Южно-, Центрально- и Западно-Африканские, в Австралии — Центрально-Австралийская, в Евразии — провинция западной части Балтийского щита.

В отличие от археохрона формирование отложений мезохрона происходило уже на сиалической коре. Однако по сравнению с более поздними геохронами эта кора была значительно более подвижной, что приводило к накоплению отложений больших мощностей, но с платформенными условиями залегания.

Второй не менее существенной для металлогении геологической особенностью мезохрона является предшествовавший ему длительный период стабилизации земной коры с формированием мощных кор выветривания, очевидно, весьма своеобразных в связи с особенностями древней атмосферы и палеоклимата.

В течение мезохрона были, по-видимому, наиболее распространены процессы переотложения вещества земной коры, в том числе и рудного, а не его поступления с более глубинных уровней земного шара. Не случайно именно в мезохроне сосредоточены крупнейшие стратиформные месторождения не только золота, но и железа, свинца и цинка, меди и других металлов.

Провинции мезохрона в целом (без учета данных по СССР) дали около 50% от общей мировой добычи золота, причем главное количество приходится на одно месторождение Витватерсранд. Немногие другие изученные промышленные месторождения, сформированные на этом этапе развития Земли, не позволяют произвести столь же полного статистического обобщения материалов, как это сделано для археохрона. Удобнее рассмотреть вначале месторождения типа древних золотоносных конгломератов, а потом всех прочих, относящихся к данному геохрону.

Золотоносные конгломераты занимают совершенно особое положение среди других типов месторождений золота, ввиду уникальности их наиболее крупного представителя — Витватерсранда — и весьма ограниченного количества прочих промышленных месторождений данного типа. Всякое обобщение материалов по конгломератам основывается главным образом на данных по Витватерсранду. Тем не менее целесообразно суммировать еще раз некоторые материалы по этому важнейшему типу золотого оруденения. Главным признаком золотоносных конгломератов является их мономиктность с кварцевым составом хорошо окатанной и сортированной гальки, что указывает на предшествовавшее формированию конгломератов интенсивное выветривание. Второй важной общей особенностью рассматриваемого типа оруденения является интенсивная минерализация цемента конгломератов в одних случаях сульфидами (Витватерсранд, Жакобина, Блайнд-Ривер), в других — гематитом (Тарква). Наконец, существенным общим признаком золотоносных конгломератов является повышенное содержание в них устойчивых к выветриванию акцессорных минералов.

Для выяснения закономерностей локализации древних золотоносных конгломератов наиболее существенны следующие геологические факторы:

1. Приуроченность как крупнейших промышленных месторождений золота типа древних конгломератов, так и небольших проявлений золота к весьма специфическому отрезку геологической истории — мезохрону, характеризующемуся особым тектоническим режимом и климатическими условиями.

2. Приуроченность конгломератов к таким провинциям, где в подстилающих толщах развиты коренные золоторудные месторождения, особенно характеризующиеся широким рассредоточением своего размещения. Для формирования месторождения Витватерсранд условия в этом отношении были исключительно благоприятными. Чрезвычайно многочисленные, рассредоточенные на огромных площадях выходов зеленокаменных толщ, хотя и небольшие по размерам, золоторудные месторождения, локализованные в довитватерсрандских системах Южной Родезии и ЮАР, представляли идеальный источник для формирования уникальной россыпи.

3. Приуроченность конгломератов к крупным синклинорным прогибам, измеряемым первыми сотнями километров в поперечнике, и особенно к осложняющим эти синклинории дополнительным структурным элементам. Наличие длительно живущих крупных бассейнов аккумуляции, имеющих огромную площадь питания, обеспечивало концентрацию кластогенного золота, а наличие локальных осложнений этих структур благоприятствовало, очевидно, последующему перераспределению и дополнительной концентрации золота.

Особо надо напомнить о наличии в центре Витватерсрандской структуры крупнейшего Бушвельдского интрузивного массива сложного состава. Платиноносность этого массива с формированием наиболее крупного в мире собственно платиноидного месторождения — рифа Меренского — широко известна. Несомненна также большая роль магматизма, приведшего к формированию Бушвельдского массива, в перераспределении золота в конгломератах; не исключен и дополнительный привнос золота, что может быть и обусловило уникальность Витватерсранда.

Обобщение материалов по древним золотоносным конгломератам, направленное на выявление факторов, контролировавших их формирование, производилось многими исследователями (Ивенсен, 1963; Чайка, 1969; Дементьев, Круглова, 1969; Кренделев, Дмитриев, 1969; и др.). Ф. П. Кренделев применил при обобщении математические методы. Однако вряд ли правильно составление единой шкалы признаков для таких разнородных с точки зрения масштабов золотоносности месторождений, как Витватерсранд и непромышленные конгломераты Австралии или Финляндии. Довольно произволен также выбор Ф. П. Кренделевым признаков, при формулировке которых может быть допущено весьма большое количество вариантов. Не решена и проблема учета взаимного влияния признаков, когда наличие или отсутствие одного из них может полностью обесценить другие.

Все сказанное не следует рассматривать как отрицание автором данной работы возможности применения математических методов при обобщении геологических материалов. Следует только подчеркнуть большую сложность его применения, особенно при отсутствии достаточного количества известных промышленных и

хорошо изученных месторождений для статистической обработки.

Некоторые геологические положения в работе Ф. П. Кренделева и А. Н. Дмитриева вызывают недоумение. Например, для месторождения Витватерсранд ими указывается (и используется в дальнейшем в качестве признака I ранга) «наличие гранитоидов только в подстилающей толще», т. е. полностью игнорируется присутствие бушвельдских гранитоидов. Общие выводы Ф. П. Кренделева требуют некоторой корректировки и дополнения.

Нельзя согласиться с выводом В. М. Чайки о том, что «вряд ли стоит настаивать на существовании какой-то принципиальной разницы в образовании докембрийских и более молодых россыпей и отводить возрастному принципу решающую роль» (Чайка, 1969, стр. 50). Это особенно очевидно при рассмотрении других месторождений золота мезохрона.

Прочие (кроме конгломератов) месторождения золота мезохрона дали около 2500 т золота. Большинство его приходится на крупные месторождения с суммарной добычей более 100 т. Коэффициент концентрации оруденения, вычисленный так же, как для археохрона, составляет 87%, т. е. почти на 30% больше, чем для более древних месторождений.

На диаграмме распределения количества месторождений и добытого из них золота (рис. 47) видно, что хотя около половины учтенных месторождений мезохрона относится к золото-кварцевой формационной группе, наибольшее количество золота добыто из сульфидных месторождений. По минеральным типам в отличие от археохрона резко преобладает арсенопиритовый, из которого добыто почти 90% золота. К нему относится большое количество месторождений Западной Африки, месторождение Болиден в Швеции, а также крупнейшее месторождение Хоумстейк в США.

Морфологические классы месторождений довольно разнообразны: наряду с кварцевожильными классами значительно распространены зоны вкрапленных руд и залежей, часто подчиненных слоистости толщ.

Распределение месторождений по вмещающим породам очень своеобразно и отличается от такового для всех других этапов развития Земли. Бо́льшая часть рудных тел (по добыче около половины) размещается в глубоко метаморфизованных породах: кристаллических сланцах и гнейсах. Вторыми по распространенности являются осадочные, преимущественно исходные глинистые толщи, преобразованные в филлиты. Значительное место занимают также карбонатные породы. Основные вулканиты, которые резко преобладают на золоторудных полях археохрона, занимают для месторождений рассматриваемого этапа развития Земли совершенно подчиненное положение.

Указанные выводы основаны на анализе данных по сравнительно небольшому количеству более крупных месторождений, что может обусловить некоторые сомнения в их правомочности.

Однако имеющиеся дополнительные отрывочные сведения по уже изученным территориям (Заир в Африке, Северные территории Австралии и др.) их подтверждают.

Данные об околорудных изменениях в месторождениях золота провинций мезохрона очень несистематичны. Для ряда наиболее крупных месторождений указано незначительное проявление изменений, выражающихся в основном в перекристаллизации вмещающих пород. Отдельные указываемые процессы — окварцевание, серицитизация, хлоритизация и др. — обычны, вообще, для гидротермальных месторождений. Общая формационная принадлежность изменений, как правило, неясная, и четко выраженные околорудные изменения отсутствуют.

Руды месторождений мезохрона в целом богаче, чем более древних месторождений. Так, например, месторождения Ганы в Африке считались одними из наиболее богатых месторождений золота мира. Наряду с этим в рассматриваемом возрастном интервале имеются сульфидные месторождения с содержаниями золота первые граммы или даже десятые доли граммов на тонну, отрабатываемые, как комплексные.

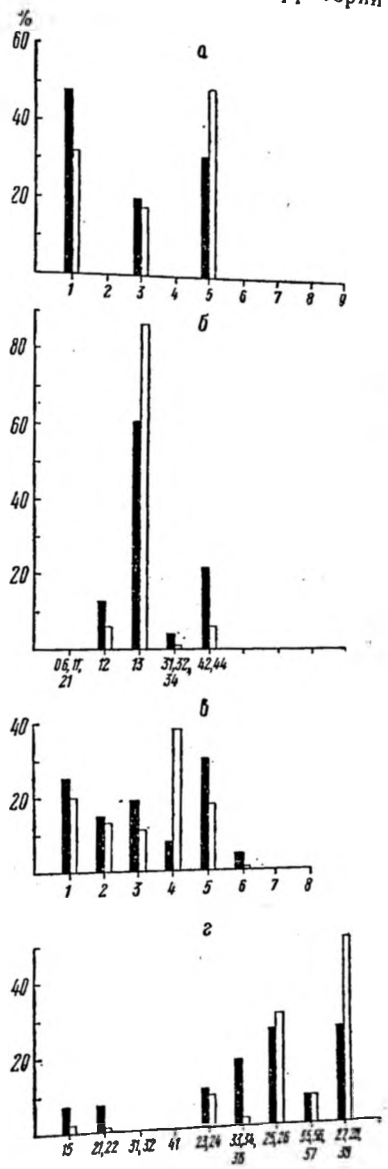


Рис. 47. Сводная диаграмма распределения месторождений золота (без учета древних золотоносных конгломератов) мезохрона по формационным группам (*а*), минеральным типам (*б*), морфологическим классам (*в*) и составу вмещающих пород (*г*). Условные обозначения см. на рис. 46. Всего учтено около 30 месторождений с суммарной добычей 2500 т золота

Для большинства коренных месторождений золота мезохрона характерно мелкое золото. Исключением являются месторождения

Ганы, которые и по ряду других признаков выделяются из описываемых. Данных о пробе золота очень мало, в основном отмечается присутствие высокопробного золота.

Почти все крупные коренные месторождения золота мезохрона отрабатывались до значительной глубины. Наибольшей глубины достигают отработки в месторождениях Морру-Велью в Бразилии и Хоумстейк в США. Исключением является месторождение Болиден в Швеции, где сплошные сульфидные руды выклинились на глубине 200 м, ниже которой располагался только ореол гидротермально измененных пород.

Сколько-нибудь отчетливой зональности в месторождениях золота мезохрона нигде не описывается; отсутствует также отчетливая связь с магматическими породами. Большинство крупных месторождений характеризуется стратиформностью оруденения, причем типичным является участие рудных тел в складчатых дислокациях.

Таким образом, правомочна постановка вопроса о ведущей роли для мезохрона в целом синседиментационного накопления золота с последующим его перераспределением и концентрацией при процессах регионального метаморфизма. Следует подчеркнуть, что автор приходит к такому выводу с позиций общего глобального сравнительного анализа месторождений и провинций, а не детальных исследований отдельных месторождений. Последнее с этих позиций почти не производилось, но имеющиеся данные, кажется, не противоречат сделанному выводу.

Золотоносность неохрона

Неохрон, или по терминологии Г. Штилле неогей, охватывает геосинклинальный этап развития планеты. Относящиеся к нему золотоносные провинции отличаются большим разнообразием геологических условий. В отличие от более ранних геохронов в геосинклинальных системах отчетливо выделяются более дробные этапы развития, которые неоднократно рассматривались как в тектонической, так и металлогенической литературе. Для полного анализа закономерностей размещения и генезиса золотого оруденения неохрона необходимо раздельно поэтапно рассмотреть материал и раздельно проанализировать эти вопросы для разных типов геосинклинальных систем. Но важно также суммировать в целом данные о золотоносности неохрона, чтобы получить сопоставимый материал с другими крупнейшими этапами развития земной коры.

Автором описаны следующие провинции неохрона: протерозойские, или байкальские — геосинклинальные системы южного обрамления Сибирской платформы, Южно-Австралийская и Восточно-Африканская; палеозойские геосинклинальные системы — Центральной части Евразии (Урало-Монгольский складчатый пояс), Западно-Европейская, Восточно-Австралийская (Тасманская геосинклиналь), Восточно-Американская (Аппалачская);

мезозойские геосинклинальные системы — восточного побережья Азии, Новой Зеландии и Кордильер Северной Америки; альпийская геосинклинальная система Евразии; кайнозойские орогенные пояса обрамления Тихого океана.

Не вполне ясным и дискуссионным является отнесение к неохрону провинций мезозойской и более молодой складчатости. Согласно последней схеме периодизации Земли В. Е. Хаина (1972), все геотектонические образования, начиная с мезозоя, относятся к четвертому этапу развития земной коры — континентально-океаническому или эпинеогею (соответственно, используя терминологию А. Н. Мазаровича, принятую в данной книге,— эпинеохрону). Это объясняется тем, что мезозойские и более поздние геосинклинальные системы принципиально отличаются от предшествовавших, закладываясь на месте ранее консолидированных складчатых сооружений. Тем самым они близки по особенностям геологического развития к областям тектоно-магматической активизации. Частично, особенно в первой книге, они так и рассматривались. Однако в этом случае возникает много своих трудностей, особенно для полицикличных геосинклиналей с унаследованным развитием. Поэтому в данной книге все геосинклинально-орогенные образования независимо от возраста (вплоть до кайнозойских) отнесены к неохрону. К эпинеохрону при этом относятся только площади с проявлениями тектоно-магматической активизации мезо-кайнозойского возраста. При таком рассмотрении третий и четвертый мегациклы развития земной коры частично перекрывают друг друга во времени.

При сводном рассмотрении золотоносности неохрона далеко не для всех провинций могли быть использованы статистические данные о количествах месторождений разных типов и количестве добытого из них золота. Автор, по-возможности, старался восполнить этот пробел качественной оценкой возможных поправок к цифровым материалам в случае привлечения более полной информации.

Доля провинций неохрона в мировой добыче золота может быть оценена в 25%, а без учета золота, добытого из кайнозойских россыпей и древних золотоносных конгломератов, около 40%.

Вычисленный коэффициент концентрации золота для неохрона показывает, что относительное количество крупных (с добычей более 100 т) месторождений здесь в целом меньше, чем в археохроне и мезохроне. Для мезозоид Северной Америки коэффициент концентрации золота составил 44%, для провинции герцинид Восточной Австралии — 54%. В ряде провинций неохрона месторождения с суммарной добычей золота более 100 т вообще отсутствуют. Значение коэффициента концентрации золота для неохрона может быть оценено в 40—50%, против 60% для археохрона и почти 90% для мезохрона. Это подтверждается также менее значительными в среднем размерами крупных месторождений. К наиболее крупным для этого геохрона относится месторождение Бендиго

с суммарной добычей около 700 т, а суммарная добыча большинства других крупных месторождений ненамного превышает сотню тонн. Месторождения-гиганты, не говоря уже о Витватерсранде, но и даже такие, как Калгурли и Поркьюпейн, среди образований неохрона отсутствуют или встречаются крайне редко.

Говорить о распределении золотого оруденения между эв- и миогеосинклинальными системами можно лишь очень приближенно. Обобщение имеющихся данных показывает примерно равное количество золота, добытого в тех или других.

Относительное богатство золотом различных этапов геосинклинальных систем различно для эв- и миогеосинклиналей. В первых в начальных этапах развития происходит значительное накопление золота в медных или медно-полиметаллических колчеданных месторождениях; золото более или менее равномерно распределяется между образованиями собственно геосинклинального и орогенного этапов, хотя большей частью и преобладает в последних. В миогеосинклинальных системах почти все золото обычно сосредоточивается в образованиях орогенного этапа.

В полицикличных геосинклинальных системах с унаследованным развитием золотоносность хотя и проявляется в образованиях различных циклов, но, как правило, резко сконцентрирована в последнем, наиболее полно завершенном цикле.

Преобладающими формациями (рис. 48) среди проявлений золотого оруденения неохрона, так же как и для более древних мегациклов Земли, являются золото-кварцевая, золото-сульфидная и золото-сульфидно-кварцевая, которые в сумме составляют около 63% от общего количества учтенных месторождений и дают более 83% золота. Однако обращает внимание более широкое, чем в более ранних геохронах, распространение других формационных групп: золото-халцедон-кварцевой, золото-халцедон-сульфидно-кварцевой и особенно золото-алюмосиликатной (скарновой). Месторождения, относящиеся к этим формационным группам, небольшие, что отчетливо отражается в заметном (особенно для скарновой группы) преобладании процента количества месторождений над процентом суммарной добычи из них золота.

Значительное разнообразие минеральных типов месторождений золота характерно для неохрона. По количеству заключенного в нем золота на первом месте стоит пирит-арсенопиритовый минеральный тип, а по количеству месторождений — тип с ведущей ролью медной минерализации. Последние менее велики по размерам по сравнению с пирит-арсенопиритовыми месторождениями и относятся, как правило, к комплексным, так же как и значительное число месторождений сульфидно-полиметаллического типа. Отмечается заметное сокращение роли пиритового и пирит-пирротинового минеральных типов и сравнительно малые размеры относящихся к ним месторождений в неохроне. Практически отсутствуют также собственно теллуридные типы месторождений, хотя минеральная примесь теллуридов встречается в рудах очень часто.

К сожалению, принятая классификация не дает возможности отразить распределение месторождений с тем или иным содержанием в рудах минералов или элементов, присутствующих в подчиненном количестве. Можно, однако, довольно уверенно констатировать увеличение частоты встречаемости и средних содержаний в рудах месторождений неохрона по сравнению с золоторудными месторождениями догеосинклинальных этапов развития Земли, таких примесей, как вольфрам, висмут и сурьма.

В отношении распределения формационных групп и минеральных типов месторождений между различными по геологическим особенностям геосинклинальными системами—можно привести только самые общие данные, так как материалов для статистической обработки недостаточно. При переходе от мио- к эвгеосинклинальным условиям повышается степень сульфидности золотых руд, среди рудообразующих элементов увеличивается относительная роль свинца и цинка, а затем и меди. Происходит некоторая геохимическая специализация отдельных частей геосинклинальных систем, на что обращалось внимание при характеристике Урала, Тянь-Шаня и других геосинклиналей.

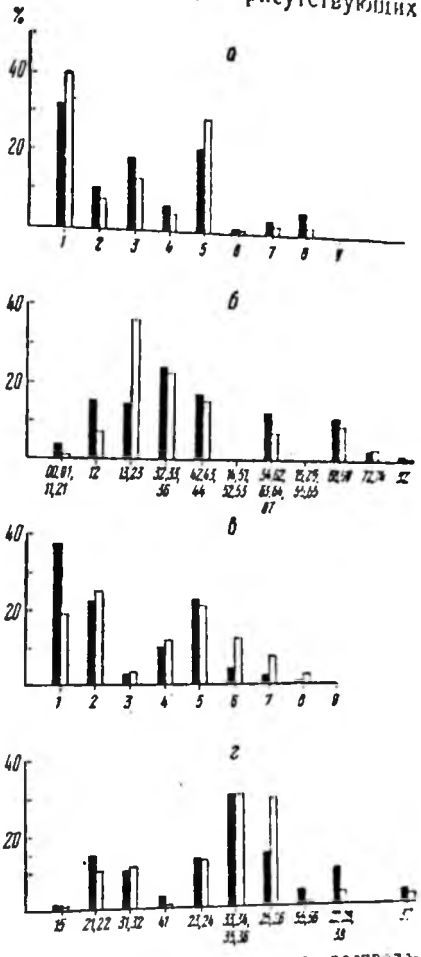


Рис. 48. Сводная диаграмма распределения месторождений золота неохрона по формационным группам (*а*), минеральным типам (*б*), морфологическим классам (*в*) и составу вмещающих пород (*г*). Условные обозначения см. на рис. 46. Всего учтено около 500 месторождений

Распределение золотого оруденения неохрона по морфологическим классам не особенно характерно и не позволяет выявить какой-либо специфики. Вероятно это, во всяком случае частично, связано с недостаточно развернутой и строгой морфологической классификацией.

Характер пород, вмещающих золотое оруденение, в провинциях неохрона отражает приуроченность их примерно в равной

мере к эв- и миогеосинклинальным системам: месторождения, залегающие среди вулканитов основного и среднего состава и среди терригенно-сланцевых толщ, дали близкое количество золота (по 30%), хотя количество учтенных месторождений, залегающих в основных вулканитах, заметно преобладает. Довольно большую роль в качестве рудовмещающих пород играют интрузивные породы как кислого, так и основного состава. Высокометаморфизованные толщи, карбонатные породы, ультрабазиты также включают иногда проявления золотого оруденения, но в небольшом количестве, и крупные месторождения в них не встречаются.

Изменения вмещающих пород в месторождениях золота неохрона в подавляющем большинстве случаев отвечают лиственито-березитовой формации. Она встречается не менее чем на 90% собственно золотых месторождений. Лиственити и березиты рассматриваются автором как фации данной формации, образование которых зависит от состава подвергавшихся изменениям пород. Развитие этих фаций нередко сопряжено друг с другом, поскольку устанавливается большая роль перераспределения вещества при метасоматических процессах не только в пределах отдельных колонок, но и между разными колонками. Наиболее благоприятные условия для широкого развития процессов метасоматоза создаются на месторождениях с набором контрастных по составу рудовмещающих пород, располагающихся на одном или разных уровнях глубинности.

Наряду с лиственито-березитовыми преобразованиями на месторождениях золота неохрона распространены формации серицит-гидрослюдистых и аргиллизит-кварцевых метасоматитов, сопровождаемых ореолами пропилитизированных пород, и формации кварц-калишпатовых, хлоритовых и амфиболовых метасоматитов (Шер, Лайпанов, Нагорная, 1971). Первая из перечисленных формаций характерна в основном для золотосодержащих колчеданных и колчедано-полиметаллических месторождений геосинклинального этапа развития неохрона, а вторая — для позднеорогенных золоторудных месторождений близповерхностного генезиса.

Более детальная характеристика околорудных изменений пород приводилась при описаниях отдельных провинций. Здесь отметим только еще одно положение, наиболее типичное для провинций неохрона — не только многостадийное, но и многоэтапное формирование метасоматических изменений вмещающих пород. В пределах каждого этапа происходит эволюция растворов от ранней щелочной стадии к стадии повышающейся кислотности и затем вновь к возрастанию щелочности. Часть этапов при этом в той или иной степени редуцирована, и не все стадии в них проявлены с одинаковой отчетливостью. Совмещение разноэтапных преобразований в значительной степени зависит от устойчивости структурных условий формирования месторождений. В зависимости от этих условий удается выделять более или менее полные

и в разной степени завершенные ряды метасоматических разно-
этапных преобразований. Бо́льшая полнота рядов в значительной
мере отвечает более крупным месторождениям.

При обобщении материалов по дорифейским провинциям авто-
ром значительное внимание уделялось характеристике самород-
ного золота в рудах, что было продиктовано попыткой выявить
наличие или отсутствие специфики его в этих провинциях. Для
провинций неохрона сведения об особенностях золота в месторож-
дениях приводились ограниченно, так как материал этот очень
широко публиковался, особенно по месторождениям СССР. Отме-
тим только, что разнообразие типов и структурных условий фор-
мирования месторождений предопределяет в данном случае и
чрезвычайно широкое разнообразие условий выделения, размеров,
пробы и других особенностей золота, являющегося чрезвычайно
чутким индикатором характера внешней среды.

Отмечается большое разнообразие геологической позиции про-
явлений золотого оруденения неохрона. Для районов, формиро-
вавшихся на ранних стадиях развития геосинклинальных систем,
характерна контролирующая роль крупных синклинорных струк-
тур, а в их пределах — локальных участков относительных подня-
тий. На средних стадиях развития более типична приуроченность
золотоносных районов и отдельных рудных полей к антиклинор-
ным структурам. В конечных и заключительных стадиях главную
роль в локализации золотоносности начинают играть разломы,
рудоконтролирующее значение которых еще более типично для
эпинеохрона. Таким образом, в ходе развития геосинклинальных
систем, несомненно, происходит эволюция форм структурного кон-
троля оруденения (Фогельман, 1962).

При характеристике золотоносности отдельных провинций неох-
рона неоднократно отмечалась связь главного золотого оруденения
орогенных этапов развития с гранитоидным магматизмом.
Связь эта проявляется в значительной степени независимо от
предшествовавшего эв- или миогеосинклинального развития, хотя
в первом случае проявляется дополнительное раннее золотое оруде-
нение, приуроченное к комплексным колчеданным или колчеданно-
полиметаллическим месторождениям.

В различных геосинклинально-орогенных системах наблюда-
ется не только общая близость времени формирования золотого
оруденения и гранитоидного магматизма, но и единая последова-
тельность формирования гранитоидных комплексов. Практически
повсеместно, где производились специальные наблюдения (геосин-
клинальные системы Урала, Калбы, Южного Тянь-Шаня, Запад-
ной Европы, Восточной Австралии и др.), устанавливается одина-
ковая смена во времени существенно натровых гранитоидных
комплексов повышенной основности существенно калиевыми кис-
лыми гранитоидами. Соответственно сменяют друг друга во вре-
мени золоторудная и редкометальная, в основном оловянная
минерализация.

Столь же широко повсеместно развита горизонтальная зональность оруденения вокруг гранитоидных массивов. Она является более сложной, чем предполагалось в свое время В. Эммонсом, за счет наличия указанных выше и дополнительных разновозрастных гранитоидных комплексов со своими сериями гидротермальных проявлений, а также за счет влияния структурных условий и литологии вмещающих пород на оруденение. Принципиальная схема зональности со сменой более ранних типоморфных элементов (W, Mo) более поздними (As, Bi, Sb) выдерживается с большим постоянством и проявляется как в пределах рудных районов, так и отдельных рудных узлов и полей.

Выше были рассмотрены особенности золотоносности провинций различных геосинклинально-орогенных систем независимо от возраста завершающей складчатости. Наряду с типом геосинклиналей на характеристику золотоносности несомненно влияет и возраст последних. В более древних геосинклиналях преобладают месторождения золота, сформированные в ранние этапы геосинклинального развития, а в молодых геосинклиналях — относящиеся к поздним и завершающим этапам. Наиболее отчетливо это проявляется для наиболее контрастных по возрасту геосинклиналей. Так, в байкальской (рифейской) провинции южного обрамления Сибирской платформы главное золотое оруденение связано с собственно геосинклинальным, или раннеорогенным, магматизмом; в противоположность этому, в альпийской геосинклинальной провинции Европы и в кайнозойских провинциях Тихоокеанского сектора главное золотое оруденение отвечает посторогенному этапу полицикличного геосинклинально-орогенного развития. Такой «сдвиг» главного удельного веса золотоносности соответствует общей геотектонической направленности развития разновозрастных геосинклиналей, в которых по мере «омоложения» все более отчетливо становятся выраженными поздние этапы и как бы редуцируются ранние этапы развития.

Типы золотого оруденения усложняются в более молодых геосинклиналях. Однако это проявляется не всегда достаточно отчетливо, вследствие влияния на тип оруденения большого количества факторов: типа самой геосинклинали, структурной обстановки формирования месторождения, литологических условий и др.

Золотоносность эпинеохрона

В качестве провинций эпинеохрона (позднего неохрона по ранее принимавшейся автором терминологии) в данной и предыдущей книгах рассматриваются площади тектоно-магматической активизации западной части Северной Америки и восточной части Евразии. Перед сводным описанием этих провинций следует коснуться в целом понятия о тектоно-магматической активизации.

Проблема наличия эндогенного оруденения, не связанного

с геосинклинальным процессом, а наложенного по отношению к нему, поднималась многими исследователями уже давно. А. Д. Щегловым введено понятие об отраженной и автономной активизации, причем последний термин предложен «с целью подчеркнуть независимость данных процессов от развития других крупных структурных элементов Земли, к которым в первую очередь относятся геосинклинальные прогибы» (Щеглов, 1968, стр. 13). Положение это, вероятно, не вполне точное. Действительно, активизация не всегда представляет собой отражение процессов, происходящих в смежных геосинклиналях, но процессы эти нельзя рассматривать независимо друг от друга. В Тихоокеанском сегменте Земли тектоно-магматическая активизация и формирование мезо- и кайнозойских геосинклинальных систем представляют собой равнозначные (в целом синхронные) процессы, обусловленные одними и теми же глубинными причинами и отличающимися лишь особенностями выражения и интенсивностью проявления.

С этих позиций важно различать, с одной стороны, геосинклинали, приводящие к консолидации земной коры, окружающие и наращивающие древние щиты и платформы, а с другой — геосинклинали, развивающиеся за счет более древних жестких сооружений, приводящие к переходу их в подвижные зоны. Первые, которые могут быть названы «конструктивными», характерны в основном для Атлантического сегмента Земли, а вторые — «деструктивные» — для Тихоокеанского сегмента. Если по отношению к конструктивным геосинклиналям автономная тектоно-магматическая активизация действительно представляет собой наложенный и как бы независимый от них процесс с противоположными тенденциями, то с деструктивными геосинклиналями этот процесс является единым по направленности развития и различается только своим выражением.

По мнению автора, мезо-кайнозойская активизация — явление, специфичное для Тихоокеанского сегмента Земли, не равнозначное с позднеорогенными или неотектоническими процессами, установленными в других частях земного шара. Отнесение А. Д. Щегловым к явлениям одного ранга процессов активизации древних платформ Китая, Алданского щита, с одной стороны, и Африки, с другой, а также срединных массивов — Буреинского и Европейских — неудачно, хотя некоторая общность в развитии этих структур наблюдается. Металлогения золота в указанных примерах резко различна. Наряду с этим установлено близкое сходство по особенностям золотоносности областей тектоно-магматической активизации Тихоокеанского сегмента земной коры с позднеорогенными областями палеозоид и областью альпийской складчатости Атлантического сектора.

Для анализа явлений тектоно-магматической активизации очень важно рассматривать их на фоне общего развития Тихоокеанского сегмента Земли или хотя бы его восточной, евразиатской,

или западной, североамериканской частей, а не проводить такое рассмотрение изолированно для локальных структур.

Наличие всего двух крупных провинций эпинеохрона, из которых лишь для Северо-Американской удалось привести статистические данные о распределении золотого оруденения по формациям, минеральным типам и другим классификационным единицам, делают невозможным и нецелесообразным приведение сводной диаграммы. Рассмотрим лишь качественные показатели.

Для формационных групп обеих провинций характерно значительное разнообразие в зависимости от геологической обстановки (табл. 3). Золото-кварцевая формация, наиболее широко распространенная в провинциях других геохронов, здесь занимает подчиненное положение. Формации золото-сульфидно-кварцевая, золото-халцедон-кварцевая и золото-сульфидно-халцедон-кварцевая встречаются примерно в равных количествах, причем в ряде случаев наблюдаются их взаимные переходы. Сравнительно широко распространены также золото-сульфидная и золото-карбонатно-сульфидная формации. К первой относятся золотосодержащие меднопорфировые месторождения, промышленные представители которых известны пока только в провинции эпинеохрона Северо-Американского континента. Вторые представлены месторождениями Северной Америки, Алданского щита и Кореи и приурочены к карбонатному платформенному чехлу или карбонатным дислоцированным толщам фундамента древних платформ. Они связаны постепенными переходами с месторождениями золото-скарновой формации, также довольно характерными для провинций эпинеохрона.

Среди минеральных типов характерно преобладание сложных полиметаллически-сульфидных и сульфосольных, при подчиненной роли пиритового и пирит-пирротинового. Некоторое исключение представляют месторождения Алданского щита более простого состава. Для обеих провинций характерны аргентитовый и пираргирит-миаргиритовый минеральные типы. Минеральные типы с участием в рудах теллуридов имеют своих крупных представителей пока только в Северо-Американской провинции. В Восточно-Евразиатской провинции в рудах также широко распространен теллур, но крупные месторождения, относящиеся к теллуридным типам, пока здесь не выявлены. Не известны также селеновые минеральные типы, отдельные представители которых разрабатывались в Северо-Американской провинции.

Из общих минералогических особенностей золоторудных месторождений эпинеохрона следует указать на наиболее четко проявленную горизонтальную и вертикальную стадийность и зональность оруденения.

Среди морфологических классов месторождений наиболее специфичными являются: 1) субгоризонтальные пластообразные или сложной формы залежи, подчиненные в той или иной мере слоистому

строению платформенных отложений; 2) минерализованные трубко- или столбообразные тела, часто выполненные рудами брекчиевой текстуры. Однако по значению в общем балансе добычи золота тот и другой морфологические классы не играют доминирующей роли. Первое место, как и в других провинциях, в провинциях эпинеохрона занимает жильный морфологический класс. Специфика в данном случае заключается в резко зональном размещении оруденения в пределах жил, нередком сочетании жил с минерализованными трубками или магматическими телами дайкообразной формы, нередком ветвлении жил по восстанию.

Из рудовмещающих пород на первом месте в провинциях эпинеохрона находятся вулканиты основного, среднего, реже кислого состава, с которыми парагенетически связано оруденение. Весьма характерна также приуроченность рудных тел к более древнему фундаменту, на котором располагаются вулканиты. Именно в породах фундамента размещены обычно наиболее крупные месторождения. Поскольку в данном случае никаких генетических связей оруденения с вмещающими породами не наблюдается, набор последних весьма разнообразен: встречаются глубокометаморфизованные, обычно докембрийские толщи, кислые и основные интрузивные породы, карбонатные породы.

Для золоторудных месторождений эпинеохрона из околорудных изменений наиболее характерны относящиеся к аргиллизит-кварцевой формации. В метасоматических колонках этих изменений, как правило, очень четко проявлена горизонтальная зональность, сочетающаяся с более региональной вертикальной зональностью. Внешние зоны метасоматических колонок представлены пропилитами близповерхностных фаций, далее следуют обычно зоны аргиллизации с тем или иным развитием подзон — монтмориллонитовой, иллитовой и каолинитовой. Непосредственно в контактах рудных тел располагаются гидрослюдистые, серицитовые или адуляровые метасоматиты. В наиболее близповерхностных условиях большое значение приобретает иногда алунитизация.

Наряду с аргиллизит-кварцевой формацией на месторождениях эпинеохрона развиты также метасоматиты лиственито-березитовой формации, обычно их сравнительно более близповерхностные фации.

Во многом специфичны для эпинеохрона характер выделения и особенности золота в рудах. В многочисленных публикациях указывается в качестве типичного признака кустовое распределение золота с наличием исключительно богатых, но локальных выборок. Однако этот признак характерен также и для многих месторождений других геохронов, для его количественной характеристики материала пока недостаточно. Безусловно специфичны низкая проба самородного золота (с переходами к электруму и даже кюстелиту) и зональность внутреннего строения золотин. Эти признаки совершенно или почти совершенно аналогичны таковым в месторождениях альпийских и кайнозойских геосинкли-

Сравнительная характеристика золотого оруденения эпинеохрона,

Характерные особенности месторождений		Поля вулканитов с отдельными выходами фундамента	Тектонические впадины
Формационная группа		Золото-халцедон-кварцевая, золото-сульфидно-халцедон-кварцевая	Золото-халцедон-кварцевая
Минеральный тип		Аргентитовый, пираргирит-миаргиритовый	Пираргирит-миаргиритовый, селенидовый
Морфологический класс		Жилы, пологие залежи	Жилы и штокверки
Рудовмещающие породы		Андезиты, субвулканические кислые породы	Терригенные горизонтально залегающие толщи
Околорудные изменения		Аргиллизация, алунитизация, окварцевание, близповерхностная пропилитизация	Аргиллизация, окварцевание
Структурный контроль		Краевые части вулканических аппаратов центрального типа	Нарушенные блоки
Примеры месторождений или районов	Северная Америка	Комсток, Теллурид-Силвертон, Крид и др.	Репаблик
	Евразия	Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский вулканогенные пояса	Забайкалье

локализованного в различной геологической обстановке

Таблица 3

Геологическая обстановка			
Выступы основания древних платформ	Чехол древних платформ	Многеосинклинальные зоны	Эвгеосинклинальные зоны
Золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая	Золото-сульфидная, золото-скарновая	Золото-кварцевая	Золото-сульфидно-кварцевая
Полиметаллически-сульфосольный, полиметаллически-теллуридный	Сфалерит-галенитовый, пирит-гематитовый	Пирит-арсенопиритовый	Полиметаллически-сульфидный и сульфосольный
Жилы, минерализованные трубки	Субгоризонтальные залежи	Жилы	Жилы
Граниты, гнейсы, амфиболиты	Карбонатные толщи	Песчанико-сланцевые толщи	Интрузивные породы основного состава
Лиственит-березитовые преобразования	Окварцевание, адуляризация	Слабо проявлены. Окварцевание, адуляризация	Лиственит-березитовые преобразования
Сводовые поднятия, пересечения разломов	Пересечения крупных разломов	Зоны смятия и рассланцевания	Сводовые поднятия и пересечения разломов
Крипл-Крик, Айдахо-Спрингс, Централ Сити	Лидвилл	—	—
Южная часть Алданского щита, Становая складчатая область	Северное обрамление Алданского щита, Пхеньянская синеклиза Корейского щита	Приамурье	Забайкалье

нально-орогенных систем, а также в позднеорогенных месторождениях герцинид.

Для локализации золотого оруденения в эпинеохроне ведущую роль играют зоны разломов и узлы их пересечений. Именно для Северо-Американской и Евразиатской провинции разрабатывались представления о рудоконтролирующей роли «решеток разломов» и «рудных отдушинах» в узлах пересечения таких решеток. Нередко эти представления недостаточно критически переносились на провинции других неохронов, что не является оправданным.

Именно на примере Северо-Американской провинции эпинеохрона отчетливо проявляется контролирующая роль широтных глобальных зон разломов, продолжающихся под дном Тихого океана. Для Евразиатской провинции такие разломы выделяются несколько менее четко, очевидно в связи с тем, что они накладываются здесь не на единую древнюю платформу, как в Северной Америке, а на более ранние геосинклинально-орогенные системы. Кроме разломов, несомненно, существенное значение имеют крупные пликативные структуры положительного знака.

Из анализа обзорных геологических и тектонических карт следует, что наиболее обширные поля вулканитов лишены или почти лишены проявлений золотого оруденения. Последние локализуются преимущественно в пределах сравнительно небольших площадей распространения вулканических пород или в областях, пограничных между полями вулканитов и выступами подстилающего их фундамента. Это обусловлено, по-видимому, соответствующим распространением сводообразно поднятых и опущенных участков. Вместе с тем картирование крупных сводовых поднятий в пределах провинций весьма сложно, и общее их размещение, а тем самым и влияние на локализацию золотоносности не выявлено.

Среди более локальных рудоконтролирующих структур ведущее значение для эпинеохрона имеют структуры центрального типа, представленные в зависимости от конкретных тектонических условий купольными структурами, палеовулканическими сооружениями или субвулканическими телами.

Проблема связи золотого оруденения эпинеохрона с магматизмом исключительно интересна. Оруденение здесь связано с вулкано-плутоническими ассоциациями пестрых по составу пород липарит-дацит-андезитового ряда. Конкретные формы проявления магматизма очень разнообразны и зависят, в первую очередь, от глубинности промежуточных магматических камер, а также от химических особенностей и тектонической обстановки вмещающей рамы. Столь же разнообразны и формы связей золотого оруденения с магматизмом: на разных золоторудных полях наблюдаются различные по интенсивности проявления магматизма и неодинаковые возрастные соотношения магматических пород и руд. Это разнообразие указывает на определенную независимость формирования конкретных магматических тел и проявлений оруденения,

объединенных единым магматическим очагом, но имевших различные локальные источники.

Наблюдается, как правило, соответствие фаций глубинности магматических пород и ассоциирующих с ними руд. Нередко отмечается также наличие единых узлов или центров концентрации магматизма и оруденения с закономерной зональностью как магматических пород, так и руд вокруг таких центров.

Для эпинеохрона наиболее типична связь золоторудных месторождений с дайками или субвулканическими телами. Очень характерны проявления с той или иной степенью интенсивности взрывных явлений при становлении магматических пород. Для магматических пород, наиболее близких по времени и пространственно с оруденением, характерно обычно повышенное содержание калия, с широким развитием позднемагматических или ранних постмагматических процессов калиевого метасоматоза.

Геологическое время формирования золоторудных месторождений эпинеохрона изменяется в довольно широких пределах — от верхнего триаса до неогена. Интересно наличие наряду с совмещением разновозрастных месторождений в пределах единых площадей, тенденции к закономерной миграции возраста в пределах провинций в целом. Как в Евразиатской, так и в Северо-Американской провинциях при движении в восточном направлении происходит общее омоложение возраста месторождений золота. Однако в Евразиатской провинции это отвечает приближению к кайнозойскому геосинклинально-орогенному поясу, а в Северо-Американской — к более внутренним частям древней платформы. Это дополнительно указывает на общность глубинных причин формирования месторождений золота в обеих провинциях, а также на глобальный характер этих причин.

На указанном фоне встречаются и более частные возрастные миграции месторождений в пределах провинций эпинеохрона. Так, для Охотско-Чукотского вулканического пояса А. П. Осипов (1971) указывает на омоложение золотого оруденения так же, как и проявлений магматизма, в стороны от срединных массивов, т. е. в одних случаях к западу, а в других — к востоку. Этот вопрос должен быть дополнительно рассмотрен после получения общей сводки и картографического отображения надежных данных об абсолютном возрасте золотого оруденения.

Сопоставление условий размещения и минерального состава месторождений золота эпинеохрона с более древними золоторудными месторождениями не позволяет говорить о сколько-нибудь широко проявленных явлениях регенерации золота в зонах активизации. Этому противоречат также высказанные выше представления о глубинном источнике золота в провинциях эпинеохрона.

Общая направленность изменений типов месторождений золота

При сводной характеристике золотоносности отдельных геохронов уже были оттенены главные особенности приуроченных к ним типов золотого оруденения. Суммируем их и рассмотрим главные тенденции изменения типов эвдогенного золотого оруденения во времени (рис. 49). На диаграмме не обобщены данные по морфологическим классам месторождений, поскольку выделение классов (особенно сложных комбинированных) оказалось чересчур субъективным и непоказательным. Для составления данной диаграммы использованы сводные диаграммы по отдельным геохронам, а для эпинеохрона — диаграмма для провинции мезокайнозойской активизации Северной Америки (Шер, 1972), несколько откорректированная по материалам для соответствующей провинции Евразии.

Из сопоставления формационных групп видно, что главное изменение их относится к эпинеохрону. На этом этапе развития Земли резко сокращается относительное количество золота, заключенного в месторождениях золото-кварцевой формации и менее резко — золото-сульфидно-кварцевой формации. Это уменьшение происходит за счет возрастания роли золото-халцедон-кварцевой и золото-сульфидно-халцедон-кварцевой формаций, показанных на диаграмме совместно. Указанная тенденция в изменении соотношения формаций проявляется еще в неохроне, где подобные месторождения характерны для наиболее молодых складчатых систем (альпийской и кайнозойской), а впервые они появляются в позднеорогенных вулканических поясах палеозоя.

При сопоставлении минеральных типов месторождений отчетливо проявляется тенденция уменьшения относительного значения от древних к молодым геохронам пиритового и пирит-пирротинового минеральных типов, т. е. наиболее простого по составу оруденения. Другие минеральные типы обнаруживают некоторые признаки цикличности. Так пирит-арсенопиритовые или арсенопиритовые типы оруденения оказываются мало распространенными как для наиболее раннего, так и для наиболее позднего этапов развития земной коры — для археохрона и эпинеохрона. Однако если в археохроне их ограниченность связана со слабым проявлением мышьяковой минерализации, то в эпинеохроне обусловлена связью мышьяка не в арсенопирите, а в более сложных сульфидах (в частности, в энаргите) и в сульфосолях.

Очень интересна относительная распространенность теллуридных типов. В археохроне количество золота, добытого из этих минеральных типов, составляет более 40%. Далее количество теллуридов в золотых рудах резко сокращается, а в неохроне и особенно эпинеохроне вновь возрастает. Это возрастание выглядело бы, очевидно, более контрастно, если бы удалось рассмотреть не минеральные типы, а химические составы руд, ибо в эпинеох-

роне значительная часть теллурсодержащих месторождений отнесена к сложным сульфосольным минеральным типам.

Серебросодержащие минеральные типы появляются с неохрона и значение их увеличивается относительно других типов в эпинеохроне. Интересно отметить такую же тенденцию и для медьсодержащих минеральных типов.

Распределение золотого оруденения по вмещающим породам ни для одной из них не обнаруживает четких единых общенаправленных изменений. Не очень четко такие изменения проявлены только для кислых вулканитов, роль которых в качестве рудовмещающих пород возрастает от древних к молодым геохронам. Наибольшее значение для археохрона имеют основные вулканиты. В мезохроне оно очень резко сокращается, а к эпинеохрону вновь последовательно увеличивается.

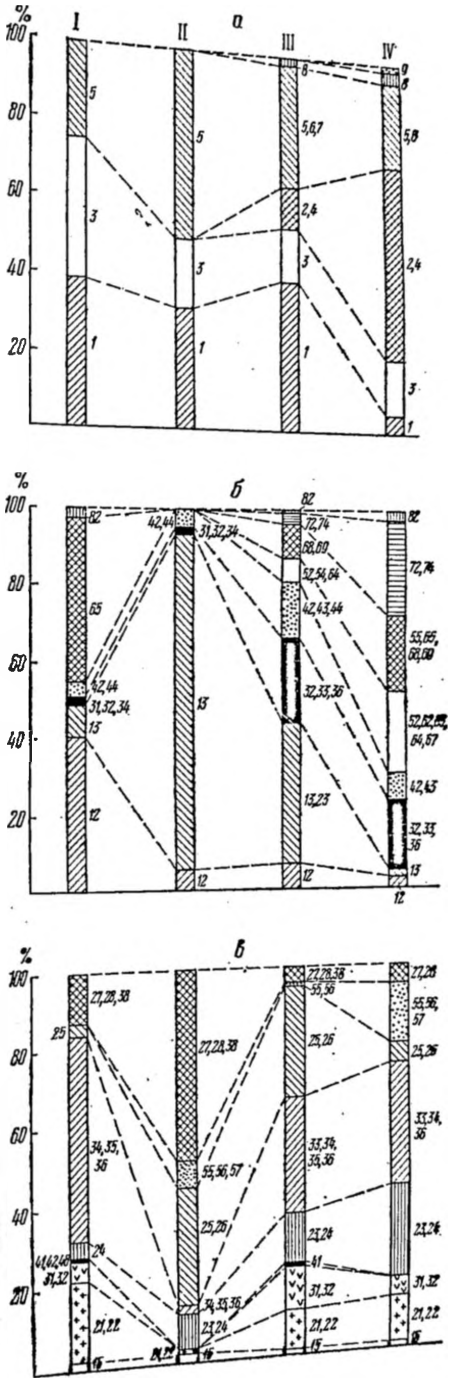


Рис. 49. Сопоставление относительных количеств добытого золота (без учета золотоносных конгломератов) из месторождений разных формационных групп (*а*), минеральных типов (*б*) и из различных вмещающих пород (*в*) по геохронам: I — археохрон, II — мезохрон, III — неохрон, IV — эпинеохрон. Цифровые обозначения формаций, минеральных типов и рудовмещающих пород объяснены в предыдущей книге (Шер, 1972) на стр. 7, и в табл. 1 и 2 и использованы на частных диаграммах по провинциям

Очень характерно изменение значения для локализации золотого оруденения терригенных осадочных толщ. Оно ничтожно в археохроне, резко возрастает, составляя около 30%, в мезохроне и неохроне и вновь сильно сокращается в эпинеохроне.

Роль карбонатных пород наибольшая в областях тектоно-магматической активизации с их месторождениями золота, локализованными в платформенных чехлах, сложенных известняками. Карбонатные породы имеют заметное значение в качестве рудовмещающих также для мезохрона. Для этого же этапа развития земной коры характерна приуроченность многих месторождений к глубоко метаморфизованным породам, которые в других геохронах, особенно в неохроне, играют весьма подчиненную роль.

Из рассмотрения формационных групп, минеральных типов и вмещающих золотое оруденение пород для отдельных геохронов видно, что наряду с определенными тенденциями изменения их во времени многие из них весьма устойчивы, что отражается и на характере месторождений. Ранее автор (Шер, 1970) предложил выделять сквозные и специфичные типы золотого оруденения. Первые характерны для всех или ряда геохронов, а вторые типичны только для определенных из них. К сквозным типам относятся золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы и штокверки, залежи сплошных сульфидных руд и зоны сульфидной вкрапленности. К специфичным месторождениям для отдельных геохронов могут быть отнесены следующие: для археохрона и мезохрона — минерализованные железистые кварциты; для мезохрона — золотоносные конгломераты и стратиформные прожилково-вкрапленные месторождения в карбонатных и глубоко метаморфизованных породах; для неохрона и отчасти эпинеохрона — скарновые месторождения с наложенным золотым оруденением; для эпинеохрона и частично для неохрона — кварц-халцедоновые жилы и штокверки, сформированные в близповерхностных условиях, золотоносные эксплозивные брекчии, золотосодержащие меднопорфировые месторождения.

Перечень этот условный, так как полностью специфичные для каких-то строго определенных геологических условий месторождения золота встречаются очень редко.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Вопросы генезиса отдельных месторождений золота уже рассматривались выше, но необходимы некоторые обобщения в этом направлении. Для установления генезиса эндогенного оруденения следует выяснить следующие главные вопросы: источник рудного вещества и других компонентов руд, пути и способы движения рудоносных растворов, условия отложения рудного вещества, а также дальнейшие преобразования рудных тел. Можно назвать еще целый ряд аспектов рассмотрения вопросов генезиса оруденения, связанных с более детальными исследованиями

физико-химической или тектонической обстановки его формирования.

На основе общего металлогенического подхода можно затронуть только отдельные стороны сложной и многоплановой проблемы генезиса золотого оруденения, в основном относящиеся к источнику рудного вещества.

Важной общей особенностью золоторудных месторождений является их гетерогенность. В рудах каждого золоторудного месторождения можно выделить две серии компонентов:

1) элементы или соединения, испытавшие при формировании руд лишь незначительные, в основном латеральные, перемещения или не перемещенные;

2) элементы или соединения, поступавшие в руды с более глубоких уровней.

Из малоперемещенных компонентов золотых руд наиболее распространены кремнезем и железо. Наличие латерально перемещенного, а не привнесенного извне кремнезема в золоторудных месторождениях доказывается сопоставлением состава пород, вмещающих рудные тела, с составом их аналогов в околорудных ореолах. Такие сопоставления, проведенные автором (Шер, 1968) более чем по 50 месторождениям золота, показывают, что при наиболее распространенных околорудных изменениях березито-лиственитовой и некоторых других формаций из пород вблизи существенно кварцевых жил происходит значительный вынос кремнезема. Высвобождающееся количество его не только вполне достаточно для формирования жильного кварца, но весь процесс происходит на фоне общего выноса кремнезема.

Железо, входящее в состав золотых руд, также большей частью относится, по-видимому, к компонентам, перемещенным по латерали, а не привнесенным из более глубинных уровней. В околорудных ореолах на месторождениях золота происходит вынос железа с замещением железосодержащих силикатов (биотита, амфиболов, хлоритов) не содержащими железа минералами (светлые слюды, гидрослюды, глинистые минералы).

К элементам, привнесенным извне при формировании золотых руд, большей частью относятся сера и мышьяк, хотя в случаях приуроченности месторождений к сульфидизированным осадочным толщам часть серы несомненно так же, как и кремнезем и железо, перераспределяется по латерали.

Для привнесенной с более глубоких уровней серы в ряде случаев есть основания предполагать не магматический, а переотложенный генезис. Источником серы могут быть как осадочные сульфиды нижележащих погребенных толщ, так и слои гипса или ангидрита в этих отложениях. Последний источник серы доказан с использованием данных изотопного анализа для комплексных золотосодержащих месторождений: медно-молибденового Алмалыкского С. Т. Бадаловым и медно-никелевого Норильского М. Н. Годлевским. К сожалению, изучение изотопов серы из зо-

лоторудных месторождений проводилось пока в крайне ограниченном объеме.

В отношении очень распространенного компонента золотых руд — мышьяка предположения о перераспределении его из осадочных или вулканогенных толщ менее вероятны. В тех случаях, когда удавалось выяснить состав заведомо осадочной сульфидной вкрапленности в рудовмещающих толщах, арсенопирита в ее составе, как правило, не оказывалось. Более того, сульфиды железа и других металлов осадочного генезиса большей частью обеднены мышьяком, что установлено для сульфидно-вкрапленных и кварцевожильных месторождений.

Вопрос об источнике в золоторудных месторождениях самого золота очень сложен. В табл. 4 учтены только главные способы накопления золота в месторождениях, и приводимые данные не могут считаться во всех случаях бесспорно доказанными. Предложенные способы накопления золота далеко не равнозначны, а некоторые из них гипотетичны. Вместе с тем наличие подобной сводной таблицы полезно с позиций общей оценки возможных путей образования золотых руд. В таблице автор счел необходимым показать не только главные источники, но и возможные способы концентрации золота.

Первичным источником золота, как и любых других элементов, является мантийное вещество Земли. Судя по имеющимся данным о содержании рассеянного золота в метеоритах, а также в ультраосновных породах (см. ниже), кларк золота в мантийном веществе повышенный, однако предположить непосредственное формирование промышленных месторождений за счет воздействия на мантию сквозьмагматических растворов или тем более за счет реакций в мантии нет оснований. Во всяком случае, примеров таких промышленных месторождений золота неизвестно.

Ювенильные магматические расплавы, так же как и анатектические вторичные расплавы, несомненно, представляют собой весьма распространенные источники промышленных эндогенных месторождений золота. Следует отметить возможную разнообразную природу анатектических магматических расплавов, которые могут формироваться за счет переплавления ювенильных магматических пород, образованных при их разрушении осадочных толщ, а также ранее сформированных вторичных магматических пород. Вероятно, можно выделить различные циклы или порядки анатексиса и формирования связанных с ним золоторудных месторождений, но материалов для этого пока нет.

Наряду с магматическими расплавами источником золота могут являться также ранее сформированные магматические породы (ювенильные или палингенные) и осадочные толщи. Вопросы о формировании промышленного золотого оруденения за счет выноса растворами золота, рассеянного в различных породах, последнее время широко обсуждаются в печати. По-видимому, такой механизм действительно происходит, однако анализ извест-

Таблица 4

Возможные источники золота и способы его концентрации в промышленных месторождениях

Условия концентрации		Источники золота				
		Ювенильные магматические расплавы	Анатектические магматические расплавы	Ранее сформированные магматические породы	Осадочные породы	Ранее сформированные месторождения
Процессы в магматических расплавах		Формируется рассеянная золотоносность и некоторые комплексные золотосодержащие месторождения		—	—	—
Метаморфические реакции в твердой среде		—	—	Перераспределение рассеянной золотоносности		Изменение первоначального распределения золота в рудных телах
Реакции в газовых эманациях и жидких растворах	Сквозьмагматических	—	—	Возможность формирования промышленных месторождений сомнительна, вероятно перераспределение рассеянного золота		*Локальное перераспределение золота, обычно с преобладанием рассеяния над концентрацией*
	Постмагматических	Формирование большинства промышленных месторождений		Возможно формирование промышленных месторождений		
	Внемагматических	—	—			
Процессы осадконакопления	Механическое осадконакопление	—	—	Возможно формирование только рассеянной золотоносности		Формирование золотоносных россыпей
	Химическое осадконакопление	—	—			Возможно формирование крупных седиментогенных месторождений в мезохроне

ных золоторудных месторождений свидетельствует об его сравнительно ограниченном значении. Нередко выводы о ведущей роли гидротермального перераспределения золота для формирования месторождений делаются на основании доказательства такого перераспределения для других компонентов руд, в частности для кремнезема. Не следует, однако, забывать совершенно различные условия концентрации главных рудообразующих и рассеянных элементов.

Против формирования золоторудных месторождений за счет выщелачивания золота гидротермальными растворами из вмещающих пород говорит ряд факторов: устойчивая стадийность оруденения с сохранением его минерального состава в различных месторождениях независимо от характера вмещающих пород и наличие переходов рудных тел из одних пород в другие с сохранением содержания золота и состава руд.

Заимствование золота для формирования его промышленных месторождений гидротермальным путем из вмещающих пород маловероятно, но не может быть исключено окончательно. Такое заимствование может, по-видимому, происходить из следующих пород: 1) вулканитов и вулканогенно-осадочных толщ основного состава и 2) из черных углистых или графитистых сланцев с сингенетичной сульфидной (обычно пиритовой или пирротиновой) минерализацией. Предположения о возможном переотложении золота из этих пород основываются на частой приуроченности к ним золоторудных месторождений и на их повышенном частном кларке золота.

В. Мармо указывает (1970), что «черные сланцы» Финляндии могут быть источниками свинца, цинка, меди, золота и других металлов, причем он распространяет свои выводы за пределы непосредственно изученных им территорий. Хотя приводимые этим исследователем данные кажутся логичными, следует отметить отсутствие, во всяком случае для золота, крупных месторождений, связанных с черными сланцами. Известные проявления в них золотого оруденения носят наложенный гидротермальный характер, и отчетливых признаков непосредственного заимствования золота из вмещающих пород не отмечается.

Таким образом, прямое заимствование золота из вмещающих пород воздействием на них гидротермальных растворов с сегрегационным формированием промышленного оруденения вряд ли имеет сколько-нибудь существенное значение. Роль тех же пород в качестве источников золота, но не непосредственно, а через анатексис и магмообразование может быть гораздо более значительной.

От описанных выше процессов следует отделять процессы, где происходит первоначальный привнос золота ранними порциями гидротермальных растворов с созданием первичных ореолов рассеяния и последующим перераспределением и концентрацией золота более поздними порциями растворов того же магматиче-

ского очага. Указанием на подобный способ формирования промышленного оруденения могут служить повышенные кларки золота в пределах широких ореолов ранних гидротермальных преобразований пород и развитие среди этого повышенного золотого фона более локальных концентраций, сопровождаемых отрицательными аномалиями. Такие явления описаны и такой механизм формирования промышленного оруденения предполагается для некоторых месторождений Сибири Н. В. Росляковой и др. (1970).

Особо рассматриваются в качестве источника золота в его промышленных месторождениях ранее существовавшие месторождения. Как известно, очень большое значение регенерации ранее сформированных месторождений придает Г. Шнейдерхён. Большую роль переотложения ранее сконцентрированного золота подчеркивали некоторые исследователи и специально для золота.

Вероятно, роль переотложения золота из древних месторождений в более молодые переоценивается. Случаи непосредственного совмещения разновозрастных эндогенных месторождений золота, при которых можно было бы говорить о прямом переотложении золота, весьма редки. При этом месторождения или проявления оруденения очень резко различаются по размерам. Часто наблюдаются настолько резкие отличия в минеральных ассоциациях, что обойтись для их объяснения без дополнительного привноса вещества не представляется возможным. Так, например, на крупнейшем месторождении Хоумстейк в США золото-арсенопирит-пиритпирротиновое оруденение имеет докембрийский возраст, что доказывается наличием кластогенного золота в нижнекембрийских конгломератах. Более молодое оруденение, которое можно было бы считать регенерированным, несопоставимо менее значительно по масштабам, а в составе его руд распространены чуждые древней золотоносности элементы.

В работе не рассматриваются специальные вопросы образования золотоносных россыпей за счет их коренных источников. Соотношение масштабов золотоносности и особенности взаимного размещения коренных и россыпных месторождений очень разнообразны. Особые условия формирования седиментогенных месторождений золота образованных за счет более древних месторождений, существовали, по-видимому, в мезохроне.

В таблице 4 отражены не только возможные источники формирования промышленных концентраций золота, но и возможные способы такой концентрации: концентрация путем реакций в магматических расплавах (кристаллизационная дифференциация, ликвация и т. д.), концентрация путем метаморфических реакций в твердом состоянии, перенос в растворах с последующим отложением за счет реакций с вмещающими толщами и между отдельными компонентами растворов, а также процессы осадконакопления. Может показаться излишним помещение в таблицу всех этих способов, так как (не считая осадочных процессов), оче-

Таблица 5

Группировка главных золотоносных магматических формаций

Тип продуктивных магм	Магматическая формация	Магматические образования, наиболее близкие к золотому оруденению	Характерная геотектоническая позиция проявлений магматизма и золотого оруденения	Главные рудные формации и типы месторождений золота	Примеры золотоносных районов или месторождений
Ультрабазитовый	Ультрабазитовая	Тела серпентинитов	Зоны глубинных разломов	Золото-сульфидная с вкрапленным оруденением	Луис Мур (ЮАР), «змеевичные жилы» Урала
Базитовый с подчиненным значением процессов палингенеза	Базальт-липаритовая контрастная (спилит-кератофировая)	Штоки плагиогранит-порфиров и плагио-сиенит-порфиров	«Зеленокаменные троги» на древних щитах	Золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидная, пиритовый и теллуридный типы	Древние щиты, провинции Киватин (Канада), Йилгарнская (Австралия) и др.
	Базальт-андезит-липаритовая контрастная и непрерывная	Дайки и субвулканические тела кислого состава	Эвгеосинклинальные прогибы	Золото-сульфидная, колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения	Тагило-Магнитогорский синклинорий Урала, Рудный Алтай
	Трапповая	Лополиты и силлы дифференцированных траппов	Глубинные разломы в краевых частях платформ	Золото-сульфидная, медно-никелевые месторождения	Норильск (СССР), Садбери (Канада)
Смешанный базитовый и гранитоидный	Габбро-диорит-плагиогранитная	Массивы, штоки и дайки плагиогранитов	Позднегеосинклинальные и орогенные структуры различных геосинклинальных систем	Золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-сульфидная вкрапленных руд, пирит-арсенопиритовый и другие типы	Восточно-Уральское поднятие, Северный Казахстан, мезозоиды северо-востока Евразии, Восточная Австралия
	Тоналит-плагиогранитная	Массивы, штоки и дайки плагиогранитов	Орогенные и позднеорогенные структуры различных геосинклинальных систем	То же	
	Андезит-дацит-липаритовая с вулкано-плутоническими ассоциациями	Массивы, дайковые пояса и субвулканические образования с широко проявленным калиевым метасоматозом	Позднеорогенные вулканические пояса, кайнозойские геосинклинально-орогенные системы, ареалы мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации	Золото-халцедон-кварцевая, золото-сульфидно-халцедон-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, сложные сульфидно-сульфосольные типы	Западно- и Восточно-Карпатские золотоносные области, ареалы активизации запада Северной Америки и востока Евразии
Гранитоидный анатектический	Анатектических неперемещенных гранитоидов	?	Пояса ультраметаморфизма и гранитизации	?	Предположительно частично область байкалид южного обрамления Сибирской платформы
	Гранитных батолитов	Массивы перемещенных гранитоидов, в той или иной степени контаминированных	Различные геосинклинальные системы	Золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая	Частично Кузнецкий Алатау

видно, перенос золота и формирование его месторождений происходит в основном в гидротермальных растворах. Однако имеются высказывания и представления о концентрации и переносе золота также при региональном метаморфизме и гранитизации без полного расплавления или растворения вещества. Роль этих процессов для формирования промышленных месторождений золота, очевидно, незначительна.

Формирование месторождений золота за счет процессов в магматических расплавах происходит редко. Этим путем образуются лишь комплексные золотосодержащие месторождения типа Норильска в СССР или рифа Меренского в ЮАР.

Соотношение сквозьмагматических, постмагматических и внемагматических растворов в качестве переносчиков золота далеко не ясное, так как сами растворы редко выступают в «чистом» виде и, как правило, являются смешанными. Главная роль в формировании золоторудных месторождений принадлежит, по-видимому, постмагматическим растворам, ибо для них, как это показано Д. С. Коржинским, характерно наиболее отчетливое направленное изменение кислотности — щелочности, являющееся необходимой предпосылкой для рудоотложения.

Таким образом, золоторудные месторождения могут формироваться за счет всех трех главных групп источников рудообразования: ювенильных, ассимиляционных и фильтрационных (Смирнов, 1970). Главным источником золота в его промышленных эндогенных месторождениях являются магматические расплавы, поэтому рассмотрим связь золотого оруденения с магматическими источниками несколько подробнее (табл. 5).

Золотое оруденение может быть связано со всеми тремя выделяемыми обычно типами магм: ультрабазитовой и базальтоидной ювенильными и гранитоидной анатектической. Отнесение всех месторождений только к продуктам гранитоидного магматизма, ведущее свое начало от известных представлений В. Эммонса, вряд ли правильно.

В таблице 5 отмечена большая роль для формирования месторождений золота магм смешанного типа, формирующихся при сложном и во многом еще неясном взаимодействии базальтоидной магмы с порождаемыми ее внедрением анатектическими расплавами. Если базальтоидная магма является, по-видимому, главным «поставщиком» золота из более глубоких геосфер, то процессы анатексиса, безусловно, способствуют, а возможно, и обусловливают формирование и отделение золотоносных постмагматических флюидов. Там, где базальтоидная магма поднимается в верхние структурные этажи без следов активного взаимодействия с вмещающими толщами, она дает однородные по составу породы и не образует золоторудных концентраций. С другой стороны, очаги анатексиса «в чистом виде» вне путей поступления базитовых магм также обычно бесплодны в металлогеническом отношении, во всяком случае в отношении золота. Эти положения не могут

быть достаточно полно объяснены на данной стадии изученности процессов магмаобразования, но они достаточно отчетливо устанавливаются эмпирическим путем по анализу размещения проявлений золотоносности по отношению к различным группам магматических пород.

Ведущая роль базальтоидного магматизма в формировании золотого оруденения подтверждается близостью геохимической характеристики золота с такими определенно связанными с основной магмой элементами, как никель, кобальт, платина. Это было показано Ю. Г. Щербаковым (1967), который предложил для геохимической классификации элементов использовать их частные кларки в генетически связанных геологических системах.

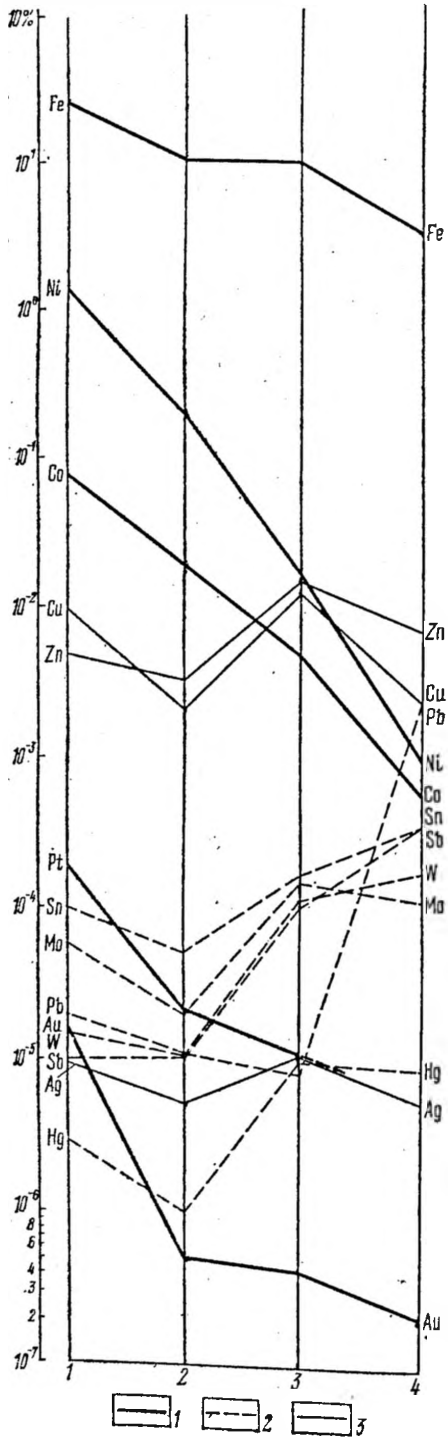
На рис. 50 сведены данные о частных кларках некоторых металлов. Диаграмма составлена на основании цифр, приведенных А. А. Сауковым с некоторой корректировкой их для золота в гранитоидах по материалам Ю. Г. Щербакова. Применение логарифмического масштаба позволило нанести на диаграмму данные по элементам, кларки которых отличаются на восемь порядков (от золота до железа). На ней четко выделяется группа элементов, характеризующихся уменьшением частных кларков от метеоритов, через ультраосновные и основные к кислым изверженным породам, в которую входят железо, никель, кобальт, платина и золото.

Золоторудные месторождения связаны как с эффузивными, так и с интрузивными проявлениями магматизма, а также с вулканоплутоническими ассоциациями пород. Установлена достаточно отчетливая сходимость фаций глубинности магматических пород и проявлений золотоносности, что подтверждает связь золотого оруденения с магматизмом. Конкретные формы связи золотого оруденения с магматизмом очень разнообразны, причем только в отдельных очень редких случаях можно говорить о прямой генетической связи оруденения непосредственно с теми магматическими телами, которые вскрыты на одном с ними уровне эрозионного среза.

Как глубинные, так и близповерхностные месторождения золота, как правило, сопровождаются дайковыми фациями магматических пород, причем это положение справедливо как для плутогенных, так и для вулканогенных месторождений золота. Очевидно, способность магматических очагов к дайкообразованию говорит о благоприятной структурной обстановке для формирования эндогенного оруденения, и в частности, для образования золоторудных месторождений.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕНЕЗИСА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Кратко рассмотрев источники золота в месторождениях, целесообразно вернуться к вопросу об изменении во времени соотношений месторождений и их отдельных черт, относящихся



к различным подразделениям формализованной классификации. Остановимся вначале на соотношениях во времени эндогенных и экзогенных накоплений золота. В ходе развития Земли четко намечается два крупнейших этапа накопления золота в экзогенных условиях.

Первый из них относится к мезохрону, когда формировались месторождения типа золотоносных конгломератов, а также многочисленные стратиформные месторождения, для которых также можно, как это рассмотрено выше, предполагать осадочный генезис. Второй этап относится к новейшей геологической истории — концу неогена — началу четвертичного времени, когда формировались главные золотоносные россыпи.

Если принять общее количество золота, сосредоточенного в месторождениях земного шара за 100%, то со значительным приближением эндо- и экзогенная золотоносность будут распределяться следующим образом: древнейшие эндогенные месторождения в археохроне — 20%, экзогенное или существенно экзогенное

Рис. 50. Сопоставление частных кларков главных металлических элементов в метеоритах (*1*), ультраосновных (*2*), основных (*3*) и кислых (*4*) изверженных породах. Масштаб логарифмический. Диаграмма составлена по данным А. А. Саукова и Ю. Г. Щербакова.

1 — элементы, кларки которых понижаются от основных к кислым породам; *2* — элементы с повышающимся кларком от основных к кислым породам; *3* — элементы с нечеткими изменениями кларков

накопление золота в мезохроне — 40%, резко преобладающая эндогенная золотоносность в неохроне и эпинеохроне — 25% и россыпи неогеновой — начала четвертичного периода — 15%.

Приведенные цифры отнюдь нельзя считать точными как из-за вероятных находок новых различных по генезису месторождений, так и из-за невозможности учесть более древние уничтоженные эрозией месторождения, но порядок величин они определяют. Отсутствие экзогенных накоплений золота в образованиях других этапов развития Земли объясняется в значительной степени первичными причинами, а не только размывом включавших их отложений. Поиски экзогенных скоплений золота в отложениях, не относящихся к указанным этапам, пока ни в одном случае не приводили к находкам крупных скоплений. Известные палеозойские конгломераты или мезозойские ископаемые россыпи не велики по размерам и не определяют металлогеническое лицо соответствующих регионов.

Таким образом, в ходе общего развития земной коры намечается цикличность первого порядка в чередовании эндо- и экзогенного золотого оруденения. При этом циклы не являются простым повторением один другого. В первом и втором циклах значительно различаются соотношения эндо- и экзогенных месторождений золота. В мезохроне накопление экзогенных концентраций золота было более значительным, чем в новейшее время. Существенно различным был и механизм концентрации. Для мезохрона наиболее характерны лагунные или прибрежно-морские накопления экзогенного золота, частично формировавшиеся не механическим, а химическим путем. На это указывает приуроченность стратиформного золотого оруденения мезохрона к морским отложениям и присутствие в них почти исключительно мелкого золота, тесно ассоциирующего с сульфидами. Это благоприятствовало переотложению золота при метаморфических процессах. В новейшее время резко преобладают континентальные россыпи, а накопление в них золота происходит практически почти исключительно механическим путем.

Эволюция во времени генетически различных эндогенных концентраций золота также, несомненно, происходит, но картина здесь значительно сложнее приведенной выше для экзогенных концентраций. Если рассматривать эволюцию во времени источников золота в его эндогенных месторождениях, то отчетливо видно увеличение роли вещества коры при формировании золотого оруденения более молодых геохронов. На наиболее раннем этапе развития, в археохроне, главную роль играют месторождения золота, генетически связанные с эволюцией очагов базитовой магмы при весьма подчиненном участии процессов анатексиса и палингенеза сиалического слоя. В неохроне подобные связи золотого оруденения с магматизмом характерны только для раннегеосинклинальных этапов, когда формировались в основном золотосодержащие колчеданные месторождения. На орогенных этапах развития в неохроне главное золотое оруденение обнаруживает наиболее тесную

связь с гранитной магмой, хотя всегда несущей признаки происхождения под влиянием более глубинной магмы. В неохроне роль процессов анатексиса в качестве источника золотого оруденения представляется наибольшей по сравнению с другими геохронами.

В наиболее молодых геосинклинальных системах неохрона, а также в эпинеохроне ведущая роль среди источников эндогенного золотого оруденения вновь, как и на наиболее ранних этапах развития Земли, переходит к базитовой магме. Однако комплексы магматических пород, с которыми связано золотое оруденение, несут гораздо более значительные следы взаимодействия с веществом коры, что отражается в появлении соответствующих магматических формаций с ведущей ролью пород не базальтового, а андезитового и трахиандезит-трахидацитового состава.

Таким образом, особенности связи эндогенного золотого оруденения с магматизмом, так же как и соотношения эндогенного и экзогенного оруденения проявляют цикличность развития, заключающуюся в чередовании в качестве основного источника оруденения базитового или гранитоидного магматизма. Повторение условий от цикла к циклу здесь неполное, циклы значительно отличаются один от другого.

Цикличность первого порядка в характере магматических источников золотого оруденения осложняется цикличностью более высоких порядков, проявляющейся в пределах отдельных геосинклинальных систем. В каждой такой системе на ранних этапах преобладает золотое оруденение, связанное с базитовой магмой и проявленное в комплексных колчеданных или колчеданно-полиметаллических месторождениях. Затем роль главного источника золотого оруденения переходит к гранитоидному магматизму, а на позднеорогенных этапах вновь к базитовой магме, но уже значительно более контаминированной веществом сиалической коры. Подобные циклы редко бывают полными, в них вносятся значительные осложнения в зависимости от типов геосинклиналей, но в целом они выдерживаются.

Если сравнивать с позиций связи с магматизмом золотого оруденения разновозрастные геосинклинальные системы, то отчетливо отмечается сдвиг главного золотого оруденения к более поздним этапам развития в относительно более молодых геосинклинальных системах и уменьшение значения ранних этапов для металлогении в целом, и в частности для золотого оруденения.

Наряду с закономерными изменениями во времени связи золотого оруденения с магматизмом наблюдается также отчетливое направленное изменение структурных условий рудообразования. Оно заключается в возрастании роли разломов и уменьшении значения складчатых дислокаций и конседиментационных структур для локализации золотого оруденения по мере перехода от одного геохрона к другому, более молодому, а в пределах неохрона — по мере развития геосинклинальных систем. Это отвечает возрастанию мощности и консолидации земной коры во времени.

Изменения структурных условий формирования золоторудных месторождений, так же как и эволюция связей оруденения с магматизмом, не являются только однонаправленными, но значительно осложняются в зависимости от ряда условий.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Практическое значение любых металлогенических построений заключается в научном обосновании прогнозирования и оценки новых рудоносных территорий и месторождений. В идеальном случае геологический прогноз месторождений полезных ископаемых должен основываться на полном выяснении генезиса известных месторождений и таком же полном всестороннем выяснении геологического строения и истории геологического развития территории. Подобный подход к прогнозированию практически возможен только для некоторых месторождений наиболее простого генезиса, преимущественно на платформах. Для эндогенных месторождений, тем более месторождений гидротермального генезиса и особенно золоторудных, первое условие никогда не удается выполнить. В подавляющем большинстве случаев даже после полной отработки месторождений золота многие вопросы их генезиса остаются дискуссионными. Выполнение второго условия «идеального» прогнозирования также обычно затруднительно, тем более что эндогенный генезис оруденения предусматривает необходимость познания геологического строения не только на современном эрозионном уровне, но и на глубине.

Обычно мы стремимся, по возможности, приблизиться к соблюдению условий идеального прогнозирования эндогенного золотого оруденения. Наряду с этим на первое место при прогнозировании часто выступает эмпирический подход с широким применением метода аналогий. В настоящее время при прогнозировании и прогнозной оценке золотого оруденения в различных масштабах метод аналогий используется весьма широко. При этом большое внимание уделяется математической обработке элементов аналогий, использованию различных статистических приемов для сбора и обработки информации и конечных выводов.

К сожалению, значительно меньшее внимание уделяется геологическому анализу применения аналогий. С этих позиций автор отмечал уже ранее ряд самых общих, но существенных положений. Прежде всего, следует иметь в виду отсутствие полных аналогий типов и условий формирования месторождений золота. Особенно это относится к выдающимся по крупности месторождениям, каждое из которых, представляя само по себе аномальное явление в ходе геологического развития, уже по одному этому не может иметь полных аналогов.

Очень важно в месторождениях, на основе изучения которых предполагается прогнозирование, различать определенные группы признаков: общие для данного типа золотого оруденения, специфичные для месторождений определенного возраста, «сквозные», для месторождений золота вообще, локальные — типичные только

Геологические обстановки главных золотоносных территорий и некоторые

Геологическая обстановка	Распространение		Распределение золота *, %
	во времени	в пространстве	
«Зеленокаменные трогн», сложенные вулканитами основного состава и граувакками, окруженные гранитизированными породами и гранитами с купольным строением	Архей, отчасти протерозой	Характерны для всех древних щитов	13
Протоплатформенные прогибы, выполненные обломочными терригенными толщами большой мощности	Протерозой	Редки, возможно частично погребены под более молодыми толщами	44
Протогеосинклинальные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными толщами	Протерозой	Значительное	1
Площади распространения интенсивно дислоцированных, нередко глубоко метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ в протоплатформенных и протогеосинклинальных прогибах	Протерозой	Весьма значительное	4
Эвгеосинклинальные системы и их отдельные зоны с преимущественным развитием раннегеосинклинальной группы вулканогенных формаций	Палеозой—кайнозой	Значительное	1
Эвгеосинклинальные системы и их отдельные зоны с проявлениями гранитоидного магматизма орогенного и позднеорогенного этапов	Палеозой—кайнозой	Значительное	12

* Без учета данных по СССР.

характерные особенности приуроченных к ним месторождений золота

Таблица 6

Характерные типы месторождений	Характерные размеры месторождений	Примеры	
		провинция или область	месторождение
Жильно-прожилковые зоны пиритового и теллуридного типов, кварцевые жилы, минерализованные железистые кварциты	Крупные	Киватин, Иеллоунайф (Канадский щит), Западно-Австралийский щит, Дарварская (Индийский щит)	Поркьюпайн, Керкленд-Лейк (Канада), Калгурли (Австралия), Колар (Индия)
Золотоносные конгломераты, стратиформные метасоматические месторождения	Уникальные, крупные	Южно-Африканская	Витватерсранд, Пилгримсрест (ЮАР)
Золотоносные конгломераты	Средние до крупных	Западно-Африканская, Восточно-Бразильская	Тарква (Гана), Жакобина (Бразилия)
Зоны прожилково-вкрапленных руд и залежи часто стратиформные (собственно золотые и комплексные месторождения)	Средние до очень крупных	Блэк-Хиллс и Черчилл (Северная Америка), провинция западной части Балтийского щита	Хоумстейк (США), Флин-Флон, Шеррит-Гордон (Канада), Болиден (Швеция)
Золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения	Средние до крупных с низкими содержаниями золота	Юго-западная часть Пиренейского полуострова	Рио-Тинто (Испания)
Золото-сульфидно-кварцевые жилы, скарны с наложенной минерализацией	Средние до крупных	Кордильеры Северной Америки	Мадзер Лоуд, Грасс-Валли (США)

Геологическая обстановка	Распространение		Распределение золота *, %
	во времени	в пространстве	
Миогеосинклинальные системы с развитием песчанико-сланцевых толщ и проявлениями гранитоидного магматизма орогенного этапа или магматизма, связанного с тектоно-магматической активизацией	Протерозой—мезозой	Весьма значительное	12
Ареалы развития внегеосинклинального магматизма гипабиссальных фаций глубинности на древних щитах и платформах и в областях завершенной складчатости (области тектоно-магматической активизации)	Мезозой—кайнозой	Значительное	9
Ареалы развития андезит-дацит-липаритового вулканизма и вулкано-плутонических ассоциаций на различном основании	Верхний палеозой — кайнозой	Весьма значительное	4

* Без учета данных по СССР.

для данной территории и уникальные. Определение принадлежности тех или иных признаков конкретных месторождений к указанным группам может быть сделано только путем осмысливания большого сравнительного материала. Оно не должно подменяться машинной обработкой информации, которая эффективно может быть применена только после тщательного геологического анализа.

Надежность применения любых аналогий возрастает по мере увеличения количества привлекаемых для сопоставлений материалов. Автором предложена сводка главных геологических обстановок, характерных для формирования золоторудных месторождений (табл. 6).

Продолжение табл. 6

Характерные типы месторождений	Характерные размеры месторождений	Примеры	
		провинция или область	месторождение
Золото-кварцевые жилы и штокверки, зоны сульфидной вкрапленности	Мелкие, часто рассредоточенные, изредка крупные	Западно-Африканская и Восточно-Австралийская	Ашанти (Гана), Бендиго, Балларат (Австралия)
Сульфидно-кварцевые и сульфидные жилы и залежи, золотосодержащие меднопорфировые месторождения	Средние, иногда до крупных	Западная часть Северной Америки, Восток Евразии	Айдахо-Спрингс, Централ Сити, Лидвилл, Бингхем, Криппл-Крик (США)
Близповерхностные золотые и золото-серебряные месторождения	Чаще средние и мелкие, но сближенные	Альпийский складчатый пояс Европы, кайнозойский пояс обрамления Тихого океана, области тектоно-магматической активизации	Месторождения Трансильвании (Румыния), Теллурид-Силвертон (США), Тавуа (Фиджи), Кономан (Япония), Акупан (Филиппины)

Приведенные геологические обстановки в некоторых случаях целиком отвечают определенным типам провинций, но иногда в пределах одной провинции выделяется несколько различных геологических обстановок и, с другой стороны, в различных по своей геологической предыстории провинциях на определенных этапах их развития возникают сходные геологические обстановки для формирования месторождений золота.

Правильное определение типовой геологической обстановки очень важно для научно обоснованного прогнозирования золотоносности, так как каждая обстановка требует своего набора поисковых критериев и признаков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В выпущенной ранее работе (Шер, 1972) и в данной книге автор попытался дать общую сводку по золотоносности всего земного шара с рассмотрением типов эндогенного золотого оруденения и условий локализации золотоносных провинций, а в их пределах — областей, районов и частично отдельных рудных полей. Главное внимание было обращено на положение наиболее крупных месторождений, представляющих наибольший промышленный интерес, причем это сделано в основном на зарубежных примерах, так как литература по отечественным месторождениям золота более знакома и доступна поисковикам и разведчикам золоторудных месторождений нашей страны. Чрезвычайное обилие проявлений золотоносности, исключительно широкий диапазон времени их формирования и типов не позволяет сделать обзор исчерпывающим. Описание ряда интересных коренных месторождений, подробных сведений о которых нет в печати, все материалы по золотоносным россыпям, а также множество вопросов, относящихся к генезису золотого оруденения, остались вне поля зрения автора. Создание всеобъемлющей монографии по геологии золота — дело будущего. Предпосылкой для такого создания является широкое использование новой информации, хотя обилие последней и исключительно быстрое ее поступление создают серьезные трудности для такой работы.

В книге не предлагается какой-либо оригинальной новой и тем более универсальной концепции генезиса золотого оруденения, а предполагается многообразие путей и способов его концентрации, что и предопределяет многообразие месторождений. Автор старался объективно излагать описания золотоносных территорий и отдельных месторождений золота, а также представления различных исследователей, относящиеся к генетическим вопросам, лишь весьма осторожно комментируя их и высказывая свое отношение.

В наше время возникает очень много гипотез рудогенеза, в том числе и относящихся к генезису месторождений золота. Эти гипотезы основываются часто на материалах по одному детально изученному району. Нередко авторы таких гипотез, а еще чаще их последователи начинают считать предложенные гипотезы универсальными и широко распространяют их на другие территории. Одну из главных задач своей работы автор видел в том, чтобы каждый геолог, занимающийся изучением золоторудных месторождений, их поисками, разведкой или прогнозированием, мог бы сам критически оценивать такие гипотезы и степень их универсальности, имея перед глазами хотя и схематичную, но широкую картину золотоносности всего земного шара.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альпийские эндогенные рудные формации Балканидной тектонической системы Н. Р. Болгарии. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae. Т. 14, Budapest, 1970, с. 125—134. Авт.: Б. Богданов, П. Попов, С. Стефанов, Д. Бахнева.

Альфельд Ф. Зональное распределение рудных месторождений в Боливийской металлоносной провинции. Пер. с нем.— В кн.: Новости зарубежной геологии. ВСЕГЕИ, вып. 2, 1959, с. 4—23.

Анасенко А. В. Золоторудные месторождения Адыча-Индигирского региона.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 4, с. 105—108.

Аношин Г. Н., Кепежинскас В. В. Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями.— «Геохимия», 1972, № 8, с. 910—925.

Апельцин Ф. Р. Формация малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 715—718.

Балашова С. П. Золоторудные месторождения Японии. М., ВИЭМС, 1972, 23 с.

Беда В. Д., Кучерова М. А. О содержании золота в породах Камчатки.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 210—212.

Бёмер М., Штол И. Закономерности размещения и развития эндогенного оруденения в неовулканитах Центральной Словакии. Пер. с англ.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 136—146.

Билибин Ю. А. Избранные произведения. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, 518 с.

Благонадеждин Б. И. Особенности размещения золотого оруденения на территории Республики Мали.— «Советская геология», 1971, № 7, с. 153—158.

Благонадеждин Б. И. Золоторудное месторождение Калана (Республика Мали).— «Труды Воронежского ун-та», 1972, т. 86, с. 71—74.

Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 184—189.

Велчев В. Н. Върху някои прояви на метасоматичен кварц от месторождение «Говежда», СЗ България. «Списание Бълг. геол. дружество», 1965, т. 26, № 3, с. 279—286.

Вихтер Б. Я. Геолого-структурное положение золоторудной минерализации Урупо-Лабинского района (Северный Кавказ).— «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 61—69.

Воларович Г. П., Казаринов А. И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами.— «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 15—27.

Воларович Г. П., Рожков И. С. Золотоносные провинции и области СССР.— «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 76, с. 45—71.

Вудтли Р. Соотношение региональной структуры и золотой минерализации в районе Кило, Центральная Африка.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Пер. с англ., вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 573—585.

Гавриков С. И. Тектонические закономерности размещения золотого оруденения в Верхне-Индигирском рудном районе.— «Труды ВСЕГЕИ», 1966, вып. 133, с. 163—174.

Гавриков С. И., Арский Ю. М. К характеристике структурно-морфологических типов и вещественного состава золоторудных месторождений в бассейне верхнего течения р. Индигирки.— В кн.: Материалы по геологии и полез. ископ. Якутской АССР, вып. 12. Якутск, 1963, с. 107—112.

Гамянин Г. Н., Соловьев В. И. Золоторудная формация Восточной Якутии.— В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полез. ископ. М., «Наука», 1969, с. 256—274.

Гапеева М. М., Гапон А. Е. К вопросу о генезисе золотого оруденения, связанного с метаморфическими толщами Ленского золотоносного района.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 124—125.

Геологическая позиция различных типов золоторудных месторождений и их роль в создании минерально-сырьевой базы Северо-Востока.— В кн.: Проблемы развития производительных сил Магаданской области, т. 1. Магадан, 1969, с. 90—101. Авт.: Н. А. Шило, А. А. Сидоров, В. И. Найбородин и др.

Геологическое развитие Японских островов. Под ред. Минато Масао и др. Пер. с англ. М., «Мир», 1968, 719 с.

Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970, 232 с. Авт.: Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторова и др.

Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит. М., 1961, 287 с. Авт.: М. Саито, Т. Есида, Х. Исоми и др.

Геология Кореи. Пер. с корейского. М., «Недра», 1964, 263 с.

Гитулеску Т. П., Боркош М. Структурный контроль металлогенеза, связанного с поздним проявлением магматизма в рудных горах Трансильвании. Пер. с франц.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 107—109.

Горжевский Д. И., Рожков И. С., Щеглов А. Д. Неогеновый вулканизм и золоторудные месторождения Апусенских гор.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1971, с. 317—324.

Гранитоиды Южного Верхоянья. М., «Наука», 1970, 214 с. Авт.: Г. А. Гринберг, А. Г. Бахарев, Г. Н. Гамянин и др.

Дементьев П. К., Круглова В. Г. Некоторые особенности геологического положения и типы метаалюминоносных конгломератов.— В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 53—57.

Дьячков Б. А., Мысник А. М., Лопатников В. В. О возрастном соотношении золотого и редкометального оруденения в Калба-Нарымском районе.— В кн.: Материалы I республ. науч.-теор. конф. молодых геологов КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 59—60.

Дэвидсон К. Ф. Современное состояние дискуссии о Витватерсранде. Пер. с англ.— В кн.: Из зарубежных журналов, вып. 20, М., ОНТИ ВИМС, 1960, с. 3—49.

Дю Тойт А. Л. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 490 с.

Еремин Р. А., Найбородин В. И., Сидоров А. А. Гидротермальный метаморфизм в золоторудных полях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1967, с. 134—145. (Труды Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та, вып. 30.)

Загрузина И. А. Возраст золотого оруденения Северо-Востока СССР.— «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 1, с. 79—82.

Засыпкин И. И. Метасоматические изменения пироксеновых гнейсов в контактах золотоносных кварцевых жил на Ирокиндинском месторождении (Витимская горная страна).— «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 96, ч. 2, с. 99—101.

Захарова Е. М. Структурно-геологическая позиция и генетические особенности золоторудных месторождений севера Енисейского кряжа.— «Вестник МГУ. Геология», 1972, № 6, с. 73—81.

Золоторудная промышленность Индии. Пер. с англ. Сер. Геоло-

гия месторождений полезных ископаемых, региональн. геология, № 3. М., ОНТИ ВИЭМС, 1967, 70 с.

Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971, 167 с. Авт.: М. А. Абдулкабирова, О. С. Анкинович, В. М. Гришин, А. К. Каюпов.

Ивенсен Ю. П. Месторождения типа золотоносных конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 356—380.

Изох Э. П. Золотоносная магматическая формация Западного Узбекистана.— В кн.: Мат-лы 2 Среднеазиат. регионального петрограф. совещ. Душанбе, «Дониш», 1971, с. 79—81.

Индзима Адзума. Аргиллитовая и цеолитовая зоны изменения, окружающие месторождения куроко (черная руда) в районе Одатэ, префектура Акита (японск.). «Кодзан тисицу», 1972, т. 22, № 1, с. 1—20.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, 240 с.

Казаринов А. И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы их перспективной оценки.— «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 68, с. 5—30.

Карпова Е. Д., Шехтман П. А. Гидротермальные рудные месторождения Богемского массива и Рудных гор.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука»», 1971, с. 300—312.

Киёси И., Кодзи Х., Асахико С. Золото-медные залежи рудника Исобе-Коима, префектура Ямагата (японск.). «Кодзан тисицу», 1967, т. 17, № 1, с. 22—37.

Кондо Кодзи, Сукэда Каору, Хасимото Кодзи. Геология и рудные тела на площади рудника Кономаи. О соотношении геологических структур и минерализации (японск.).—«Кодзан тисицу», 1967, т. 17. № 2—3, с. 72—80.

Константинов М. М., Грушин В. А. Структурные условия локализации Зодского золоторудного месторождения.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 5, с. 60—67.

Конычев М. И. Отличительные черты геологии золоторудных месторождений Колымского региона, связанных с дайками интрузивных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 57—67.

Кренделев Ф. П., Дмитриев А. Н. Применение дискретной математики для выбора районов и направления поисково-разведочных работ с целью выявление крупных месторождений типа Витватерсранд.— В кн.: Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 64—94.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954, 424 с.

Кузнецов Ю. А., Сиденко О. Г. О золоторудных проявлениях Нагольного кряжа в Донбассе.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 102—104.

Курбанов А. Ш., Озеров Ю. К., Лазарев А. З. Вопросы золотоносности Северного Кавказа и перспективы его отдельных районов.— «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 72, с. 161—168.

Лаффит П. Металлогения Франции.— «Вестник МГУ. Геология», 1969, № 1, с. 26—41.

Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. М., «Недра», 1971, 163 с. Авт.: Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер, Т. П. Жаднова и др.

Ли Л. В., Даценко В. М. Положение гранитоидных формаций и место золотого оруденения в истории развития Енисейского кряжа.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 60—65.

Либенберг У. Условия залегания и теория происхождения урановых минералов и золота в рудах Витватерсранда. Пер. с англ. М., Атомиздат, 1959, с. 377—392. (Труды 2-й Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, 1958. Геология атомного сырья.)

Мармо В. В. Древние сапропели как возможный источник рудообразующих

компонентов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 289—294.

Миронов Ю. П. К вопросу палингенного происхождения рудоносного вулкано-плутонического комплекса в Забайкалье.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1968, т. 134, с. 31—38.

Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М., «Недра», 1969, 178 с.

Михайлова М. С. Взаимоотношения процессов контактового метаморфизма, пропилитизации и оруденения на рудном поле одного из серебряно-золотых месторождений побережья Сахалинского залива.— «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 103—110.

Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, Кн. изд-во, 1965, 127 с.

Молчанова Т. В. О генезисе и структурном положении мезозойских щелочных пород Центрально-Алданского района.— «Геотектоника», 1965, № 2, с. 32—46.

Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— «Геотектоника», 1973, № 1, с. 81—95.

Мукаияма Хиромү, Идзава Эйдзи. Золото-серебряные руды из рудника Кусикино, префектура Кагосима, Япония, со специальным рассмотрением образования науманита (японск.).— «Кодзан тисицу», 1964, т. 14, № 65—66, с. 191—199.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1961, вып. 4, с. 97—121.

Нарайянасвами С., Зиауддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия. Пер. с англ.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 438—488.

Нарсеев В. А. Графитсодержащие гидротермально измененные породы золоторудных месторождений Казахстана.— В кн.: Материалы ко II Конфер. по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 112—114.

Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1971, 81 с.

Новые данные об абсолютном возрасте и соотношениях некоторых докембрийских комплексов Южной Индии. М., Изд-во АН СССР, 1970, с. 53—61 (Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций, вып. 9.) Авт.: Е. М. Лазько, Е. И. Лавренко, О. В. Цьон, Е. А. Чеджемов.

Норман Д., Фан К. Д. Геохимические закономерности распределения золота в золотоносном районе Сент-Ирье, Центральный массив. Пер. с франц.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 53—64.

Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 53—64.

Ореолы рассеяния ртути в породах, вмещающих золото-серебряные жилы рудника Тайо в префектуре Оита (японск.).— «Тисицу тёсасё геппо», 1966, т. 17, № 7, с. 391—409. Авт.: Кисимото Фумио и др.

Осипов А. П. Особенности размещения золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 12, с. 71—76.

Основные закономерности размещения месторождений золота в юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 152—166. Авт.: Н. П. Аникеев, А. П. Биркис, И. Е. Драбкин, А. П. Куклин.

Палей Л. З., Шер С. Д. Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., «Наука», 1970, с. 195—200.

Петров В. Г. Золотоносность кординской-удерейской свит верхнего про-

терозоя северной части Енисейского кряжа. (Труды Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, вып. 149.) Новосибирск, Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1972, с. 21—36.

Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967, 264 с. Авт.: Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др.

Пляшкевич Л. Н. Пространственное и возрастное соотношение вулканизма, приповерхностного метасоматоза и золото-серебряного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 91—103.

Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., «Наука», 1971, 240 с. Авт.: И. С. Рожков, Г. А. Гринберг, Г. Н. Гамянин и др.

Попов Л. Н. Золотая вольфрамо-оловянная минерализация в центральной части Яно-Колымской складчатой области.— «Колыма», 1970, № 11, с. 45—46.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 218 с.

Резвой Д. П. О великом георазделе Азиатского материка.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964, с. 173—186. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11.)

Рожков И. С. Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия, штат Майсур).— «Геология рудных месторождений», 1966, № 6, с. 3—15.

Рожков И. С. Золотоносные конгломераты протерозойского возраста месторождения Тарквы (Республика Гана).— «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 72, с. 5—24.

Рожков И. С., Фогельман Н. А. К металлогении золота Центрального Казахстана.— «Советская геология», 1971, № 11, с. 20—31.

Розин М. С., Орлова Е. В. Минеральные ресурсы стран Южной Америки. М., Госгеолиздат, 1945, 45 с.

Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных золоторудных месторождений.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 208—215.

Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, 396 с.

Русинов В. Л. Некоторые вопросы геологии рудных месторождений Западных Карпат.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1971, с. 313—316.

Русинова О. В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 181—188.

Сакадзаки Хидэо, Отагаки Тору, Чень У-фу. Геология и месторождения рудного района Цзиньгуаши. Геология, геологическая структура и минерализация (японск.).— «Кодзан тисицу», 1963, т. 13, № 62, с. 323—332, 1964, т. 14, № 67, с. 274—285.

Серебряков В. А. О происхождении золоторудных тел в Яно-Колымской складчатой области.— «Колыма», 1968, № 9, с. 35—38.

Сидоров А. А. Месторождения куроко в Северной Японии.— «Колыма», 1967, № 1, с. 42—44.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9, М., «Наука», 1970, с. 5—19.

Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. П. Колчеданные руды и месторождения Японии.— «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 1, с. 17—31.

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972, 343 с.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоно-магматические фации гранитоидов и их рудоносность.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 239—244. Авт.: В. С. Коптев-Дворников, Н. Т. Воскресенская, П. Ф. Емельяненко и др.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2 (перераб. и доп.). М., «Недра», 1970, 432 с.

Фаворская М. А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники.— «Советская геология», 1971, № 11, с. 3—19.

Фирсов Л. В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 132—144.

Фогельман Н. А. Материалы к систематике золотоносных районов по геолого-структурным условиям формирования месторождений.— «Труды ЦНИГРИ», 1962, вып. 41, с. 78—86.

Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 84, 196 с.

Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. Пер. с франц. М., «Мир», 1971, 254 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971, 548 с.

Хаин В. Е. Основные тенденции в развитии земной коры (литосферы). М., «Наука», 1972, с. 125—131. (Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Тектоника.)

Хасин Р. А. Некоторые общие вопросы металлогенической позиции и мезозойского интрузивного магматизма Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Сб. мат-ов научн.-техн. семинара, состоявшегося 19—27 августа 1965 г. в г. Улан-Баторе, МНР. М., изд. секретариата СЭВ, 1966.

Хольдеталь У. Геология Норвегии. Пер. с норвеж. Т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 424 с.

Чайка В. М. Формация докембрийских металлоносных конгломератов и принципы прогноза докембрийских россыпей.— В кн.: Проблемы металлоносности древних конгломератов на территории СССР. М., «Наука», 1969, с. 29—52.

Чальян М. А. Типы эндогенной золотой минерализации на территории стран Среднего Востока.— «Труды Науч.-исслед. лабор. геол. заруб. стран», 1970, вып. 21, с. 119—125.

Часовитин М. Д., Поздняк В. О. К вопросу о формировании жил малосульфидного золотоносного кварца.— «Труды Иркутского политехн. ин-та», 1968, вып. 42, с. 108—116.

Шер С. Д. О химизме околорудных изменений, сопровождающих золотоносные кварцевые жилы.— «Труды ЦНИГРИ», 1968, вып. 79, с. 97—102.

Шер С. Д. К вопросу о направленности металлогенического развития земной коры на примере анализа металлогении золота.— «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, с. 16—42.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., «Недра», 1972, 295 с.

Шер С. Д., Ковалева О. И. О связи золотого оруденения с изверженными породами в одном из районов Приамурья.— «Труды НИГРИЗолото», 1956, вып. 21, с. 173—188.

Шер С. Д., Лайпанов Х. Х., Нагорная Т. В. Метаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования пород на золоторудных месторождениях СССР.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, «Фан», 1971, с. 448—449.

Шилин И. Л. Золото в породах Центральной Камчатки.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 11, с. 69—76.

Шило Н. А., Сидоров А. А., Загрузина И. А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 1, с. 189—191.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 501 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 179 с.

Щепотьев Ю. М. О взаимоотношении золото-серебряной и ртутной минерализации на Оганчинском месторождении.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 345—347.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967, 268 с.
Afrika. Handbuch der praktischen Kolonialwissenschaft. Bd. III. Der Geologische Bau, die nutzbaren Lagerstätten und die Bergwirtschaft. Teil 2. Westafrika, 1942, 496S. Teil 3. Ostafrika, 1943, 499 S. Walter de Gruyter and Co, Berlin.
Aho A. E. Notes on some mines and mineral exploration in Finland.— "Canad. Mining J.", 1968, vol. 89, No. 12, p. 35—39.
Ahlfeld F. Typen bolivianischer Goldlagerstätten.— "Zenralbl Min., Geol. u. Pal.", 1937, Nr. 7, S. 240—255.
Akatsuka Kyube. Notes on the ore deposits of the Nakase mine, Hyôgo Prefecture, Japan.— "J. Sci. Hiroshima Univ.", 1961$_1$, C-3, No. 3—4, p. 425—455.
Akatsuka Kyûbê. On mineralogenesis appeared of the Nakase mine, Hyôgo Prefecture, Japan.— "J. Sci. Hiroshima Univ.", 1961$_2$, C-4, No. 1, p. 1—34.
Allen J. K. Gold mining in Ghana.— "Bull. Inst. Min. Met.", 1956—1957, No. 608. Trans., vol. 66, pt. 10, London, p. 505—526.
Aubel René van. Sur la zone aurifére de Kakamego (Kenya colony). Bulletin de la societé geologique de France. 1936, vol. 6, No. 1—2—3, p. 47—58.
Aubert G., Duong Phan Kieu, Geffroy J. Sur la localisation de l'or dans le mineral du Chatelet (Creuse).— "Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.", 1964, vol. 87, No. 4, p. 623—624.
Bertolani M., Sighinolli G. P. Notizie sulle mineralizzazioni metallifere della miniera aurifera del Cani in Valle Anzasca (Novara). — "Rend. Soc. mineral ital.", 1964, vol. 20, p. 71—82.
Böhmer M. Paragenesis of Kremnica ore veins.— "Geol. sb.", 1965, roč. 16, No. 1, p. 83—93.
Böhmer M., Gerthofferova H., Kraus I. To the problems of alterations of Central Slovakian neovolcanites.— "Geol. sb.", 1969, roč. 20, No. 1, p. 47—64.
Böhmer M., Harman M. Study of some questions of goldbearing of the ore veins of Kremnica by the method of electron microscopy. — "Geol. sb.", 1969, vol. 20, No. 2, p. 333—342.
Booth J. K. B. A note on the structure of the banded ironstone range of the Geita goldfield.— "Tanganyika Geol. Surv." (1951), 1954, vol. 1, p. 18—19.
Borcoş M., Stanciu C. Hidrometamorfusmul andezitului cuartifer neogen din sectorul Almaşul mare (Zlatna, Munţii Metaliferi).— "Studii şi cercetări geol., geofiz., geogr. Ser. geol.", 1965, 10, No. 2, p. 421—437.
Borkowski D. Złoża kruszców Peru na tle nowej mapy metalogenizcnej.— "Spraw. pos. komic. nauk. PAN Krakowie", 1970 (1971), 14, No. 2, p. 674—677.
Boushi Ismail M. El. Geology of the Gebeit Gold Mine, Democratic Republic of the Sudan.— "Econ. Geol.", 1972, vol. 67, No. 4, p. 481—486.
Bracewell S. Notes on the Aurora goldfield, Cuguni river, British Guiana.— "Mining Magazine", 1946, vol. 74, No. 2, p. 82—87.
Bryner L. Ore deposits of the Philippines — an introduction to their geology.— "Econ. Geol.", 1969, vol. 64, No. 6, p. 644—666.
Budzynska Halina. Einige physikalische und Chemische Eigenschaften der Arsenminerale der Lagerstätte Zloty Stok, VR Polen.— "Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss.", 1968, Bd. 13, Nr. 3, S. 391—398.
Burger A. J., Nicolaysen L. O., Villiers J. W. L. Lead isotopic compositions of galenas from the Witwatersrand and Orange Free State and their relation to the Witwatersrand and Dominion Reef uraninites.— "Geochimica et cosmochim. acta.", 1962, vol. 26, Jan., p. 25—59.
Burnett D. V. The Cam and Motor gold mines.— "Mining Magazine", 1935, vol. 53, No. 4, p. 201—213.
Callow K. J. The geology of the Thanksgiving mine, Baguio district, Mountain Province, Philippines.— "Econ. Geol.", 1967, vol. 62, No. 4, p. 472—481.
Callow K. J., Worley B. W. Jr. The occurrence of telluride minerals at the Acupan gold mine, Mountain Province, Philippines.— "Econ. Geol.", 1965, vol. 69, No. 2, p. 251—268.
Chauris L. Quelques aspects de la metallogenie Armoricaine. — "Rev. des questions scient.", 1969, vol. 31, No. 2, p. 209—232.

Coetzee F. Distribution and grain-size of gold, uraninite, pyrite and certain other heavy minerals in gold-bearing reefs of the Witwatersrand basin.— "Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa", 1965, vol. 68, p. 61—88.

Collani G. Das Gold in Staate Minas Geraes Brazilien; sein Vorkommen und seine gewinnung.— "Metall und Erz.", 1931, Bd. 28, Nr. 22, S. 523—528.

Cox D. P. Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil.— "Econ. Geol.", 1967, vol. 62, No. 6, p. 773—780.

Crawford A. R. India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons with Australia.— "Nature" (Engl.), 1969, vol. 223, No. 5204, p. 380—384.

Curtis L. C. Problems in expanding production of the Hutti Gold Mines from 400—1000 tons per day.— "J. Inst. Eng. (India). Mining and Met. Div.", 1970, vol. 50, No. 7, p. 75—80.

Davidson C. F. On the occurrence of uranium in ancient conglomerates.— "Econ. Geol.", 1957, vol. 52, No. 6, p. 668—693.

Davidson C. F., Rutten M. G. The Precambrian atmosphere.— "Nature" (Engl.), 1963, vol. 197, No. 4870, p. 893—894.

Domaszewska T. Występowanie i eksploatasja złota na Dolnym Śląsku.— "Przegl. geol.", 1964, vol. 12, No. 4, p. 180—185.

Dorr J. N., 2d. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil.— "Econ. Geol.", 1965, vol. 60, No. 1, p. 1—46.

Dorr J. N. 2d, Barbosa A. L. M. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. US Geol. Surv. Prof. Paper. 341-C, 1963, 110 p.

Duhoux P. La pétrogenèse et la metallogenèse du domaine minier de Kilo-Moto.— "Ann. Soc. Geol. Belg.", 1950, Mém., vol. 73, p. 171—243.

Emmons W. H. Gold deposits of the world. New-York and London, Mc Graw-Hill Book Company, 1937, 562 p.

Fleischer R., Routhier P. The "Consanguineous" origin of a tourmalina — bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil).— "Econ. Geol.", 1973, vol. 68, No. 1, p. 11—22.

Forster I. F. Beobachtungen an einem primären Goldvorkommen in ultrabasischen Gesteinen des Lowvelds (Nordost Transvaal, S. A.).— "Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.", 1960, vol. 94, No. 1, S. 228—266.

Freise F. W. Die technische und wirtschaftliche Bedeutung des heutigen Goldseifenabbaus in Brasilien.— "Metall und Erz.", 1935, Bd. 32, Nr. 19, S. 457—459.

Fuller A. O. A contribution to the petrology of the Witwatersrand System.— "Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa", 1958, vol. 61.

Geology of the Globe and Phoenix mine.— "S. Afr. Mining and Eng. Journ.", 1935, vol. 46, No. 2209, p. 405.

Chițulescu T. P., Borcoș M. Le contrôle structural dans la métallogenèse associée au magmatisme subséquent tardif des monts Métallifères de la Transylvanie. "Internal. Geol. Congr. Rept 23 rd Sess. Czechosl., 1968. Proc. Sec. 7". Prague, 1968. p. 255—259.

Gilbert T. W. Position of the Wanderer Consolidated Mines.— "South Afric. Mining and Engn. Journal". Johannesburg, 1935, vol. 46, pt. 2, No. 2228, p. 169—171.

Giușca D., Manilici V., Stiopol V. Contributions a l'etude du gisement de Baia Sprie (région de Baia Mare). "Asoc. geol. Carpato-Balcan. Congr. 5-lea, 1961, București, vol. 2", București, 1963, p. 45—49.

Goldberg I. Aspects of geology of the Phoenix and Gaika.— "Rhodesian Mining and Engng.", 1962, vol. 27, No. 4, p. 23—24.

Greenberg R. Structure-gold relationships as revealed by some Witwatersrand mine survey plans. "Bull. Instn. Mining and Metallurgy", 1963, No. 683, Transactions, 1963—1964, vol. 73, No. 1, p. 1—10.

Grip E., Wirstam A. The Boliden sulphide deposit. A review of geo-investigations carried out during the lifetime of the Boliden mine, Sweden (1924—1967).— "Sver. geol. unders.", 1970, ser. C, No. 651, 68 p.

Gross W. H. Evidence for a modified placer origin for auriferous conglomerates, Canaviciras mine, Jacobina, Brazil.— "Econ. Geol.", 1968, vol. 63, No. 3, p. 271—276.

Hargraves R. B. Silver-gold ration in some Witwatersrand conglomerates.— "Econ. Geol.", 1963, vol. 58, No. 6, p. 952—970.
Hiemstra S. A. The geochemistry of the uraniferous conglomerate of the Dominion Reefs Mine, Klerksdorp area.— "Trans. Geol. Soc. S. Afr.", 1968, vol. 71, No. 1, p. 67—100.
Hoffman F. Die Gold-Silberlagerstätte von Titiribi.— "Zeitschrift für praktische Geologie", 1931, Bd. 39, Nr. 1, S. 1—13; Nr. 2, S. 19—26.
Huang C. K. Textures and structures of the gold-copper ores of the Chinkuashin mine, Taiwan. "J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol.", 1962, vol. 47, No 6, p. 232—240.
Jankovič S. Tipovi ležista, metalogenetske epoche i metalogenetska područja zlatau Jugoslaviji.— "Rud. glasnik", 1966, N 2, c. 77—82.
Imai Hideki. Formation of fissures and their mineralization in the vein-type deposits of Japan.— "J. Engng. Univ. Tokyo", 1966, vol. 28, No. 3, p. 255—302.
Kano Hiroshi. Studies in the Mg—Fe metasomatism in Japan. Part 2. Petrology and paragenesis of cordierite — anthophyllite rock and associated ore minerals from the Yanahara Mine, Okayama Prefecture, western Japan. "J. mining Coll. Akita Univ.", 1963, ser. A-3, No. 3, p. 1—17.
Kitson A. Some observations on the Kakamega goldfields, Kenya.— "Min. Journal", 1935, vol. 189, No. 5208, p. 441—442.
Koark Hans J. Zur Altersstellung und Entstehung der Sulfiderze vom Typus Falun.— "Geol. Rundschau", 1962 (1963), Bd. 53, Nr. 1, S. 123—146.
Koch S., Pantó G. Alpidisch-postmagmatische Mineralisationen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. "Acta Geol. Acad. Scient. Hung", köt. 14, Budapest, 1970, s. 161—178.
Kodera M. Gesetzmässigkeiten der zonalen verteilung der mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banska Stiavnica.— В кн.: Конференция — Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага. Изд-во АН ЧССР, 1963, с. 161—178.
Kubovičs I. The role of potassium metasomatism on volcanic rock genesis in the western Mátra mountains.— "Acta geol. Acad. Scient. Hung.", 1965, köt. 9, No. 3—4, p. 193—213.
Kun N de. The mineral resources of Africa. Amsterdam, 1965, 740 p.
Legraye M. Grands traits de la géologie et de la minéralisation aurifére des regions de Kilo et de Moto (Congo Belge). Bruxelles, 1940, 130 p.
Liddy J. C. Mineralisation of the Malay-Papua arc. Pt. 1.— "Austral. Mining", 1971, vol. 63, No. 11, p. 68—70.
Liddy J. C. Mineral deposits of the south western Pacific. — "Mining Magazine", 1972, vol. 126, No. 3, p. 197, 199, 201, 203.
Lodder W. Gold-alunite deposits and zonal wall-rock alteration near Rodalquilar, Spain. Amsterdam, 1966, 102 p.
Mack E. Die Golvorkommen in Griechisch—Makedonien.— "Z. Erzbergbau und Metallhüttenwes.", 1964, bd. 17, Nr. 1, S. 9—18.
Mac-Gregor A. M. An outline of the Geological history of Southern Rhodesia.— "Bull. Geol. Surv. S. Rhodesia", 1947, Salisbury, No. 38, 73 p.
Mehliss A. H. T., Goldberg I. Gold prospecting in Southern Rhodesia.— "Rhodes. Min. and Engng.", 1961, vol. 26, No. 7, p. 24—28.
Minter W. E. L. Gold distribution related to the sedimentology of a pre-cambrian Witwatersrand conglomerate, South Africa, as outlined by moving—average analysis.— "Econ. Geol.", 1970, vol. 65, No. 8, p. 963—969.
Morávek P. A contribution to the study of zonal structure of gold-bearing veins.— В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, Изд-во АН ЧССР, 1963, с. 118—125.
Neubauer W. Geologie der Goldlagerstätte von El Sid in Oberägypten mit einem Beitrag zur Geologie Der zentralen Arabischen Wüste.— "Geol. Jahrb." (BRD), 1963, Bd. 80, S. 117—159.
The Nickel-copper occurrence in the Bushveld Igneous Complex.— "South. Afr. Mining And Eng. Journal", 1935, vol. 46, pt. 2, No. 2227, p. 133—135.
Nicolaysen L. O., Burger A. J., Liebenberg W. R. Evidence for the extreme age of certain minerals from the Dominion Reef conglomerates and

the underlying granite in the western Transvaal.— "Geochimica et cosmochim. acta", 1962, vol. 26, Jan., p. 15—23.

Nilsson C. A. Wall rock alteration at the Boliden deposit, Sweden.— "Econ. Geol.", 1968, vol. 63, No. 5, p. 472—494.

Oliveira E. P. de. Gold in Brazil. The Gold Resources of the World. XV Int. Geol. Cong. Pretoria, 1930, p. 57—62.

Ore environment and ore genesis in Ramagiri Gold Field, Andhra Pradesh, India.— "Econ. Geol.", 1970, vol. 65, No. 7, p. 801—814. Авт.: D. B. Ghosh, B. B. K. Sastry, A. J. Rao, A. A. Rahim.

Orliac M., Pulou R., Tollon F. Présence de la ludlamite aux mines de Salsigne (Aude). "Compt rend. 94e Congr. nat. Soc. savant. Pau, 1969. Sec. sci. T. 2". Paris, 1971, p. 125—130.

Ozaki H. On the gold ore deposit of Chia-pi-kou and Laochin-chang.— "Geol. and Mineral Resources Far East.", vol. 1, Tokyo, Univ. Press, 1967, p. 342—356.

Pelletier R. A. Mineral resources of South-Central Africa. Cape Town, Oxford Univ., 1964, 277 p.

Permingeaut F., Tollon F. L'or et le bismuth dans le gisement de wolframite de Montredon—Labessonnié (Tarn).— "C. r. Acad. sci.", 1971, D 272, No. 5, p. 681—683.

Petersen U. Regional geology and major ore deposits of Central Peru.— "Econ. Geol.", 1965, vol. 60, No. 3, p. 407—476.

Petersen U. Metallogenic provinces in South America.— "Geol. Rundschau", 1970, Bd. 59, Nr. 3, S. 834—897.

Petrascheck W. E. Die alpin-mediterrane Metallogenese.— "Geol. Rundschau", 1964, Bd. 53, Nr. 1, S. 376—389.

Phaup A. E. Gold in Rhodesia.— "Chamber Mines J.", 1968, vol. 10, No. 7, p. 30—32, No. 8, p. 34—37.

Pouba Z. The history of mineralization in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif.— "Časop. mineral. a geol.", 1968, vol. 13, No. 2, p. 133—140.

Quiring H. Die römischen Goldbergwerke bei Astorga und ihre geologische Position.— "Z. Deutsch. geol. Ges.", 1957, Bd. 109, Nr. 2, S. 361—372.

Radelli L. Un cuadro preliminal de las epocas magmaticas y metalogeneticas de los Andes colombianos.— "Geol. colomb.", 1962, No. 3, p. 87—97.

Rădulescu D., Borcoș M. Apercu général sur l'évolution du volcanisme néogéne en Roumanie.— "Anuarul Com. Stat. geol. RSR", 1968, vol. 36, p. 177—193.

Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrands in Südafrika und ihre genetische Bedeutung. Berlin, Akad. verl., 1955, 43 S.

Ramdohr P. Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand, Blind River district, Dominion Reef, Serra de Jacobina. Erzmikroskopische Untersuchungen und ein geologischer Vergleich. Abhandl. der Deutschen Acad. der Wissenschaften zu Berlin. Klasse für Chemie, Geologie und Biologie, Nr. 3, Berlin. Akad. ver., 1958, 35 S.

Reh H. Uber die Verteilung des Goldes und des Silbers in den Gold-Uranlagerstätten des Witwatersrands in Südafrika.— "Bergbauwissenschaften", 1964, Bd. 11, Nr. 9—10, S. 208—211.

Reh H. Bergwirtschaft und Lagerstätten Tansanias.— "Z. angew. Geol.", 1966, Bd. 12, Hf. 4, S. 207—213.

Reynolds D. G. Geology and mineralization of the Salsigne gold mine, France.— "Econ. Geol.", 1965, vol. 60, No. 4, p. 772—791.

Roeder. Typen von Goldlagerstätten im Böhmisch—Mährischen Bergland.— "Z. angew. Geol.", 1966, Bd. 12, Nr. 7, S. 390—391.

Ruiz F., Carlos, Ericksen G. F. Metallogenetic provinces of Chile, S. A.— "Econ. Geol.", 1962, vol. 57, No. 1, p. 91—106.

Russo D. Zonalitatea metamorfismului hidrotermal in vulcanitele neogene de la Valea Roșie și Dealul Crucii (Baia Mare). "Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol.", 1971, vol. 16, No. 2, p. 353—376.

Saager R. Newly observed ore-minerals from the Basal Reef in the Orange Free State goldfield in South Africa.— "Econ. Geol.", 1968, vol. 63, No. 2, p. 116—123.

Saager R. Structures in pyrite from the Basal Reef in the Orange Free State Goldfield.— "Trans. Geol. Soc. S. Afr.", 1970, vol. 73, No. 1, p. 28—46.
Saager R., Esselaar P. A. Factor analysis of geochemical data the Basal reef, Orange Free State Goldfield, South Africa.— "Econ. Geol.", 1969, vol. 64, No. 4, p. 445—451.
Sattran V., Fišera M., Klominský J. O genetickem vztahu endogenních ložisek cínu a zlata k variskému magmatismu českého masivu.— "Vestn Ustred. ústavu geol.", 1964, vol. 39, No. 6, c. 435—439.
Schidlowski M. The gold fraction of the Witwatersrand conglomerates from the Orange Free State goldfield (South Africa).— "Mineral. Deposits", 1968, vol. 3, No. 4, p. 344—363.
Schidlowski M. Untersuchungen zur Metallogenese im südwestlichen Witwatersrand—Becken (Oranje—Freistaat—Goldfeld, Sudafrika).— "Beih. Geol. Jahrb.", 1970, Nr. 85, 128 S.
Schnapka A. Das Silberbergwerk Caylloma in Peru. "Berg- und Hüttenmänn. Monatsh.", 1962, Bd. 107, Nr. 1, S. 12—19.
Schot E. H., Ottemann J. Elektrum und Kobellit im Meliert—Erz von Rammelsberg.— "Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.", 1969, bd. 112, Nr. 1, s. 101—115.
Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1972, vol. 83, No. 3, p. 813—817.
Sillitoe R. A., Sawkins F. J. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile.— "Econ. Geol.", 1971, vol. 66, No. 7, p. 1028—1041.
Sorotchinsky C. Les roches des gisements auriferes de Kilo—Moto.— "Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain", 1953, vol. 17, p. 19—23.
Stanciu C., Dimitriu Al., Udrescu C. Studiul geochimic al procesului de sericitizare a andezitului cuarțifer din mintii Metaliferi (Zăcămintul Bucium și Concordia). "Studii și cercetări geol., geofiz., geogr. Ser. geol.", 1967, vol. 12, No. 1, p. 145—158.
Stockley G. M. Musoma, Tanganyika Territory.— "Tanganyika Geol. Survey Bull.", 1935, vol. 7, p. 1—61.
Stoll W. C. Tertiary channel gold deposits at Tipuani, Bolivia.— "Econ. Geol.", 1961, vol. 56, No. 7, p. 1258—1264.
Stoll W. C. Notes on the mineral resources of Ecuador.—"Econ. Geol.", 1962, vol. 57, No. 5, p. 799—808.
Stoll W. C. Metallogenetic belts, centers and epochs in Argentina and Chile,— "Econ. Geol.", 1964, vol. 59, No. 1, p. 126—135.
Stoll W. C. Metallogenic provinces of South America.— "Mining. Magazine", 1965, vol. 112, No. 1, p. 22—23, 25, 27, 29, 31, 33; No. 2, p. 90—91, 93—95, 97, 99.
Swiegers J. U. The Gold Deposita of the Piligrims Rest Gold Mining District, Transvaal.— "Trans. and Proc. of the Geological Society of South Africa", vol. 51, Johannesburg, 1949, p. 81—132.
Széky-Fux V. Propylitization and potassium metasomatism.— "Acta geol. Acad. Scient. Hung.", 1964, köt. 8, No. 1—4, p. 97—117.
Széky-Fux V. Vertical zoning of clay minerals accompanying a hydrothermal mineralization.— "Acta geol. Acad. Scient. Hung. 1965, köt. 9, No. 3—4, p. 259—270.
Széky-Fux V. Petro- and metallogenic Problems of Carpathian post-magmatic ore mineralization.— "Acta geol. Acad. Scient. Hung.", 1970, köt. 14, No. 1—4, p. 223—241.
Teale E. O., Oates F. The mineral resources of Tanganyika territory.— "Tanganyika territory. Depart. of lands and mines. Geol. division", Bull. No. 16, 1946. 172 p.
Thomas T. M. The mineral wealth of Wales and its explotation. Edinburg—London, Oliver and Boyd. 1961, 248 p.
Tolbert Gene E. Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil.— "Econ. Geol.", 1964, vol. 59, No. 5, p. 775—798.

Tollon F., Picot P. Sur la paragenèse des minerais filoniens de Salsigne (Aude). Présence de matildite.— "Bull. Acad. et Soc. lorraines sci.", 1969, vol. 8, No. 2, p. 112—117.

Turneaure F. S. The Bolivian tin-silver province.— "Econ. Geol.", 1971, vol. 66, No. 2, p. 215—225.

Tyler W. H. The southwest Mwanza goldfield, Tanganyika.— "Mining Magazine", 1937, vol. 56, No. 3, p. 137—143.

Uetani K., Sakurai K., Kato A. Altaite and some gold-silver tellurides from the Nojiri mine, Iwate Prefecture, Japan. "Кукурикагаку хукубуукан кэнкю хококу. Bull. Nat. Sci. Museum", 1966, vol. 9, No. 2, p. 213—218.

Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J. Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the early Precambrian of Southern Africa.— "Mineralium deposita", 1970, vol. 5, No. 2, p. 164—180.

Watanabe M. Modes of occurence of tellurium-bearing minerals in Japan.— "Sci. Repts. Tohoku Univ." 1952, Ser. III, vol. 4, p. 45—80.

Watanabe T. On "Kotoite" and "Suanite".— "Geol. and Mineral Resources Far East." vol. I, Tokyo, Univ. Press, 1967, p. 236—267.

Webb J. S. Observations on the geology and origin of the San Domingos Pyrite deposit, Portugal.— "Comuns. Serv. geol. Portugal", 1958, vol. 42, p. 129—143.

Wilson U. W. The Rivera gold belt of Uruguay.— "Mining Magazine", 1938, vol. 59, No. 4, p. 201—210.

УКАЗАТЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ И КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Абеширо, Япония 95
Аврора, Гайана 167
Агбарабо, Заир 160
Агуа де Дионисио, Аргентина 190
Аикава, Япония 95
Аямпур, Индия 7
Акако, Гана 155
Аканко, Гана 155
Акенобе, Япония 95, 96, 104
Акупан, Филиппины 94, 96, 101, 104—106, 237
Алмаш Стания, Румыния, 63
Амаяпампа, Боливия 180
Амо, Япония 95
Ангела, Аргентина 190
Андавакёра, Малагасийская Республика 128, 163, 164
Андаколла, Аргентина 190
Андаколло, Чили 181
Ани, Япония 95, 96
Антамак, Филиппины 94, 96
Антелоп, Южная Родезия 133, 141
Аристон, Гана 155, 156
Арьеж, Франция 49
Асио, Япония 95, 104
Асналькольяр, Испания 56
Атлас, Филиппины 97, 100
Ашанти, Гана 128, 155, 156—157, 237

Багакен, Филиппины 97
Багуйо (рудный район), Филиппины 96, 97
Бадзё, Япония 95
Бандошима, Япония 95
Банска—Штьявница (рудное поле), Чехословакия 61, 62, 69, 77, 80
Барамна, АРЕ 161
Барбертон (золоторудный район), ЮАР 128, 131, 141, 143, 150, 151
Барима, Гайана 166, 167
Барло, Филиппины 97
Барца-Цинел, Румыния 63
Бая де Ариеш, Румыния 63, 68
Бая-Маре, Румыния 60, 62, 80
Бая-Сприе, Румыния 63, 80
Беллара, Индия 7
Бёмлу (золоторудный район), Норвегия 45, 46
Бёрздей, ЮАР 143
Бесси, Япония 95
Бета, ЮАР 151
Бибиани, Гана 155
Бискад, Румыния 68
Благоев Камень, Югославия 65
Блоубанк, ЮАР 153
Богозу-Норд, Гана 156
Богутин, Чехословакия 52
Болиден, Швеция 13—15, 203, 205, 235
Боненг, Филиппины 100
Бор, Югославия 60, 65
Брад (золоторудный район), Румыния 60, 62
Брукуту, Бразилия 171
Букиум, Румыния 63
Букурешти Ровина, Румыния 63
Булавайо (золоторудный район), Южная Родезия 129
Бушгик, Южная Родезия 130
Бьюн, Франция 49

Вайкраал, ЮАР 143, 144
Валя-Тисии, Румыния 63
Валя-Маре, Румыния 68
Валя-Рошиа, Румыния 63
Вандерер, Южная Родезия 130, 133, 135
Ванибучи, Япония 95
Васинодзу, Япония 95, 103
Виелеслав Златорийский, Польша 55
Викинг, Южная Родезия 133
Витватерсранд, ЮАР 12, 128, 142, 143, 144—151, 196, 200—202, 235
Войцехов, Польша 55
Волкан, Перу 179
Восточный Ранд, ЮАР 144, 145
Высокий Тауэрн, Австрия 60, 61, 68, 75

Гагиьер, Франция 49
Гадаг, Индия 7, 11
Гайка, Южная Родезия 137, 140
Гареиллас, Франция 49
Гвело (золоторудный пояс), Южная Родезия 129, 133
Гебейт, Судан 128, 162
Гейта, Танзания 133, 135, 137—138
Гилонг, Южная Родезия 133
Глиннс, ЮАР 143, 151
Глоб-Феникс, Южная Родезия 128, 129, 130, 131, 132, 133, 137, 140, 197
Говежда, Болгария 60, 64
Годруша, Чехословакия 61
Голден Валли, Южная Родезия 130, 132
Голд Майнз Валли, Великобритания 49
Гонко-Соко, Бразилия 171
Гонур, Индия 7
Горумбва, Заир 160
Готик, Южная Родезия 132
Грос-Арлталь, Австрия 61
Грос-Фрагент, Австрия 61
Грэд, Бельгия 49

Дальний Западный Ранд, ЮАР 144, 145
Даун, Южная Родезия 132
Дели-Йован, Югославия 65
Джоао-Бело, Бразилия 172
Джустик, Гана 156
Долгелло (золоторудный пояс), Великобритания 45, 46, 49
Дэлни, Южная Родезия 132

Елаците, Болгария 64

Жакобина (золоторудный пояс), Бразилия 166, 171—173, 200
Жоли, Чили 181
Жужуй (золоторудный район), Аргентина 166, 182

Западный Ранд, ЮАР 145
Заркашан, Афганистан 65
Згорцелен, Польша 55
Зибенбюрге (рудный район, старое название), Румыния 62
Злоты Гора, Польша 52
Злоты Сток, Польша 52, 54, 55, 56

Иваки, Япония 95
Иелвари, Индия 7

Несси, Южная Родезия 133
Нкуно, Япония 95, 96
Ника Майнинг (Санта-Доминго), Перу 179
Нинан, Япония 95
Ноката, Япония 95
Нонанхата, Япония 95
Ношино, Япония 95
Нрамба (золоторудный район), Танзания 128
Нсобэ-Кояма, Япония 103

Пани (рудная зона), Боливия 180
Пилове (рудный район), Чехословакия 52, 53, 54
Понхын, КНДР 115
Почжу, Корея 115

Кавадзу, Япония 95
Какамега (золоторудный район), Кения 128, 133, 134, 139
Калана, Мали 157
Каманси, Япония 95, 101
Камачин, Филиппины 97
Камикита, Япония 95
Камнока, Япония 95
Канавиерас, Бразилия 171, 172
Канелилло, Чили 181
Канн, Италия 61
Капиллитас, Аргентина 190
Капник (старое название), Румыния 63
Караки, Румыния 63
Каримаданхали, Индия 7
Касейовицы, Чехословакия 53
Касперски Горы, Чехословакия 53
Касуга, Япония 94, 95
Катабамбас, Перу 179
Катаргатта, Индия 7
Кауэ, Бразилия 171
Кве-Кве—Гвело (золоторудный пояс), Южная Родезия 129
Кем-Мотор, Южная Родезия 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135—136, 197
Кеннон, Филиппины 100
Кинросс, ЮАР 145
Кило (золоторудный район), Заир 128, 158, 159, 161
Кинелили, Танзания 131
Кирембе, Танзания 135
Кисю, Япония 95
Клавдиан Хиллс (золотоносная площадь), Великобритания 45, 46
Клейн Летаба, ЮАР 143
Клерксдорп, ЮАР 144, 145
Клечца, Польша 55
Колар, Индия 7, 8, 9—11, 195, 197, 235
Колумбия Хилл, ЮАР 151
Комати-Ривер, ЮАР 143
Кономаи, Япония 94, 95, 106—107, 237
Кононго, Гана 155, 156
Концекао, Бразилия 171
Корбах (Курбек), ФРГ 45, 48, 58
Косака, Япония 95, 96
Красна Гора, Чехословакия 52, 53
Кремница, Чехословакия 61, 62, 73—75
Кромдраи, ЮАР 143, 153
Кудри-Конда, Индия 7
Кунис, Южная Родезия 134
Кунитами, Япония 95
Кусикино, Япония 94, 95, 107—108
Кузбрада де лас Вакас, Аргентина 190
Кымчхон, Корея 115

Ламмин, Филиппины 97
Лаошиньчжан, КНР 115
Ларап, Филиппины 97
Лас-Вакас, Чили 166, 181
Лепанто, Филиппины 97
Леце, Югославия 65
Либцике, Чехословакия 53

Лимузен (Сент-Ирье) (золоторудный район), Франция 45, 50
Линдхерст, Гана 155
Литтл Гем, ЮАР 143
Лонели-Майн, Южная Родезия 130, 131, 134, 198
Лоррен, Филиппины 97
Лос Мантос де Пунитаки, Чили 181
Лунс Мур, ЮАР 138—139, 143
Лупа, Танзания 128, 131, 132, 133, 134
Любомирц, Польша 55
Ля-Бельер, Франция 49
Ля-Люсетт, Франция 45, 49, 51
Ля-Пети Файе, Франция 49

Магура Хондол, Румыния 63
Маджарово, Болгария 64
Макинэ, Бразилия 171
Макучи, Эквадор 179
Малмани, ЮАР 143, 153
Марлу, Гана 155
Маркоппер, Филиппины 97
Матикоси, Япония 95
Матсуока, Япония 95
Мванза (золоторудный район), Танзания 128, 131, 133, 135, 139
Мёгген, ФРГ 45, 47—48
Медет, Болгария 64
Мильуачака, Перу 179
Моготе Рио Бланко, Аргентина 190
Моллетуро, Эквадор 178
Мормынтул, Румыния 63
Морро до Венто, Бразилия 172
Морру-Велью, Бразилия 166, 169, 204
Мото (золоторудный район), Заир 128, 158, 159, 160
Мусома (золоторудный район), Танзания 128, 131, 133, 135, 139
Муте, Иран 66
Мьелечице, Польша 55

Нагибанья (старое название), Румыния 63
Надапанхали, Индия 7
Накасе, Япония 95, 96, 108—110
Нейтгедахт, ЮАР 143
Нова-Баня, Чехословакия 61
Нордкап, ЮАР 143
Носка, Перу 179

Обуаси, Гана 155, 156
Огофо, Великобритания 49
Огайя, Япония 95
Одендалсрест, ЮАР 144, 145
Окути, Япония 94, 95, 102
Омай, Гайана 166, 167
Омиданэ, Япония 95, 96
Омун, Япония 95
Ончжин, Корея 115
Осаридзава, Япония 95, 96, 103
Оутокумпу, Финляндия 13, 15
Оя, Япония 95

Палисел, Бельгия 49
Паллаванхали, Индия 7
Паракл Гумаус, Филиппины 97
Пассажем, Бразилия 170—171
Патос, Перу 179
Пескадо, Аргентина 190
Петелово, Болгария 64
Пилава, Польша 55
Пилгримсрест, ЮАР 128, 142, 143, 144, 151—153, 161, 235
Пилиховице, Польша 55
Питерс Майн, Гайана 167
Поропетсу, Япония 95, 96
Портовело (Царума), Эквадор 178
Португез, ЮАР 151
Престеа, Гана 155
Пуканец, Чехословакия 61
Пумпсент (золотоносная площадь), Великобритания 45, 46

Пшибрам (золоторудный район), Чехословакия 45, 52, 53, 54

Радальквилар, Испания 59, 60, 71—73
Радлик, Чехословакия 53, 54
Радомич, Польша 55
Рамагири, Индия 11
Раммельсберг, ФРГ 45, 47, 48
Рапозос, Бразилия 169—170
Резенде, Южная Родезия 130, 134
Ривера (золоторудный пояс), Уругвай 166, 174
Рио-Тинто, Испания 45, 56, 235
Риф Меренского, ЮАР 143, 144, 201
Розарио, Боливия 180
Рокуроми, Япония 95, 101
Роудны, Чехословакия 52, 53
Рошиа Монтана, Румыния 63, 68, 80
Рудабанячка, Венгрия 62
Рункулеце, Румыния 63

Саби, ЮАР 143
Сабива, Южная Родезия 133
Садзаре, Япония 95
Садо, Япония 95
Солсбери (золоторудный район), Южная Родезия 129
Сальсинь, Франция 45, 48—50
Самбо, Корея 115
Самхва, КНДР 115
Сан-Грегорио, Уругвай 174
Сан-Доминго, Португалия 45, 56
Санта-Доминго (Инка Майнинг), Перу 166, 179
Санта-Мария, Боливия 180
Санта-Нино, Филиппины 96, 97, 100
Сант-Томас, Филиппины 96, 97, 100
Сан-Франциско де лос Андес, Аргентина 182
Сарамарка, Перу 179
Седцишвава, Польша 55
Сенкоси, Япония 95
Сент-Базиль де Путуа, Франция 49
Сент-Ирье (Лимузен) (золоторудный район), Франция 49, 50
Серигано, Япония 94, 95
Серра-Бранка, Бразилия 172
Серро-де-Паско, Перу 166, 179, 184—186
Сибугуэй, Филиппины 97
Синкунра, Япония 95
Синнён, КНДР 115
Сипалей, Филиппины 97
Сиснори, Япония 95
Сонхын, КНДР 115
Сончхон, КНДР 115
Стамп, Южная Родезия 140
Станижа, Румыния 68
Стара Гора, Польша 55, 56
Стара Планина, Югославия 65
Стейнсдорп, ЮАР 141
Суан, КНДР 115
Сэкэрымб, Румыния 63, 68
Сэндстоун, ЮАР 151
Сюрпрайз, Южная Родезия 132

Тайо, Япония 95
Такара, Япония 95
Такатама, Япония 95
Такено, Япония 95
Танголд (Кикабакари), Танзания 132, 135
Тарква, Гана 128, 155, 157—158, 201
Тейе, Япония 161
Телкибанья (золоторудный район), Венгрия 60, 62
Тета, ЮАР 143, 151
Теюдон, КНДР 115
Титириби, Колумбия 166, 183—184
Титосе, Япония 95, 96
Тои, Япония 95
Топулдоди, Индия 7
Тсенкегивен, Филиппины 96, 97, 101, 110

Умтали (золоторудный пояс), Южная Родезия 134
Унсан, КНДР 115

Фагасьер, Франция 49
Фалун, Швеция 13, 16
Фатира, Египет 161
Фельзобанья (старое название), Румыния 63
Фред, Южная Родезия 130

Ханава, Япония 95
Ханаока, Япония 95, 96
Ханеш-Бреаца, Румыния 63
Хейдельберг, ЮАР 144, 145
Хиксбар, Филиппины 97, 98
Хитати, Япония 95
Холдон, КНДР 115
Хончхон, Корея 115
Хутти, Индия 7, 11

Царума (Портовело), Эквадор 166, 178
Центральный Ранд, ЮАР 144, 145
Цзиньгуаши, Тайвань 96
Цума, Япония 101
Цучихата, Япония 95
Цяпикоу, КНР 115

Чарнов, Польша 55
Чарыкув, Польша 56
Челопеч, Болгария 64
Чемпион (жила), Индия 9
Чинг-Чанг-Коу-Лианг, КНР 115
Чуквикамата, Чили 182, 187
Чуон-Шан-Цзе, КНР 115
Чхонпулсан, КНДР 115

Шателе, Франция 45, 49, 51
Шеба, ЮАР 143
Шейла, Южная Родезия 133
Шени, Франция 49, 50
Шервуд Стар, Южная Родезия 130, 133

Элиэйзер, ЮАР 143
Эль-Бронце де Петорка, Чили 181
Эль-Кальяо, Венесуэла 166, 167
Эль-Сид, Египет 161—162
Эль-Чивато, Чили 166, 181, 186—188

Юкьнань, КНР 115
Юсенью, Япония 95

Якуки, Япония 95, 101
Ялагаранхали, Индия 7
Ямагано, Япония 94, 95
Янахара, Япония 103
Ятани, Япония 95

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ ЗОЛОТЫХ РУД[1]

Аваруит 139
Адуляр 72, 74, 102, 107
Алтаит 9, 101, 105, 110, 132
Алунит 72
Альбит 19
Аметист 101

[1] Повсеместно встречающиеся в золотых рудах кварц, пирит и самородное золото включены в указатель только в тех случаях, когда дается их характеристика.

Ангидрит 105, 188
Андорит 80
Анкерит 54, 190
Антимонит 51, 52, 57, 68, 74, 105, 108, 117, 132, 135, 137, 174, 179, 180, 181, 182, 183, 184
Антлерит 182
Апатит 74, 152
Аргентит 101, 107, 117
Арсенопирит 9, 10, 11, 14, 16, 46, 50, 51, 52, 54, 57, 59, 61, 64, 74, 101, 108, 110, 132, 133, 135, 139, 152, 156, 157, 162, 169, 170, 171, 174, 179, 180, 181, 182, 184
Атакамит 182
Аурипигмент 75

Барит 48, 51, 64, 68, 72, 105, 164, 180, 188, 190
Баритоцелестин 74
Бертьерит 108
Блеклые руды 50
Борнит 152, 158, 183, 186
Буланжерит 50
Бурнонит 50, 54, 184

Валлериит 16, 139
Висмутин 35, 50, 108, 115, 152, 180, 182
Висмут самородный 35, 50, 108, 152
Вольфрамит 49, 87, 115, 180, 182, 186

Галенит 9, 10, 16, 19, 46, 48, 50, 54, 57, 61, 64, 72, 74, 105, 107, 108, 110, 115, 139, 146, 147, 152, 156, 157, 162, 164, 174, 178, 180, 182, 184, 190
Галенобисмутит 152
Гематит 72, 110, 117, 158, 171, 181, 190
Геокронит 16
Гессит 9, 68, 101, 105, 110
Гётит 72, 74
Гидроксилапатит 19
Гипс 72, 101, 105
Гранат 101, 110

Джемсонит 50, 108, 184
Дискразит 107, 150

Золото самородное 9, 14, 46, 50, 61, 72, 105, 110, 138, 139, 145, 152—153, 157, 158, 162, 164, 170, 171, 173, 179, 180, 181, 184

Ильменит 9

Калаверит 101, 105
Кальцит 51, 54, 68, 105, 108, 184
Кальцит марганцовистый 105
Каолинит 103, 107
Карбонаты 19, 170, 188
" марганца 68, 101
Кераргирит 101
Кварц 9, 72, 73, 74, 104, 157, 162, 180, 181
Киноварь 68, 75, 101, 105, 108
Клаусталит 48
Кобеллит 48
" селенсодержащий 14
Кобальт селенсодержащий 14
Колорадоит 101, 105
Креннерит 68
Кубанит 16, 54, 152

Лёллингит 50, 55, 61
Линнеит селенсодержащий 14
Линнеит 139
Лудламит 50
Люцонит 181, 186

Магнетит 9, 109, 101, 110, 139, 158, 169
Мальдонит 50
Марказит 50, 54, 107, 108, 180, 188
Матильдит 50
Менегинит 14, 54
Миаргирит 80, 101, 117
Миллерит 139
Молибденит 100, 150, 188
Монтмориллонит 107

Нагиагит 68
Науманит 107

Опал 72

Параатакамит 182
Пентландит 139
Петцит 68, 101, 105, 110
Пираргирит 74, 80, 101, 105, 107, 117
Пирит 15, 147—149
Пирофиллит 148
Пирротин 9, 10, 15, 16, 46, 50, 108, 133, 138, 139, 148, 152, 169, 170, 171, 180, 182
Полибазит 80, 107
Прустит 74, 80, 105, 150

Реальгар 75
Риккардит 139
Родонит 105
Родохрозит 105
Рутил 139

Саффлорит 150
Селениды 101
Серебро самородное 80, 101
Сидерит 50, 61, 169, 184
Сильванит 68, 101, 105, 110
Скородит 171
Сульфоантимониты 83
Сурьма самородная 14
Сфалерит 16, 46, 48, 50, 54, 57, 61, 64, 74, 103, 105, 107, 108, 110, 132, 139, 152, 156, 157, 162, 164, 174, 178, 180, 182, 184, 185, 190

Теллуриды 9, 35, 68, 72, 76, 101, 105, 110, 115, 117, 132, 179, 196
Теннантит 150, 181, 186
Тетраэдрит 16, 50, 54, 107, 110, 137, 152, 184, 186
Тоберморит 72
Турмалин 14, 83, 87, 117, 167, 170, 180, 181, 182, 188
Тухолит 14

Ульманит 108
Уранинит 146, 150

Фаматинит 105, 186
Флюорит 68
Фрейбергит 108
Фторапатит 14
Фуксит 170

Халцедон 72, 74, 101
Халькопирит 10, 11, 16, 46, 48, 50, 54, 61, 72, 74, 80, 101, 103, 105, 107, 108, 110, 116, 139, 152, 158, 162, 164, 169, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 186, 190
Хизлевудит 139
Хлорит 50, 72, 158
Хромит 139

Шеелит 9, 35, 49, 115, 152, 180, 188
Штромейерит 101, 150

Электрум 48, 74, 107, 152
Эмаргит 96, 101, 181, 186
Эсколаит 139

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Евразия 5

Золотоносность археохрона 5
Дарварская провинция 7
Золотоносность мезохрона 12
Провинция западной части Балтийского шита 12
Золотоносность неохрона 16
Провинция байкалид южного обрамления Сибирской платформы . . . 16
Провинция палеозойских складчатых сооружений центральной части Евразии 25
Принципы металлогенического (по золоту) районирования провинции 27
Типы месторождений 32
Изменения пород, вмещающих оруденение 37
Некоторые вопросы генезиса и закономерности размещения проявлений золотого оруденения 39
Западно-Европейская провинция палеозойской складчатости 44
Провинция альпийской складчатости Евразии 58
Общие данные о золотоносности 59
Типы месторождений 67
Изменения пород, вмещающих оруденение 69
Краткая характеристика месторождений 71
Закономерности локализации золотого оруденения и вопросы его генезиса 75
Провинция мезозойских складчатых областей востока Евразии 80
Типы месторождений 82
Изменения пород, вмещающих оруденение 86
Генезис золотого оруденения и связь его с магматизмом 87
Провинция кайнозойских тектонических зон востока Евразии 90
Главные черты геологии и общей металлогении 91
Общий обзор проявлений золотоносности 94
Типы месторождений 98
Изменения пород, вмещающих оруденение, и зональность оруденения 102
Краткая характеристика месторождений 104
Некоторые вопросы генезиса оруденения 110
Золотоносность эпинеохрона 111
Провинция мезо-кайнозойской активизации восточной части Евразии 112
Общие сведения о геологии и золотоносности 112
Типы месторождений 116
Изменения пород, вмещающих оруденение 119
Закономерности размещения золотого оруденения и некоторые вопросы его генезиса 120

. 127

Африка 129

Золотоносность археохрона 131
Типы месторождений 134
Изменения пород, вмещающих оруденение 135
Краткая характеристика месторождений 255

Стр.

Генезис оруденения . . . 139
Золотоносность мезохрона . . . 142
Южно-Африканская провинция . . . 142
Западно-Африканская провинция . . . 153
Центрально-Африканская провинция . . . 158
Золотоносность неохрона . . . 161
Золотоносность эпинеохрона . . . 162

Южная Америка . . . 165

Золотоносность археохрона . . . 165
Гвианская провинция . . . 165
Золотоносность мезохрона . . . 167
Бразильская провинция . . . 168
Прочие золотоносные территории . . . 173
Золотоносность неохрона . . . 175
Провинция геосинклинально-орогенного пояса Анд . . . 175
Общая характеристика золотоносности . . . 177
Краткая характеристика месторождений . . . 183
Некоторые общие закономерности размещения золотого оруденения 188
Золотоносность эпинеохрона . . . 190

Общие вопросы металлогении золота . . . 191

Некоторые особенности размещения золотого оруденения в пределах земного шара . . . 191
Характерные черты золотоносности отдельных геохронов . . . 193
Золотоносность археохрона . . . 193
Золотоносность мезохрона . . . 199
Золотоносность неохрона . . . 204
Золотоносность эпинеохрона . . . 210
Общая направленность изменений типов месторождений золота . . . 218
Вопросы генезиса месторождений золота . . . 220
Эволюция генезиса золотого оруденения в ходе развития Земли . . . 229
Некоторые вопросы прогнозирования золотого оруденения . . . 233

Заключение . . . 238

Список литературы . . . 239
Указатель золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений . . . 251
Указатель минералов золотых руд . . . 253

Сергей Дмитриевич Шер

Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка)

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Переплет художника *В. М. Аладьева*
Технический редактор *А. Е. Матвеева*
Корректор *М. П. Курылева*

Сдано в набор 3/VII 1974 г. Подписано в печать 14/XI 1974 г. Т-17895. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 19,36. Тираж 2800 экз. Заказ № 415/4888-4. Цена 2 р. 05 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.