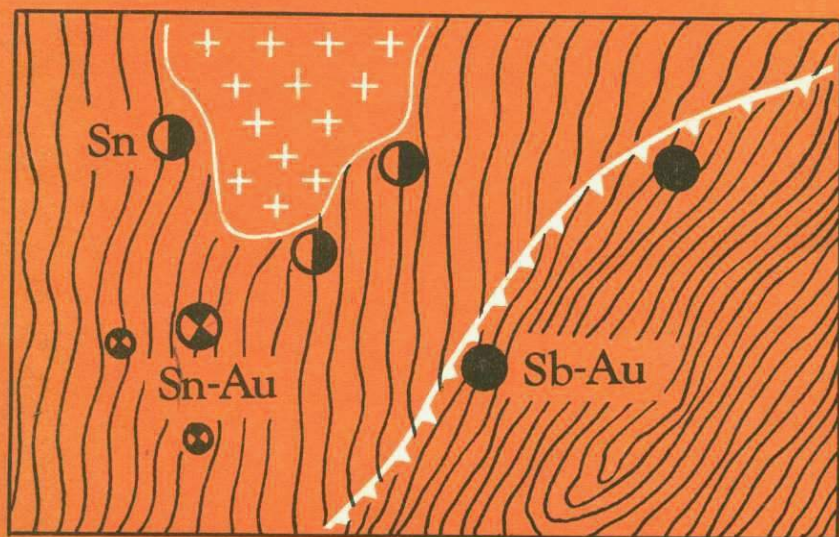




ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Якутский филиал Сибирского
отделения
Институт геологии

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ



Издательство
«Наука»
Москва
1975



1443

В книге рассмотрены принципы построения формационной классификации золоторудных месторождений и генетические особенности главных золоторудных формаций на примерах месторождений Верхояно-Чукотской складчатой области и других рудных провинций мира. Детально описаны малосульфидная золото-кварцевая и золото-антимонитовая рудные формации, относящиеся к группе формаций, лишенных видимой связи с магматизмом и подчиненных протяженным зонам разлома. Кроме того, обсуждены некоторые проблемы геохимии и минералогии золота в гранитоидах и осадочных породах на материале нескольких районов Верхояно-Чукотской складчатой области.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и научных работников, интересующихся вопросами формационной систематики рудных (в частности, золоторудных) месторождений и геохимией золота в магматическом и осадочном циклах.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук, профессор
Ю.П. ИВЕНСЕН

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Утверждено к печати Институтом геологии Якутского филиала
Сибирского отделения АН СССР

Редактор Т.С. Барина, Редактор издательства Т.Б. Гришина
Художественный редактор С.А. Литвак, Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 30/X - 75 г, Т - 14995, Усл.печ.л. 21,5, Уч.-изд.л. 24,3
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная №1. Тираж 1400 экз. Тип.зак. 4204
Цена 1 р. 98 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Московская типография №9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., 40

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данный сборник включены работы сотрудников Института геологии Якутского филиала СО АН СССР, посвященные характеристике золоторудных формаций западной части Верхояно-Чукотской складчатой области (восток Якутской АССР) и некоторым проблемам геохимии золота.

Институт геологии вот уже около 15 лет занимается изучением золотоносности территории Якутской АССР. Проведенные исследования были посвящены: 1) составлению металлогенических комплексных и специализированных (на золото) карт этой территории, прогнозной оценке ее запасов (вместе с Якутским территориальным геологическим управлением), 2) изучению золотого оруденения и связей оруденения с магматизмом Верхне-Индигирского, Южно- и Западно-Верхоянского, Куларского, Центрально-Алданского золотоносных районов и вулканогенных прогибов периферии Охотского и Колымского срединных массивов, 3) важнейшим особенностям и генезису вертикальной зональности месторождений, 4) закономерностям формирования и размещения золотоносных россыпей не только в названных уже районах, но и в районах западной (платформенной) части Якутии, 5) золотоносности докембрийских конгломератов Алданского щита и Анабарской антеклизы.

Эти исследования выполнялись силами сотрудников четырех лабораторий института (геологии рудных месторождений, геологии и генезиса россыпей, геохимии и металлогении, магматических формаций). В результате был накоплен большой фактический материал, выявлены важнейшие закономерности образования и размещения золоторудных месторождений и россыпей различных типов, даны многочисленные рекомендации о поисках и разведке. Было опубликовано восемь монографий и большое количество статей по отдельным вопросам.

Однако проводимые работы еще далеки от завершения. Наряду с успехами в изучении золотоносности Якутии существуют еще многие нерешенные проблемы.

Важнейшей задачей геологической службы Якутии в современных условиях является выявление крупных золоторудных объектов. Для решения этой задачи необходимо знать, какие золоторудные формации и районы проявления этих формаций наиболее перспективны именно для выявления крупных объектов. Следовательно, большую важность приобретают вопросы формационной классификации зо-

лоторудных месторождений, выделения металлогенически специализированных на золото магматических комплексов и рудоконтролирующих структур. Как раз эти вопросы пока еще не получили должного решения не только в конкретных условиях Якутской АССР, но и в геологии золота вообще.

Объективное решение этих вопросов, по нашим представлениям, возможно только на геохимической основе. В области изучения геохимии золота пока еще сделаны первые шаги.

В статьях нашего сборника рассмотрены проблемы формационной классификации золоторудных месторождений, как в общем плане, так и конкретно на примерах Восточной Якутии, описаны две важные формации — золото-сурьмяная и малосульфидная золото-кварцевая (к которой некоторые исследователи, по нашему мнению, ошибочно относят все золотое оруденение региона) и особенности геохимии золота как гранитоидных магматических комплексов, так и терригенных и терригенно-вулканогенных пород позднего палеозоя — раннего мезозоя, вмещающих все золоторудные районы. Изложенный материал приводит к целому ряду важных новых выводов, позволяющих лучше понять закономерности образования и размещения золоторудных месторождений.

Вопрос генезиса рудных формаций все еще остается дискуссионным. Авторам сборника была предоставлена возможность изложить свои генетические представления, хотя в ряде случаев они не совпадают между собой и не разделяются ответственным редактором, позиция которого отражена в первой статье. В основном это касается мнений А.В. Коробицына о метаморфическом происхождении оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации, Л.Н. Индолева о двухэтапном "гибридном" образовании месторождений золото-антимонитовой формации, А.Т. Хитрунова, Г.Г. Кухтинского и М.Л. Мельцера о рудогенерирующей роли трансмагматических растворов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

О КЛАССИФИКАЦИЯХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Важнейшей практической задачей современной геологии рудных месторождений является прогнозирование рудных районов и месторождений. Первым, кто сформулировал эти задачи и употребил термин "металлогения", был французский ученый Луи де Лонэ (Lapau, 1913, стр. 248). Он писал: "До настоящего времени мы исследовали условия, в которых, предположительно, возникают рудные месторождения. Верная теория должна объяснять не только как месторождение образовалось, но и почему образовалось именно такое месторождение в данном месте, почему разные территории богаты различными металлами. Наши представления об этом слишком расплывчаты." И дальше: "По нашему мнению, надо начать с каталогизации рудных месторождений, классифицируя их не по морфологии, минеральному составу или ведущему металлу, а географически или, правильнее, тектонически сравнивая металлогенический облик районов с их тектоническим обликом и выводя из этого закономерности распределения..."

Металлогения как научное направление оформилась значительно позже, примерно в период 1945—1960 гг. (Билибин, 1947, 1959, и др.; Смирнов С.С., 1944; Смирнов В.И., 1947, 1962, 1963; Общие принципы..., 1957; Гвалчрелидзе, 1961; Turneaure, 1955; и др.). Она развивалась параллельно с учением о геологических, в том числе магматических, формациях (Н.П. Херасков, Н.С. Шатский, Ю.А. Кузнецов и др.) и с перестройкой основных представлений геотектоники на формационной основе.

Н.С. Шатский, развивая учение о формациях, подчеркивал (как в отношении горных пород, так и полезных ископаемых), что их группировка не может строиться на генетических представлениях, которые почти всегда проблематичны и отражают субъективные взгляды исследователя, она должна основываться на изучении сонахождения (парагенезиса) и закономерностей размещения пород или руд. Формационные представления не вытекают из генетических, а являются средством для познания генезиса.

Но для того чтобы изучать закономерности размещения рудных месторождений, заниматься их "каталогизацией", необходимо их в какой-то степени классифицировать уже предварительно. Иначе никакое обобщение в этой области невозможно. Поэтому проблема

классификации рудных месторождений с момента возникновения учения о них и первых геологических работ в XVI в. (Agricola, 1528, 1546, 1556) и до наших дней является одной из актуальнейших проблем науки как в теоретическом, так и в практическом плане.

Для металлогенического исследования и разработки научных основ прогнозирования рудные месторождения должны изучаться не как изолированные природные объекты, а как совокупности объектов, близких друг к другу по ряду свойств и занимающих сходное положение в похожих геологических ситуациях.

Но за четырехвековой период развития геологии (от Агриколы до Линдгрена) изучение рудных месторождений развивалось именно в направлении выяснения их индивидуальных свойств. Задача исследователя ограничивалась выяснением места, занимаемого данным объектом в абстрактной схеме геологических процессов, и в отношении его к определенному абстрактному типу. Было высказано множество различных точек зрения на генезис месторождений и предложено несколько типов классификационных систем. Агрикола связывал образование месторождений с действием атмосферных вод, просачивающихся в глубину, нагревающихся под влиянием внутреннего тепла Земли и выщелачивающих рудные элементы из горных пород. Он разработал первую классификацию рудных месторождений, от которой мало отличались все более поздние долиндгреновские классификации.

Уже Н. Стенсен (Steno, 1669) наметил первые представления о гидротермальном рудообразовании, которые и были развиты в XVIII в. Беккером (Becher, 1703). Вскоре было открыто явление метасоматизма (Zimmermann, 1746). М.В. Ломоносов стоял на позициях, близких к концепции Агриколы, но разработал вполне оригинальные идеи многостадийности рудного процесса. Вскоре, также на основе представлений Агриколы, были намечены основы латераль-секреционной гипотезы (Charpentier, 1778, 1799; Gerhard, 1781; Lasius, 1789).

В самом конце XVIII в. началось "великое противостояние" школ непутистов и плутонистов, под знаком которого шло развитие геологии рудных месторождений почти на протяжении всего XIX в., с отголосками (Дж. Сперр) уже в XX в. Большую часть XIX в. господствовали идеи непутистов, начало которым было положено Вернером (Wegner, 1791). Процессы рудообразования трактовались в духе "асцензионной" гипотезы (Beust, 1840, 1856), близкой к концепции Агриколы или в чисто Вернеровском духе ("десцензионная" гипотеза, связывавшая рудообразование целиком с действием нисходящих метеорных вод). Плутонические представления Д. Хеттона (Hutton, 1788, 1795), развитые его последователями (Brunner, 1801; Pleufer, 1802), время от времени возрождались отдельными исследователями (Вуга, 1845). В конце века, с одной стороны, возродилась и приобрела значительное влияние латераль-секреционная гипотеза (Bischof, 1846-1847; Sandberger, 1882), с другой - наметился синтез десцензионной и гидротермальной теорий и возник-

до представление о возможности смещения проникавших в глубину рудоносных вод метеорного происхождения с ювенильными горячими водами (Posepny, 1893; Van-Hise, 1904; Stelzner-Bergeat, 1904-1906).

Важную роль для обоснования формационных идей, приобретших значительное распространение в середине XX в., сыграло разработанное А. Брейтгауптом (Breithaupt, 1849) учение о минеральных парагенезисах.

Современные представления о рудообразовании стали складываться под влиянием работ И. Фохта (Vogt, 1894-1895), Э. Зюсса (Suess, 1902), А.П. Карпинского (1885), А.И. Иностранцева (1877), К.И. Богдановича (1912-1913). Все же классификационные схемы ряда авторов, даже наиболее интересные (Buga, 1845; Stelzner-Bergeat, 1904-1906; Богданович, 1912-1913), носили искусственный и электический характер; они строились на группировке объектов частично по генетическим, но в большей мере по морфологическим признакам.

Завершителем этой длительной линии развития теории рудообразования явился В. Линдгрэн. Его классификация рудных месторождений (табл. 1) приобрела широкое распространение и большое влияние (Линдгрэн, 1934). Она ярко отражает последствия изучения рудных месторождений в качестве изолированных объектов и те методические (логические) трудности, которые стоят перед всеми создателями геологических классификаций и не преодолены до настоящего времени, и заслуживает внимательного рассмотрения. В. Линдгрэн считал свою классификацию генетической и, следовательно, естественной.

В. Линдгрэн (1934) отмечал, что генетическая классификация не может строиться только с учетом сингенетичности или эпигенетичности минерализации, только процесса создавшего ее (магмати-

Таблица 1
Классификация В. Линдгрена

Типы процессов	Температура, t °C	Давление
I. Месторождения, образованные механической концентрацией (россыпи)	Умеренная	Умеренное
II. Месторождения, образованные химической концентрацией		
А. В поверхностных водах	От 0 до 7	От среднего до высокого
а) неорганическими реакциями		
б) органическими реакциями		
в) испарением растворителя		

Таблица 1 (окончание)

Типы процессов	Температура, t °C	Давление
Б. В горных породах		
1. Концентраций вещества самих пород		
а) при выветривании	0-100	Среднее
б) грунтовыми водами глубинной циркуляции	0-100	"
в) метаморфизмом	Свыше 400	Высокое
2. Концентрацией привнесенного вещества		
а) не связанной с магматической деятельностью циркулирующей атмосферных вод на малой и средней глубине	До 100	Среднее
б) связанной с магматической деятельностью		
б ₁ горячими восходящими водами неизвестного происхождения		
1) отложение на малой глубине (эпитермальные месторождения)	50-200	Среднее
2) отложение на средней глубине (мезотермальные месторождения)	200-300	Высокое
3) отложение на большой глубине (гипотермальные месторождения)	300-500	Очень высокое
б ₂ магматическими эманациями		
1) интрузивных тел (контакто-метасоматические и пирометасоматические месторождения)	500-800	То же
2) эффузивных тел (продукты возгонки, фумаролы)	100-600	От низкого до среднего
В. Непосредственно в магматических камерах		
1) собственно магматические месторождения (продукты дифференциации)	700-1500	Очень высокое
2) пегматитовые месторождения	Около 575	Чрезвычайно высокое

ческого, пневматолитического, гидротермального и т.д.), только способ отложения (выполнения пустот или замещения), только места рудоотложения (на поверхности, в глубине и т.д.). Он считал, что "генетическая классификация должна определять границы руды в каждом классе по температуре и давлению. Каждое месторождение должно рассматриваться как задача по физической химии, и для того чтобы установить способ образования месторождения, достаточно разрешения этой проблемы (с необходимыми геологическими данными)" (Линдгрэн, 1934, стр. 179).

В. Линдгрэн исходил из предположения, что температура и давление связаны между собой линейной зависимостью. На этом строилось разделение главной группы гидротермальных месторождений (II-B-2-b₁) на эпи-, мезо- и гипотермальные. Данный тезис В. Линдгрэна вызвал наибольшую критику и было показано, что линейной зависимости между температурой и давлением нет. Поэтому классификация В. Линдгрэна современными американскими исследователями обычно принимается с добавлением месторождений ксено-термальных, образованных на небольшой глубине, при низком давлении и высокой температуре (Buddington, 1935), и телетермальных (Graton, 1933), являющихся продуктами отложения из наиболее удалившихся от глубинных источников и остывших термальных растворов (Парк, Мак-Дормит, 1966). Но даже исследователи, считавшие классификацию В. Линдгрэна лучшей, отмечали ее многие слабые стороны. Прежде всего ни температура образования месторождения, ни тем более его генезис не могут быть установлены непосредственно при полевых наблюдениях. Они выводятся В. Линдгрэном из характерных минеральных ассоциаций. Но некоторые ассоциации могут возникать в разных условиях. Кроме того, большинство рудных месторождений многостадийно. Минеральные ассоциации ранних и поздних стадий нередко оказываются типичными для разных температурно-глубинных зон В. Линдгрэна. Наличие вертикальной зональности также приводит к сочетанию в одном месторождении ассоциаций разных зон. Минеральные ассоциации, отвечающие определенным условиям температуры и давления, еще не указывают на генезис рудообразующего раствора: они могут отлагаться как растворами, отделившимися от магмы, так и возникшими в процессе метаморфизма (гранитизации) или поступившими из мантии. Классификация В. Линдгрэна не учитывает химического состава вмещающих пород, который, несомненно, влияет на состав (Парк, Мак-Дормит, 1966; Нобл, 1959). К перечню этих частных недостатков можно еще добавить, что месторождения, созданные непосредственно магматическими эманациями (II, B-2-b₂), почему-то не распределены по температурно-глубинным зонам, хотя, даже, если считать температуру интрузивных экзоконтактов постоянной на любых глубинах, давление при этом, несомненно, меняется. Идентичность некоторых "пирометасоматических" месторождений и "гипотермальных" уже отмечалась (Knopf, 1942; Ridge, 1952; и др.).

Перечисленные и многие другие недостатки являются следствием общих, принципиальных особенностей этой классификации. Мы видим, что в классификационной таблице (см. табл. 1) вещественный состав месторождений вообще не фигурирует. Ч. Парк и Р. Мак-Дормит (1966) считают это достоинством, позволяющим свести классификационную схему "к небольшому постоянному числу основных категорий". Но с этим нельзя согласиться.

В логике под классификацией понимают логическую операцию разбиения множества. На этом же строится определение классификации в Большой советской энциклопедии (2-е изд. т. 21, стр. 363). Как правильно отметила С.С. Розова (1964), это отражает лишь экстенсивную сторону процесса классифицирования. Интенсивная сторона его выражена в том, что, объединяя индивидуальные объекты в виды, последние - в более высокие таксоны, мы в особенном выявляем общее, т.е. совершаем научное обобщение, сложное и многообразное сводим к наиболее простому и общему.

Классификации могут строиться на различной методической основе. В работах И.П. Шаропова (1966), Ю.А. Воронина и Н.А. Голдиной (1964), Ю.А. Воронина и С.В. Голдина (1964) к геологическим классификациям предъявляются слишком строгие требования, вряд ли в настоящее время осуществимые. Но без соблюдения хотя бы основных из них построение классификаций почти теряет смысл.

Содержание класса можно определять двумя способами: а) перечислением входящих в данный класс объектов; б) определением признака, свойственного всем объектам данного класса и отсутствующего у всех прочих объектов. Разграничение классов производится также двумя путями: а) по взаимоисключающим признакам (дихотомирование) и б) по варьирующему признаку (его количественным градациям).

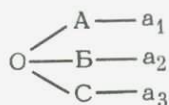
Естественные классификации должны отвечать одному главному требованию - их таксоны включают объекты, близкие по всем основным признакам, отражающим их взаимосвязь в природе. Это обеспечивает так называемую заменяемость - знание одного объекта позволяет предугадывать основные свойства других объектов данного класса. Кроме того, в естественных классификациях класс должен охватывать все особенные формы данного общего, которые принципиально возможны, что позволяет предугадывать существование еще не познанных нами объектов. Примером этого может служить периодическая система элементов Д.И. Менделеева, в которой разбиение множества велось по варьирующему признаку (атомный вес элементов), а для еще не открытых в эпоху Д.И. Менделеева элементов были выделены свободные ячейки.

В искусственных классификациях группировка объектов производится по отдельным признакам, важным для деятельности человека (например, группировка рудных месторождений по величине и форме рудных тел или технологическим свойствам руд). Заменяемость в них не охватывает все основные свойства объекта, она распространяется только на то свойство, которое положено в основу класси-

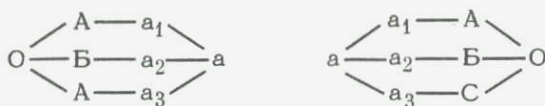
фикации, или на свойства, коррелятивно связанные с ним. Полнота заполнения класса объектами или более мелкими таксонами также перестает быть обязательной.

При любом методе построения классификации, которую мы хотим приблизить к естественной, обязательным условием является единый подход к оценке меры связи (и меры различия) между объектами и таксонами. Операция разграничения таксонов – это выявление количественно-качественных переходов. Там, где объекты классификации не дискретны (как это чаще всего бывает в геологии), операция разграничения связана с раскрытием диалектики непрерывного – прерывистого.

С.С.Розова (1964) выделяет по этапам развития классификации описательные, переходные от описательных к сущностным, ("описательные с объяснением") и сущностные. В описательных основание классификации еще не отделено от перечня классов, его можно называть непосредственным (признаки разграничения еще не являются факторами образования классов). В описательных классификациях с объяснением выясняется обусловленность классов специфическим фактором. Но эти факторы еще не представляют самостоятельной законченной системы:



где O – множество; A, B, C, – классы; a_1, a_2, a_3 – факторы образования классов. В сущностных классификациях факторы образования классов приведены в законченную систему, они образуют ее второе, опосредованное основание, допускающее обращение классификации:



В обращенной классификации факторы образования классов превращаются в ее непосредственное основание. Очевидно, что в сущностной классификации мы имеем полное соответствие между классификацией объектов и процессов (факторов), что и обеспечивает возможность ее обращения. Примером может служить также периодическая система элементов Д.И. Менделеева. Свойства элементов – ее непосредственное основание, – находятся в прямой зависимости от их атомных весов (опосредованное основание). В таких классификациях вывод новых классов (предсказание их возможности) делается на основании второго, опосредованного, основания.

По содержанию законченного в них знания классификации делятся на несколько типов.

1. Качественно-количественные или количественно-качественные виды сущностных классификаций, в которых первый член названия служит непосредственным, а второй – опосредованным основанием. Сюда надо добавить качественные классификации, каковыми являются классификации описательные или описательные с объяснением.

2. Казуальные (причинные, причинно-следственные и следственно-причинные). Причинными могут быть описательные классификации с объяснением, отражающие происхождение объектов (например, разделение горных пород на осадочные, магматические и метаморфические). Причинно-следственные классификации являются сущностными и выявляют причинно-следственные связи между своим непосредственным и опосредованным основаниями.

3. Генетические, всегда являющиеся сущностными. Это классификации по филогенетическим линиям в биологии или по этапам формирования, часто применяемые в геологии. Генетическая классификация может быть одновременно казуальной, если она вскрывает в исторической последовательности объектов их обусловленность различными факторами.

4. Смешанные, в которых на разных таксономических уровнях используются разные классификационные принципы, т.е. содержание полученного при этом знания различно. Это крупный для естественных классификаций недостаток, который, к сожалению, присущ большинству геологических классификаций.

Создание естественной классификации рудных месторождений сразу же сталкивается с принципиальной трудностью. Дело в том, что сами понятия "руда", "рудное месторождение" условны, порождены человеческой практикой. Рудой мы считаем такие минеральные образования, которые пригодны для промышленного использования в данной экономической ситуации. Отсюда сами границы рудных месторождений – это искусственные границы, а объект, выделенный на основании искусственных границ, – искусственный объект. Но последнее заключение также не абсолютно; практически в очень многих месторождениях, если не в большинстве месторождений, "руда" и "боковая порода" разделены естественными геологическими границами или геологическая граница проходит параллельно и недалеко от искусственной границы. Это позволяет большинство рудных месторождений считать геологическими телами, по своей природе отличными от других геологических тел независимо от их промышленного использования (в меняющейся экономической ситуации), и в этом случае классификация рудных месторождений может претендовать на естественность.

После краткого рассмотрения главных логических принципов классифицирования вернемся к классификации В. Линдгрена. Выше были разобраны главнейшие недостатки этой классификации с точки зрения геолога. Если обратиться к ее логической структуре, то увидим, что классификация В. Линдгрена обращена: разбиение множества на классы производится по факторам (механическая концентрация, химическая концентрация в водах, горных породах, магмати-

ческих камерах с градуировкой по температурам образования и величине давления). Количественно-качественные отношения между ее непосредственным основанием (факторы, процессы) и опосредованным основанием (рудные объекты) не выявлены. Поэтому классификация, несмотря на использование примерной температурной градуировки, остается качественной (описательной с объяснением). Поскольку, изучая геологические объекты (рудные месторождения), мы имеем дело со следствиями геологических процессов, а не с их причинами, классификация месторождений должна быть следственно-причинной, а не причинно-следственной, как у В. Линдгрена. Между тем в его классификационной таблице рудные объекты (т.е. следствия) вообще не показаны, их надо мысленно пристраивать. Учитывая все это, необходимо признать, что классификация В. Линдгрена не является сущностной, следовательно, не может называться и генетической.

Касаясь более частных недостатков структуры этой классификации, необходимо отметить, что определение классов у В. Линдгрена дается по их предположительному генезису, а не по объективным, поддающимся наблюдению признакам. Это равноценно тому, что классы названы, но не определены. Разграничение классов в крупных таксонах производится также на основании предположений об их генезисе, без использования какого-либо дихотомирующего или варьирующего критерия. Температура как варьирующий признак использована только для дополнительного разделения класса гидротермальных месторождений (табл. 1, II -Б-2-б-б₁). Во всех остальных классах градиенты температур и давлений взаимно перекрываются, поэтому и не используются для разграничения классов.

Пользоваться такой классификацией практически невозможно. Этого не может и сам автор классификации. Он относит месторождения к тому или иному классу не путем непосредственного решения "физико-химической задачи" (установления генезиса, температуры образования и давления), а на основании особенностей минерального состава руд, характерного для каждого класса. Таким образом, не показывая ее в виде таблицы, он строит в тексте своей работы вторую - вспомогательную классификацию месторождений по составу руд. Отсутствие признаков вещественного состава в его классификации, вызвавшее одобрение Ч. Парка и Р. Мак-Дормита (1966), в действительности - фикция.

Другая тенденция в подходе к классификации разрабатывалась европейскими исследователями (Ниггли, 1933; Усов, 1931; Шнейдерхен, 1957, 1958).

Непосредственным основанием классификации Г. Шнейдерхена служат главные минеральные парагенезисы, на основании которых выделены группы "рудных формаций". Группы эндогенных рудных формаций объединены в классы, отличающиеся температурой и агрегатным состоянием рудообразующего флюида (интрузивные и ликвационно-магматические, пневматолитовые, гидротермальные, эксгаляционные, эксгаляционно-осадочные). Группы гидротермальных рудных

формаций подразделены в зависимости от глубинности формирования на гипабиссальную и субвулканическую серии, по расстоянию месторождения от места зарождения раствора (магматического очага) – на внутри-, пери-, апо-, крипто- и телемагматические, а по температурным границам главного периода рудоотложения – на ката-, мезо-, эпи- и телетермальные. При выделении некоторых формаций учитывается состав вмещающих пород и морфология рудных тел (там, где она обусловлена особенностями процесса минералоотложения).

Г. Шнейдерхен считал, что строит свою классификацию на четырех группах признаков: 1) природе рудообразующего флюида; 2) парагенезах возникших рудных минералов; 3) глубинности и типе рудообразующего процесса; 4) составе вмещающих пород или жильных минералов. В действительности рудные формации выделены по 2-й и 4-й группам признаков. Они объединены в более крупные таксоны (классы) по единству генезиса, т.е. по 1-й и 3-й группам признаков. Формации гидротермального класса подразделены на серии также по 1-й и 3-й группе признаков (по генезису). Следовательно, разделение месторождений по генезису образует второе, опосредованное основание классификации. Может показаться, что мы имеем дело с генетической, казуальной, следственно-причинной, качественной классификацией (количественный элемент в ней отсутствует), но это справедливо лишь частично.

Ч. Парк и Р. Мак-Дормит (1966, стр. 249) отмечают следующий крупный недостаток этой классификации: "Если какое-либо месторождение не попадает ни в одну из зафиксированных в классификации Шнейдерхена ассоциаций рудных минералов (формаций) или ее подразделение, то для такого месторождения легко найти место: надо лишь сформулировать название новой группы или подгруппы". Это замечание в образной форме отражает отсутствие четких определений у Г. Шнейдерхена; все его таксоны (классы, серии, формации) не имеют точного объема, его классы не охватывают все принципиально возможные особенные формы внутри общего, отвечающего классу, т.е. количество формаций, которые могут охватываться данным классом, остается неопределенным. Это происходит в результате того, что понятие парагенезиса, положенное в основу выделения формаций, используется интуитивно. Группы минералов, дающие название формации, подбираются произвольно – для разных формаций по различному принципу (табл. 2).

Более общей причиной этих недостатков служит то, что второе опосредованное основание классификации (генезис) является лишь кажущимся основанием. Между минерально-парагенетическими признаками должны быть установлены количественно-качественные отношения, но они не установлены. Если особенное объектов классификации (формации) выражено в той или иной степени конкретными парагенетическими признаками, то общее (классы) определено гипотетическим генезисом. Такая классификация логически неправомерна. Хотя она по форме и замыслу претендует быть генетической, казуальной, следственно-причинной, а в действительности она явля-

Таблица 2

Классификация группы золотых и золото-серебряных формаций

(Schneiderhön, 1949)

Гипабиссальная серия	Субвулканическая серия
Кататермальные золото-кварцевые жилы	Эпитермальные пропилитовые золото-кварцевые и серебряно-золотые жилы
Золотоносные импренъяии в силикатных породах	
Золотоносные месторождения замещения в карбонатных породах	Эпитермальные золото-теллуридные жилы
Мезотермальные золото-свинцово-селеновые месторождения	Эпитермальные золото-селеновые жилы Алунитовые золотые месторождения Эпитермальные месторождения серебра

ется всего лишь качественной классификацией описания с объяснением. Но ее следственно-причинная форма построения более отвечает специфике классифицируемых объектов (рудных месторождений), чем причинно-следственная форма у В. Линдгрена.

Ч. Парк и Р. Мак-Дормит (1966) находят, что классификации Г. Шнейдерхена и В. Линдгрена отличаются друг от друга скорее формой изложения, чем по существу. Это справедливо в том смысле, что классификация Т. Шнейдерхена принципиально отличается от линдгреновской только тем, что является по отношению к ней обращенной. Все остальные отличия (количество используемых генетических признаков и отсюда количество выделяемых классов) являются частными, не принципиальными.

В СССР за последние 25 лет новые варианты классификации рудных месторождений предложены целым рядом авторов (Татаринов, Магакьян, 1949; Захаров, 1953; Вольфсон, 1953; Абдуллаев, 1954; Смирнов В.И., 1965, 1967, 1968; Твалчрелидзе, 1966; Туровский, 1968; Магакьян, 1969; и др.). Все они развивают идеи П. Ниггли, М. Усова и Г. Шнейдерхена в том отношении, что объектом классификации являются рудные формации, выделяемые по минерально-парагенетическому принципу, хотя и несопоставимые у разных авторов по объему и по выбору типовых минеральных ассоциаций.

Наиболее важные их особенности отражены в классификации В.И. Смирнова. Ее наиболее крупными таксонами являются генети-

ческие группы (типы) формаций, выделяемые не на основании гипотетических предположений об их генезисе, а исходя из объективных геологических данных. Таких групп семь: 1) магматическая, 2) пегматитовая, 3) карбонатитовая, 4) скарновая, 5) альбититовая (грейзеновая), 6) гидротермальная, 7) колчеданная. Гидротермальная группа дополнительно разделена на три класса: а) плутоногенные, б) вулканогенные, в) телетермальные месторождения. Как видим, все гипотетические построения из определения этих таксонов устранены – плутоногенные формации даже не разграничены по глубинам образования, что стало почти привычным для большинства геологов. В составе перечисленных групп и классов выделены рудные формации. Это классификация описания с объяснением, качественная, но она ни на что другое и не претендует и не содержит мнимого опосредованного основания. В этом ее преимущество. Ее непосредственное основание более стройно, чем в классификациях В. Линдгрена и Г. Шнейдерхена, потому, что таксоны всех рангов выделены по одному принципу.

Выше отмечалось появление в последние 30 лет новой геологической дисциплины – металлогении. В ее разработке важнейшую роль играет построение нового типа классификации рудных формаций, увязанной с тектоно-магматическим развитием рудоносных регионов и Земли в целом. В работах Г. Шнейдерхена (1957) связал свою классификацию рудных месторождений со схемой развития тектоно-магматического цикла, по Г. Штилле.

У нас в СССР важнейшую роль в развитии металлогении, как уже указывалось, сыграли исследования С.С. Смирнова, М.А. Усова, Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, Твалчрелидзе и др. Наибольшее распространение в широких кругах геологов получили идеи Ю.А. Билибина и его школы. При этом выявилось два принципиально различных подхода к выделению рудных формаций и к самому определению этого понятия. Подавляющее большинство исследователей (в том числе все перечисленные выше авторы классификаций на формационной основе) считают, что под рудной формацией следует понимать "... группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, повторяющимися в определенной последовательности... и образовавшихся в близких геологических условиях" (Константинов, 1965, стр. 11). Иногда к этому определению добавляются слова: "принадлежащих к одному генетическому типу" (Кузнецов и др., 1972). При этом с одним магматическим комплексом или даже с одним рудоносным массивом могут быть связаны несколько рудных формаций.

Школа Ю.А. Билибина ("Общие принципы...", 1957) под рудным комплексом (синоним рудной формации в ранних работах исследователей этой школы) понимает ассоциацию близких по возрасту рудных образований, связанную генетически или парагенетически с определенным интрузивным комплексом. Таким образом, один рудный комплекс может охватывать оруденение не только различного состава, но и разного генезиса. Рудные комплексы подразделяются

на "генетические типы руд", которые по объему близки к рудным формациям в понимании большинства авторов (табл. 3). В поздних работах Ю.А. Билибина "рудный комплекс" нередко заменяется термином "формация" (Кормилицын, Строна, 1971). Такая неточность терминологии вносит большую путаницу в излагаемые понятия.

Табл. 3 показывает, что генетическая сторона систематики Ю.А. Билибина сводится к утверждению связей между рудными комплексами и включаемыми в них генетическими типами руд с определенными магматическими комплексами, отнесенными к этапу развития подвижной зоны. Сами определения комплексов и генетических типов нарочито общи. Даже генетические типы названы по набору

Таблица 3

Рудные комплексы, включающие золотое оруденение*
(по Ю.А. Билибину, "Общие принципы...", 1957)

Этапы тектоно-магматического цикла	Рудные комплексы		Генетические типы	
	номер	наименование	номер	наименование
Начальный	III	Кобальто-медно-железородный	3	Кварцево-золоторудные, частью со ртутью жилы (Урал: Северо-Миасские, Вагранские)
	IV	Барито-медно-колчеданный	1 2 3	Серно-медноколчеданные Полиметаллические Баритовые
Ранний	I	Медно-железородный	5	Кварцево-золоторудные (Урал: Ивдельский, Турьинский, Учалинский районы)
	II	Медно-молибденово-железородный	3	Кварцево-шеелито-золоторудные (Урал)
	III	Многокомпонентный	1	Золоторудные близповерхностные (Белая Гора)
Средний	I	Золоторудный (предбатолитовый)	1	Кварцево-золоторудные (Забайкалье: Баян-Зурга, Дабан-Горхон; Кольма; Дальний Восток)

Таблица 3 (окончание)

Этапы тектоно-магматического цикла	Рудные комплексы		Генетические типы	
	номер	наименование	номер	наименование
	II	Золото-молибденово-вольфрамовый	1	Молибден-шеелитовые, частью с золотом (Средняя Азия)
			2	Мышьяковые с кобальтом и золотом (Средняя Азия)
			3	Кварцево-золоторудные, частью с мышьяком или с вольфрамом и мышьяком (Урал: Качкарское, Шершневское; Средняя Азия: Джар-Кулак)
Поздний	I	Молибденово-золотой	1	Кварцево-золоторудные, частью существенно мышьяковые (Урал: Березовское, Благодатненское, Арамашевское, Аятское; Дальний Восток; Иорохан-Афанасьевское, Березовское; Восточное Забайкалье; Западная Калба)
			2	Турмалино-кварцево-золоторудные (Вост. Забайкалье: Ключевское, Дмитровское)
Конечный	I	Многокомпонентный	5	Карбонатно-кварцево-золоторудные, эпитеpmальные, близповерхностные (Забайкалье, Балей)

*В таблице указаны порядковые номера золоторудных комплексов внутри каждого тектоно-магматического этапа и порядковые номера генетических типов внутри рудных комплексов. Незолотосные рудные комплексы и генетические типы не названы.

элементов, а не минералов. В результате мы находим в таблице четыре "кварцево-золоторудных" типа, отличающихся в отдельных случаях элементами-примесями (в одном случае "частью с мышьяком" или с "вольфрамом и мышьяком", в другом - "частью существенно мышьяковые"). Таким образом, специфические особенности рудных комплексов и типов, по существу, не указаны. Различить их можно только по предполагаемой их принадлежности к разным этапам развития подвижных зон и по приводимым примерам типичных месторождений. О том, насколько субъективны эти сопоставления, наглядно говорит пример месторождения Белая гора (Дальний Восток), отнесенного к золоторудному близповерхностному типу раннего этапа развития, в то время как по всем конкретным особенностям строения и состава это месторождение аналогично близповерхностному типу конечного этапа.

Формально - это генетическая (по этапам развития) - казуальная причинно-следственная (подобно Линдгреновской) классификация. Ее непосредственное основание - перечень этапов развития и сменяющих друг друга на каждом этапе магматических комплексов, опосредованное основание - перечень рудных комплексов и генетических типов. Но количественно-качественные отношения между непосредственным и опосредованным основаниями отсутствуют. Автор декларативно утверждает наличие определенных качественных отношений между этапами и магматическими комплексами, с одной стороны, и рудными комплексами, с другой. Но точного определения этих связей не дается, признаки связи отсутствуют. Полностью отсутствуют определения генетических типов, их сущность охарактеризована только примерами названных месторождений. Поэтому классификация также относится к типу описания с объяснением.

СОВРЕМЕННЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первая сводка по золоторудным месторождениям была написана Дж. Маклареном (MacLaren, 1908). Она содержала описание месторождений, классифицированных на уровне того времени, но с попыткой выделить мировые золотоносные провинции. В изучении золоторудных месторождений России и СССР видную роль сыграла трехтомная монография В.А. Обручева (1911-1917). Следующие крупные сводки принадлежат Э. Данну (Dunn, 1929) и В. Эммонсу (Emmons, 1937). Классификационные схемы этих авторов близки к линдгреновской. В. Эммонсон уделил внимание связи золоторудных месторождений с гранитоидными батолитами и их положению в рядах вертикальной зональности. Но региональные и глобальные закономерности размещения месторождений золота эти авторы почти не рассматривают.

Значительные результаты в разработке классификации золоторудных месторождений были достигнуты за последние годы в СССР

(Бородаевский, 1960, 1962; Булытников, 1948; Буряк, 1964, 1967, 1970; Буряк, Летников, 1970; Воларович, 1958; Воларович, Рожков, 1967; Рожков, 1968; Вахрушев, 1972; Иванкин и др., 1961; Иванкин, Рабинович, 1968; Петровская, 1960; Радкевич, Моисеенко, 1966; Тимофеевский, 1971, 1972, 1973; Шер, 1972; Шило, Ложкин, 1967; Шило, Сидоров, 1967, и др.). Не имея возможности рассмотреть все эти работы, коснемся лишь важнейших вопросов, поднятых в них.

Большое распространение получила у нас формационная классификация золоторудных месторождений, предложенная Н.В. Петровской (1960). Н.В. Петровская, отмечая высокую изменчивость состава руд золотых месторождений и связывая наличие в них разновозрастных (судя по взаимным пересечениям) минеральных ассоциаций с "пульсационным" развитием рудообразующего процесса, выделяет три главные группы минералов, образующих: а) устойчивые минеральные ассоциации; б) изменчивые минеральные комплексы; в) чуждые минеральные комплексы.

Устойчивые ассоциации повторяются с удивительным постоянством в месторождениях разного возраста, расположенных в разных рудных провинциях, в различных по составу вмещающих породах. Даже текстурные взаимоотношения этих ассоциаций в рудных телах в общем однотипны. Сюда относятся ранний кварц, слагающий основной объем рудных и безрудных жил, и две главные ассоциации сульфидов: а) ранняя (пирит и арсенопирит), б) поздняя (пирит 2-й и сульфиды цинка, меди, свинца и др.). В некоторых месторождениях выделяется третья ассоциация сульфидов (сульфосоли меди, сурьмы, мышьяка и др.). Часто фиксируется также наиболее поздняя тонкозернистая ассоциация пирита, марказита, халцедоновидного кварца, карбоната ("хвосты" золоторудного процесса). Первая генерация золота обычно связана с ранним пиритом и арсенопиритом, вторая (количественно преобладающая) — с сульфидами второй ассоциации.

Изменчивые минеральные комплексы обычно представлены сериями нерудных минералов, состав которых изменяется не только в разных провинциях, но и на разных рудных полях и даже в одном рудном теле при изменении состава вмещающих пород. Эти минералы в большей мере отражают среду, чем исходный состав рудообразующего раствора. Н.В. Петровская относит сюда такие минералы, как турмалин, все полевые шпаты, в частности адуляр, типичный для "эпитермальных" жил. Минералы изменчивых комплексов могут, однако, влиять на распределение золота в рудах в силу высокой осаждающей способности (каолинит, адуляр, железистые карбонаты и др.).

Чуждые комплексы представлены необычными для золоторудных месторождений рудными минералами молибдена, вольфрама, ртути и других элементов. Участки максимальной концентрации таких элементов, как правило, пространственно обособлены, а их минералы появляются в месторождениях золота чаще там, где последние близко расположены к месторождениям чуждых золоту металлов. По

мнению Н.В. Петровской, такие чуждые комплексы развиваются в рудных телах не только до и после золотоносных ассоциаций, но иногда параллельно с ними из самостоятельных порций иного рудообразующего раствора (происходящего из другого источника). Поэтому так называемые "совмещенные рудные формации" (золото-вольфрамовая, золото-молибденовая и др.) не должны выделяться, так как руды подобного состава представляют собой локальное образование.

Противоречия в классификациях золоторудных месторождений даже тех авторов, которые исходят из положения, что генезис руд наиболее полно характеризуется их минеральным составом (Вольфсон, 1953; Захаров, 1953; Шнейдерхен, 1958), возникают, по мнению Н.В. Петровской, в результате того, что в расчет принимаются произвольно выбранные сочетания минералов (иногда количественно преобладающие минералы, иногда, напротив, примеси, специфичные для отдельных районов). Поэтому за основу классификации необходимо принять количественное сочетание устойчивых минеральных ассоциаций, в первую очередь раннего кварца и более поздних сульфидов. Учитывается, что, несмотря на значительные колебания концентрации сульфидов в отдельных частях жилы, среднее их соотношение для жил близкого типа изменяется незначительно. Переходные разности между жилами с разным соотношением сульфидов и кварца не наблюдаются. На этом основании Н.В. Петровская выделила четыре золоторудные формации: 1) убогосульфидную золото-кварцевую (сульфидов до 0,5%); 2) малосульфидную золото-кварцевую (сульфидов от 0,5 до 5,0%); 3) умеренно сульфидную золото-кварцевую (сульфидов от 10 до 20%); 4) существенно сульфидную (золото-сульфидную, сульфидов 50-70% и более).

К этим формациям могут принадлежать рудные тела различных морфологических типов. Образование весьма богатых сульфидами золотых руд возможно как фашиальное, локальное образование в месторождениях умеренно сульфидной формации (Лебедино на Алданском шите, некоторые месторождения Западной Сибири).

Примерами малосульфидной золото-кварцевой формации служат протяженные пояса кварцевых жил Енисейского кряжа, Бодайбинского синклиория, некоторых районов Востока СССР. Ориентировка поясов контролируется глубинными разломами, они пересекают экзоконтактовые зоны батолитоподобных массивов. Формы жил и текстуры кварца часто свидетельствуют о пластических деформациях. Признаки вертикальной рудной зональности отсутствуют. Преобладают сульфиды первой ассоциации, но золото связано с сульфидами второй ассоциации. Для них характерно крупное, "позднее" золото, нередко самородки, распределение золота крайне неравномерное, нередко крупные "гнезда" и "столбы". Такие жилы скорее всего образуются на значительной глубине, а рудообразующие растворы поступают из глубинных ("корневых", по С.С. Смирнову) очагов.

К умеренно сульфидной золото-кварцевой формации относятся герцинские и мезозойские месторождения Урала, Центрального Казахстана, Забайкалья, Алданского шита, отчетливо приуроченные

к поясам развития даек и малых интрузий. Иногда оруденение наложено на своеобразные брекчии взрывного происхождения. Характерно "распыление" оруденения в мощных штокверковых зонах, значительное изменение боковых пород типа березитизации, загрязнение рудного вещества изменчивыми минеральными комплексами. В Забайкалье это нередко весьма обильный турмалин (до 40–70% объема), на Центральном Алдане – метасоматические залежи анкерита в кембрийских доломитах. Глубина формирования таких руд различна, чаще это зона умеренных и небольших глубин (3–1 км). В составе руд увеличивается роль поздних сульфидных ассоциаций. Золотоносность жил относительно равномерна и резко падает при уменьшении содержания сульфидов. Увеличивается роль раннего дисперсного золота.

Существенно сульфидная (золото–сульфидная) формация Н.В. Петровской включает колчеданные месторождения как собственно золотые (пиритовые), так и комплексные (золото–медные, золото–полиметаллические). Месторождения этого типа образуют обособленные протяженные пояса, возникающие в специфических геологических условиях (эвгеосинклинали, вулканогенные прогибы). Золото этих месторождений тонкодисперсное, почти целиком связано в раннем пирите.

Особенно выделяет Н.В. Петровская убогосульфидную золото–кварцевую формацию. К ней она относит позднемезозойское и кайнозойское золотое оруденение Востока и Юга СССР. Формация тяготеет к крупным разломам. Синхронный магматизм почти не выражен. Оруденение накладывается на разные породы от гранитов до конгломератов и песчаников, сопровождаясь зонами каолинизации, окремнения, карбонатизации, серицитизации, адуляризации. Строение руд (структуры раскristаллизации гелей) свидетельствует о их близповерхностном образовании. В составе руд участвуют все типоморфные ассоциации, но они завалуированы более поздними минералами. Для руд характерно обилие адуляра и карбоната в ранних изменчивых комплексах, обилие сульфосолей серебра и меди в поздних ассоциациях и антимонита в послезолотых выделениях. Местами увеличивается содержание теллуридов. Золото тонкое, низкопробное. Характерны очень богатые рудные столбы, беднеющие с глубиной.

Мы подробно изложили представления Н.В. Петровской, учитывая, что при широком распространении классификации этого автора среди геологов–производственников она часто используется неверно. Так, например, внимательное чтение изложенного сразу же покажет, что золото–сульфидная (колчеданная) формация отсутствует в пределах Алданского шита или Верхояно–Чукотской складчатой области, между тем в ряде работ присутствие ее там ошибочно отмечается.

Классификация Н.В. Петровской подкупает своей простотой и стройностью. Но внимательный анализ убеждает в том, что имеется расхождение между принципом классификации, который декларируется

автором, и фактическим содержанием выделенных формаций. По идее генезис месторождения фиксируется количественным соотношением раннего кварца с сульфидами. Граница между убогосульфидной и малосульфидной формациями дается четкая: меньше 0,5% сульфидов – убогосульфидная, от 0,5 до 5,0% сульфидов – малосульфидная формация. Обе формации образуют подчиненные разломам пояса жил, но первая формация близповерхностная, вторая – глубинная с многочисленными достаточно убедительно свидетельствующими в пользу такой фашиальности особенностями. Геологический облик обеих формаций достаточно различен, они описаны убедительно, но трудно всерьез отнестись к принятому классификационному определению, к сакраментальной цифре в 0,5% сульфидов. Несомненно, в обеих формациях могут быть встречены многочисленные жилы, содержащие около 1% сульфидов. Можно их отличить друг от друга? Можно, но по другим признакам, описанным Н.В. Петровской, но не включенным ею в основание классификации.

Также обстоит дело с существенно сульфидной – золото-сульфидной формацией. Если руководствоваться непосредственным основанием классификации (отношением сульфидов к кварцу), то метасоматические залежи Лебединского месторождения на Алдане надо будет включать в эту формацию, что и делают многие авторы. Однако Н.В. Петровская полагает, что эти залежи следует рассматривать как локальное фашиальное отклонение от типа умеренно сульфидной формации. Следовательно, и здесь подлинная сущность золото-сульфидной (колчеданной!) формации определяется другими признаками, а не варьирующим признаком отношения сульфиды:кварц, который служит "официальным" основанием классификации.

Схема Н.В. Петровской представляет классификацию описания с объяснением. Формально эта классификация не претендует на раскрытие генетических зависимостей, но определения формаций, даваемые в непосредственном основании классификации, хоть и строгие, фактически недостаточны для выделения формаций. Большое значение приобретают пояснения автора, характеризующие геологические условия распространения формаций. Они образуют второе, опосредованное основание классификации. К сожалению, определения формаций в этом опосредованном основании более важные по существу не снабжены точными критериями для их разграничения. В такой классификации объекты, занимающие "центральное" положение в таксонах, будут находить свое место в системе с достаточной убедительностью, но объекты, занимающие "пограничное" положение, вообще не смогут быть классифицированы.

Сомнение вызывает и само разделение минералов на "устойчивые", "изменчивые" и "чуждые" ассоциации (или комплексы). Это разделение логически правомерно только в том случае, если справедливы представления автора о генезисе гидротермальных месторождений.

Н.В. Петровская полагает, что различные (по составу рудных компонентов) месторождения создаются специфическими гидротер-

мальными растворами, происходящими из разных источников. Поэтому "золоторудный" раствор выделяет "устойчивую" минеральную ассоциацию золоторудных месторождений. "Редкометалльный" раствор должен выделять ассоциацию, которая в редкометалльных месторождениях будет "устойчивой", а при ее появлении в месторождении золоторудном — "чуждой". Отсюда появляется и "изменчивый" минеральный комплекс, обусловленный не спецификой гидротермального раствора, а фаціальными условиями среды рудоотложения. Но почему-то в этот комплекс, по Н.В. Петровской, входят преимущественно жильные минералы. Между тем, как увидим ниже, во многих случаях рудные минералы (например, халькопирит в золоторудных кварцевых жилах) оказываются минералами "фаціальными", возникающими благодаря заимствованию элементов из вмещающих пород определенного состава. Таким образом, медь не всегда входит в "устойчивую" ассоциацию элементов золоторудных месторождений.

Из жильных минералов в "устойчивую" ассоциацию, по Н.В. Петровской, входит только кварц. Классификация поэтому строится на соотношении сульфидов и кварца. Однако карбонаты и барит в метасоматических сульфидных залежах и колчеданных месторождениях, заменяющие кварц, обязаны своим возникновением не только фаціальным условиям (химизму среды), но в ряде случаев, несомненно, и химизму рудообразующего раствора. Почему же они не должны учитываться в классификации? Н.В. Петровская отрицает существование турмалиново-золотой формации на том основании, что турма-

лин — минерал "изменчивого" комплекса, связанный с фаціальными условиями. Но она сама пишет, что обилие турмалина в месторождениях Забайкалья указывает на огромный вынос бора. Следовательно, из вмещающих пород заимствовалось железо, а бор характеризует уже не среду, а специфический состав гидротермального раствора. Почему же в таком случае содержание турмалина в жильных телах не является показателем специфичности рудообразующего раствора?

Существование месторождений смешанного состава: золото-оловянных, золото-вольфрамовых, золото-сурьмяных ("совмещенных рудных формаций", Константинов, 1965) — это несомненный факт. Вопрос в том, как объяснять их образование — смешением независимо возникших двух "специфических" растворов или возникновением комплексного раствора сложного генезиса? Закономерное положение, занимаемое, как увидим ниже, месторождениями "совмещенных формаций", в зональных рудных полях и региональных геологических структурах — это серьезный аргумент против концепции смешения независимо возникших растворов, а следовательно, и против принципа построения классификационной схемы Н.В. Петровской.

И.С. Рожков (1968) рассмотрел генетические типы и формации золотых месторождений в связи с их положением в геотектонических структурах (табл. 4).

Классификация И.С. Рожкова носит весьма эклектический характер. Трактовка генезиса "полигенных" месторождений показывает,

Таблица 4

Генетические типы и формации эндогенных месторождений золота

Группы	Условия формирования (типы)	Рудные формации и минеральные типы	Геотектонические структуры
Магматическая	Раннемагматические Позднемагматические	Золото-сульфидная формация, халькопирит-пентландит-платиноносный тип	Краевые части платформ и области их активизации
Постмагматическая	Ближеповерхностные (от первых метров до 1 км)	Золото-серебряная, золото-кварцевая формации, часто с теллуридами, кинноварью и минералами серебра	Молодые вулканогенные пояса; области альпийской складчатости; области активизации платформ и древних складчатых поясов

(по И.С. Рожкову, 1968 г.)

Рудогенерирующие формации магматических пород	Примеры месторождений
Дифференцированные интрузивы базальтоидов	Норильск, Талнах, Монче-Тундра, Печенга, Седбери, Бушвельд
Андезит-дацит-липаритовая; гранит-гранодиоритовая; граносиенитовая	Крипл-Крик, Комсток, Голдфилд; Охотско-Чукотский пояс: Многовершинное, Хаканджинское, Весеннее; Забайкалье: Балейское и др.; Закавказье: Зодское, Миградзорское, Пьязбаши и др.; Средняя Азия: Чадак, Кочбулак, Актурлак, Бичанзер и др.; Алдан: Куранахское, Лебединое

Таблица 4 (окончание)

Группы	Условия формирования (типы)	Рудные формации и минеральные типы	Геотектонические структуры
Постмагматическая	Средних глубин (от 1 до 5 км)	Золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная формации, золото-кварцево-пиритовый, пирит-арсенипиритовый, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый, пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый с сульфосолями, пирит-пирротиновый типы	Эвгеосинклинали, миогеосинклинали (нижние структурные этажи)
			Эвгеосинклинали, миогеосинклинали (различные структурные этажи)
	Значительных глубин (от 5 до 10 км)	Скарновые формации (магнетитовая, вольфрамитовая, шенелитовая, с наложенными золоторудными формациями различных типов)	То же
			То же
		Медно-молибденовая, медно-порфировая формации, с наложенными золоторудными формациями различных типов	То же
		Золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная формации, пирит-арсенипиритовый, пирит-халькопирит-галенитовый с пирротином типы	Верхние структурные этажи древних шитов

что его представления о их формировании близки к идеям Н.В. Петровской. Но выделяемые группы формаций и формации абсолютно несопоставимы с формациями Н.В. Петровской. Постмагматическая группа месторождений разделена по фациям глубинности в духе М.А. Усова (1931).

Золото-серебряная и золото-кварцевая формации близповерхностного типа, если учесть перечисленные в качестве примера месторождения, оказываются аналогами, с одной стороны, убогосульфид-

Рудогенерирующие формации магматических пород	Примеры месторождений
Контрастная базальт-пиритовая; андезит-дацит-пиритовая	Колчеданные месторождения Урала, Северного Кавказа, Армении, Грузии, Алтая, Камчатки, Курильских островов
Гранит-гранодиоритовая (преимущественно малые интрузии)	Большинство золоторудных месторождений всех возрастов: Кочкарь, Берикюль, Центральный, Степняк, Дарасун, Ключи: Пояса кварцевых жил Енисейского края, Ленского района, Северо-Востока СССР, Приморья, Приамурья; штокверковый тип: Березовское (Урал), Утинское, Штурмовское (Северо-Восток СССР), Коммунарское (Кузнецкий Алатау); Минерализованные зоны: Мурунтау (Средняя Азия), Бакырчик (Казахстан), Нежданское (Якутия)
То же	Месторождения Кузнецкого Алатау, Урала, Средней Азии, Горного Алтая
То же	Кальмакырское (Средняя Азия)
Гранит-гранодиоритовая	Колар (Индия). В СССР не выявлены

ной, с другой – умеренно сульфидной формаций Н.В. Петровской, моногенные – золото-кварцевая и золото-кварцево-сульфидная формации средних глубин включают в себя представителей как малосульфидной, так и умеренно сульфидной формаций Н.В. Петровской, золото-кварцевая и золото-кварцево-сульфидная формации значительных глубин, проиллюстрированные примером одного месторождения (Колар), по-видимому, по своему геологическому содержанию аналогичны малосульфидной формации Н.В. Петровской.

Таким образом, несовпадение формационных границ двух рассмотренных классификаций весьма разительно. Никаких определений этих границ И.С. Рожков не дает, ограничиваясь в тексте общей геологической характеристикой включаемых месторождений. Формационную терминологию И.С. Рожков использует очень своеобразно: одни и те же формации (золото-кварцевая, золото-кварцево-сульфидная и золото-сульфидная) у него входят в состав разных генетических типов и даже групп. Очевидно, понятию "формация" он придает не геологический, а чисто формальный смысл (руды определенного состава). В характеристике полигенных формаций непонятно, золото-рудные формации каких "различных типов", кроме постмагматического среднеглубинного, могут накладываться на скарновые и медно-порфировые формации (если последние формировались в условиях средних глубин).

Некоторые исследователи, не строя развернутой классификации золоторудных месторождений, изучали вопросы генезиса и правомерности выделения части формаций. Так, Е.А. Радкевич и В.Г. Моисеенко (1966) обосновали гетерогенность малосульфидной золото-кварцевой формации, жилы которой в древних толщах преимущественно метаморфогенного генезиса, а в молодых толщах — часто гидротермальные, приповерхностные. Они выделили золото-скарновую и золото-кварц-турмалиновую формации, не рассматривая их как продукты случайного "наложения" золотоносных растворов на инородные более ранние образования.

С.Д. Шер (1960), В.А. Буряк (1964, 1967, 1970), В.А. Буряк и Ф.А. Летников (1970), авторы сборника "Вопросы геологии и золотоносности Ленского района" (1969) приписывают метаморфогенное происхождение золотоносным кварцевым жилам (малосульфидная формация Н.В. Петровской) и пиритизированным зонам в терригенных породах Бодайбинского синклинория.

В работах П.Ф. Иванкина с соавторами (1961, 1968) обсуждается проблема развития трех рядов золоторудных формаций, связанных с ультраосновной, основной и кислой магмой.

Последний опыт построения формационной классификации золоторудных месторождений принадлежит Д.А. Тимофеевскому (1971, 1973). Эта классификация с небольшими изменениями использована в ряде сводных работ сотрудников ЦНИГРИ и в монографии С.Д. Шера (1972). Д.А. Тимофеевский выделяет формации на основании присущих им крупных групп минералов: силикатов (в скарнах), карбонатов, группы кремнезема, сульфатов (барит), сульфидов в целом и т.д. "Внутри формаций выделяются минеральные типы по ведущим и характерным минеральным комплексам (в основном рудным) и подтипы по минеральным ассоциациям, с которыми тесно парагенетически связано золото. В ряде месторождений типы и подтипы совпадают" (Тимофеевский, 1973, стр. 33, табл. 5). Д.А. Тимофеевский дает своим формациям, минеральным типам и подтипам только минерально-парагенетические определения. По логической структуре классификации Д.А. Тимофеевского

и Н.В. Петровской близки, но у Д.А. Тимофеевского второе, опосредованное основание еще менее развернуто.

Таксоны классификации Д.А. Тимофеевского по своим границам абсолютно несопоставимы с таксонами Н.В. Петровской и И.С. Рожкова. Это обусловлено: а) иным подходом к выбору типоморфных для формации минералов (Д.А. Тимофеевский использует для этого не только минералы устойчивых, но и изменчивых ассоциаций); б) иным объемом формаций; так 5-я формация Д.А. Тимофеевского включает значительные части двух формаций Н.В. Петровской (малосульфидная и умеренносульфидная) и, возможно, часть ее углосульфидной формации; его 6-я формация также включает части малосульфидной и умеренно сульфидных формаций; в) неравновеликостью выделяемых формаций.

Если 1-я (золото-силикатная) и 4-я (золото-барит-сульфидная) формации очень широки по объему (каждая из них отвечает самостоятельной генетической группе), то 2-я (золото-карбонат-сульфидная) и 3-я (золото-сульфидная) охватывают ограниченный круг месторождений гидротермальной группы. Подавляющее большинство последних попадает в очень широкие формации: 5-ю и 6-ю (золото-кварц-сульфидную и золото-альбит-кварцевую).

В большинство формаций могут включаться месторождения разного генезиса. Генетическим единством обладают лишь 1-я и 7-я формации. Даже в такую узкую формацию, как 3-я, могут оказаться включенными как вулканогенные, так и осадочно-метаморфические или плутогенные гидротермальные месторождения. Формация 2-я также "узкая" и представляет собой с позиций Н.В. Петровской лишь фацию формации 5-й. На месторождении Лебедином (Алдан), которое Д.А. Тимофеевский приводит как типичное для золото-барит-сульфидной формации, метасоматические золото-сульфидно-анкеритовые залежи в доломитах кембрия непосредственно связаны с золото-сульфидно-кварцевыми жилами в гнейсах архея, которые служили подводящими каналами для залежей. Встает вопрос — можно ли различные части одного месторождения относить к разным формациям? Можно ли связать это с представлением о формации, как о собирательном образе множества месторождений?

Схема Д.А. Тимофеевского — это тоже классификация описания с объяснением, скорее искусственная, чем генетическая и сущностная.

Рассмотренные примеры классификаций показывают, что в большинстве они не оказались тем, что пытались создать их авторы. При этом можно сделать вывод, какая классификация по своей логической структуре необходима. Классификация рудных месторождений должна быть сущностной, казуальной (следственно-причинной), вероятно, также генетической, количественно-качественной. Количественно-качественными отношениями должны быть связаны ее непосредственное (минеральные парагенезисы или также другие объективные особенности месторождений в случае построения не линейной, а многомерной схемы) и опосредованное (геологические

Таблица 5

Классификация золоторудных формаций Д.А. Тимофеевского

№ п/п	Формация	Характер распределения оруденения
1	Золото-силикатная (скарнивая)	Вкрапленное, прожилковое, гнездовое
2	Золото-карбонат-сульфидная	Метасоматические залежи, жилы, гнездовое, вкрапленное
3	Золото-сульфидная	Вкрапленное, прожилковое
4	Золото-барит-сульфидная (колчеданная)	Метасоматические залежи, жилы
5	Золото-кварц-сульфидная	Жильное, реже штокверковое, вкрапленное
6	Золото-альбит-кварцевая	Жильное, реже штокверковое, прожилковое
7	Золото-адуляр-халцедоновидно-кварцевая	Жильное, прожилковое, штокверковое

(1971-1973)

Минеральные типы	Примеры месторождений
а) Пирит-арсенопиритовый б) Магнетитовый в) Халькозин-халькопирит-борнитовый г) Пирит-халькопирит-шеелитовый д) Халькопирит-пирротиновый с троилитом, теллуридами и платиноидами и др.	Синюхинское, Кум-Бельское, Куру-Тегерек и др.
а) Пирит-(марказит)-пирротиновый б) Пиритовый в) Пирит-гематитовый	Ольховское, Лебединое и др.
а) Пирротиновый б) Пиритовый в) Пирит-арсенопиритовый	Миндяк, Бакырчик и др.
а) Пиритовый б) Сфалерит-галенитовый в) Баритовый (бедный сульфидами)	Баймакский район, Мелентьевское
а) Пиритовый б) Пирит-арсенопиритовый в) Пирит-турмалиновый г) Магнетитовый д) Тетраэдрит-халькопиритовый е) Висмутин-теллуридный ж) Галенит-сфалеритовый з) Антимонитовый и др.	Месторождения Восточного Забайкалья, Кузнецкого Алатау Урала, Армении и др.
а) Пиритовый б) Пирит-арсенопиритовый в) Теллуридно-шеелит-касситеритовый г) Теллуридный д) Сульфоантимонитовый е) Антимонитовый	Месторождения Енисейского края, Северо-Востока СССР, Средней Азии, Северного Казахстана и др.
а) Пираргирит-тетраэдритовый б) Пираргиритовый в) Аргентитовый г) Галенит-сфалерит-халькопиритовый д) Гематитовый е) Пирит-арсенопиритовый ж) Пирит-теллуридный и др.	Месторождения Северо-Востока СССР, Восточного Забайкалья, Средней Азии, Северной Чукотки и др.

условия развития, генезис) основания. Это последнее требование наиболее важно и является, как нам кажется, единственным путем к созданию подлинно сущностной классификации. В данное время это еще не выполнимо, так как требует проведения очень большой исследовательской работы.

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ДАЛЬНЕЙШЕМУ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ ФОРМАЦИОННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

До последнего времени золото оставалось одним из наименее изученных в геохимическом отношении элементов. Первые представления о геохимии золота даны А.Е. Ферсманом (1931), В.Гольдшмидтом и Ш.Петерсом (Goldschmidt, Peters, 1932), Р.Обелем (Aubel, 1934), О.Е. Звягинцевым (1941). Эти авторы подчеркнули двойственную одновременно сидерофильную и халькофильную природу золота и преимущественно самородное его состояние в силу химической инертности, по строению атома — близость золота к меди и серебру, по величине атомного радиуса — к мышьяку, молибдену, вольфраму, платине, палладию, серебру, ртути. Самородное золото представлено сплавами с серебром, реже — с медью, ртутью, палладием, родием, висмутом (?). Достаточно редко золото образует в природе химические соединения с теллуrom, серебром, свинцом, сурьмой, серой.

Интерес к геохимии золота оживился в последние 15 лет. Л.Аренс (1965) на основании высокого потенциала ионизации золота (9,223эв) пришел к выводу, что в состоянии рассеяния в породах золото характеризуется полной инертностью и не входит в корреляционные связи с другими элементами. Это предствление о полной инертности золота поддерживалось многими исследователями (Vincent, Croket, 1960; Воскресенская, Зверева, 1968; Воскресенская и др., 1970; Аношин, Емельянов, 1969). Ю.Г. Шербаков (1967), исходя из высокого потенциала ионизации и наиболее высокой среди металлов электроотрицательности золота (2,3), также полагал, что теоретически вхождение золота в решетки силикатов невозможно. Но при этом он отмечал, что аналитический материал по распределению золота в минералах горных пород показывает, что его концентрация постепенно уменьшается от железомagneзиальных силикатов (16,0—4,0 мг/т) к полевым шпатам (среднее 3,0 мг/т) и кварцу (среднее 1,7 мг/т), что указывает на наличие коррелятивной связи между золотом и железом.

Многими исследователями подтверждено неравномерное распределение золота в магматических горных породах, с постепенным уменьшением содержания золота от ультраосновных и основных пород к кислым (Шербаков, 1967; Моисеенко и др., 1971; Моисеенко, 1971; Ивенсен и др., 1973, 1974). Если стоять на позициях полной инертности золота в магматическом процессе, объяснять

это явление придется различным первичным содержанием золота в том субстрате, за счет плавления которого возникали магмы разного состава. Если же принять факт фракционирования золота в ходе магматической дифференциации, то придется отказаться от представления о его полной инертности и признать значительное влияние на его распределение в породах и минералах если не ионных, то, во всяком случае, ковалентных связей уже на ранних стадиях магматического процесса. Тот или иной вариант решения этого вопроса очень важен для выяснения механизма образования и отделения от магмы золотоносных гидротермальных растворов.

Указанные геохимические особенности золота обусловили его "космополитизм", его присутствие в рудах, образованных в связи с разными по составу магматическими (от ультраосновных до ультракислых), метаморфическими и осадочными формациями, возникающими на разных этапах развития геосинклиналей, складчатых областей и платформ (от ранних до наиболее поздних) и во все геологические периоды и эры, начиная от раннего архея и кончая антропогеном.

Ниже мы попытаемся изложить некоторые дополнительные предпосылки к обоснованию классификации золоторудных формаций, «не отдавая себе отчет в том, что дать систематику формаций, отвечающую теоретическим требованиям, мы пока что не в состоянии».

Необходима еще одна оговорка. Многие авторы, определяя понятие "рудная формация", уточняли, что речь идет о формациях "руд, имеющих промышленное значение" (С.С. Смирнов и др.). Нам это представляется неверным. Среди множества концентраций рудных элементов в природе промышленное значение имеет их незначительная часть. При этом границы такой "промышленной выборки" постоянно изменяются в соответствии с изменением технологических возможностей, рыночной конъюнктуры и вообще экономической ситуации. Между тем природные особенности различных типов концентраций элементов остаются неизменными и могут быть правильно поняты только при полном их охвате. Поэтому понятие рудная формация должно быть значительно более широким, чем "семейство" или "формация" промышленных руд. Некоторые рудные формации в современной ситуации могут не содержать промышленных месторождений, но они должны изучаться.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

Золотое оруденение в гипербазитах. Гипербазитовая магматическая формация до недавнего времени рассматривалась как наиболее ранняя, характерная для "начальных этапов" развития геосинклиналей ("Общие принципы. . .", 1957; и др.). Теперь доказано, что массивы альпинотипных гипербазитов представляют собой "протрузии" (внедрения в пластическом состоянии) фрагментов материала верх-

ней мантии. Они развиваются вдоль зон глубинных разломов в бор-тах эвгеосинклиналей на разных этапах их развития (Rost, 1959; Москалева, 1964; Кузнецов Ю.А., 1964; Пейве, Штрейс и др., 1971).

Гипербазиты характеризуются наиболее высоким кларком золота среди магматических пород. Он равен 21,3 мг/т (Шека и др., 1971). В гипербазитах Средней Азии он поднимается до 37–50 мг/т (Хамрабаев, Урунбаев, 1971), в Гусевогорском плутоне (Урал) до 100,0 мг/т, а в его диаллагонитах – 1300,0 мг/т; золото в этом массиве распределено неравномерно (Борисенко, Усков, 1971) в виде мельчайших выделений самородного золота и электрума (до 54% от общего его содержания). Зерна самородного золота выделены в протолочках из гипербазитов Криворожья (Гершойг, Куделин, 1972).

Значительная часть золота в гипербазитах, видимо, рассеяна в оливине, как и никель. Выделения самородного золота в свежих перидотитах Урала отмечал Ф.Н. Чернышев (1889).

Специфическая для гипербазитов хромитовая рудная формация (с осмием и иридием) не сопровождается концентрацией золота. Есть данные о пониженных до 0,2–2,7 мг/т содержаниях золота в хромитах (Шека и др., 1971). Но были описаны и выделения самородного золота в хромите (Ярков, 1902). Самородным золотом, рассеянным в серпентинизированных гипербазитах многих районов Урала, питаются россыпи (Карпинский, 1840, 1885; Антипов, 1860).

К серпентинизированным гипербазитам приурочены своеобразные месторождения медистого золота (тонкие пленки и пластинки в будинированных гарцбургитах и в жилообразных телах хлорит–гранат–диопсидового скарна), известные на Золотой горе близ Карабаша и в гипербазитовом поясе Апеннин (Ложечкин, 1935; Переляев, 1948).

В ряде районов Урала зоны смятия в гипербазитах содержат промышленные концентрации золота (Переляев, 1948) и разрабатывались. Еще чаще промышленной золотоносностью характеризуются лиственитизированные зоны в гипербазитах. Золотоносность лиственитизированных гипербазитов описана во многих районах мира: на Алтае (Бородаевский, Панова, 1958), в Закавказье (Селимханов, 1961), в Средней Азии, в Кузнецком Алатау (Гончаренко А.И.), на западе США (Конолли, 1937).

Большинство авторов лиственитизацию гипербазитов и золотое оруденение в них связывают с внедрением более поздних гранитоидных интрузивов обычно среднего состава. Однако широкое распространение высоких концентраций золота в нелиственитизированных и не прорванных гранитами гипербазитах заставляет в этом сомневаться. Спектр элементов–примесей в золотых рудопроявлениях, связанных с лиственитизированными гипербазитами, явно “базитовый”. Представляется более вероятным, что граниты сыграли роль мобилизующего фактора и способствовали некоторому перераспре-

делению золота, рассеянного в гипербазитах, с образованием промышленных концентраций. Характерно, что золото в лиственитизированных гипербазитах находится как в ассоциации с сульфидами, так и вне ее. Наиболее высокие содержания (свыше 20 г/т) оно дает только в ассоциации с сульфидами (Гончаренко, 1970; Вагшаль и др., 1971).

Хромит-золото-платиновая рудная формация. Оруденение этого типа заключено в массивах габбро-пироксенит-дунитовой формации (Кузнецов Ю.А., 1964). Магматическое происхождение основного объема пород этой формации несомненно, она резко отличается набором пород и петрохимическими особенностями одноименных пород от гипербазитовой формации (Кузнецов Ю.А., 1964; ряд статей в книге "Вопросы петрохимии", 1969). Но генезис формации дискуссионен: является ли она продуктом дифференциации ультраосновной или габброидной магмы, в какой мере породообразование внутри этой формации может быть объяснено автометасоматозом (Москалева, 1964; Воробьева и др., 1962; и др.).

С дунитами, пироксенитами и оливиновыми габбро этой формации связано хромит-платиновое золотоносное, с пироксенитами, габброидами – титаномagnetитовое, а с плагиогранитами – магнетитовое оруденение. Титаномagnetитовое оруденение в отдельных случаях также сопровождается золотом.

В ультрабазитах данной формации кларк золота низок (3,1 мг/т), но аналитический материал еще недостаточен (Моисеенко и др., 1971). Самостоятельные концентрации золота здесь неизвестны, но в пределах рудных полей с хромит-платиновым оруденением породы всегда обогащены золотом. Об этом можно судить по отдельным находкам золота непосредственно в дунитах или хромит-платиновых рудах, но главным образом по золотоносности платиновых россыпей. На Урале в этих россыпях золото часто образует сростки с платиной, хромитом, оливином (Высоцкий, 1923-1933; Заварицкий, 1928; Duparc, Tikonovitch, 1920). Россыпи золота, содержащие сростки золота с платиной, связаны с массивами данной формации в Западной Сибири (Сыроватский, Зимоглядов, 1969).

В Канаде в россыпях, питающихся за счет габбро-пироксенит-дунитового массива горы Оливин, отношение платины к золоту составляет 1:4 – 1:1; в линзах хромита, заключенных в дунитах горы Оливин, и прожилках серпентин-асбеста содержание платины составляет 0,66–61,3 г/т, а золота – 0,05–3,4 г/т (Comsell, 1910).

Золото-платиновое оруденение в дунитах концентрируется в обособлениях хромита, образующих в дунитах зоны вкрапленности, а также шпиро-, линзо- и трубообразные небольшие тела, прослеживаемые в глубину на первые десятки метров, а иногда и до 100 м. Кроме дунитов платина ассоциируется в данной формации с пироксенитами (гора Качканар на Урале) и реже – с оливиновыми габбро.

Присутствие платины в этих породах устанавливается только по наличию связанных с ними платиноносных россыпей. Оруденение хромит-платиновой формации в них представлено специфическим минеральным типом, лишенным хромита. Платина в россыпях образует сростки с пироксенами и магнетитом. Изменяется и состав самой платины: если в дунитах преобладает железистая платина (14–20% Fe), то в пироксенитах – поликсен (6–10% Fe) (Вернадский, 1914). Россыпи слабо золотоносны.

Данная рудная формация распространена на Урале, в Закавказье, в протерозоидах Сибири ("давыренский комплекс"), каледонидах юга Сибири, на Северо-Востоке СССР, в Канаде (гора Оливин), на Аляске, в Колумбии, в восточной Африке (Уаллаго, Эфиопия), в Новой Зеландии (гора Дун), на о. Тасмания, в Новой Гвинее. Таким образом, она присутствует в протерозоидах, палеозоидах и мезокайнозоидах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

Сульфидно-золото-платиновая – медно-никелевая рудная формация. Распространена преимущественно в полно дифференцированных на месте становления расслоенных плутонах ультрабазит-габброноритовой формации позднего докембрия (Кузнецов Ю.А., 1964) или в телах их сателлитов относительно небольшого размера, если очаг дифференциации еще не вскрыт эрозией. Внутри данной магматической формации по времени образования в геотектоническом цикле можно выделить две подформации: а) в эвгеосинклинальных прогибах на средних и поздних этапах; б) на орогенном этапе развития древних платформ. Оруденение данного типа присутствует в породах обеих подформаций и помимо того в трапповой (толеит-базальтовой) формации, развитой в чехле древних платформ.

Наиболее типично оруденение, приуроченное к субплатформенным и платформенным плутонам этих формаций (в связи с ультрабазит-габброноритовой: Бушвельдский в Африке, Стилуотер в США, Седбери в Канаде, Мончегорский в СССР; в связи с трапповой: Норильский и Талнахский в СССР, Инсизва в Южной Африке). Соответственно могут быть выделены две рудные подформации, различающиеся разным количественным соотношением ведущих рудных элементов (меди и никеля) и подчиненных* (платиноидов и золота): а) сульфидно-золото-платино-медно-никелевая и б) сульфидно-золото-платино-никелево-медная. В первой подформации ее крайние члены приближаются к, собственно, магматическим рудам хромит-золото-платиновой формации (Бушвельд), крайние члены второй подформации характеризуются значительной гидротермальной переработкой первичных руд ликвационного и гистеро-магматического генезиса (Норильск).

Золото-платино-медно-никелевая подформация. Наиболее древние ее проявления известны в Южной Африке, где они приурочены к дислоцированным и метаморфизованным телам ультрабазитов в толщах архея Свазиленда и Южной Родезии (Вагнер, 1932; Дю-Тойт, 1957). Эти рудоносные интрузивы явно относятся к геосинклинальной подформации ультрабазит-габброноритовой формации. Но уникальное

по масштабу оруденение, заключено в расслоенном Бушвельдском плутоне, внедренном в субплатформенные отложения системы претория (средний протерозой) и перекрытом отложениями системы вагтерберг (поздний протерозой). Это громадный ($39\,000\text{ км}^2$) чашеобразный лополит мощностью свыше 10 км. Нижние 9 км сложены норитами, среди которых по составу выделено пять "зон": 1) "закаленная", 2) базальная (нориты, габбро с прослоями пироксенита), 3) "критическая" (частое чередование пироксенитов, перидотитов, анортозитов и хромититов общей мощностью около 0,9 км), 4) главная норитовая мощностью 4,5 км, вверху с полосами анортозитов, к которым приурочены прослой титаномагнетита, 5) верхняя габбро-норитовая (Вагнер, 1932; Дю-Тойт, 1957).

Повышенным содержанием золота и платины отличаются все породы "критической" зоны, причем здесь выделяется несколько типов оруденения.

1. Золото-платиновое оруденение "уральского типа", связанное с горизонтами хромититов и прорывающими стратифицированные породы зоны трубообразными телами оливинных дунитов. В хромититах оруденение хорошо выдержано, содержания платины и золота коррелируются с содержаниями хрома. В дунитовых "трубках" такое хромит-платиновое с золотом, лишенное сульфидов оруденение отмечается в очень редких телах.

2. Кроме трубообразных тел нормального дунита (чаще всего внутри них) также в виде тел трубчатой формы или вне их (в виде неправильных шпир и залежей в диалагитах) распространены очень своеобразные высокожелезистые гортонолитовые и гиалосидеритовые дуниты. Они содержат немного хромита, платину в самородном виде, сперилит, куперит, пирротин, халькопирит, пентландит, чальмерсит, магнетит. Эти породы иногда аномально обогащены титаном. Содержание золота составляет доли грамма.

3. В нижних и средних горизонтах "критической зоны" в слоях бронзитита с линзами анортозита заключены неправильные часто трубообразные тела сульфидных руд (пирротин, пентландит, халькопирит) и зоны вкрапленности, содержащие несколько граммов на тонну золота и платиноидов с преобладанием палладия, 2,0–7,3% никеля и до 2,16% меди.

4. В верхах "критической зоны" расположен знаменитый "горизонт Меренского" – крупнейшее месторождение платины в мире. В своем классическом выражении он сложен бронзититовым норитом, включающим пегматоидные нориты, пироксениты, бронзититы, гарцбургиты, хромититы. Все эти породы сульфидизированы и платиноносны. Промышленные руды обычно приурочены к его прикровельной части, они содержат платину, с колебаниями отношения платина:палладий от 6:1 до 1:2, золото – до нескольких десятков граммов на тонну, медь – 0,14%, никель – 0,27%. Рудные минералы представлены: хромитом, магнетитом, сперилитом, куперитом, самородным палладием, иридийным осмием, золотом, пирротин, пентландитом, халькопиритом, кубанитом, чальмерситом,

пиритом, миллеритом. Общее содержание сульфидов составляет 2–3%. Наличие субмикроскопических "шариков" сульфидов внутри силикатов доказывает ликвационный генезис руд. Значительная часть платины и почти весь палладий рассеяны в сульфидах (Вагнер, 1932; Schwelnuess, 1935; Шнейдерхен, 1958).

Оруденение Бушвельдского плутона имеет преимущественно платиновую специализацию. В расслоенном плутоне Лоувейд (Трансвааль), с преобладанием в составе ультрабазитов, ведущим рудным элементом является золото. Оруденение образует пять горизонтов в основании лополита. Золото в виде субмикроскопических каплевидных зерен заключено в силикатах, магнетите, пирите и пирротине. Платина и палладий содержатся в подчиненных по отношению к золоту количествах (Forster, 1960).

Севернее описанных лополитов на продолжении той же субмеридиональной полосы находится Великая дайка Родезии. Она сложена комплексом расслоенных пород, близким к Бушвельдскому, и содержит оруденение типа горизонта Меренского (Вагнер, 1932; Kgenkel, 1957).

В США (шт. Монтана) близким по типу к Бушвельдскому является лополит Стилуотер, однако он несравненно меньшего размера. Сульфидные вкрапленные руды в этом плутоне приурочены к нижней "закаленной" зоне и к горизонтам хромитов среди ультрабазитов. Пентландит, пирротин, халькопирит, никелин, минералы платиновой группы и золото образуют включения в хромите и оливине; агрегаты, выделившиеся в более позднюю стадию; выполнение трещинок в силикатах. Содержание никеля и меди в сумме не превышает 1,0%, а платиноидов и золота – долей грамма на тонну (Peoples, 1936; Howland, 1955; Norman, 1971). Докембрийские метаморфизованные тела габбро-диоритов с сульфидно-золотым со следами платины оруденением известны в районе Боулдер (шт. Калифорния). Они относятся к геосинклинальной подформации (Goddard, Lovering, 1942).

На Канадском щите крупнейшее месторождение этого типа приурочено к лополиту Сэдбери (Онтарио). Оно дает 40% мировой (без СССР) добычи платины и 13% золота. Лополит (около 500 км²) расположен на контакте гуронской серии раннего протерозоя с гнейсами архея и перекрыт отложениями свиты кьюиноу серии уайтуотер, совместно с которыми образует пологую брахисинклиналь. Комплекс пород Сэдбери обладает общим, несколько более кислым составом по сравнению с Бушвельдским.

Главное сульфидное оруденение приурочено к подошве лополита (оливиновые нориты и зоны брекчий на контакте с подстилающими породами). Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом и пиритом, содержащими никель и кобальт, реже – марказитом, пентландитом, полидимитом, миллеритом, горсдорфитом, никелином, кобальтовым блеском, борнитом, сфалеритом, галенитом, молибденинитом. Помимо сульфидов встречены самородная медь и касситерит. Платина и палладий представлены сперритом, фрүдитом и мичнери-

том, золото и серебро – самородными выделениями и теллуридами. Средние содержания платины – 0,2 г/т, палладия – 0,4 г/т, золота – от следов до 3,0 г/т (Wandke, Hoffman, 1924; Coleman, 1924, 1926; Yates, 1938; Шнейдерхен, 1958).

Месторождения данной подформации распространены в двух районах Северной Манитобы: Мистери–Лейк и Линн–Лейк. Здесь они связаны с небольшими массивами норитов и перидотитов, прорывающих гнейсы докембрия вдоль разломных зон. Сульфидное золото–платиновое оруденение развито как в самих массивах, так и в породах экзоконтакта, иногда на значительном удалении от массивов. Наблюдается горизонтальная зональность со сменой медно–никелевого оруденения в массивах цинково–медным оруденением на удалении от них; золота в последних содержится больше. Здесь переход магматического оруденения в гидротермальное не вызывает сомнений (Ruttan, 1955; Reh, 1958; Годлевский, 1961).

На Балтийском щите интрузивы данной формации и их оруденение лучше всего изучены в СССР, где они образуют три возрастные группы.

1. Дифференцированные ультрабазит–норитовые плутоны в гнейсах саамид (верхний архей), испытавшие метаморфизм гранулитовой фации. Они содержат оруденение в массиве Лавнас–Озеро.

2. Раннепротерозойские габбро–норитово–анортозитовые массивы. Чагинский расслоенный массив содержит титан–магнетитовые и сульфидные руды.

3. Позднепротерозойские массивы Мончи, Печенги и др. На Монче – это один крупный массив (50 км²) на контакте толщ архея и протерозоя, на Печенге – около 110 мелких пластообразных тел.

Стратификация массивов представляет, во–первых, тонкое ритмическое чередование меланократовых и лейкократовых пород, во–вторых, общую смену от подошвы к кровле основных пород более кислыми (оливиниты и перидотиты – пироксениты – нориты). Оруденение приурочено к ультрабазитам и представляет первичные вкрапленные и вторичные переотложенные руды, образующие гнезда и жиллообразные тела сплошных руд. Среди сульфидов преобладают пирротин, пентландит и халькопирит, содержащие платину, палладий, золото и серебро (Елисеев Э.Н., 1958; Елисеев Н.А., 1960).

Геосинклинальные складчатые тела ультрабазито–норитов несут оруденение данной подформации в палеозоях Аппалачей (США) и в мезозоях Тихоокеанского пояса. В Американском секторе Тихоокеанского пояса тела этих пород сформировались до становления гранитных батолитов. Для заключенных в них руд характерна повышенная роль золота (Bancroft, 1909; Hobbs, Pecora, 1941; Krieger, Hagner, 1943; Aho, 1956; Milton Ch., Milton D., 1958). В Азиатском секторе пояса аналогичное оруденение, связанное с норит–кортландитовыми плутонами, зафиксировано на Камчатке, Дальнем Востоке, в Японии, Корее. Здесь оно еще не изучалось на золото, хотя выявление золота вполне вероятно (Зимин, 1966;

Вржосек, 1967; Старков, 1971; Шека, 1971; Watanabe, 1923; Onuki, 1968).

Золото—платино—никелево—медная подформация. Оруденение данной подформации приурочено к трапповой (толеит—базальтовой) магматической формации древних платформ. Хотя Ю.А. Кузнецов (1964) распространяет эту формацию не только на древние, но также и на молодые платформы и эпикратонные геосинклинали, петрохимические характеристики толеитовых базальтов, развитых на древних, молодых платформах и в складчатых областях, достаточно специфичны (Кутолин, "Вопросы петрохимии", 1969; Ивенсен Ю.П., и др., 1972, 1974). Специфична и связанная с ними рудоносность. В данной статье, не рассматривая вопрос по существу, можно ограничиться ссылкой на то, что интересующее нас оруденение сульфидной золото—платино—никелево—медной подформации связано только с дифференцированными гипабиссальными плутонами, заключенными в чехле древних платформ (Годлевский, 1967; Рожков, 1968).

Распределение золота в дифференцированных плутонах толеит—базальтовой магмы изучалось рядом исследователей, но выводы их несколько разноречивы. Для Скаергардского массива (Гренландия) установлены колебания в содержании золота от 2,9 до 9,0 мг/т (в образцах, лишенных халькопирита, и более высокие при наличии последнего — до 28,0 мг/т). Золото распределено в породообразующих минералах и различных породах массива относительно равномерно и не фракционируется в процессе дифференциации. В сульфидах оно содержится на том же уровне, но концентрируется в сульфидах меди, что объясняется влиянием ковалентных связей между элементами в сульфидах и близостью атомных радиусов золота и меди (Vincent, Crocket, 1960).

В траппах Сибирской платформы выявлены колебания в содержании золота от 5,1 до 74,0 мг/т (по разным комплексам траппов) со средним содержанием в 7,4 мг/т (Аношин, Золотарев, 1971). Золото, по мнению этих авторов, не фракционируется в процессе дифференциации базальтовой магмы.

Ю.Г. Шербаков, изучивший распределение золота в Аунакитском дифференцированном плутоне и сравнивший свои данные с распределением, наблюдавшемся в Скаергардском плутоне, сделал вывод, что "в ходе дифференциации трапповых интрузий проявляется прямая зависимость содержаний золота от содержания в породах железа" (1967, стр. 29), что указывает на фракционирование золота. Однако Т.Н. Воскресенская, Н.Ф. Зверева и др. (1970) подвергли статистической обработке вышеназванные данные по Скаергардскому и Аунакитскому массивам и убедились в том, что различия содержаний в их основных и кислых дифференциатах не являются значимыми, следовательно, распределение золота приходится считать равномерным. Равномерным и более низким (1,2 мг/т) оно оказалось в изученном ими Златогурском массиве (Кокчетавская глыба).

Интересны данные Дж.Роу, полученные им для массива дифференцированных долеритов Грейт—Лейк (Тасмания). Содержание золота

в разных дифференциатах изменяется от 1,0 до 12,0 мг/т при соответствующем изменении содержания меди от 37 до 155 г/т; таким образом, между ними существует прямая корреляция; при этом отношение золота к меди составляет 1:10 000. Распределение обоих элементов коррелируется с мафическим индексом (индексом фракционирования), изменяющимся от 41 до 95,5. В интервале возрастания этого индекса от 41 до 70 коэффициент распределения золота между расплавом и кристаллическими фазами оказывается большим единицы. Это возможно в том случае, если золото неохотно входит в решетки силикатов и окислов. При мафическом индексе свыше 70 (когда начинают кристаллизоваться сульфиды) коэффициент распределения золота резко изменяется и становится меньше единицы. Это означает начало кристаллизации новой фазы, концентрирующей золото (Rowe, 1969).

В Северной Америке толеитовые базальты характеризуются более высокой (2,0–3,0 мг/т) концентрацией золота, чем щелочные базальты (0,6 мг/т). При этом дифференцированные толеитовые базальты триаса на востоке США содержат в 3–4 раза больше золота, чем недифференцированные. Устанавливается прямая корреляция между содержаниями золота и меди (Gottfried a.o., 1972). На Сибирской платформе также устанавливается значительно большая золотоносность толеит-базальтовой магмы, чем золотоносность субщелочной магмы. На востоке платформы среднепалеозойские траппы содержат 11,7 мг/т золота, позднепалеозойско-раннемезозойские – 7,7 мг/т (на западе платформы – 7,4). Трахидолериты запада платформы – 1,97 (Олейников и др., 1973).

На западе Сибирской платформы с позднепалеозойско-раннемезозойскими дифференцированными интрузивами траппов связаны месторождения золото-платино-медно-никелевой сульфидной формации: Норильское и Талнахское. Схематизированный разрез Норильского интрузива следующий (снизу вверх): 1) базальная зона тацитовых габбро и норит-диабазов; 2) горизонт пикритовых габбро и норит-диабазов (оливина больше 25%); 3) горизонт кварцсодержащих габбро, габбро-диоритов, габбро и норит-диабазов, иногда с оливином; 4) зона лейкократовых и мезократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов (Годлевский, 1967). В лежачем боку интрузива вмещающие породы превращены в пироксеновые роговики (базифицированы), в висячем боку они альбитизированы и гранитизированы.

Оруденение представляет собой зоны вкрапленности, залежи и жилообразные тела агрегативных сульфидных руд. Богатые руды часто образуют донные залежи, от них по трещинам ответвляются жилообразные тела как вверх, внутрь интрузива, так и вниз, во вмещающие породы. Руды сложены в основном пирротином, пентландитом и халькопиритом, в жилообразных телах преобладают пентландит и халькопирит (Ni – 0,3–3,0%, Cu – 0,5–12%). Второстепенную роль играют пирит (кобальтоносный), арсениды никеля и кобальта (Co 0,01–0,06%), миллерит, кубанит, минералы группы платины (сперрит, стибнопаладинит, куперит, палладистая платина и др.), золото.

Для платиноидов, особенно палладия, характерно их сочетание с такими элементами, как олово, свинец, мышьяк, сурьма, висмут. Они образуют самостоятельную минеральную ассоциацию, более молодую по сравнению с сульфидами меди и никеля и пересекаемую прожилками поздних явно гидротермальных минералов (магнетита 2-го, валлериита, хлорита). В парагенезисе с минералами платины находятся самородное золото, серебро, галенит, сфалерит, джерфшерит. Это подтверждается данными статистической обработки химических анализов, показывающими, что элементы-примеси (Co, платиноиды, Au, Se, Te, Ag, Pb, Zn, Sb) распределены иначе, чем главные рудные компоненты (Суханова Е.Н., Каваленкер В.А.). Минералы золота в ассоциации с платиновыми распространены преимущественно во вкрапленных рудах. Выделены и изучены четыре типа самородного золота: 1) наиболее распространенный — электрум (Au — 58,4%, Ag — 29,2, Pd — 4,4, Cu 4,7%); 2) порецит (Au — 85,2, Pd — 5,8%); 3) собственно, золото (Au — 74,6, Ag — 22,5, Pd — 1,7%); 4) аргентокупроарудит (Au — 67,7, Ag — 12,8, Pd — 4,2, Rh — 4,3%). Несколько противоречит этим данным вывод о преимущественной золотонности ранних сульфидов кубанит-халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации (Вахрушев и др., 1972). Видимо, это характеризует распространение золота, связанного в сульфидах, в то время как самородное золото ассоциирует с более поздними платиноидами.

Подводя итоги исследованиям последнего времени, Е.М. Крестин (1972) приходит к выводу, что процессы ликвации с отделением сульфидного расплава происходят в результате глубинной, а не камерной дифференциации в промежуточных очагах трапповой магмы. Этот вывод обоснован тем, что плутоны многофазны. При этом рудоносны в них только наиболее магнезиальные, богатые оливином дифференциаты. Мощности прослоев таких пород, а также рудных зон и залежей коррелируются взаимно, но не с мощностью плутона в целом.

Вторая крупная провинция оруденения данной подформации — Южная Африка. Здесь к пластообразному лополиту Инсизва (Восточный Грикваленд) приурочены месторождения Инсизва и Табанкулу. Сульфидные руды приурочены к нижнему горизонту лополита, сложенному пикритами и перидотитами (Scholtz, 1936).

КОЛЧЕДАННАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

До сих пор мы рассматривали комплексные золоторудные формации магматической генетической группы, связанные с плутоническими ультраосновными и базальтоидными магматическими формациями различных этапов геотектонического цикла. С геосинклинальным базальтоидным магматизмом, развивающимся в приповерхностных условиях, связаны месторождения колчеданной генетической группы, приуроченные к следующим формациям: а) собственно, эвгео-

синклиналей – глубоких внутренних прогибов, заложенных на океанической коре (Магнитогорский мегантиклинорий Урала, зона Передового хребта Большого Кавказа); б) наложенных эвгеосинклиналей на складчатом континентальном основании (рифтоподобные прогибы каледонид Сибири и Казахстана, прогибы, сформированные на геосинклиналиях – Рудный Алтай, или на срединных массивах – Малый Кавказ, Гиссарский хребет); в) внешних мобильных зон терригенных геосинклиналей (Бородаевская, Курбанов и др. – “Эволюция вулканизма. . .”, 1973).

“Фемический” или “салический” профиль геосинклинали не определяет наличия или отсутствия в ней колчеданных формаций. В геосинклиналях любого типа эти рудные формации связаны с ранним базальтоидным вулканизмом. Из трех распространенных типов этого вулканизма – однородного, контрастно- и непрерывно-дифференцированного – колчеданное оруденение ассоциирует только с дифференцированными типами вулканизма. Пространственно оруденение часто бывает связано с кислыми поздними дифференциалами базальтоидных комплексов, но генетическая его связь с базальтоидной магмой иллюстрируется тем, что оно полностью отсутствует на площадях развития однородных липаритовых формаций (корового происхождения).

Базальтоиды магматических формаций, несущих колчеданное оруденение, относятся к толеитовому типу, но они всегда насыщены кремнеземом. Для них характерна дифференциация с образованием известково-щелочных серий и высокая эксплозивность магмы, что свидетельствует о повышенном содержании в магме летучих по сравнению с неколчеданносными формациями (Бородаевская и др., 1969; Фролова, Бурикова и др. Эволюция вулканизма. . . , 1973).

В Магнитогорском мегасинклинории в различных локальных прогибах вулканизм развивается на протяжении двух циклов. Для силурийско-раннедевонского цикла характерна такая последовательность формаций: 1) однородная базальтовая; 2) липарит-базальтовая (контрастная); 3) базальт-андезит-дацит-липаритовая (непрерывная); 4) раннедевонская андезит-базальтовая (однородная). В среднем девоне завершающая андезит-базальтовая формация ясно не выражена.

Колчеданная золото-полисульфидная рудная формация. Колчеданные рудные формации в Магнитогорском мегасинклинории возникают на средней стадии каждого вулканического цикла в связи с контрастно- и непрерывно-дифференцированными базальтоидными формациями. С контрастными липарит-дацитовыми формациями ассоциируют месторождения серноколчеданной, медноколчеданной и медно-цинково-колчеданной рудных формаций (Сибай, Бурибай, Юбилейное и др.) с непрерывными базальт-андезит-дацит-липаритовыми формациями – месторождения колчеданнополиметаллической (Гай, им. XIX партсъезда, Джуса, Молодежное) и колчеданно-золото-полиметаллической формаций (Баймакский рудный район). Рудные формации среднедевонского цикла богаче медью, цинком, свинцом и золотом (Сагло, 1972; Сопко, Бобохов, Серавкин – “Эволюция

Вулканизма. . ., 1973). Вулканизм среднедевонского цикла завершается внедрением обильных субвулканических интрузивов, с которыми часто ассоциирует оруденение. В пределах Учалинской структурно-формационной зоны руды месторождений Учалинское, им. XIX партсъезда, Узельгинское накладываются на контакты субвулканических тел липаритовых порфиров, андезито-дацитовых порфиров и их магматических брекчий, а в брекчиях более поздних субвулканических внедрений встречаются обломки колчеданных руд. Образование колчеданных месторождений многостадийно и в общем синхронно развитию пород субвулканического комплекса (Пшеничный, 1972; Бобохов, Галиуллин, Уразаев. Эволюция вулканизма . . . , 1973).

В краевых частях Магнитогорского мегасинклиория рудоконтролирующими структурами являются продольные зоны расщепления (месторождения Куль-Юрт-Тау, Семеновское и др.), а во внутренней зоне — различного типа вулканокупольные структуры (вулканогенные брахиантиклинали и др.), к которым приурочены месторождения (им. XIX партсъезда, Сибай, Гай и др.), реже — кальдеры. Рудовмещающими породами обычно являются различные по составу пирокласты (Пшеничный, 1972; Злотник-Хоткевич, Требухин. Эволюция вулканизма. . . , 1973), а в кальдерах — вулканогенно-осадочные породы смешанного состава.

Для колчеданных месторождений типичны такие фациальные разновидности руд: а) в подошве месторождения — гидротермально переработанная пирокластическая или лавовая порода с прожилково-вкрапленным или гнездовым сульфидным оруденением; б) основная рудная залежь пластообразной, линзовидной или неправильной формы, образованная сплошными сульфидными рудами и залегающая согласно со слоистостью вмещающих пород (там, где последняя наблюдается); у некоторых неправильных тел при согласно залегающей кровле в лежачем боку имеются апофизы, уходящие в глубину; в) в кровле месторождения — эффузивные или вулканогенно-осадочные породы, не затронутые гидротермальным метаморфизмом или затронутые им в пределах очень маломощной зоны (первые метры). Основная рудная залежь часто дифференцирована по составу и в ней выделяются пиритные (серноколчеданные) руды, локализованные в ее нижней и центральной частях, медно- и цинково-колчеданные руды, расположенные в верхней части залежи и на ее флангах (Скрипченко, 1972).

Колчеданные месторождения являются не только полихронными, но и полигенными. В их образовании принимают участие гидротермально-метасоматические, гидротермально-осадочные (метасоматические) и осадочные процессы. Большинство месторождений сформировано с преобладающим действием одного из них, но в некоторых они сочетаются (Смирнов В.И., 1968; Скрипченко, 1972). В соответствии с этим выделяются три основных генетических подтипа колчеданных месторождений.

На Южном Урале, в Учалинской зоне, по мнению Г.Н. Пшеничного (1972), признаки вулканогенно-осадочного и гидротермально-

осадочного происхождения части серноколчеданных руд ясно видны лишь на немногих месторождениях (Учалинском, Сибай), они значительно лучше выражены на месторождениях Блявинского рудного района. Однако во всех случаях, по его мнению, окончательные формы этих серноколчеданных залежей обязаны своим возникновением эпитетическим гидротермально-метасоматическим процессам. Поздние минеральные ассоциации колчеданных месторождений, в частности золото-полисульфидная, по Г.Н. Пшеничному (1972), являются наложенными и явно гидротермальными. Он наблюдал аналогичную по составу золото-полисульфидную с теллуридами ассоциацию в дайках габбро-диоритов, секущих колчеданные руды Учалинского месторождения.

Но Учалинское месторождение не является золотополисульфидно-колчеданным.

В расположенном севернее золото-полисульфидно-колчеданном Южно-Куросанском месторождении некоторые исследователи также предполагают наличие длительного перерыва между временем образования основной залежи серноколчеданных руд и золото-полисульфидной ассоциации. К этому перерыву якобы приурочено внедрение гранитов, связанное с ними скарирование вулканогенных пород и внедрение даек лампрофиров (Шмидт, 1961). Необходимо отметить, что в ранней серноколчеданной минеральной ассоциации Куросана содержится дисперсное золото, что указывает на генетическую связь ранней и поздней золотопродуктивных ассоциаций, независимо от того, насколько значителен существующий между ними временной перерыв.

О первичном генезисе таких месторождений, как Сибайское, им. XIX партсъезда и др. как о вулканогенно-осадочном и гидротермально-осадочном говорит пострудный возраст пород, перекрывающих главные залежи, а пострудный возраст доказывается заключенными в этих породах рудными обломками, кое-где перекрывающие породы являются настоящими рудокластами (Иванов, Рокачев, 1970). О том, что в образовании колчеданных месторождений принимали при этом участие глубинные гидротермы, свидетельствует идентичный изотопный состав серы в колчеданных месторождениях Урала и Большого Кавказа, в сульфидах же, рассеянных в терригенных осадочных породах, вмещающих колчеданные залежи на Большом Кавказе, изотопный состав серы варьирует в широких пределах (эти сульфиды биогенные) (Виноградов и др., 1971).

Г.Н. Пшеничный выделяет для Южного Урала две золотоносные колчеданные формации (или, как он их называет, два типа руд): золото-полиметаллически-колчеданную и колчеданную золото-барит-сульфидную. В первой формации барит участвует в составе одного из минеральных типов. Минеральные ассоциации обеих формаций достаточно близки, поэтому не вполне ясны основания для выделения этих двух формаций.

Д.А. Тимофеевский (1971-1973) выделяет одну золото-барит-сульфидную (колчеданную) формацию, а внутри нее три минераль-

ных типа. Первый тип, серноколчеданный, характеризуется наличием двух золотопродуктивных минеральных ассоциаций: пиритовой с дисперсным золотом (Куросанское месторождение) и барит-полисульфидной (месторождения Бакртау и др. в Баймакском рудном районе). Второй тип, сфалерит-галенитовый, включает одну золотопродуктивную ассоциацию: полисульфидную, содержащую сфалерит, блеклые руды, галенит, борнит и др., а также аргентит и гессит (Мелентьевское). Третий минеральный тип, "баритовый, бедный сульфидами", содержит одну золотопродуктивную ассоциацию — полисульфидную (Торт-Кудук, в Казахстане).

Оруденение разных стадий генетически едино. Так изучение корреляционных связей между золотом, медью, цинком, серебром и серой указывает на существование тонкодисперсного золота двух генераций — связанного с ранними серноколчеданными рудами и поздней сфалерит-халькопиритовой ассоциацией (Шепелев, 1971 г.). Прямая связь между золотом и серебром в рудах месторождений Баймакского рудного района подтверждает их совместное выделение в ассоциациях разных стадий. Роль серебра постепенно усиливается в поздних стадиях. Все это говорит о генетическом единстве рудного процесса, несмотря на наличие перерывов между стадиями.

Месторождение Бакртау, относящееся к серноколчеданному минеральному типу с двумя золотопродуктивными ассоциациями: пиритовой с дисперсным золотом и поздней — барит-полисульфидной, приурочено к палеовулкану центрального типа. Месторождение пространственно связано с наиболее кислыми субвулканическими внедрениями, поздними, но обнаруживающими петрохимическое родство с комплексом пород базальтоидных вулканитов. Блоковая тектоническая структура рудного поля формировалась в несколько этапов: сначала брахискладка, соскладчатые разрывы, затем, после внедрения субвулканических пород, новые тектонические подвижки частично по ранее заложенным трещинам. Литологический контроль оруденения обусловлен главным образом лучшей способностью туфов и туффигов к замещению гидротермальными растворами. Возникшие рудные тела распадаются на три морфологических типа: согласные линзовидные залежи, секущие жилообразные тела и штокверковые зоны, образованные массивными и прожилково-вкрапленными рудами, главную роль в которых играют пирит, халькопирит, сфалерит и галенит (Серавкин, 1970).

В.Н. Котляр и В.Б. Сейранян (Эволюция вулканизма . . . , 1973) показали, что колчеданные месторождения Армении контролируются куполовидными палеоподнятиями, а в пределах поднятий — центрами извержений кислых пород. Два фациальных типа оруденения возникают в зависимости от удаленности их от вулканического центра. Вблизи последних преобладают гидротермально-осадочные согласные залежи, в удалении от них — штокверковые и прожилковые зоны, контролируемые зонами разрывных нарушений. В месторождениях наблюдается вертикальная зональность отложения с поликомпонент-

ными окисно-сульфидными рудами, колломорфными и тонкодисперсными в верхних частях залежей и простыми сульфидными, ясно кристаллическими – в нижних. Вмещающие породы близ согласных рудных залежей насыщены сульфатами: гипсом, ангидритом, баритом, целестином, более ранними минералами по сравнению с сульфидами. В контактах с породами, насыщенными сульфатами, образуется борнит-халькопирит-теннантитовая минеральная ассоциация с халькозином, самородным золотом, сульфосолями висмута, серебра, свинца и др., "возникшая в результате взаимодействия восстановительных металлоносных газогидротерм с сульфатами" (так называемая поздняя и наложенная ассоциация ряда исследователей!).

Фации руд отвечают, по В.Н. Котляру и В.Б. Сейраняну, специфическим фациям прерудных метасоматитов. Все это указывает на ведущую роль в процессе минералообразования температурного градиента и редокс-потенциала, объясняемую единством процессов вулканизма и рудообразования.

Колчеданное оруденение Малого Кавказа является ранне-среднеюрским.

Околорудные гидротермальные метасоматиты локализованы в ранне-среднеюрских вулканогенных толщах и полностью отсутствуют в позднеюрских и более молодых. Характер метасоматитов (низкотемпературная пропилитизация, внешние фации вторичных кварцитов, алунизация) свидетельствует о протекании рудного процесса в приповерхностных условиях, что также говорит о его связи с вулканизмом (Малхасян, Эволюция вулканизма. . . , 1973).

В Казахстане ордовикский эвгеосинклиальный вулканизм протекал в Акбастау-Баянаул-Караганда-Балхашской зоне (включая Чингиз-Тарбагайский и Майкаин-Баянаульский регионы), образующей внешнее обрамление Джунгаро-Балхашского срединного массива и частично в окраинных зонах Зайсанской геосинклинали.

Внутри первой зоны выделяются три типа геотектонических блоков, характеризуемых различным набором вулканических и рудных формаций: 1) Акбастаусский тип, с непрерывно-дифференцированными базальтоидными и золото-медно-полисульфидно-колчеданными рудными формациями полихронно-полигенного генезиса; 2) Баянаульский тип, с контрастно-дифференцированными базальтоидными и золото-колчеданной рудными формациями, возникающими на поздних стадиях развития вулканизма; 3) Караганда-Балхашский и Тарбагайский промежуточный тип, в котором развиты слабо дифференцированные базальтоидные формации и отсутствуют крупные колчеданные месторождения. Две различные золото-колчеданные "подформации" возникли на разных этапах развития вулканогенных прогибов: полихронно-полигенная подформация – на доинверсионном, а – золото-колчеданная – на предороженном этапе (Какопов, Каипов, Таран, Эволюция вулканизма. . . , 1973).

По представлениям Д.А. Тимофеевского (1971, 1973), золото-колчеданные месторождения Казахстана относятся ко второму мине-

ральному типу формации — сфалерит-галенитовому (Майкаинское рудное поле) и третьему — баритовому, бедному сульфидами (месторождение Торт-Кудук).

На месторождениях Баянаульской группы (особенно отчетливо на Майкаинском рудном поле) видна связь оруденения золото-барит-полисульфидного типа с метасоматитами, отвечающими внешним фациям вторичных кварцитов. По данным Д.С. Кунаева и С.А. Базарбаева (1971), рудные тела здесь залегают на контактах с кварцитами или внутри последних. С глубиной золото-барит-полисульфидные руды сменяются серноколчеданными с одновременным появлением в составе руд кварца и исчезновением барита. По мнению этих авторов, совпадение фаций глубинности и температурности вторичных кварцитов и руд и их сонахождение с субвулканическими интрузивами одного типа внутри единых тектонических зон — все это указывает на генетическую связь между ними. Идея о наличии генетической связи между колчеданными и медно-порфировыми месторождениями высказывалась и другими исследователями (Воробьев, Контарь, Эволюция вулканизма. . . , 1973; Hutchinson, Robert, 1972).

СКАРНОВАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

Скарновая группа рудных формаций генетически связана с несколькими гранитоидными формациями: на позднегеосинклинальном этапе с габбро-плагиогранитной группой формаций (Кузнецов Ю.А., 1964), на орогенном — с формациями батолитов "пестрого" состава и, собственно, гранитных батолитов, на посторогенном ("области активизации") — с габбро-диорит-гранитной группой формаций и формацией субвулканических гранитов и граносиенитов. В чехле платформ своеобразные рудоносные скарны связываются с трапповой формацией толеитовых и субщелочных базальтоидов.

Парагенетическая и в меньшей мере генетическая связи скарновых рудных формаций с гранитоидными наиболее очевидны (по сравнению с другими рудными формациями, рассматриваемыми ниже). Но сведения о геохимии золота в гранитоидах еще ограничены и нередко противоречивы. Поэтому на них необходимо остановиться.

Закономерности распределения золота в группе габбро-плагиогранитных (доорогенных) формаций почти не освещены. Связь золотого оруденения с габбро-диабазовой формацией Приамурья (ранний протерозой) и с позднепалеозойской габбро-плагиогранитной формацией этого региона описана В.Н. Мусиным (1973). В Енисейском крае в породах габбро-диорит-диабазовой формации позднего рифея отмечаются зоны сульфидизации с содержаниями золота до нескольких граммов на тонну (Ли и др., 1968). В Кузнецком Алатау предполагалась связь с этой формацией золотоносных малосульфидных кварцевых жил (Булытников, 1948). Однако

часть этих жил, видимо, генерирована позднейшими батолитическими гранитоидами (Алабин и др., 1972). Незначительная золотоносность обусловлена габбро-плагиогранитной формацией в каледонидах Казахстана, в зеленокаменных синклиналиях Урала, на Северном Кавказе (уруштенский комплекс), в Тронхеймской мульде Норвегии (опдалит-трондьемитовая серия) и т.д.

Большинство исследователей (особенно геологи Сибири) допускают генетическую связь различных золоторудных формаций с формацией гранитоидных батолитов "пестрого" состава и габбро-диорит-гранитной группой формаций. Формация, собственно, гранитных батолитов — обычно рассматривается как "пустая" в отношении золота. В последнее время распространилось мнение, что уровень первичной концентрации золота в коровой палингенной гранитоидной магме зависит от состава пород, в результате расплавления которых магма возникла. Повышенно золотоносны те очаги магмы, которые образовались в толщах преимущественно вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород, богатых магнием и железом (Шербаков, 1967; Иванкин, Рабинович, 1968; и др.). Для многофазных или дифференцированных на месте становления гранитоидных плутонов многие исследователи отмечали более высокую концентрацию золота в наиболее основных разностях (ранних фаз или краевых частей плутонов), а также преимущественно в натриевых гранитоидах (Galagher, 1940; и др.). Но весьма противоречивые мнения высказывались о том, участвует ли золото в дифференциации гранитоидного расплава (т.е. коррелируется ли его содержание с содержанием основных породообразующих элементов) или оно распределено в гранитоидах беспорядочно. Если придерживаться последней точки зрения, то отмеченные выше закономерности придется объяснять исключительно спецификой ассимиляционных процессов, и будет неясно, способна ли гранитоидная магма выделять золотоносные гидротермальные растворы или золотоносность гидротерм также обусловлена их взаимодействием с вмещающими плутоном породами.

Ю.Г. Шербаков (1967) приводит данные о средних содержаниях золота в трех главных группах породообразующих минералов: железомagneзиальных силикатах — 4,0–16,0 мг/т, полевых шпатах — 3,3 мг/т и в кварце — 1,7 мг/т. Судя по этим цифрам, золото должно фракционироваться в ходе дифференциации и коррелироваться с содержаниями магния и железа. Мэнтей и Броулоу (Montei, Brownlow, 1967), изучившие распределение золота в массиве кварцевого диорита, пришли к выводу, что золото действительно фракционируется, хотя попадает в породообразующие минералы путем включения или захвата, а не вступая в ионные связи, и в ходе дифференциации концентрируется в остаточных флюидах. Следовательно, золотоносные растворы непосредственно отделяются от магмы.

В ряде массивов США габбро и тоналиты содержат до 10,0 мг/т золота, в то время как кислые граниты — 0,5–1,5 мг/т (Gottfried а. о., 1972). Но Н.Т. Воскресенская и Н.Ф. Зверева (1968)

пришли к выводу, что в гранитоидах крупных массивов всех комплексов Северного Казахстана золото распределено равномерно и его содержание колеблется в узких пределах (1,1–1,5 мг/т); в процессе дифференциации золото ведет себя инертно. Концентрация его увеличивается в контаминированных породах верхнеордовикского комплекса (1,6–4,5 мг/т) и в ксенолитах глубинного происхождения (2,0–15,0 мг/т). Более высокими содержаниями золота характеризуются также многофазные небольшие плутоны степняцкого типа (3,5 мг/т). А гидротермально измененные (пропилитизированные, березитизированные) граниты в таких плутонах содержат 30,0–40,0 мг/т золота. Данные авторы, как отмечалось выше, настаивают на равномерном распределении и инертности золота также в основных магмах.

И.К. Давлетов (1970) привел данные о снижении содержания золота в породах главных фаз карбоновых батолитов Северного Тянь-Шаня от 5,15 мг/т в габброидах и диоритах до 2,8 мг/т в лейкогранитах с новым повышением его в поздних дайках (3,8–6,8 мг/т) и несколько большим содержанием в штоках и дайках гранит-порфиров пермского цикла (5,4–7,1 мг/т). И.К. Давлетов и Ш. Джакшибаев (1970) пришли к выводу о том, что основными минералами – носителями золота в гранитоидах являются полевые шпаты (свыше 50% всего золота), а концентраторами – темноцветные и магнетит. При этом золото распределено в них неравномерно: в центральных частях массивов его концентрация в данных минералах понижается, а в приконтактных частях (обычно сложенных более основными разновидностями гранитоидов) – увеличивается. Однако расчеты линейной корреляционной связи между содержаниями золота и породообразующих окислов чаще всего указывают на отсутствие связи. В некоторых лейкогранитах установлена прямая линейная связь $Au - Fe_2O_3$, в гранодиоритах и сиенитах – прямая связь $Au - K$ и отрицательная связь $Au - P_2O_5$. Отсутствуют связи между Au и другими рудными элементами (Давлетов, 1971).

На том же самом материале Северного Казахстана, на котором строятся выводы Н.Т. Воскресенской и Н.Ф. Зверевой, Э.М. Спиридонов (1971) выявил несколько иные закономерности. В верхнеордовикском гранодиоритовом комплексе (с которым принято связывать промышленное золотооруденение Степняцкого и Бестюбинского районов) содержания Au, Cu и S взаимно коррелируются и снижаются от наиболее ранних лейкогаббро к гранодиоритам, тоналитам и их жильным отщеплениям, а затем – вновь возрастают в дайках глубинного происхождения с увеличением их основности. Между средними значениями содержаний золота и меди существует прямая корреляция, выражаемая формулами: а) $x = 0,7 + 0,056y$ (для пород – продуктов дифференциации); б) $x = 2,0 + 0,015y$ (для гибридных и контаминированных пород), где x – содержание золота (в мг/т), y – содержание меди (в г/т). Минералами – носителями и концентраторами меди являются халькопирит, отчасти пироксены, роговая обманка, носителями иногда также – полевые шпаты. Кон-

центраторами золота — сульфиды, магнетит, бронзит, иногда роговая обманка. В свежем лейкогаббро, наиболее обогащенном золотом, последнее сконцентрировано в бронзите, авгите и биотите. Во вмещающих вулканогенно-осадочных породах как не измененных, так и контактово-метаморфизованных содержания золота и меди значительно не изменяются.

В Верхисетском гранитоидном массиве (Урал), с которым также пространственно связано золотое оруденение, среднее содержание золота по сравнению с кларком гранитоидов несколько повышено — 4,9 мг/т, оно изменяется в пределах от 32,0 до 0,5 мг/т, уменьшаясь от гранодиоритов (среднее 7,0) к амфибол-биотитовым гранитам (5,6), биотитовым гранитам (2,3), жильным гранитам (0,8 мг/т) (Бушляков, 1971).

Близкие к этому данные приводятся в работах В.Г. Моисеенко и Г.С. Нечкина (1968), В.Г. Моисеенко и др. (1971), И.Х. Хамрабаева и К.У. Урунбаева (1971). Последние указывают на корреляцию золота с двухвалентным железом и медью (коэффициент корреляции с медью 0,78) и на различие его содержаний в абиссальных гранитоидах (0,3–0,4 мг/т), эффузивах андезит-дацитового состава (5,0–10,0) и гипабиссальных — субвулканических гранитах (8,0–47,0 мг/т), с которыми в Западном Узбекистане генетически связано золотое оруденение. Однако Г.А. Аношин, И.Н. Бушляков и В.В. Потапов (1970), сравнив распределение золота в породах и минералах двух золотоносных гранитных массивов (Урал, Алтай) и одного незолотоносного (Забайкалье), пришли к выводу о том, что статистически значимых различий в содержании золота между ними нет, а среди породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов отсутствуют минералы-концентраторы золота.

Кларк золота в гранитоидах западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области, по нашим данным, близок тому, какой был установлен в других регионах (Ивенсен и др., 1974). В гранитоидах золотоносных районов Южного Верхоянья (Силичев, Белозерцева, 1973; данные И.Г. Волкодава) среднее содержание золота составляет 3,1 мг/т (по 146 пробам), в том числе в породах габбро-диорит-гранодиоритовой формации — 4,61 и в лейкогранитах — 2,2. Эти величины нужно признать несколько повышенными по сравнению с гранитоидами незолотоносных районов и даже ряда золотоносных районов (Моисеенко и др., 1971). В эффузивах концентрация золота понижается (андезиты — 1,9; липариты — 1,3 мг/т).

В.А. Трунилина (см. статью в данном сборнике) показала, что в бассейне р. Чаркы гранитоидный магматизм представлен двумя комплексами: а) позднеюрско-раннемеловыми дайками и субвулканическими массивами; б) раннемеловыми батолитическими массивами. В субвулканиках первого комплекса содержание золота уменьшается от краевых фаций (кварц-диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры) — 4,87 мг/т к фациям центральных частей массивов (кварцевые порфиры) — 3,18 мг/т. В двух генерациях даек, напротив, concentra-

ция золота увеличивается от ранних даек гранодиорит-порфиров (3,27 мг/т) к поздним дайкам гранит-порфиров (8,64 мг/т), с которыми связано промышленное оруденение своеобразного типа (золотоносные кварциты). В гранитах батолитического комплекса содержание золота резко различно в разных массивах. В Чибга-лахском батолите, с которым генетически связаны золотоносные кварцевые жилы, содержание золота в неизменных гранитах резко повышено и составляет в гранитах главной фации 20,4 мг/т, в мелкозернистых гранитах — 16,5 мг/т. В другом массиве этого комплекса — Чалбинском, не генерирующем золотое оруденение, содержание золота составляет лишь 2,6 мг/т.

Обобщая наши данные по распределению золота в гранитоидах и некоторых базальтоидах Якутии, мы приходим к выводу, что в общем случае оно отчетливо коррелируется с величинами основных петрохимических параметров. Выявляется прямая связь с такими параметрами, как меланократовость породы, магнезиальность темноцветных, основность породы, доля натрия в сумме щелочей (Ивенсен и др., 1974). Эти закономерности не являются универсальными (случай отклонения освещен В.А. Трунилиной в ее статье в данном сборнике), но они однозначно свидетельствуют о том, что различия содержаний золота в магматических породах (основных, средних и кислых) обусловлены не внешними факторами (ассимиляция золотоносных вмещающих пород), а ходом дифференциации магмы.

Золото-скарновая рудная формация. Среди части геологов распространен взгляд на оруденение в скарнах (цветных, редких металлов и золота) как на "наложенное", генетически чуждое самим скарнам (Петровская, 1960; Рожков, 1968; и др.). Но приведенные нами данные свидетельствуют о том, что гранитоиды, с которыми пространственно связано золотое оруденение, сами потенциально золотоносны (специализированы на золото), поэтому обусловленные ими процессы скарнообразования и гидротермального оруденения внутри скарнов нужно признать последовательными стадиями единого процесса.

Генетическое единство скарновой и кварцево-сульфидной стадий формирования скарново-рудных месторождений принимается Е.Д. Карповой и А.Г. Ивашенцевым (1954). Наличие корреляционной зависимости между составами сосуществующих в скарнах пироксенов и гранатов (определяющих фацию кислотности скарна) и типом последующего оруденения (молибденит-шеелитового, шеелитового, полиметаллического и магнетитового) показал В.А. Жариков (1970). Ранее этот исследователь выделил два семейства скарновых руд: сопутствующих, связанных с щелочной стадией формирования скарнов, и наложенных, возникающих на кислотной стадии, но при этом продолжающих последовательное развитие единого процесса (Жариков, 1960).

Существование самостоятельной золото-скарновой формации обосновано В.А. Вахрушевым (1972) и Д.А. Тимофеевским (1971, 1973). В.А. Вахрушев среди многочисленных проявлений золото-

носных скарнов в Алтае-Саянской области детально изучил четыре месторождения (табл. 6).

В скарнах присутствует как свободное золото, образующее местами довольно крупные выделения, так и тонкодисперсное, рассеянное в сульфидах. Пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин и другие сульфиды содержат золото в количестве от $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-2}\%$. Свободное золото распределено неравномерно. На Синюхинском месторождении наиболее богатыми рудами являются волластонитовые и гранат-пироксен-волластонитовые скарны, меньше золота содержится в магнетитовых рудах и нескарнированных вмещающих породах. Золотосульфидные ассоциации размещены зонально: в верхних горизонтах – золото-халькозин-борнитовая ассоциация, в нижних – золото-халькопиритовая (это соответствует размещению скарнов разного типа – вверху апотуфовых, внизу – бедных железом известковистых, преимущественно волластонитовых). Но эта зональность может быть объяснена и эволюцией рудообразующего раствора.

Таблица 6

Золото-скарновые месторождения Алтае-Саянской области

Особенности месторождений	Натальевское, Маринская тайга	Синюхинское, Горный Алтай	Лебедское, Горная Шория	Тардонское, Тувинская АССР
Магматический комплекс	Натальевский диоритовый штук	Сарокошкинский гранитоидный массив	Лебедский гранодиорит-монцитонитовый массив	Байсютский габбро-диорит-плагитовый гранитный массив
Вмещающие породы	Порфириды, туфы, карбонатные породы Pz_1	Порфириды, туфы, песчаники, мраморы $Сп$	Порфириды, туфы, сланцы, мраморы $Сп$	Порфириды, туфы, доломитовые мраморы $Сп_1$
Морфология скарново-рудных тел	Линзы в контактах диоритов с мраморами, реже линзы в толще вмещающих пород	Линзы в контактах мраморов и туфов	Линзы в контактах массива с мраморами и эффузивно-туфогенными породами	Линзы в контактах массива и внутри вмещающих пород вдоль контактов между ними
Типы скарнов	Магнезиальные Известковистые	- Известковистые	- Известковистые	Магнезиальные Известковистые

Таблица 6 (окончание)

Особенности месторождений	Натальевское, Маринская тайга	Синюхинское, Горный Алтай	Лебедское, Горная Шория	Тардонское, Тувинская АССР
Минеральный состав*	Андрадит-гроссулярь, диопсид, тремолит, волластонит, эпидот, кальцит, доломит, кварц, форстерит и др.	Андрадит-гроссулярь, диопсид-геденбергит, волластонит, эпидот, актинолит, тинолит, кварц, кальцит, хлорит и др.	Андрадит-гроссулярь, диопсид-геденбергит, актинолит, кальцит, хлорит, апатит, титанит	
Нерудные				
Рудные	Халькопирит, борнит, арсенопирит, пирротин, витихенит, сфалерит, магнетит, зигенит, молибденит, золото самородное, электрум, висмут самородный, кубанит, галенит, алтаит, тетраэдрит	Магнетит, борнит, халькозин, халькопирит, пирротин, сфалерит, гематит, золото самородное, мелонит, арсенопирит, галенит, теннантит, калаверит, линнеит, тетрадимит, молибденит	Магнетит, халькопирит, гематит, золото самородное, арсенопирит, сфалерит, галенит, алтаит, тетрадимит	Магнетит, халькопирит, золото самородное

*В порядке распространенности.

На Лебедском месторождении наиболее обогащены золотом крупнозернистые (перекристаллизованные) разности андрадитовых скарнов и магнетитовых руд. Золото на этом месторождении не обнаруживает тесной связи с сульфидами, общее содержание которых здесь составляет 0,5–1,0% (Столбова, 1970). На Натальевском месторождении золотоносными оказываются зоны повышенной трещиноватости как в магнезиальных, так и в известковистых скарнах (Васильев, 1970). В магнезиальных скарнах продуктивной ассо-

циацией является золото-виттихенит-халькопирит-борнитовая с самородным висмутом, в известковистых скарнах - золото-пирит-халькопиритовая со сфалеритом и висмутом. Повышенной золотоносностью на этом месторождении обладают крупнозернистые кварц-кальцитовые агрегаты, образующие гнезда и линзы как в скарнах, так и в нескарнированных мраморах. В кварц-кальцитовых линзах золото ассоциируется с халькопиритом, арсенопиритом, пирротином, кубанитом, сфалеритом, пиритом, галенитом, блеклыми рудами, алтаитом, самородным висмутом. Общее содержание сульфидов в них незначительно. На Гордонском месторождении наиболее золотоносны рассланцованные серпентин-флогопитовые породы, часто развитые в контакте гранитоидов с магнезиальными скарнами. В.А. Вахрушев объясняет эту особенность, с одной стороны, благоприятным структурным фактором, с другой - высокой сорбционной способностью флогопита.

Таким образом, золото то развито независимо от сульфидов (Лебедское), то связано с различными сульфидными ассоциациями, отражающими различный состав и происхождение скарнов. Распределение свободного золота не зависит от количества заключенных в скарнах сульфидов. Золото достаточно высокопробное (в среднем 930, опускаясь до 879) и не содержит значительных примесей других элементов.

Электрум встречен только в сульфидных агрегатах на Натальевском месторождении.

Особенности распределения ряда элементов-примесей в минералах (особенно селена, теллура, кобальта, никеля) подчеркивают существенное отличие золотого оруденения в скарнах от кварцевожильного золотого оруденения в том же регионе и показывают генетическое единство всей минерализации, отражающей тип материнских магматических пород. По содержанию золота в пиритах четко обособляются месторождения скарново-железорудные, золото-скарновые и золото-кварцевые (жильные). Среднее содержание золота в пиритах железорудных месторождений составляет $5,49 \cdot 10^{-5}\%$, в пиритах золото-скарновых оно выше в 26 раз, а в пиритах золото-кварцевых жил - в 66 раз.

Время выделения золота в разных месторождениях данной формации различно (Зимоглядов, 1966): 1) оно может выделяться почти вслед за скарновыми минералами до сульфидов (Лебедское месторождение); 2) значительно позже скарновых минералов, одновременно с основной массой сульфидов (Натальевское, Синюхинское месторождения); 3) "отставать" от большинства сульфидов и выделяться после них (Коробейников и др., 1970).

Золото-скарновые месторождения Алтае-Саянской складчатой области генерируются плутонами формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава. Генетически связаны с этими батолитами также скарновые формации: железорудная (месторождения Темиртау, Самсон, Ольховские), медно-вольфрамовая (Туимское, Посельшук, Киялых-Узень и др.), вольфрам-молибден-полиметалличес-

кая (Ширгайтинская, Солонешенское и др.), образующие совместно с золото-скарновой горизонтальный ряд рудных формаций.

Золото-скарновая формация распространена также во многих других районах СССР и мира (Коробейников, 1966; "Рудные формации...", 1969; Нарсеев и др., 1970; El-Shatoury, Whelan, 1967). Д.А. Тимофеевский выделяет в золото-скарновой формации ряд минеральных типов руд и золото-продуктивных ассоциаций (табл. 7).

Помимо золото-скарновой формации существуют комплексные золотоносные скарновые формации: 1) золото-медно-скарновая (Ичкульское месторождение в Казахстане и др.); 2) золото-медно-висмут-скарновая (Тары-Экан и др. в Таджикской ССР, Суайн (Чозен) в Японии); 3) золото-медно-молибденово-скарновая (Средняя Азия); 4) золото-молибден-вольфрам-скарновая (Тырныауз на Северном Кавказе); 5) золото-вольфрам-скарновая (Агылкинское в Якутской АССР); 6) золото-платино-медно-скарновая (Синонги на Суматре, Никкель-Плейст в Британской Колумбии, Магалаквин в Юго-Западной Африке); 1-4 формации генетически связаны с гранитоидами. В 5-й формации имеются месторождения, связанные с диорит-гранодиоритовыми (Синонги), с габбро (Никкель-Плейст) и норитами Бушвельдского комплекса (Магалаквин). Для этих руд кроме платины и золота характерно значительное содержание палладия (как и для всех типов месторождений, в которых совместно присутствуют платиноиды и золото).

Палладистое золото содержит скарны Минас-Джераис в Бразилии (Вагнер, 1932; Шнейдерхен, 1958; Hundeshagen, 1903-1904; Camzell, 1910).

Из табл. 7 видно, что платиноиды появляются также в одном из минеральных типов собственно золото-скарновой формации (Мосриф).

Стадийность (12 стадий) формирования одного золото-халькопирит-молибденит-магнетитового месторождения (3-я формация) указывает на то, что месторождение сложного состава возникло в результате последовательного наложения друг на друга магнетитового, халькопирит-молибденитового и арсенопирит-датолитового оруденения (Зленко и др., 1970). Золото приурочено к 6-й (золото-теллуридной) стадии, которая развита в тесном переплетении с 5-й халькопирит-молибденитовой, и присутствует также в минеральной ассоциации 9-й арсенопирит-датолитовой стадии. Совместно с теллуридами золота выделяется и в ряде других многостадийных скарновых месторождений Средней Азии.

Касааясь получившей уже распространение формационной терминологии, следует указать, что перечисленные формации можно условно разделять на простые и сложные (комплексные), имея, однако, в виду, что различия между ними не абсолютны, а относительны и определяются лишь степенью распространения тех или иных мине-

Таблица 7

Минеральные типы и продуктивные ассоциации золото-скарновой рудной формации

Минеральный тип	Парагенетическая продуктивная ассоциация	Примеры месторождений
Пирит-арсенипиритовый	а) Пирит-арсенипиритовая (с дисперсным золотом, леллингитом, халькопиритом или без них) б) висмут-теллуридная	Мосриф, (Средняя Азия), Лебедское (Горная Шория) Лебедское
Магнетитовый	а) кварц-халькопирит-тетрадимитовая б) золото-кварцевая в) теллуридно-(тетрадимит)-халькопиритовая с галенитом и сфалеритом	Калиостровское (Кузнецкий Алатау) То же Лебедское (Горная Шория)
Халькопиритовый	а) халькопирит-борнит-висмутовая	Натальевское (Маринская Тайга) Тардон (Тува)
Халькозин-халькопирит-борнитовый	а) халькозин-халькопирит-борнитовый с теллуридами Ni, Au, Ag б) пирит-халькопиритовая	Синюхинское (Горный Алтай), Рабинджанское (Средняя Азия) Синюхинское
Пирит-халькопирит-шеелитовый	а) галенит-висмут-теллуридная (тетрадимитовая) б) шеелит-сульфидно-(халькопирит-виттихенит, борнит)-кальциевая	Джилад (Средняя Азия) Кум-Бель (Тянь-Шань)
Бессульфидный	а) свободное золото в скарнах	Ольгинское (Приморье)
Халькопирит-пирротинный с платиноидами	а) халькопирит-(тройлит)-платиноидная, с теллуридами Bi, Au б) самородных элементов Bi, Pt, Pd, Cu	Куру-Тегерек, Мосриф (Средняя Азия) Куру-Тегерек

ралов. В "простой" формации в виде второстепенных компонентов присутствуют минералы, повышение концентрации которых дает основание считать формацию "сложной". Поэтому совсем неправильно было бы называть такие формации "совмещенными", так как этот термин предполагает совмещение в одном месторождении двух или более чуждых друг другу минеральных парагенезисов.

В Американском секторе Тихоокеанского рудного пояса месторождения золото-скарновой рудной формации и комплексных золотоносных скарновых формаций достаточно широко распространены (Мексика: Санатафе в Чиаласе, Монтана, Кебл, Элгхорн, Сиринг-Хилл; Британская Колумбия: Никель-Плейст и др.). В Азиатском секторе Тихоокеанского пояса они известны в Японии (Суайн, крупное золоторудное месторождение), на Борнео и Суматре, в Приморье.

В свете этого в Верхояно-Чукотской складчатой области целесообразно провести тщательное изучение возможной золотоносности боратовых и магнетитовых скарнов Тас-Хаяхтаха, золотоносных скарнов Улахан-Сиса и других в главном поясе батолитоподобных гранитоидных массивов, учитывая, что месторождение Суайн приурочено к бороносным скарнам.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И ГРЕЙЗЕНОВ

Формация золотоносных полевошпатовых метасоматитов. Этот тип золотого оруденения выявлен в самые последние годы и еще очень слабо изучен.

Своеобразные золотоносные метасоматиты отмечены в породах кристаллического фундамента шитов древних платформ. На Алданском шите они связаны с мезозойской тектоно-магматической активизацией.

Золотоносными оказываются зоны калишпат-карбонатных с пиритом метасоматитов, приуроченные к разломам. Зоны метасоматитов пересекают ранние породы мезозойских интрузивных комплексов и секутся наиболее поздними дайками сельвсбергитов-грорудитов. Архейские породы фундамента, не испытавшие метасоматического изменения, так же как ранние породы мезозойских интрузивов, содержат золото на кларковом уровне. Концентрация его выше кларковой установлена только в дайках сельвсбергитов-грорудитов (Захаров и др., 1969; Казанский и др., 1970).

На Украинском шите описаны раннепротерозойские золотоносные натровые метасоматиты, зона которых, контролируемая разломом, образована по гранитам, мигматитам, гнейсам и пегматитам. Метасоматиты сложены альбитом, эгирином, щелочными амфиболами, карбонатами, кварцем, сфеном, в качестве второстепенных минералов присутствуют — микроклин, кварц, биотит, гидробиотит, хлорит, циркон, апатит, магнетит, гематит, пирит, галенит, сфалерит, некоторые урансодержащие минералы. Тонкодисперсное золото (размер

золотинок в большинстве менее 0,001 мм) распылено в этих минералах (Белевцев, Сахатский и др., 1972 г.).

Формация золотоносных грейзенов. Ведущими рудными элементами апогранитов являются тантал и ниобий, а грейзенов — литий, бериллий, олово и вольфрам. Все они, кроме вольфрама, геохимически весьма далеки от золота. Но в последнее время выявлен ряд преимущественно комплексных, реже специфических золотоносных месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, подвергшимся грейзенизации.

В связи с гранитоидным батолитом "пестрого" состава в Енисейском кряже описаны лейкократовые грейзенизированные граниты, включающие штокверкообразные зоны кварцевых жил с турмалиновыми оторочками, с вольфрамовым и золотым оруденением. Содержание золота в этих грейзенизированных гранитах достигает нескольких граммов на тонну (Ли и др., 1968).

В Западном Приохотье с позднемеловым раннеорогенным Дуганджинским многофазным гранитоидным комплексом (диорит-гранодиорит-гранитная формация) связана повышенная золотоносность самих пород комплекса (самородное золото среди аксессуаров, концентрация золота в сфене и амфиболах — десятки доли грамма на тонну), а в гранитах грейзенизированных апикальных выступов массивов золото (от долей до 2 г/т) распространено совместно с молибденитом, вольфрамитом, пиритом и халькопиритом (Мусин, 1973). Золотоносные грейзены секутся дайками аплитов и пегматитов. Последние пересекаются жилами золотоносного кварца, содержащими молибденит, шеелит, пирит, халькопирит, арсенопирит. Эти жилы также рассечены дайками гранодиорит- и гранит-порфиров. Гранит-порфиры в свою очередь пересекаются жилами малосульфидной золото-кварцевой формации (с преобладанием пирита и арсенопирита, редким халькопиритом и еще более редкими молибденитом и шеелитом). Все перечисленные образования рассечены дайками габбро-диоритовых порфиров. Эти дайки в некоторых местах пересекаются маломощными золото-сульфидно-кварцевыми жилами (до 15% арсенопирита и пирита) с редкими антимонитом и молибденитом. Еще более поздними оказываются дайки лампрофиров.

В этом интересном многофазном рудном комплексе генетической связью с гранитоидами обнаженных массивов характеризуются золотоносно-редкометалльные грейзены и послепегматитовые золото-редкометалльно-кварцевые жилы, явно наследующие минерализацию грейзенов. Более поздние малосульфидная золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации явно отделены от момента полной консолидации массивов значительным временем и скорее всего в генетическом отношении независимы от них или от их глубинного очага, хотя по отношению к центру массива все три рудные формации распространяются зонально.

В районе Сент-Ирье (Центральный массив Франции) почти все распространенные в нем породы (пара- и ортогнейсы докембрия,

амфиболиты, ультрабазиты, диориты и биотитовые граниты) характеризуются сравнительно высоким местным кларком золота (6,0–9,0 мг/т). Наиболее молодые двуслюдяные граниты почти вдвое богаче золотом (16,8 мг/т), а развивающиеся по ним апограниты с метасоматическими кварцем и микроклином содержат 97,7–153,7 мг/т золота. С апогранитами тесно связаны окварцованные и сульфидизированные зоны дробления, золото–сульфидно–кварцевые жилы и мусковитовые пегматиты, в которых золото концентрируется в кварцевых ядрах (Норман, Фан, 1971). Золото в зонах дробления и жилах сопровождается арсенопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, джемсонитом, буланжеритом, халькопиритом, тетраэдритом и бурнонитом, местами стибнитом. Распыленное золото в апогранитах ассоциирует с шеелитом, касситеритом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом.

Апограниты и грейзены связаны переходами с такими автотасоматическими типами изменения гранитов, которые выражены в основном их окварцеванием вплоть до превращения в кварцит.

Одно из крупных месторождений золота на Канадском щите (Камфлю) представляет собой относительно небольшой гидротермально измененный шток сиенит–порфиров, примерно на 25% представляющий собой промышленное рудное тело. Наиболее богатые участки этой руды содержат около 1,0% тонковкрапленного пирита, 20,0–30,0% гидротермального кварца, образующего тонкосетчатые прожилки, и немного шеелита. Содержание золота на таких участках составляет 9–23 г/т, в среднем по месторождению – 7,15 г/т. Кроме самородного золота присутствуют его теллуриды (Meikle, 1970).

Такого рода оруденение в массивах гранитоидов чаще всего рассматривается как связанное с ними генетически, автотасоматическое. Но есть примеры, когда может быть доказан значительный разрыв между возрастом самой гранитоидной породы и ее гидротермального изменения. Так, в юрских гранитоидах одного из массивов Аризоны зоны слабого гидротермального изменения, с которыми связано резкое увеличение содержаний в породе меди, свинца, цинка, золота, серебра, молибдена, имеют палеоценовый возраст (Drewes, 1967). Этот разрыв не исключает того, что рудные элементы, дающие в измененных зонах высокие концентрации, извлечены гидротермами из самой породы и переотложены.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

Плутоногенный класс

Гидротермальная генетическая группа охватывает большинство золоторудных формаций. К ее плутоногенному классу относятся малосульфидная и умеренно сульфидная формации Н.В. Петровской (1960), золото–карбонат–сульфидная, золото–сульфидная, золото–кварц–сульфидная и золото–альбит–кварцевая формации Д.А. Ти-

мофеевского (1971, 1973). Параллелизация формаций Н.В. Петровской и Д.А. Тимофеевского, как уже отмечалось, затруднительна. Но если учесть такие геологические особенности малосульфидной формации Н.В. Петровской, как максимальную глубинность формации, относительно простой состав руд и обычно отсутствие признаков вертикальной зональности, то эту формацию, видимо, можно сопоставить с золото-альбит-кварцевой формацией Д.А. Тимофеевского, в которой, по его данным, зональность редко проявляется и которая возникает в условиях средних, иногда больших глубин. Но часть месторождений, приводимых Д.А. Тимофеевским в качестве примеров данной формации, явно не может быть отнесена к малосульфидной формации. Если, несмотря на это, принять указанную параллелизацию, то три остальные формации Д.А. Тимофеевского можно параллелизовать с умеренно сульфидной формацией Н.В. Петровской, причем их границы совпадают значительно лучше.

Для рудных формаций гидротермальной группы остается справедливым определение В. Лингрена (1934, стр. 179): "Месторождения, образованные химической концентрацией. . . , связанной с магматической деятельностью. . . горячими восходящими водами неизвестного происхождения" (см. табл. 1). Последнее обстоятельство делает проблематичными почти все наши представления о генезисе той или иной группы гидротермальных месторождений, той или иной их формации. Н.В. Петровская и Д.А. Тимофеевский, строя свои классификации, по существу отказались от генетических схем. Поэтому почти все выделенные ими формации являются конвергентными. Формации плутоногенного класса, судя по современным данным, включают месторождения, образованные гидротермальными растворами: а) отделившимися от гранитоидных массивов или от глубинных очагов гранитоидной магмы; б) глубинного (мантийного?) происхождения, приуроченных к зонам глубинных разломов вне связи с какими-либо магматическими образованиями или пространственно связанные с поясами дайковых пород; в) связанными с метаморфизмом и существовавшими рудное вещество, рассеянное во вмещающих (первично осадочных) породах, иногда при образовании кварцевых жил альпийского типа.

С достоверностью отнести к тому или иному из этих типов удастся лишь немногие месторождения, поэтому построить полную формационную классификацию гидротермальных месторождений с учетом их генезиса еще невозможно. Но вполне очевидно, что две формации Н.В. Петровской и такие формации Д.А. Тимофеевского, как золото-кварц-сульфидная и золото-альбит-кварцевая, чрезмерно широки и объединяют по чисто формальным признакам объекты, нередко чуждые друг другу и обладающие резко различными геологическими признаками.

Поэтому единственно правильный путь, как нам представляется, это постепенное отчленение от этих слишком широких таксонов более узких формаций, в которых объединяются объекты, сходные

по группе важнейших признаков (минеральный состав, геологические условия нахождения, и там, где это возможно — генезис).

Золото-сульфидная формация в карбонатных породах. Двумя классическими районами проявления этой формации в СССР являются Восточные Саяны и Алданский щит, где золото-сульфидное метасоматическое оруденение приурочено к карбонатным породам кембрия.

В Ольховско-Чибижекском районе Восточного Саяна, сложенном известняками и доломитами чибижекской свиты, вулканогенно-осадочными породами осиновской свиты нижнего и среднего кембрия, оруденение генетически связано с прорывающим эти отложения ольховским интрузивным комплексом диорит-плагиогранит-гранитного состава. Оруденение размещено в самих гранитоидах, а также в карбонатных и вулканогенно-осадочных породах экзоконтакта. При переходе рудоконтролирующих структур из гранитоидов во вмещающие породы изменяется характер оруденения (влияние состава вмещающих пород).

В гранитоидах заключены золотоносные кварцевые и кварцево-сульфидные жилки, сопровождаемые зонами березитизации. Сульфиды в них представлены пиритом и халькопиритом. Эти жилы, а также зоны дробления, хлоритизированные и сульфидизированные тяготеют к эндоконтакту и не уходят в глубину массива больше, чем на 300 м. Местами в этих зонах дробления образуются сплошные пиритовые золотоносные руды. В карбонатных породах экзоконтакта заключены карбонатно-гематитовые, карбонатно-кварц-сульфидные и карбонатно-сульфидные руды, образующие неправильные линзо- и жилкообразные тела и залежи, экранированные вулканогенно-осадочными породами. Карбонаты в них представлены доломитом, анкеритом, кальцитом, сульфиды — пиритом, пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, тетрадимитом и другими теллуридами, выделявшимися на протяжении нескольких стадий. Главная масса золота выделялась совместно с теллуридами в одну из последних стадий. При переходе из карбонатных пород в вулканогенно-осадочные массивные сульфидные руды сменяются кварц-сульфидными, а затем кварцевыми жилами (Булынников, 1940; Тимофеевский, 1950; Хазагаров, 1968). В этом районе сосредоточены месторождения — Ольховское и др.

В Центрально-Алданском районе золоторудные месторождения данной формации приурочены к основанию горизонтально лежащей на архейских гнейсах и гранитоидах карбонатной кембрийской толщи платформенного чехла. Они связаны пространственно и, возможно, генетически с щелочно-габбро-сиенитовым вулканоплутоническим комплексом пород (этап позднемезозойской активизации), главным образом с дайкообразными (кольцевыми и радиальными) телами сиенит-порфиоров, ортофиоров и монзонитов.

Толщу архея секут крутые кварцевые жилы с золотом и сульфидными. Они являются рудоподводящими каналами субгоризонтальных залежей массивных сульфидных руд в доломитах кембрия. В раз-

ных залежах руды представлены двумя минеральными типами: пиритовым полисульфидным и пирит-пирротин-халькопиритовым; оба золотonosны. В рудах выделяют минеральные ассоциации шести стадий: 1) пирит-анкеритовую; 2) шестоватого кварца с халцедоном и пиритом; 3) "рисовидного" кварца с пиритом; 4) гематитовую; 5) полисульфидную с золотом (галенит-халькопирит-сфалерит, в подчиненном количестве сульфосоли, висмутин, буланжерит, сульфанит); 6) поздних карбонатов. Золото образует два типа выделений: а) самостоятельные в кварце, очень мелкие, редко достигающие размера 0,5-2,0 мм; б) в сульфидах и теллуридах. Пробность золота высокая (900-930). Околорудные гидротермальные изменения доломитов выражены анкеритизацией хлоритизацией и тремолитизацией. В Центральном-Алданском районе выявлены месторождения этого типа: Лебединое и др.

В северной части района расположено Куранахское месторождение, приуроченное в отличие от описанных не к подошве, а к кровле карбонатной юдомской свиты нижнего кембрия и к ее контакту с перекрывающими терригенными породами нижней юры. Мощно проявленные процессы окисления и переотложения выветрелых руд очень затрудняют изучение этого месторождения. Магматический контроль оруденения здесь аналогичен описанному. Месторождение первично, по-видимому, представляло собой серию мощных и протяженных метасоматических залежей кварц-адулярового состава в контакте кембрийских карбонатных и юрских терригенных пород. Рудные минералы представлены пиритом (5-10%, редко до 60%), реже - пирротин, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и др. Близкие по типу месторождения описаны в Средней Азии (Королева, Королев, 1966).

В связи с этими месторождениями необходимо коснуться некоторых особенностей использования формационной терминологии. Н.В. Петровская вкладывала в термин "золото-сульфидная формация" совсем иное понятие - она называла так колчеданные месторождения. Алданские же месторождения типа Лебединого она считала особым фаціальным типом умеренно сульфидной золото-кварцевой формации. Следовательно, формационную принадлежность месторождения она определяла не по главным (по их промышленной ценности) телам, а по жилам, которые частично обрабатывались, но все же играют на месторождении второстепенную роль и являются рудоподводящими каналами. Такой подход нельзя признать правильным. Мы видим на примере как Алданских, так и Восточно-Саянских месторождений, что на них ярко проявлены фаціальные изменения типа и состава руд в связи со сменой вмещающих пород. Все эти вариации состава руд приходится признать фациями единой формации. Однако ведущей фацией, которую нужно взять за основу при определении формации, все же являются метасоматические сульфидные залежи в карбонатных породах.

Но совсем недопустимо такое использование терминологии Н.В. Петровской, которое нередко можно встретить в литературе. Например,

А.М. Хазагаров (1968, стр. 118) пишет: "Рассмотренные примеры иллюстрируют проявление нескольких рудных формаций. . . в пределах одной рудной площади". А в начале статьи (стр. 114), рассматривая группу жил в гранитоидах, он замечает: "Все эти жилы по содержанию сульфидов, согласно Н.В. Петровской, могут быть подразделены на убогосульфидные (до 0,5%), малосульфидные (0,5–5,0%) и умеренно сульфидные. Степень сульфидности в большинстве жил изменяется по вертикали – в верхних горизонтах они умеренно сульфидные, в средних – малосульфидные, на глубоких (250–350 м) убогосульфидные". Таким образом, геологическое содержание использованных Н.В. Петровской терминов полностью игнорируется и они из формационных превратились в термины чисто описательные, пригодные, может быть, лишь для промышленной характеристики руд.

Д.А. Тимофеевский (1971, 1973) выделяет в своей золото–карбонат–сульфидной формации два минеральных типа: 1) пирит (марказит)–пирротиново–халькопиритовый; 2) пирит–гематитовый. Представителями обоих типов являются месторождения как Алдана, так и Восточных Саян. В обоих типах имеется по две золотопродуктивные ассоциации: а) халькопирит–висмутин–теллуридная (тетрамит, гессит, креннерит); б) буланжерит–тетраэдрит–теллуридная. Судя по этому, выделяемые им минеральные типы являются фациальными типами и не отражают какой–либо направленной эволюции рудного процесса во времени.

Ряд золото–сульфидных месторождений в карбонатных породах эксплуатируется в США и других районах мира. Это месторождения районов Восточный Тинтик (Шепард и др., 1972) и Центральный Тинтик (Моррис, 1972) штата Юта, округа Парк–Сити (Барнс, Саймос, 1972) и Юрика, штат Невада (Нолан, Хан, 1972), Блек–Хиллс, Южная Дакота, рудный район Голд–Хилл в штате Юта (El-Shatoury, Whelan, 1970), Пилмгринс–Вест в Южной Африке. Почти во всех этих месторождениях устанавливается генетическая связь оруденения с гранитоидами среднего состава, выраженная концентрически зональным размещением мегасоматического золото–медно–сульфидного, свинцово–серебряно–сульфидного и цинко–свинцового оруденения вокруг штоков этих пород. Хорошо видны также фациальные изменения разновозрастного и связанного с теми же магматическими породами оруденения при смене вмещающих пород.

Золото–сульфидная формация в силикатных породах. Сказанное выше о фациальной изменчивости оруденения предшествующей формации в зависимости от состава вмещающих пород сразу же наталкивает на мысль – не является ли данная формация лишь фациальным типом предшествующей? На этот вопрос нелегко ответить, так как золото–сульфидное оруденение в силикатных породах явно гетерогенно, между тем все названные выше примеры золото–сульфидного оруденения в карбонатных породах проявляют достаточно убедительные признаки генетической связи с гранитоидами среднего состава. Поэтому среди силикатных пород скорее все–

го можно встретить как фациальные разности вышеописанного оруденения, так и значительно чаще образования иного генезиса.

Д.А. Тимофеевский (1971, 1973) выделяет в этой формации два минеральных типа: пирротиновый и пиритовый и в качестве примера приводит месторождения, сгруппированные в двух рудных районах СССР – в Бодайбинском (Сухоложское; голец Высочайший) и Южно-Уральском (Миндяк, Куросан). Н.И. Бородаевский относит к данной формации месторождения еще одного района – Калбинского (Бакырчик и др.) и месторождения Кокпатас в Кызыл-Кумах, но при этом месторождения Миндяк и Куросан включает в колчеданную формацию. Как и в предшествующей формации, оба выделенных минеральных типа руд представлены, по Д.А. Тимофеевскому, в одном месторождении (Сухоложское).

Все эти штрихи подчеркивают значительную неопределенность границ рассматриваемой формации и отсутствие четкого ее определения.

В качестве типоморфных для нее месторождений можно рассматривать Миндякское, Бакырчик и Сухоложское. Месторождение Миндяк прожилково-вкрапленного морфологического типа заключено в диабазов. Руды сформированы на протяжении трех стадий и представлены ассоциациями: а) хлорит-кварц-пиритовой; б) кварц-карбонат-пиритовой; в) халькопирит-блеклорудной. Оруденение наиболее распространенных двух первых ассоциаций сопровождается лиственитизацией диабазов. Подавляющая масса тонкодисперсного золота заключена в мышьяковистом пирите обеих ассоциаций. Между распределением золота и мышьяка устанавливается прямая корреляция. Меньшая часть более крупного золота связана с третьей халькопирит-блеклорудной ассоциацией (Сорокин, 1969; Тимофеевский, 1971). Надо признать, что Миндяк резко отличается от типичных колчеданных месторождений и не может включаться в золото-колчеданную формацию.

Бакырчик приурочен к зоне смятия и расщепления в толще терригенных флишеидных пород. Оруденение контролируется сложной системой разломов, в частности пологопадающими разломами с глинками притирания, экранирующими вкрапленно-прожилковое сульфидное оруденение, преимущественно пирит-арсенипиритового состава. Распределение оруденения подчинено литологическому контролю: наиболее интенсивное оруденение приурочено к горизонтам углистых и хлоритовых сланцев, а также к пачкам переслаивания известковистых песчаников и алевролитов с вулканитами. По мнению Н.И. Бородаевского (1962), оруденение связано генетически с граносиенитами чарского комплекса.

Некоторое сходство с описанным выше имеет месторождение Кокпатас в Кызыл-Кумах, приуроченное к толще вулканогенно-осадочных пород. В нем золото-сульфидное оруденение вкрапленно-прожилкового типа сопровождается гидротермальным изменением вмещающих пород – лиственитизацией и березитизацией (Дорофеев, Лайпанов, 1971; Рудные формации. . . , 1969).

Месторождения Сухоложское и голец Высочайший в региональной метаморфической зональности Бодайбинского рудного района занимают определенное положение — они расположены в зоне "золотоносных кварцевых жил с подчиненным развитием золото-сульфидной минерализации" в толще терригенных осадочных пород, метаморфизованных до серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Буряк, 1964, 1967). Сухоложское месторождение приурочено к антиклинальной складке с углистыми кварцево-серицитовыми филлитовидными сланцами в ядре. В месторождении проявлена вертикальная зональность — в верхней части оруденение приурочено к серии продольно-секущих кварцевых жил, бедных сульфидами, глубже оно приобретает прожилково-вкрапленный чисто сульфидный характер, содержание золота в рудах увеличивается и достигает максимума в толще углистых филлитов. Рудоконтролирующую роль играют трещины слоевого и межслоевого квиважа. Сульфиды представлены почти одним пиритом. Кварцевые жилы моложе прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации, они секут метабласты пирита (Буряк, 1967).

На гольце Высочайшем аналогичная прожилково-вкрапленная пирит-пирротиновая зона в углистых филлитах вскрыта эрозией в пологом крыле антиклинали. Кварцево-жильная минерализация представлена здесь тремя маломощными, быстро выклинивающимися в глубину жилками.

Многие из перечисленных месторождений, по мнению ряда исследователей, образованы путем метаморфогенного переотложения золотоносных сульфидов (преимущественно пирита хемогенно-осадочного происхождения в горизонтах богатых органическим веществом пород в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма). Высказаны такие представления о генезисе месторождений Бакырчик, Кокпатас (Бабаев, Хорват, 1971) и всех объектов Бодайбинского синклиория (Буряк, 1964, 1967, 1970; Буряк, Попов, 1968; Гапеева, 1971; Коткин, 1968; Гапон, 1968; и др.).

Таким образом, из всех перечисленных месторождений метаморфический генезис не предполагается только для месторождения Миндяк и других рудопроявлений близкого к нему типа, характеризующихся наличием поздней халькопирит-блеклорудной или сфалерит-галенит-висмут-теллуридной золотопродуктивной ассоциации.

Но существуют и другие месторождения, явно не метаморфогенные, которые следует включить в данную формацию. Примером может служить Маунт-Морган в Квинсленде. Здесь в районе, сложенном девонским вулканоплутоническим базальтоидным комплексом, дифференцированным до кислых членов, проявлен раннепермский приповерхностный интрузивный магматизм (дайковые серии базальтов, андезитов, диоритов, сиенито-диоритов). К трубообразному телу эруптивной брекчии раннепермского возраста приурочено данное месторождение, сложенное вкрапленно-прожилковыми с массив-

ными сульфидными рудами (пирит, пирротин, халькопирит, золото, магнетит, сфалерит и др.). Сульфидные руды сформированы в три стадии, на протяжении которых выделялось и золото (Cornelius, 1969).

Другим примером может служить месторождение Гуаймаро (Куба), представляющее зоны вкрапленности пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, золота (свободного и тонкодисперсного в пирите), приуроченные к разломам в пропильтизированных андезитах, базальтах и их туфах (Маслов, 1969).

В Западной Австралии в золоторудных районах Калгурли и Кулгарди развиты очень богатые своеобразные метасоматические месторождения в хлоритизированных, альбитизированных и карбонатизированных рассланцованных амфиболитах. Крутопадающие рудные зоны обильно пиритизированы, содержат халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, энаргит, леллингит, магнетит, флюорит. С поздними сульфидами ассоциируют самородное золото и теллуриды (каверит, петцит, гессит, колорадоит), нередко образующие самостоятельные прожилки, секущие сланцеватость. С глубиной уменьшается содержание теллуридов и золота и увеличивается – сульфидов. Местами в этих рудных зонах обособляются линзовидные тела слабо золотоносного кварца (Линдгрэн, 1935; Шнейдерхен, 1958; Шер, 1972).

Учитывая все это, следует признать целесообразным выделение данной формации, но месторождения простого (пиритового или пирит-пирротинового) состава в терригенных породах, подчиняющиеся литологическому контролю, скорее всего придется исключить из нее и отнести к осадочно-метаморфогенным.

Золото-редкометалльно-кварцевая формация. С нее начинается ряд формаций, в составе которых кварц является главным нерудным минералом (табл. 8-11). Характерными морфологическими типами рудных тел являются жилы, реже – штокверкообразные прожилковые зоны и цементированные рудным материалом зоны дробления. Эти морфологические типы могут быть свойственны почти каждой формации, они зависят от местных структурных условий и не определяют "лица" формации. (Табл. 8 и 9 см. в конце книги).

Широко распространено мнение о полярности молибдена-олова-вольфрама, с одной стороны, тесно связанных с определенными типами кислых гранитов, и золота, с другой – не обнаруживающего генетической связи с гранитоидами или при наличии связи приуроченного к гранитоидным комплексам среднего состава (гранодиориты, диориты). Это представление справедливо в общей форме, но в целом ряде рудных провинций названные элементы не являются антиподами, генерируются гранитоидными комплексами одного возраста, приобретающими на различных площадях лишь несколько специфические петрохимические черты (в таких районах возникают регионально-зональные золоторудно-редкометалльные пояса), или даже теми же массивами (с образованием группы редкометалльно-кварцевых и золото-редкометалльно-кварцевых рудных формаций).

Таблица 10

Сравнение минеральных типов и золотопродуктивных ассоциаций золото-сульфидно-кварцевой (А) и золото-альбит-кварцевой (Б) формаций

Номер типа	Минеральный тип	Золотопродуктивная ассоциация	Рудные формации	
			А	Б
1	Пиритовый	Пиритовая (с дисперсным золотом)	(5)*	(4)
		Кварцевая с пиритом, арсенопиритом или без них со свободным золотом	(2)	(2)
		Тетраэдрит-галенит-сульфовисмутит-теллуридная или кварц-тетраэдрит-теллуридная	(1)(3)	
		Блеклорудно-халькопирит-теллуридная		(1)
		Полисульфидная или кварц-барит-полисульфидная	(4)	(3)
2	Пирит-арсенопиритовый	Пиритовая или пирит-арсенопиритовая с дисперсным золотом	(6)	(8)
		Кварцево-полисульфидная с теллуридами или полисульфидная с теллуридами	(7)	(9)
		Блеклорудно-халькопирит-теллуридная	(8)	(7)
		Висмут-висмутин-теллуридная		(6)
		Теллуридная		
3	Пирит-турмалиновый	Блеклорудно-халькопирит-теллуридная	(8)	
		Пиритовая с дисперсным золотом	(9)	
		Халькопирит-висмутин-теллуридная	(10)	
4	Теллуридно-шеелит-касситеритовый	Халькопирит-висмут-теллуридная		(11)
5	Теллуридный	Кварц-теллуридная со свободным золотом во вмещающих породах		(12)
6	Магнетитовый с арсенопиритом	Халькопирит-висмут-теллуридная	(11)	
7	Тетраэдрит-халькопирит-теллуридный (только части месторождений)	Тетраэдрит-висмут-теллуридная	(12)	
		Тетраэдрит-халькопирит-теллуридная	(13)	
8	Пирротин-халькопиритовый (части месторождений)	Висмут-теллуридная	(14)	
9	Висмутин-теллуридный (части месторождений)	Халькопирит-висмут-теллуридная	(15)	
10	Галенит-сфалеритовый (полисульфидный)	Сфалерит-тетраэдрит-халькопиритовая	(16)	
		Галенит-сфалерит-халькопиритовая с теллуридами	(17)	
		Висмутин-теллуридная	(18)	
		Карбонатная с золотом	(19)	
11	Сульфоантимонитовый	Буланжерит-бурнонит-тетраэдритовая		(13)
12	Антимонитовый	Пирит-арсенопиритовая с дисперсным золотом	(21)	(8)
		Тетраэдрит-сульфовисмутит-теллуридная	(20)	
		Блеклорудно-полисульфидная с теллуридами	(22)	
		Бергтердит-антимонитовая		(14)
13	Реальгаровый	?	(23)	

* Номера золотопродуктивных ассоциаций в табл. 8 и 9.

Таблица 11

Вещественный состав месторождений золото-(адуляр)-халцедон-квар

Номера типов	Минеральные типы и месторождения	Золотопродуктивные ассоциации				
		тетраэдрит-(фрейбергит)-пираргиритовая	миаргирит-пираргиритовая или пираргиритовая	аргентитовая	кварц-адулярная	сульфидно-теллуридная (гессит, сильванит, петцит)
		1	2	3	4	5
1	<u>Пираргирит-тетраэдри- товый</u>					
	Балейское.	X				
	Школьное.	X				
2	<u>Пираргиритовый</u>					
	Сопка Рудная		X			
	Белая гора.		X			
3	<u>Галенит-сфалерит-халь- копировый, иногда с молибденитом</u>					
	Многовершинное.				X	
	Береговское.					
4	<u>Гематитовый</u>					
	Чадак.					
5	<u>Пирит-арсенопиритовый</u>					
	Пелеквеем.					
	Весеннее.					
6	<u>Пирит-теллуридный</u>					
	Агинское.					
7	<u>Станнин-гюбнерит-кас- ситеритовый</u>					
	Рудопроявления Северной Чукотки.					

цевой формации (по данным Д.А. Тимофеевского)

Золотопродуктивные ассоциации									
халькопирит-аргентит- полибазитовая	полисульфидная (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит) иногда с теллуридами	кварц-молибденитовая	кварцевая	кварц-карбонат-адулярная с халькопиритом, пирарги- ритом, гесситом, креннеритом	арсенопиритовая	пираргиритовая	кварц-адулярная	кварц-теллуридная (иссит, калаверит)	
6	7	8	9	10	11	12	13	14	
	X		X						
				X					
					X				
						X			
							X		
								X	
									X

Так, в Монгольском Горном Алтае и Калба-Нарынском районе прослеживается зональный рудный пояс длиной в 400 км при ширине в 30-50 км. Вдоль Иртышского и Локтевско-Караиртышского разломов в этом поясе протягивается зона редкометалльных пегматитов. Параллельно ей прослеживается зона редкометалльных грейзеновых месторождений, а вслед за ней - зона золото-кварцевых гидротермальных жил. Оруденение связано с гранитоидами одного возраста, но в зоне пегматитов поздние фазы этих гранитоидов калиевые, а в зоне золоторудных жил - натриевые и более богатые кальцием (Леонтьев, 1965).

Похожая ситуация описана в Тасмании. Там среднепалеозойские адаметеллиты и граниты в западной и восточной частях острова генерируют оловянное оруденение. На части восточной территории острова с этими же гранитами связано золотое оруденение. Петрохимические различия между гранитоидами этих разных в рудном отношении районов, хотя и соответствуют традиционным представлениям об особенностях "оловоносных" и "золотоносных" гранитоидов, но незначительны. Гранитоиды оловоносных районов содержат 4,14-5,21% Na_2O (Klominsky, Groves, 1970).

В классическом оловоносном рудном поясе Малайи - Папуа с мезозойскими биотитовыми гранитами ассоциируются месторождения олова, а с одновозрастными роговообманковыми гранитами, местами переходящими в сиенито-диориты и диориты, - золота. Периферические зоны рудного пояса - оловянные, а внутренняя - золоторудная. Помимо обычных золото-кварцевых жил в центральной зоне встречаются золотоносные грейзенизированные аплиты (Liddy, 1971).

На Дальнем Востоке золотое оруденение Монголо-Охотской складчатой зоны контролируется субширотными региональными разломами, оловянное оруденение - субмеридиональными разломами Сихотэ-Алинского направления (Радкевич, Моисеенко, 1966). В Нижнем Приамурье на пересечении разломов этих двух направлений возникают рудные узлы, в которых совместно развиты оловянные и золоторудные проявления, зонально размещенные вокруг гранитных массивов и взаимно связанные генетически (Русс, 1964; Кунаев, Русс, 1964).

Как известно, важнейшими признаками генетической связи оруденения с интрузивами является геохимическая специализация этих интрузивов и зональное размещение ассоциирующего с ними оруденения. Эти явления в ряде случаев отмечены для олова, вольфрама и золота. Так, месторождения Шеперд и Морфи в округе Мойн, Тасмания, представляют пример одностадийной температурной зональности. Вблизи небольшого гранитного массива в рудных телах господствуют оловянно-вольфрамовые с подчиненным висмутом рудные ассоциации, а на некотором удалении - золото-висмутовые сульфидные (Park, 1963; Тимофеевский, 1970).

Многочисленные примеры подобных связей приводит В. Эммонс (1933, стр. 31). Он пишет: ". . . там, где золото и олово встречаются в одной и той же системе жил вокруг куполов гранитных

интрузий, оловянные месторождения расположены ближе к интрузии, а золото отлагается значительно дальше. Есть много примеров такого расположения. . .”

Парагенезис золота с вольфрамом при наличии ясно выраженной связи руд с телами кварцевого порфира и зонального размещения вокруг этих тел оруденения золотого (с вольфрамом) и золото-сфалеритового проявлен в районе Блек-Хиллс, Южная Дакота (Эммонс, 1933; Noble, Slaughter, 1949), в Западной Сибири (Кузнецов, Дистанов и др., 1966, стр. 74).

В табл. 9 и 11 приведена систематика минеральных типов месторождений золото-альбит-кварцевой и субвулканической золото-(адуляр)-халседон-кварцевой формации Д.А. Тимофеевского. Теллурид-шеелит-касситеритовый минеральный тип первой из них (табл. 9, № 3) явно является звеном золото-редкометалльно-кварцевой формации и даже в субвулканической формации выделен станингюбнерит-касситеритовый тип (табл. 11, № 7), являющийся субвулканическим аналогом этой формации (подобно "риолитовому" типу в вертикальном ряду оловорудных формаций). В.И. Найбородин и А.А. Сидоров (1971) выделили следующий формационный ряд для Охотско-Чукотского вулканогенного опояса: а) золото-серебряная; б) золото-серебро-теллуристая; в) золото-серебро-висмутотеллуристая; г) золото-редкометалльная.

Золото-редкометалльно-кварцевая формация четко обособляется в нескольких рудных районах Верхояно-Чукотской складчатой области. В бассейнах рек Колымы и Индигирки она была детально описана в 1945-1950 гг. П.И. Скорняковым, частично охарактеризована Ф.Р. Апельциным (1959) в качестве рудных жил, связанных с дайками "III формации" и, возможно, "IV формации", а также Л.Н. Поповым (1970), С.И. Гавриковым и Е.П. Данилогорским (1961). Очень интересны ее проявления в Куларском рудном районе. Куларский гранитоидный плутон, детально изученный В.А. Труниной, одновременно специализирован на олово (Ивсенсен и др., 1973) и на золото (см. статью В.А. Труниной и А.В. Коробицына в данном сборнике).

В зоне эндо- и экзоконтакта плутона распространены рудопроявления молибдена, олова, вольфрама и золота различных формаций. В эндоконтактах находятся оловоносные альбитизированные пегматиты и жилы молибденит-кварцевой формации, в экзоконтакте - жилы касситерит (вольфрамит)-кварцевой и в несколько большем удалении - золото-касситерит (вольфрамит)-кварцевой формации (Суордахский рудный узел). Оруденение этой формации представлено двумя минеральными типами: а) золото-касситерит-арсенопиритовым (кварц, арсенопирит, карбонаты, галенит, сфалерит, пирит-халькопирит, шеелит, касситерит, золото), примером которого служит рудопроявление Элигерское; б) золото-вольфрамит-арсенопиритовым (кварц, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, касситерит, пирротин, пирит, висмут, сфалерит, галенит, золото) - рудопроявление Новое (Ивсенсен и др., 1972, 1973).

В Верхне-Инди́гирском и Южно-Верхоянском рудных районах эолоторудные месторождения изучены Г.Н. Гамяниным и В.С. Соловьевым (1969; Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971). Эти исследователи все золотое оруденение названных районов относят к единой малосульфидной золото-кварцевой формации (основным критерием для такого заключения служит незначительное содержание сульфидов, порядка 1–3%), выделяя два минеральных типа: а) висмутовый, распространенный всегда в эндо- и экзоконтактах гранитоидных плутонов; б) арсенопиритовый, частично встречающийся внутри гранитоидных массивов и даек, но обычно значительно удаленный от них и заключенный в терригенных породах перми.

Месторождения висмутового типа формируются в два этапа: 1) в Верхне-Инди́гирском районе это кварц-мусковит-турмалиновая и вольфрамит-турмалин-кварцевая с молибденитом ассоциация, в Южном Верхоянье – кварц-полевошпат-молибденитовая ассоциация с мусковитом и вольфрамитом; 2) в Верхне-Инди́гирском районе – кварц-арсенопирит-пирротин-леллингитовая (с висмутом и золотом) и халькопирит-сфалеритовая, с молибденитом, висмутином, эмплектитом, гуанахуаитом, тетрадимитом, жозеитом, самородным висмутом, теллуровисмутитом ассоциации; в Южном Верхоянье – во второй ассоциации дополнительно появляется галенит, но из второстепенных минералов присутствуют только висмутин и самородный висмут и сверх того возникает ассоциация кварца-анкерита-хлорита.

Генетическая связь месторождений висмутового типа (Чугулукское, Эргеляхское) с гранитоидами доказывается непосредственными переходами дайки аплита в кварцевую рудную жилу (Чугулук) и присутствием в породах массивов в качестве акцессориев всех рудных минералов жил с обогащением этими акцессориями поздних магматических фаз (Курумский массив). Существуют месторождения переходного типа между висмутовым и арсенопиритовым (Эбир-Хая), в этом случае разные минеральные ассоциации зонально размещаются вокруг массива. Наряду с этим автор признает, что месторождения арсенопиритового типа не обнаруживают ясной связи с интрузивами.

Приведенная характеристика позволяет отнести месторождения висмутового типа Г.Н. Гамянина к золото-редкометалльно-кварцевой формации. Месторождение Эргелях, приводимое Г.Н. Гамяниным в качестве примера висмутового типа, у Д.А. Тимофеевского является примером теллуридно-шеелит-касситеритового типа золото-альбит-кварцевой формации. Это еще одна иллюстрация резкого несоответствия терминологии разных авторов при отсутствии каких-либо противоречий в характеристике месторождения по существу. Такая путаница номенклатуры приносит серьезный вред, затрудняя ориентировку геологов-производственников. Но выделение золото-редкометалльно-кварцевой формации, вернее восстановление в правах этого термина и понятия – вопрос не только номенклатуры. Оно необходимо для уточнения сложившихся в последние годы представлений о возрастных взаимоотношениях различных типов золо-

того оруденения в Верхояно-Чукотской складчатой области и его связях с магматизмом.

О целесообразности дальнейшего расчленения золото-сульфидно-кварцевой и золото-альбит-кварцевой формаций. В табл. 8 и 9 приведены для этих формаций минеральные типы месторождений с перечнем важнейших золотопродуктивных ассоциаций. Как уже отмечалось выше, золото-альбит-кварцевую формацию Д.А. Тимофеевского можно в известной мере параллелизовать с малосульфидной золото-кварцевой формацией Н.В. Петровской. Характерной геологической особенностью последней является ее наибольшая глубинность и отсутствие ясно выраженной зональности (что может быть также функцией глубинности). Эти же свойства характерны для золото-альбит-кварцевой формации, если не учитывать ее последний, антимонитовый тип (табл. 9, № 6). Из ее состава нами уже был выделен теллуридно-шеелит-касситеритовый тип, включенный в золото-редкометалло-кварцевую формацию, парагенетически и генетически связанную с гранитами батолитовой и, по-видимому, также диорит-гранодиорит-гранитной формаций.

Антимонитовый ее тип заслуживает выделения в самостоятельную золото-антимонитовую формацию. Отнесенные к нему месторождения резко отличаются от всех остальных не только минеральным составом, но и геологическими условиями нахождения. Разрабатывая формационную классификацию рудных месторождений, полезно условиться о том, что формацией мы называем наиболее узкую группу месторождений, специфичных по составу и условиям геологического нахождения в том случае, если она имеет глобальное распространение. Провинциальные и районные особенности групп месторождений могут быть использованы лишь для выделения подформаций. Среди минеральных типов полезно было бы также разграничивать такие, которые имеют глобальное распространение и характеризуют формацию от типов локального распространения, характерных лишь отдельным подформациям. С этих позиций золото-антимонитовая формация может быть выделена, она описана во многих рудных провинциях мира. Вместе с тем многие минеральные типы двух формаций, показанных в табл. 8 и 9, явно не равнозначны по своему объему и распространенности. Например, пирит-арсенопиритовый тип золото-кварцевой формации охватывает огромную группу весьма отличающихся друг от друга месторождений (см. табл. 9). Часть из них большинство авторов связывают генетически с гранитоидами (Советское, Мурунтау, Наталкинское, Нежданинское и др.), другую часть — считают метаморфогенными (Токур, Ципиканское и др.), причем такие месторождения, как Мурунтау, одни исследователи считают магматогенными, другие — метаморфогенными. Напротив, в золото-сульфидно-кварцевой формации некоторые месторождения входят одновременно в два или даже три минеральных типа, т.е. минеральный тип в данном случае понимается настолько узко, что может характеризовать часть месторождения. Рекорд побивает Дарасунское место-

рождение, принадлежащее к пяти минеральным типам (пирит-арсенопиритовому, пирит-турмалиновому, халькопирит-тетраэдритовому с теллуридами, пирротин-халькопиритовому и галенит-сфалеритовому; см. табл. 8). Естественно, что понятие минерального типа здесь подменяется чем-то близким к минеральной ассоциации или представляет собой фациальный минеральный комплекс. Обращает на себя внимание то, что в двух указанных формациях повторяются одноименные минеральные типы и почти идентичные по составу золотопродуктивные ассоциации (см. табл. 8,9). Невольно возникает вопрос - в какой мере фактический состав месторождений, учтенных при выделении формаций, позволяет разграничивать последние? (табл. 10).

Табл. 10 показывает, что первые два типа (пиритовый и пирит-арсенопиритовый) охватывают значительную часть месторождений двух формаций и при этом они в обеих формациях практически идентичны по составу. Золотопродуктивные ассоциации часто отличаются одна от другой лишь второстепенными минералами или даже одним минералом, наличие или отсутствие которых может отражать фациальные особенности отдельных месторождений, а не специфику стадийного развития рудного процесса.

Продуктивные ассоциации (1) и (3) в формации А - и (1) в формации Б, если отбросить такие фациальные отличия, также идентичны (табл. 10). Поэтому состав минеральных типов и ассоциаций в данном случае не дает достаточных оснований для отнесения перечисленных в табл. 8 и 9 месторождений к двум различным формациям.

Следовательно, для выделения формаций должны быть использованы какие-то дополнительные критерии.

Пирит-турмалиновый тип представлен только в формации А. Он объединяет группу достаточно специфических по целому ряду геологических особенностей месторождений, которые многими исследователями ранее относились к золото-турмалин-кварцевой формации. По-видимому, нет оснований отказываться от выделения такой формации.

К этому типу Д.А.Тимофеевским отнесена часть жил Дарасунского и Казаковского месторождений; это, конечно, не дает оснований включать последние в золото-турмалин-кварцевую формацию.

Теллуридно-шеелит-касситеритовый тип формации Б, как это обосновано выше, входит в состав золото-редкометалло-кварцевой формации. Теллуридный тип формации Б также объединяет группу достаточно своеобразных месторождений, которые, однако, скорее всего представляют собой образование, типичное лишь для немногих рудных районов. Магнетитовый с арсенопиритом тип формации А частично также близок к месторождениям золото-редкометалло-кварцевой формации.

Продуктивная ассоциация в нем и теллуридно-шеелит-касситеритовом типе формации Б идентична.

Следующие три минеральных типа формации А (тетраэдрит-халькопиритовый с теллуридами, пирротин-халькопиритовый и висмутин-

теллуридный) не охватывают ни одного рудного месторождения целиком, а характеризуют только отдельные участки на месторождениях других типов. Поэтому выделение этих разновидностей руд в ранге минерального типа просто неправомерно.

Галенит-сфалеритовый (полисульфидный) тип формации А включает многочисленные месторождения, относимые большинством геологов к золото-галенит-сфалеритовой формации. Выделение этой формации с необходимым уточнением названия и границ представляется целесообразным.

Сульфoантимонитовый тип формации Б включает в качестве примера два месторождения: Штурмовское и Утинское (Магаданская обл.). Эти месторождения геологами-производственниками отнесены к арсенипиритовому типу малосульфидной золото-кварцевой формации, как и другие подобного типа месторождения Дебинского, Берелехского и Тенькинского рудных районов материалы показывают, что на Штурмовском основная часть золота ассоциирует с арсенипиритом, а на Утинском — с буланжеритом. Ассоциация золота с различными сульфидами в этом диапазоне имеет место и на остальных месторождениях, поэтому пример Штурмовского и Утинского месторождений не служит достаточным основанием для выделения специального сульфoантимонитового типа.

Наконец, в обеих формациях имеется антимонитовый тип. На приведенных в качестве примера месторождениях он выражен несколько различно. На Итакинском месторождении (формация А) по старым данным поздняя антимонитовая ассоциация не золотоносна, в то время как на Сарылахе (формация Б) значительная часть золота заключена в бертьердит-антимонитовой ассоциации. Но в этом противопоставлении нельзя быть уверенным. Дело в том, что на золоторудных месторождениях Верхне-Индигирского района, по Г.Н. Гамянину и В.И. Соловьеву (1969), антимонитовая поздняя ассоциация является, возможно, чуждой, наложенной на золотое оруденение. Но после открытия Сарылаха и ревизии других месторождений со значительным развитием антимонитовой ассоциации выясняется закономерная связь золота с сурьмой в этих месторождениях, что, наряду с их специфической геолого-тектонической позицией, оправдывает выделение золото-антимонитовой формации.

Реальгаровый минеральный тип (формация А) еще слишком слабо охарактеризован. Скорее всего он заслуживает включения в качестве минерального типа в золото-антимонитовую формацию.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что золото-сульфидно-кварцевая и золото-альбит-кварцевая формации формально (на основании тех признаков, которые указаны в классификации Д.А. Тимофеевского) отличаются друг от друга главным образом составом нерудной части жил и отчасти такими количественными признаками как отношение нерудных минералов к рудным. При этом каждая из формаций объединяет месторождения, весьма различные по глубине формирования и парагенетическим или генетическим связям с раз-

личными геологическими формациями. Такое обоснование формаций нельзя считать убедительным. Мы сочли целесообразным выделить из этих формаций: а) золото-редкометалльно-кварцевую, за счет частей обеих формаций (табл. 10, типы 4,6); б) золото-турмалин-кварцевую, за счет золото-сульфидно-кварцевой формации (табл. 10, тип 3); в) золото-полисульфидно-кварцевую, за счет золото-сульфидно-кварцевой формации (табл. 10, тип. 10); г) золото-антимонитовую, за счет частей обеих формаций (табл. 10, типы 12, 13). Минеральные типы 7, 8, 9 (табл. 10) характеризуют локальные особенности руд некоторых месторождений и не должны выделяться в этом ранге.

Остается наиболее трудная часть проблемы: что собой представляют пиритовый и пирит-арсенопиритовый типы обеих формаций, охватывающие наибольшее число месторождений, при том генетически самых разнородных.

Если проанализировать детальнее особенности геологического нахождения и возраста месторождений золото-альбит-кварцевой формации данных типов (см. табл. 9), то среди них, в первом приближении, можно выделить три группы: а) малосульфидные золото-кварцевые жилы с переменными количествами альбита и карбонатов, добатолитового возраста, в одних регионах ведущие себя индифферентно по отношению к магматическим породам, в других — пространственно связанные с дайковыми комплексами добатолитовых малых интрузий (наложенные на них); б) малосульфидные золото-кварцевые жилы с более обильным альбитом и редкими карбонатами, с несколько более сложным составом сульфидов (особенно их поздних ассоциаций) последобатолитового возраста; в) малосульфидные золото-кварцевые жилы, развитые среди сульфидизированных золотоносных терригенных вмещающих пород, метаморфизованных до зеленосланцевой фации, не обнаруживающие каких-либо связей с магматическими породами.

За месторождениями первой группы наиболее целесообразно было бы сохранить получившее широкое распространение наименование малосульфидной золото-кварцевой формации. Определение формационной принадлежности месторождений второй группы затруднительно потому, что ее последобатолитовый возраст не всегда может быть установлен, но преимущественное распространение в районах развития гранитоидных батолитов "пестрого" состава остается достаточно характерным. Чтобы подчеркнуть основное геологическое отличие этой группы от предшествующей, ее можно условно называть сингранитоидной малосульфидной золото-кварцевой формацией. Наконец, месторождениям третьей группы целесообразно присвоить предложенное В.А. Буряком (1970) название золото-пирит-кварцевой (метаморфогенной) формации.

Пиритовый и пирит-арсенопиритовый типы золото-сульфидно-кварцевой формации по концентрации сульфидов всегда являются "умеренно-сульфидными" и в ряде случаев связаны переходами с золото-сульфидными месторождениями замещения. Предварительно (по-скольку в дальнейшем может выявиться целесообразность более

дробного подразделения) их можно выделить, используя старое достаточно распространенное название, как золото-пирит-арсенопирит-кварцевую формацию.

Золото-пирит-арсенопирит-кварцевая формация. В составе формации могут быть выделены два типа — пиритовый и пирит-арсенопиритовый, примерами которых служат месторождения, перечисленные в табл. 8 (за исключением Итакинского, Казаковского и Дарасунского, которые не относятся к данной формации).

Кочкарское месторождение на Южном Урале принадлежит ко второму типу. Содержание сульфидов в его жилах в среднем составляет 5–7%, но местами возрастает до 50%. Рудный процесс распадается на три стадии: 1) дорудная (кварц-полевешпатовые и кварцевые жилы с околожильными эпидот-амфиболовыми метасоматитами по основным дайкам и грейзенами по гранитоидам); 2) рудная (сульфидно-кварцевые жилы с околожильной карбонатизацией основных даек и березитизацией гранитов); 3) послерудная (безрудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы). На рудной стадии возникло пять минеральных ассоциаций, разделенных интерминерализационными подвижками и местами разобщенных в пространстве: а) арсенопирит-кварцевая; б) кварцево-пиритовая (с дисперсным золотом, определяющим "фоновую" золотоносность большинства жил); в) халькопирит-сфалерит-пирротиновая (с пиритом, блеклой рудой и золотом); г) золото-тетрадимитовая (с галенитом, буланжеритом, бурнонитом, висмутином); д) кварц-карбонат-галенитовая. Промышленные концентрации золота обусловлены развитием ассоциаций *v* и *z* (Яновский, Михайлова, 1970).

Жилы Кочкарского месторождения располагаются непосредственно в теле гранитоидного батолита на площади около 900 км², залегая как в самих гранитах, так и в дайках, секущих гранит основных пород (керсантитов и малхитов), превращенных в так называемые табашки.

Любавинское месторождение (Восточное Забайкалье) приурочено к гранитоидному массиву триасового возраста, прорванному дайковой серией (I₃?) альбитофиров-гранит-порфиров, порфиров, спессартитов. Кварцевые жилы образованы шестью минеральными ассоциациями: а) арсенопирит-пиритовой; б) кварцевой; в) кварцево-сульфидной; г) кварцево-анкерит-золото-сульфидной; д) кварцево-пиритовой; е) кварцево-кальцит-сульфидной. Дисперсное золото рассеяно в арсенопирите первой стадии, самородное золото выделялось совместно с сульфидами четвертой стадии (пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, тетраэдрит, буланжерит). Рудные жилы тесно связаны пространственно с породами дайкового комплекса (Шубин, Мацюшевский, 1968).

Близко по типу месторождение Берикюль (Кузнецкий Алатая), где взаимоотношения рудных жил с дайковым комплексом значительно более сложны (Кучеренко, Грибанов, 1968).

Кировское месторождение в Верхнем Приамурье связано с Джалиндинским раннемеловым интрузивом диорит-гранодиорит-гранитной

формации и его дайковым комплексом. Для пород массива характерно усиление калиевой щелочности наиболее поздних дериватов и сопровождающий их калиевый метасоматоз. Для месторождения типичны следующие минеральные ассоциации, часто разобщенные в пространстве: а) турмалин-магнетитовая; б) существенно кварцевая; в) висмутин-шеелит-халькопиритовая; г) пирит-арсенопиритовая; д) полисульфидная с блеклыми рудами и теллуридами (калаверит); е) антимонитовая. Золотоносными являются ассоциации *в*, *г*, *д* (Гуров, 1968). Рудные жилы разного состава располагаются зонально по отношению к интрузиву.

Золото-турмалин-кварцевая формация. Месторождения, относимые к данной формации, вызвали наиболее разноречивые оценки. В курсах В.Обручева (1934) и даже Г.Шнейдерхена (1958) обилие турмалина рассматривалось как характерная черта гипотермальных глубинных месторождений. К этой категории относились месторождения округов Киркленд, Поркупайн, Мичипикотен в Канаде (Means, 1914), Пассаден (относимое еще Г.Шнейдерхеном к пегматитовым) и Морро-Велло в Бразилии (Парк, Мак-Дормит, 1966). Наличие турмалина в рудных жилах многих глубинных и высокотемпературных месторождений несомненно, но он еще более характерен для высокотемпературных приповерхностных месторождений, приуроченных чаще всего к эруптивным брекчиям трубок взрыва (Кебезинская В.В. и К.Б., 1964, Фогельман, 1964, 1965; Шубин, 1964). Группа таких месторождений и выделяется нами в вышеназванную формацию (табл. 8, тип. 3). Эта формация примерно в таких же границах выделялась А.Я.Бульниковым (1948), Е.А.Радкевич и В.Г.Моисеенко (1966) и более широких границах Н.А.Фогельман. Для ее месторождений характерна многостадийность формирования (Григорчук, 1968; Тимофеевский, 1971):

Стадии	Казаковское	Ключевское
1	Серицит, актинолит, альбит, адуляр, шеелит	Кварц, серицит, молибденит, пирит с дисперсным золотом
2	Кварц, турмалин, золото	Кварц, турмалин, серицит, адуляр
3		Золото, кварц, пирит, халькопирит
4	Кварц, арсенопирит, пирит, марказит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, висмутин, теллуриды, золото	Кварц, золотоносный пирит, халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, энаргит, галенит, сфалерит, висмутин, фаматинит, бенджаминит, альгдонит, валлериит, борнит, глаукокодот
5	Кальцит, десмин	Кварц, карбонат, халцедон, антимонит, флюорит

Околорудное изменение боковых пород в этих месторождениях представлено серицитизацией, хлоритизацией, турмалинизацией и карбонатизацией.

Но на некоторых из них характер околорудных изменений несколько иной, так на Илинском месторождении это серицитизация и березитизация, а на Дыбыксинском — альбитизация и актинолитизация. Золотопродуктивные ассоциации этих месторождений соответственно пирит-халькопирит-тетраэдритовая и висмутин-халькопиритовая; (Кузьмин, Шубин, 1968). В Забайкалье известны очень близкие к описанной формации золото-молибденовые месторождения (Шахтоминское и др), в которых выдерживается такая же схема стадийности и приуроченность к субвулканическим трубкам взрыва (Ляхов, Пизнюр, 1970).

Месторождения данной формации широко развиты в Казахстане, но еще очень слабо изучены.

Золото-медно-молибденовая (порфировая) формация. Эта формация И.С. Рожковым (1968) отнесена к "полигенным" ("медно-молибденовая, медно-порфировая с наложенными золоторудными формациями различных типов"), а в классификации Д.А. Тимофеевского (1971, 1973) вообще не выделена.

Но выше мы отмечали, что в Забайкалье золото-медно-молибденовые месторождения типа Шахтоминского очень близки к типичным объектам золото-турмалин-кварцевой формации.

Как увидим дальше, золото приурочено в этих месторождениях к двум или более стадиям, но не может быть и речи о наложении на медно-молибденовое оруденение "золото-рудных формаций различных типов".

В СССР золотоносные типы медно-молибденовой формации распространены в Закавказье, Казахстане, Средней Азии, Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и Камчатке, за пределами СССР — в Американском секторе Тихоокеанского пояса (Кордильеры США, Мексика, Анды Южной Америки), а на продолжении Закавказского сегмента Средиземноморского пояса — в Иране.

В Закавказье эти месторождения связаны с олигоцен-миоценовыми гранодиорит-гранитными формациями, они почти синхронны с поздними гранодиорит-порфировыми дайками этой формации. Оруденение контролируется протяженными зонами дробления и брекчирования. Оно представлено прожилково-вкрапленной кварц-карбонатно-сульфидной минерализацией, которая сопровождается окварцеванием, серицитизацией, пиритизацией и хлоритизацией вмещающих пород. Наиболее богатое оруденение приурочено к столбо- и трубообразным телам брекчий на пересечении разломов (Дасткерт). Распространенные рудные минералы — халькопирит и молибденит (в переменных соотношениях на разных месторождениях), подчиненную роль играют — борнит, энаргит, люцонит, геннантит, галенит, сфалерит, пирит, гематит, магнетит, ряд висмутовых минералов (самородный висмут, висмутин, витихенит, эмплектит), теллуридов (алтаит, теллуровисмутит, самородный теллур), аргентит, самородное золото,

шеелит, арсенопирит, алабандин. В составе жильных минералов помимо кварца и карбоната участвуют халцедон и гипс.

Рудный процесс распадается на семь-восемь стадий, последовательность стадийных минеральных ассоциаций в деталях различна на разных месторождениях. Общая последовательность такова: ранние стадии обогащены медью, реже молибденом, средние – молибденом, поздние – свинцом, цинком, мышьяком, теллуром, золотом. На ранних стадиях очень широкое развитие получает пиритизация пород (Магакьян и др., 1962).

Синхронность рудного процесса с поздними этапами магматического проявлена и в других регионах мира. В Британской Колумбии, Колорадо (США), Чили медно-молибденовое оруденение тесно связано пространственно с "интерминерализационными" дайками порфиров, часто цементирующих эруптивные брекчии и отделяющих ранние стадии минерализации от средних (Kirkham, 1971). Похожая ситуация имеет место в Забайкалье. На Шахгаминском и других месторождениях ранние минеральные ассоциации (кварц-гурмалиновая, кварцевая, кварц-магнетитовая) отделены от более поздних этапов образования эксплозивных брекчий и внедрения даек диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров и других. За ними следуют две кварц-молибденитовые, кварц-пиритовая с золотом, полисульфидная с золотом и карбонат-халцедоновые ассоциации (Ляхов, Пизнюр, 1970; Тычинский и др., 1972а). В районе Робинзон-Майнинг (Невада) определение абсолютного возраста вмещающего руды кварцевого монзонита по роговой обманке и медно-порфирового оруденения по биотиту в зоне околожильного гидротермального метаморфизма показало их почти полную синхронность – 110-109 млн. лет (Mc Dowell, Kulp, 1967).

В Казахстане и Средней Азии типична приуроченность золото-медно-молибденового оруденения к метасоматитам типа вторичных кварцитов. Эти метасоматиты разновозрастны (каледонские и герцинские), различаются по глубине формирования и расстоянию от материнской магматической породы и по этим признакам относятся к четырем формациям метасоматитов. Золотоносные месторождения и рудопроявления связаны с формациями березитов-лиственитов и пропилитов (Колтёв-Дворников и др., 1972). На Сакуркойском золото-медном месторождении вторичные кварциты и пропилиты развиты по эруптивным брекчиям и эффузивно-осадочным породам.

В них выявляется следующая вертикальная зональность (снизу вверх): серицитовые → алунитовые → диккитовые вторичные кварциты → пропилиты. Основная масса сульфидов меди (гипогенных халькозина, ковеллина и борнита) приурочена к зоне перехода между серицитовыми и алунитовыми кварцитами. Ниже в серицитовых кварцитах преобладают халькопирит и блеклые руды. В алунитовых кварцитах сульфиды отсутствуют. Это показывает, что медное оруденение сингенетично и синхронно с вмещающими метасоматитами. С более поздней стадией связано развитие штокверкообразной сети

кварцевых прожилков, несущих золотое оруденение, образование которых генетически связано с процессом алунитизации (Пучков, и др., 1970).

В Средней Азии наблюдаются переходы от золото-медно-молибденового до медно-золото-серебряного оруденения, приуроченного к монокварцевой фации зональных пропилитово-кварцитовых образований (Болдырева, Мансуров, 1972). В собственно медно-молибденовых месторождениях (Алмалыкского), по данным среднеазиатских геологов, золото (с пробностью 900 и 700-750) и электрум выделяются на протяжении шести стадий оруденения в разных минеральных ассоциациях, связанных с серицитовыми кварцитами (Бадалов, 1969). Высокопробная генерация золота является более ранней (Бадалова и др., 1971).

На золото-медно-молибденовом месторождении Дальнем (Голованов, Рахубенков, 1971) статистической обработкой данных опробования подтверждена одностадийность медной минерализации и наличие трех стадий выделения золота. При этом выявлена прямая корреляция медь - золото (0,86), медь - серебро (0,76), золото - серебро (0,66) и отрицательная корреляция медь - молибден (-0,29) и золото - молибден (-0,24), что с несомненностью указывает на генетическое единство всего рудного процесса, несмотря на его многостадийность.

Для этих месторождений характерен более высокий коэффициент корреляции золота с медью, чем с серебром.

Вторичные кварциты и приуроченное к ним оруденение, близкое к типу золото-медно-молибденовой порфировой формации (месторождения Акбастау, Джосалы в Казахстане), иногда возникают на более ранней стадии развития в вулканоплутонических аппаратах центрального типа, генерирующих медно-колчеданное оруденение (Каюпов, Каипов, 1970). Было также отмечено сходство прожилкового оруденения в лежачем боку массивных колчеданных руд и сопровождающих эти руды метасоматитов с оруденением медно-порфировой формации, указывающее на металлогеническую связь между ними, несмотря на то, что колчеданная формация приурочена к ранним этапам развития подвижных зон, а медно-порфировая - к поздним (Hutchinson, Robert, 1972; Воробьев, Контарь. Эволюция вулканизма ..., 1973).

Золото-полисульфидно-кварцевая формация (табл. 8, тип. 8). В соответствии со схемой Д.А. Тимофеевского для месторождений, включаемых нами в данную формацию, типично развитие четырех золотопродуктивных минеральных ассоциаций: сфалерит-тетраэдрит-халькопиритовой (Ново-Широкинское), галенит-сфалерит-халькопиритовой с теллуридами (Кедровское) висмутин-теллуридной (Коч-Булак, Дарасунское, Личхваское), карбонатной с золотом (Ново-Широкинское). На Дарасунском месторождении, помимо того, развито еще несколько золотопродуктивных ассоциаций.

В некоторых рудных районах эта формация связана взаимопереходами с золото-медно-молибденовой (Закавказье) или золото-мед-

но-молибденовой и золото-турмалин-кварцевой (Забайкалье), а также сфалерит-галенитовой (Забайкалье).

Для Забайкалья типоморфными для формации месторождениями можно считать Ново-Широкинское и Дарасунское. Ново-Широкинское месторождение заключено в зоне трещиноватых брекчированных пород вулканогенно-пирокластической толщи поздней юры, испытавших окварцевание, хлоритизацию, доломитизацию и пиритизацию. К ней приурочены метасоматические рудные тела сложной жилы- и пластообразной формы. Ранняя стадия минералообразования представлена кварцево-турмалиново-пиритовой ассоциацией с дисперсным золотом. Наиболее важный для месторождения собственно рудный этап распадается на три стадии. С первой из них связано выделение пирита, халькопирита, блеклых руд, сравнительно немногочисленных галенита, сфалерита и еще более редких висутиина, аргентита, галеновисутиина, бурнонита, джемсонита, золота. С второй стадией связано выпадение основной массы галенита, сфалерита, пирита и золота. Заключительная стадия представлена карбонатно-сульфидной ассоциацией (галенит, сфалерит, блеклые руды, в меньшей мере пирит, халькопирит, бурнонит, буланжерит, вюрцит, золото) (Тимофеевский, 1971; Тычинский и др., 1972б).

Дарасунское месторождение интересно тем, что помимо многостадийности формирования на нем получили развитие стадийная (пульсационная) и температурная зональности отложения, что осложнило картину размещения различных минеральных ассоциаций и привело многих исследователей к чрезмерно усложненному представлению о процессе его формирования. Отсюда идет включение Дарасуна в пять минеральных типов, с выделением на нем семи золотопродуктивных ассоциаций (табл. 8, ассоциации № 6, 7, 8, 10, 12, 14, 18, по Д.А. Тимофеевскому).

Если Ново-Широкинское месторождение представляет собой нетипичный по составу объект для полиметаллического рудного пояса, в пределах которого оно расположено, то Дарасун является таким же нетипичным месторождением для золото-молибденового пояса. Оно лежит в зоне Балеиско-Дарасунского поперечного глубинного разлома. Район сложен метаморфическими породами и гранитоидами палеозойского возраста, прорванными небольшими телами позднеюрских плагиогранит-порфиров, на эруптивные брекчии которых наложено оруденение и, по представлению многих исследователей, генетически связано с ними. Месторождение образовано системой перекрещивающихся маломощных жил, хорошо выдержанных по простиранию и в глубину. Рудообразование протекало в широком диапазоне температур от 430 до 120°. Температура рудообразования убывала по мере удаления от центрального тела плагиогранит-порфиров (Ляхов, Дмитриев, 1971), что, учитывая незначительную величину этого тела, указывает на близость времени рудообразования к моменту его внедрения.

Особенности стадийности и зональности Дарасунского месторождения с новых позиций освещены М.С. Сахаровой (1972). Она обратила внимание на наличие трех повторяющихся циклов рудоотложения: раннего (кварц – сульфиды – самородное золото–карбонаты), центрального (кварц – сульфиды – сульфосоли – самородное золото – карбонаты) и заключительного (кварц – сульфиды – карбонаты, в наиболее значительном проявлении). С ранним циклом связаны березитизация и турмалинизация боковых пород, выделение в жильных полостях кварц–турмалиновой, кварц–пиритовой и пирит–арсенопиритовой ассоциаций, с дисперсным золотом в пирите и арсенопирите. Цикл завершается выделением анкерита. Центральный цикл начинался хлоритизацией вмещающих пород и отложением жильного кварца. Затем выделяются последовательно сульфиды, сульфосоли и самородное золото. Этот комплекс минералов включает галенит–сфалеритовую ассоциацию и ряд халькопиритовых ассоциаций, частично отражающих последовательность процесса, частично – фациальные изменения в пространстве.

Так, для верхних и средних горизонтов месторождения типичны ассоциации халькопирита с блеклыми рудами и борнитом, а для нижних – синхронная ассоциация халькопирита с пирротинном. Позже выделяется золото в парагенезисе с минералами висмута, серебра и теллура. Цикл (стадия) завершается выделением анкерита, затем кальцита с сульфоантимонидами свинца. Заключительный цикл не является продуктивным на золото. Каждый цикл рассматривается как результат последовательной раскристаллизации единой порции раствора, с постепенным изменением его кислотно–щелочных свойств; таким образом цикл является единой стадией рудообразующего процесса.

Статистическое изучение результатов опробования выявило постоянную прямую корреляцию золота – меди и золота – серебра в богатых рудах. На флангах жил, где серебро в значительной части связано с галенитом, связь между золотом и серебром нарушается вплоть до появления отрицательной ($-0,13$). Отмечается прямая линейная связь между золотом и теллуrom. Характер связи между золотом и мышьяком очень изменчив в разных частях жил, и связь не является линейной (Звягин, 1971; сообщения В.А. Перца, Д.А. Тимофеевского, Н.И. Эпова). Эти зависимости хорошо обосновывают принадлежность месторождения к полисульфидной, но не к пирит–арсенопиритовой формации.

Наличие турмалиновой ассоциации в начале рудного процесса является провинциальной особенностью Забайкальских месторождений данной формации. В Средней Азии такой же провинциальной особенностью является обогащение месторождений висмутом в значительно большей степени, чем это вообще свойственно золоторудным месторождениям (Хорват и др., 1971). В среднеазиатских месторождениях минералы висмута образуют субмикроскопические включения во многих сульфидах (самородный висмут, висмутин, теллуриды висмута, медно–висмутовые сульфосоли).

Месторождение Коч-Булак расположено на северном крыле Кураминского антиклинария в поле вулканогенных пород андезитовой формации.

Оруденение разбито на два этапа. На первом этапе формировались золоторудные кварцевые жилы и окварцованные брекчированные зоны. Они пересекаются дайками диоритовых порфиритов. Дайки в свою очередь пересекаются жилами барит-карбонат-кварцевого состава с небольшим количеством галенита, сфалерита и халькопирита. Золотоносные тела первого этапа сформированы в три стадии: с первой стадией связано изменение боковых пород (пропилитизация, серицитизация, хлоритизация) и отложение части кварца; со второй – выделение кварца, наиболее распространенных сульфидов (пирита, тетраэдрита, галенита, халькопирита), сульфосолей, теллуридов и самородного золота; с третьей – повторное выделение кварца, части главных сульфидов и карбонатов (Маркова, 1969). Золото присутствует (в порядке уменьшения концентрации) в тетраэдрите, сфалерите, галените, халькопирите, пирите. Теллуриды представлены калаверитом, тетрадимитом, жозеитом, петцитом, алтаитом, теллуровисмутом, гесситом. Характерно наличие самородных висмута и сурьмы (Еникеева, 1970).

В Закавказье – в Памбак-Зангезурской металлогенической зоне в связи с монционитами Мегринского плутона – в толще эоценовых вулканогенных пород расположены золото-медно-молибденовые месторождения (Айгедзорское, Марал-Заминское) и месторождения золото-полисульфидно-кварцевой формации – Личхвасское. Обе формации связаны общностью ранних и поздних стадий рудообразования (хотя и с резко различным их количественным проявлением), что указывает на единство рудообразующего процесса в пределах всего рудного района (Тунян, 1971).

Малосульфидная золото-кварцевая формация (сингранитоидная). В качестве примера этой формации служит часть месторождений типов 1 и 2, табл. 9. С уверенностью к данной формации могут быть отнесены месторождения Степняк и Джеламбет в Казахстане, кварцевые с подчиненным альбитом, малосульфидные жилы которых локализованы в пространственной связи с аликсами плутонов или телами малых интрузивов (Нарсеев и др., 1970; Абдулкабирова и др., 1971); Коммунарское, Саралинское и др. месторождения в Кузнецком Алатау, ясно обнаруживающие свои пространственные и генетические связи с определенными магматическими комплексами и участвующие в обусловленном этими комплексами зональном размещении рудных формаций (Коробейников, 1966; Денисов, 1966; Охупкин, Бозин, 1969; Мирошников, Прохоров, 1970), многочисленные месторождения главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР, пространственно связанные с дайковым комплексом добаголитовых малых интрузий и синхронных с баголитами даек, наложенные на них или в пределах отдельных рудных полей заключенные в терригенных породах верхоянского комплекса. Примерами могут служить месторождения Наталкинское и

др. (Билибин, 1947; Скорняков, 1949; Апельцин, 1959; Серебряков, 1963; Федотов, 1963, 1970; Шило, Ложкин, 1967; Шило, Сидоров, 1967); Нежданинское месторождение в Южно-Верхоянском синклиории (Силичев, 1970; Силичев, Скобелев, 1970, Соловьев, 1970), ряд месторождений "арсенопиритового типа" Верхне-Индигирского золоторудного района и Южно-Верхоянского синклиория (Гамянин, Соловьев, 1969; Гринберг и др., 1970; Рожков и др., 1971) и "галенит-сфалеритового типа" Баргузинской тайги (Шер, 1952; Грушин, Кальниченко, 1970).

Под большим сомнением находится правомерность включения в данную формацию золоторудных месторождений, находящихся в Кызыл-Кумах (Средняя Азия) — Мурунтау и Кокпатас (Бендик и др., 1969, Рудные формации..., Бендик, 1972), так как для них многими исследователями допускается метаморфогенный генезис (см. ниже).

В качестве примера кратко рассмотрим месторождения Саралинское и Нежданинское.

Первое приурочено к позднерифейской вулканогенно-осадочной толще, прорванной каледонским гранитоидным массивом. Рудные жилы выполняют трещины отслоения в своде антиклинальной складки и пересекаются дайками диабазов и диабазовых порфиритов, приуроченных к продольным сводовым трещинам отрыва в той же складке. Дайки оказывают на рудные жилы контакто-метаморфическое воздействие. Жилы преимущественно кварцевые, с небольшим содержанием альбита, кальцита и анкерита. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, шеелитом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротином и спорадически встречающимися блеклыми рудами, сульфидами серебра, висмута и др. Золото присутствует в самородном виде: в качестве самостоятельных выделений и дисперсной вкрапленности в сульфидах. Раннее золото связано с кварцем или пирит-арсенопиритовой ассоциацией, позднее — с полисульфидной ассоциацией (Мирошников, Прохоров, 1970; Тимофеевский, 1971).

Нежданинское месторождение расположено в зоне Кидерикинского глубинного разлома в терригенной толще пермского возраста.

В зоне разлома на некотором удалении от месторождения залегают небольшие штоки пород габбро-диорит-гранитной формации позднеюрско-раннемелового возраста и связанные с ними дайки, а непосредственно в пределах рудного поля только дайки лампрофиров (дс-рудные). Месторождение образовано несколькими минерализованными зонами интенсивной трещиноватости, смятия, раздробления вмещающих пород и развальцевания, трещинные элементы которых развивались на дорудном, внутрирудном и послерудном этапах. Трещинные и дробленые зоны пропитаны прожилками кварца и рудных минералов. Содержание сульфидов обычно меньше 5% (Силичев, 1970; Соловьев, 1970). О стадийности рудного процесса существуют разные представления. По В.И. Соловьеву,

выделяются три рудные ассоциации: кварц-арсенопиритовая, кварц-галенит-сульфоантимонитовая (золотоносная) и шеелит-анкеритовая; по М.К. Силичеву – семь ассоциаций: серицит-карбонатная, пирит-арсенопиритовая импреньяционная, полевошпатово-кварцевая, пирит-арсенопиритовая жильная, сфалерит-тетраэдрит-галенитовая, сульфоантимонитовая, позднего кварца, По С.В. Сендеку, оруденение развивалось в два этапа, разделенных внедрением даек порфиритов. На первом этапе возникли зоны гидротермально измененных пород, метасоматического окварцевания и жильного кварца с ранней золото-полиметаллической рудной ассоциацией. На втором этапе – повторялась та же последовательность минерализации, но с наибольшими отличиями: появлением шеелита в ранних ассоциациях и более интенсивным развитием поздних ассоциаций.

Месторождение Мурунтау расположено на крыле пологой антиклинали в толще слабометаморфизованных терригенных пород нижнего силура. Магматические породы в пределах рудного поля ограничиваются внутриминерализационными дайками.

Рудное поле представляет собой сочетание кварцевых жил с штокверкообразными прожилковыми зонами, в пределах которых породы окварцованы и пронизаны сетчатыми кварцево-сульфидными и сульфидными прожилками. Дайки пересекают мощные кварцевые жилы и в свою очередь секутся кварцево-сульфидными и сульфидными прожилками.

Наиболее высокие содержания золота приурочены к жилам и прожилковым зонам близ контакта с ними.

Дорудное гидротермальное изменение вмещающих пород выразилось в образовании ороговикоподобных пород, ранних кварц-микроклиновых метасоматитов и более поздних кварц-альбитовых и монокварцевых пород. Кварц-калишпатовые метасоматиты сопровождаются прожилками темноцветных минералов с шеелитом, карбонатами и пиррогином. Такие же метасоматиты окружают большинство золотоносных жил (Рудные формации..., 1969).

На месторождении совмещены шеелитовая, кварц-золоторудная и кварц-серебряная минерализация. Очень мелкое, пылевидное золото, представленное микроскопическими монокристаллами, заключено в кварце, пирите и арсенопирите и ассоциируется также с поздней висмут-висмутин-теллуридной ассоциацией (Тимофеевский, 1971; Бендик, 1972).

Статистическая обработка данных 4000 проб показала, что определенными, достаточно постоянными содержаниями характеризуются кварцевые жилы, прожилковые зоны, секущие сланцеватость, и разности вмещающих пород. В последних концентрация золота возрастает в ряду: сланцы филлитовидные – сланцы слюдястые – кварцевые алевролиты – полосчатые алевролиты – массивные алевролиты.

На Кокпатасском рудном поле оруденение приурочено к толще вулканогенно-осадочных пород силура и карбонатным породам дево-

на - карбона, прорванной гипербазитами (C_2), гранодиоритами (C_3+P_1) и дайковой серией порфиридных гранитов, микродиоритов, порфиритов, керсантитов и спессартитов. Оруденение последайковое. Оно представлено близ гранодиоритового массива в терригенных породах золото-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциацией с дисперсным золотом, а в удалении от массива - в карбонатных породах - золото-мышьяково-сурьмяно-серебряной ассоциацией, более поздней. Рудные тела представляют собой небольшие кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления (полосы кварц-серидит-карбонатных пород с золото-сульфидной вкрапленностью, наиболее интенсивной на пересечении этими зонами сланцевых горизонтов). Отношение золота к серебру в кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации составляет 1:0,15-0,75, в кварц-серебряно-антимонитовой ассоциации - 1:148 (Рудные формации..., 1969). Оруденению предшествует лиственито-березитовое метасоматическое изменение вмещающих пород.

Зоны этих метасоматитов секутся дайками керсантитов, а на последние накладывается золото-пирит-арсенопиритовое оруденение (Дорофеев, Лайпанов, 1971).

Малосульфидная золото-кварцевая формация (глубинного происхождения). Общая характеристика этой формации близка к тому, что сказано выше при изложении классификации Н.В.Петровской. В статье В.А.Амузинского в данном сборнике описан типичный протяженный пояс жил малосульфидной золото-кварцевой формации на западной периферии Верхояно-Чукотской складчатой области (свод Верхоянского мегантиклинория, западное крыло Южно-Верхоянского синклинория - Аллах-Юньская золотоносная полоса). В Аллах-Юньской металлогенической зоне Н.М.Саввинов (1970) выделяет жилы этой формации под названием "золото-кварцевой", называя "золото-сульфидно-кварцевыми" жилы описанной выше малосульфидной сингранитоидной формации.

Для поясов жил малосульфидной золото-кварцевой формации глубинного происхождения типичны: 1) отсутствие пространственной связи с магматическими породами; 2) общий контроль ее распространения протяженными поясами глубинных разломов; 3) относительная простота минерального состава жил; 4) выдержанность состава жил на очень больших территориях, отсутствие существенных изменений состава при переходе из одних толщ вмещающих пород в другие, даже с настолько контрастными составами, как силикатные (терригенные) и карбонатные; 5) отсутствие заметных признаков вертикальной зональности и, вероятно, значительная выдержанность по вертикали (на глубину) если не отдельных жил, то свит однотипных жил.

В Верхоянском мегантиклинории наиболее распространенным (на огромных пространствах) минеральным типом жил этой формации является галенит-сфалеритовый, арсенопиритовый тип появляется на одной локальной площади, а халькопиритом жилы обогащаются только с приближением к массивам диабазов или внутри диа-

базов, т.е. халькопирит в данном случае является фациальным минералом и не характеризует состав устойчивой рудной ассоциации. Такая же картина наблюдается в золотоносном районе Западной Чукотки (Давиденко, 1970; и др.).

В Южном Верхоянье М.К. Силичев (1971) называет рассматриваемую формацию "месторождениями амурского типа", указывает на их более древний возраст по сравнению с "добаботитовыми" дайками, на которые накладывается оруденение "нежданского" типа (наша сингранитоидная малосульфидная формация). Он предполагает метаморфогенное происхождение месторождений "амурского" типа.

Эти возрастные сопоставления подтверждены изотопными определениями (Загрузина, 1971; Зайцев и др., 1973).

К этой формации должны быть отнесены месторождения и многочисленные рудопоявления Северо-Енисейского золоторудного района, для которых характерны определенные морфологические особенности (мелкие линзовидные жилы, седловидные жилы, "складчатые" жилы и прожилки), обусловленные формированием жил в интенсивно смятой толще докембрийских пород и, возможно, еще до полного завершения складчатости (Бернштейн, Петровская, 1954; Хазагаров, 1970). Эти относительно мелкие тела образуют рудные зоны, которые контролируются зоной глубинного разлома (Енашиминская рудная зона). На Советском месторождении рудные минералы представлены преимущественно пиритом, реже - арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, висмутином, калаверитом и другими. Значительная часть золота находится в ассоциации с калаверитом.

Характерная исключительная неравномерность распределения золота (коэффициент вариации 500-800). На месторождении типа Эльдorado среди сульфидов преобладает арсенопирит, встречаются пирротин, халькопирит, молибденит. Концентрация золота на этих месторождениях находится в обратной зависимости от мощности жил.

На участках сгущения кварцевых жил (особенно мелких жил эльдорадского типа) вмещающие сланцы часто характеризуются высокими содержаниями золота. Золото в сланцах встречается как в виде самостоятельных зерен, так и в виде вростков в арсенопирите.

Многие месторождения и рудопоявления Монголо-Охотского складчатого пояса палеозоя относятся к данной формации, хотя в этой же зоне присутствуют и более поздние месторождения других формаций (Радкевич, Моисеенко, 1966). Так, золоторудные кварцевые жилы Джигдинского поднятия (Южное Приамурье) раньше рассматривались как палеозойские или докембрийские и нередко как метаморфогенные. Теперь доказан их средне-позднеюрский возраст (по-видимому, близкий к возрасту жил Верхоянского пояса). Жилы не изменяют своего состава, пересекая самые различные по возрасту и составу породы, в том числе позднепалеозойские

гранитоидные массивы. На месторождении Токур рудные жилы пересечены и метаморфизованы дайками диабазовых порфиритов и штоками сиенито-диоритов с возрастом 137-87 млн.лет. Возраст жил Токура по адуляру равен 165-155 млн.лет (Мельников, Овчарек, 1969).

Токурское месторождение сформировано в три стадии: 1) метасоматических кварцитов; 2) золото-кварцевых жил; 3) кварц-карбонатных жил. Вторая стадия отделена от третьей внедрением вышеупомянутых даек. Кварц слагает жилы второй продуктивной стадии на 96-98%. Рудные минералы образуют две ассоциации: а) кварц-арсенопирит-шеелит-пиритовую; б) пирит-халькопирит-галенит-сфалерит-блеклорудно-золотую. Основная часть золота присутствует в самородном виде, образуя самостоятельные зерна (Фатьянов, 1972). Интересно, что при отсутствии каких-либо минералогических признаков вертикальной зональности, проба золота на Токурском и Сагурском месторождениях изменяется сверху вниз, увеличиваясь в интервале 330 м от 663 до 771 (Югай, 1971).

Объем статьи не позволяет остановиться на многочисленных примерах развития этой рудной формации за пределами СССР. Они особенно характерны для докембрия Африки, Индии (Curtis, 1970), Канады. Однако само оруденение далеко не всегда докембрийское, — как в штате Мэриленд (США), — докембрийские породы и палеозойские гранитоиды пересекаются триасовыми жилами данной формации (Reed Y.C.Y., Reed Y.C., 1969).

Золото-антимонитовая формация. Эта формация, также как и предшествующая, четко контролируется в своем распространении зонами протяженных глубинных разломов, обычно на стыке тектонических структур с различным знаком движения (синклиналиев и антиклиналиев). Она не обнаруживает пространственной связи с магматизмом, хотя некоторые авторы считают типичной для нее ассоциацию с дайками основных пород (Оболенский, Оболенская, 1972). Однако на многих площадях ее развития дайки отсутствуют.

Она известна в докембрии Южной Родезии, где рудные жилы приурочены к поясам разломов и брекчирования в метаморфических породах и непосредственно в гранитных батолитах. Несмотря на такую необычную для данной формации обстановку, рудные жилы достаточно типичны, они сложены кварцем и карбонатом, часто цементующими брекчии, содержат пирит, арсенопирит, антимонит и самородное золото. Золото и сульфиды образуют вкрапленность во вмещающих породах близ жил, а антимонит слагает рядом с кварцевыми жилами нередко крупные линзы агрегативных руд, также золотоносных. Оруденение выдержано на глубину, некоторые рудники отработаны на 840-900 м от поверхности. Содержание золота в среднем составляет 13-30 г/т (Schneiderhön, 1931).

Оруденение золото-антимонитовой формации развито также в глубоко метаморфизованном нижнем палеозое Центрального массива Франции (Perichand, 1971). Толща метаморфитов прорвана здесь гранитоидами с возрастом 420-310 млн.лет и рудными жи-

лами четырех формаций, образующих две возрастные группы: 1) в раннюю группу входят вольфрамит-касситерит-кварцевая и касситерит-сульфидная формации; 2) в позднюю группу — золото-редкометалльно-кварцевая (вольфрамит, золото, леллингит, арсенопирит, висмутин, пирит, халькопирит) и золото-антимонитовая (арсенопирит-пирит, халькопирит, сфалерит, бертьердит, антимонит, золото). Жильные минералы второй пары формаций помимо кварца представлены баритом, доломитом, анкеритом, флюоритом. В составе рудных минералов для них характерны сурьмянистые сульфосоли (семсейит, бурнонит, гудмундит, цинкеит, джемсонит, буланжерит, менегенит и др.). Соотношение сурьмы и золота в жилах изменяется в зависимости от их удаления от апикальных выступов гранитоидов в следующей последовательности: золото → золото + сурьма → сурьма. Содержание золота составляет несколько грамм на тонну, сурьмы — 25–50%.

Но наибольшее распространение данная формация получает в мезо-кайнозоидах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Свообразный тип этой формации развит в Американском секторе пояса, в штатах Невада и Айдахо (США). Здесь широко распространены сульфидно-вкрапленные месторождения различного состава в карбонатных и терригенных породах, в том числе вкрапленные месторождения золото-антимонитовой формации (на периферии рудных поясов). Эти прожилково-вкрапленные месторождения представляют собой тонкосетчатые штокверки кварцево-сульфидных и сульфидных прожилков и вкраплений. Они содержат пирит, золото, антимонит, реальгар, киноварь, образуя переходы к реальгаровому и антимонит-киноварному типу данной формации (Roberts A.O., 1971).

В советском секторе Средиземноморского пояса эта формация развита в пределах Малого Кавказа в Варденисском рудном районе. Здесь присутствуют как карбонатно-кварцевые жилы, так и штокверкоподобные прожилковые зоны, в которых комплекс рудных минералов представлен арсенопиритом, пиритом, антимонитом, буланжеритом, золотом, самородным серебром. По мнению местных исследователей, формация занимает закономерное положение в региональной рудной зональности и генетически связана с позднеэоценовым — раннемиоценовым интрузивным гранитоидным комплексом, генерирующим также золото-медно-молибденовое оруденение (Сулейманян, 1972).

Дальше на восток формация прослеживается в пределах Центрального и Южного Тянь-Шаня. В Кульджуктау, в частности, прожилково-вкрапленные, реже — жильные зоны с оруденением данной формации приурочены к силуро-девонским доломитовым известнякам, а также к ордовикским и карбоновым углисто-графитовым филлитовидным сланцам. Сколорудные изменения пород представлены окварцеванием, доломитизацией и графитизацией, т.е. главным образом незначительным преобразованием вещества вмещающих пород (Егоров, 1971). Многие геологи отмечали пространственное совмещение в пределах Южного Тянь-Шаня золоторудного и сурьмяно-

ртутного поясов, возникновение в некоторых рудных узлах комплексного оруденения, присутствие повышенных концентраций ртути в кварце золоторудных месторождений ($3,1 \cdot 10^{-5}$ до $1,1 \cdot 10^{-3}\%$) и самородном золоте (до 0,1%) и повышенного содержания золота (до 1,0 г/т) в киновари, объясняя это общностью генетического источника золоторудных, сурьмяных и ртутных формаций (Рахматулаев, 1970; Финкельштейн, Сокол, 1970 и др.).

В Забайкалье представителем данной формации является Итакинское месторождение. Оно по своему облику уже приближается к месторождениям, типичным для советского сектора Тихоокеанского пояса. На нем четко разграничиваются две генерации золота:

1) связанная с ранней арсениопирит-марказит-пиритовой ассоциацией, образующей прожилково-вкрапленные зоны, представленная тонкодисперсной ртутью; 2) приуроченная к слагающей агрегативные руды кварцево-полисульфидно-антимонитовой ассоциации в виде относительно крупного свободного золота и мелкого золота, рассеянного в антимоните и сульфоантимонидах. Коэффициент корреляции золота с мышьяком в рудах, образованных ранней сульфидной ассоциацией, 0,7 (Громова, 1972).

В южной части Дальнего Востока выделяется следующий ряд формаций: а) мышьяково-сурьмяно-ртутная, б) ртутная, в) сурьмяная, г) золото-сурьмяно-ртутная, д) олово-ртутная, е) сурьмяно-ртутно-флюоритовая (Сазонов, 1972), т.е. в этом формационном ряду, возникшем в зонах разломов на наиболее поздних стадиях металлогенического цикла, наряду с типичными для формации (сурьма, ртуть, мышьяк) повторяются сочетания наиболее важных для региона рудных элементов (золото, олово). Это позволяет допустить существование сложного по составу рудообразующего раствора, обусловившего в соответствующих условиях образование всех этих формаций (Сидоренко, 1968). Существование таких термальных растворов сложного состава демонстрируется современными источниками зоны Таупо на о. Северном Новой Зеландии. Там в осадках источников содержится золото (55-85 г/т), серебро (30-500 г/т), сурьма (до 30%), ртуть (до 0,2%), мышьяк (до 2%). Осадки представляют собой аморфную кремнеземистую массу. Источники на глубине около 1 км имеют температуру 290-200° и pH от 6 до 7 (Weissberg, 1969).

В качестве наиболее перспективного района СССР для выявления месторождений золото-антимонитовой формации в последние годы выдвинулась западная часть Верхояно-Чукотской складчатой области (Восточная Якутия). Здесь антимонитовое и киноварное оруденения чаще всего пространственно разобщены. Но и то и другое контролируется системами продольных глубинных разломов, ограничивающих с запада и севера Колымский срединный массив, проходящих на стыке западного крыла Иньяли-Дебинского синклиория с окаймляющими его с запада поднятиями, разделяющих отдельные зоны внутри Яно-Индибирского мегасинклиория, разграничивающих Саргангский синклиорий с Верхоянским мегантикли-

горием (Анасенко, 1970; Анасенко, Бычок, 1970; Ивенсен и др., 1972; 1973; Оболенский, Оболенская, 1972; статья Л.Н.Индолева в данном сборнике).

В статье Л.Н.Индолева дается достаточно исчерпывающее описание золото-антимонитовой формации Восточной Якутии. Но нельзя согласиться с тем, как Л.Н.Индолев использует понятия и термины формационного анализа и с его выводами о генезисе оруденения данной формации. На этих вопросах необходимо кратко остановиться. Л.Н.Индолев рассматривает месторождения золото-антимонитовой формации (основной пример – Сарылахское месторождение) как своеобразные гибриды, образованные в результате наложения друг на друга двух генетически самостоятельных рудных формаций малосульфидной золото-кварцевой (ранняя), золото-антимонитовой (поздняя). При этом последняя становится золотоносной в результате регенерации золота, заимствованного из ранней малосульфидной золото-кварцевой формации.

Если тщательно разобрать все высказанные Л.Н.Индолевым аргументы, то для этих выводов можно найти лишь четыре основания: 1) пространственное совмещение рудных зон золото-антимонитовой формации с рудными золотоносными зонами более широкого формационного профиля, когда золото-антимонитовые зоны как бы "вписаны" в золотоносные зоны, включающие месторождения малосульфидной золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций; 2) отсутствие золота в тех антимонитовых рудопроявлениях, которые расположены вне площадей распространения золотоносных проявлений; 3) значительный разрыв в возрасте (порядка 50 млн. лет) между ранними золото-пирит-арсенопирит-кварцевыми и поздними золото-антимонит-кварцевыми ассоциациями в "совмещенных" промышленных золото-сурьмяных месторождениях; 4) наличие наблюдаемых под микроскопом признаков регенерации золота на стыке антимонита с заключенными в нем более ранними золотоносными сульфидами, например арсенопиритом.

Первые два аргумента тесно связаны между собой. Но если бы даже оба эти утверждения были абсолютно точны, они бы доказывали лишь существование в Восточной Якутии помимо золото-антимонитовой также собственно антимонитовой формации (что отмечается, например, на Дальнем Востоке, в Средней Азии, в Центральном массиве Франции, Боливии и многих других районах; Сазонов, 1972; Perichand, 1971; Turneaur, 1971; и др.). Однако наблюдаемая в Верхояно-Колымской складчатой системе ситуация несколько сложнее. Золото-антимонитовые зоны не повсеместно "вписаны" в золоторудные. Так, в Сартангском синклинии, оруденение золото-кварцевой формации практически отсутствует. Здесь, с запада на восток, расположены четыре продольные рудные зоны: Кюнкурская, Улага-Билляхская, Суорахская и Дулгаллахская. Первая из них характеризуется антимонитовым и золото-антимонитовым оруденением (Маган-Хайское рудопроявление), остальные – ртутным. Но среди проявлений ртутной формации появляется и зо-

лото-ртутный тип, представляющий мощные зоны метасоматического замещения песчаников халцедоновидным кварцем (местами до превращения их в кварциты), с вкрапленностью золота и киновари (Ивенсен и др., 1972, 1973).

Сам факт "вписывания" одних рудных зон в другие возможен при разных типах взаимоотношений, характерных для них формаций, и отнюдь не предопределяет образование на таких площадях "гибридных" рудных формаций. Что касается незолотоносных антимонитовых рудопроявлений, такие действительно существуют и, по-видимому, они разного происхождения. Во-первых, они возникают как члены горизонтального формационного ряда (например, в Кюньюрской зоне Сартагского синклиория), будучи связаны переходами с золото-антимонитовыми рудопроявлениями. Во-вторых, не каждое рудопроявление с антимонитом можно рассматривать в качестве представителя "антимонитовой формации". Сурьма, так же как и свинец, закономерно проявляется в поздних минеральных ассоциациях многих формаций: золоторудных, оловорудных, свинцово-цинковых. Обогащенные антимонитом "хвосты" золоторудного процесса, о которых пишет Н.В.Петровская, несомненно существуют, не имея прямого отношения к золото-антимонитовой формации. Но в принципе такие же "антимонитовые хвосты" (учитывая также сульфид-антимониды) существуют у оловорудных и свинцово-цинковых формаций, последние отчетливо проявлены в Верхоянском мегантиклинории и практически незолотоносны. Однако следы золота и нередко его незначительные весовые содержания присутствуют в самых различных минеральных ассоциациях большинства рудных формаций Верхояно-Колымской системы.

Аргумент о наличии возрастного разрыва в несколько десятков миллионов лет между ранними и поздними минеральными ассоциациями исходит из априорного допущения, что все золото-кварцевое оруденение в нашем регионе позднеюрское, а все сурьмяное оруденение - поздне меловое или послемеловое. Но имеющихся фактов для такого вывода явно недостаточно. Золотое оруденение Восточной Якутии полициклично. Этот вопрос освещен нами выше, при описании золото-редкометальной и двух типов малосульфидной золото-кварцевой формации. Многие геологи полагают, что золото-антимонитовая формация является наиболее поздней среди золоторудных. Это совпадает с представлением Л.Н.Индолева о поздне- или послемеловом возрасте золото-антимонит-кварцевой минеральной ассоциации, которое обосновано определениями абсолютного возраста пересекаемых таким оруденением пород. Принадлежность же ранней золото-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации рассматриваемых месторождений к малосульфидной золото-кварцевой формации позднеюрского возраста является предположением, которое не подтверждено ни единым фактом. Имеется одна цифра абсолютного возраста (145 млн.лет), относящаяся к "гидромусковиту, ассоциированному с молочно-белым кварцем в жиле № 1 Сарылахского месторождения", но это явно недостаточное основание к та-

кому выводу. Более локальное положение в пространстве, занимаемое поздней (в данном случае золото-антимонитовой) ассоциацией по отношению к ранней минерализации, образующей значительно более протяженные и мощные прожилково-вкрапленные зоны среди вмещающих пород, — это весьма обычное явление, характерное как для золото-антимонитовых месторождений других регионов (например, Итакинского), так и для золотых месторождений самых различных формаций (Мурунтау, Дарасунское и многие другие).

Четвертый аргумент — наличие микроскопических проявлений регенерации золота. Само существование подобного процесса очень интересно, но судить о масштабах процесса, выявляемого лишь под микроскопом, довольно трудно. Сообщаемые Л.Н. Индолевым сведения о крайне неравномерном распределении золота в арсенопирит-пирит-кварцевой (второй) и равномерном распределении в антимонит-кварцевой (третьей) ассоциациях однозначно свидетельствуют о том, что золотоносность третьей ассоциации не могла быть обусловлена местной регенерацией золота. Каким бы мы ни мыслили источник золота в гидротермальном растворе, из которого кристаллизовались минералы этой ассоциации, ясно, что этот раствор, поступая в занятые теперь рудами пространство, был уже золотоносен, а золото, заключенное в минералах ранних ассоциаций, занимающих более широкое пространство, в основном осталось в них.

Все эти соображения показывают, что нет никаких оснований относить месторождения типа Сарылахского к "гибридам" двух разновозрастных и генетически независимых рудных формаций. Можно еще раз подчеркнуть, что возникновение подобных гибридов в принципе возможно как случайное явление, но закономерное появление гибридных формаций при определенных геологических условиях в глобальном масштабе еще никому не удалось доказать.

Вулканогенный класс

Убогосульфидная золото-кварцевая или золото-(адуляр)-халцедон-кварцевая формация. Объем и содержание этих формаций Н.В. Петровской и Д.А. Тимофеевского совпадают. Выделяемые Д.А. Тимофеевским минеральные типы и золотопродуктивные ассоциации показаны в табл. 11.

В последние годы оруденение этой формации было выявлено и изучено во многих регионах СССР. В литературе наиболее освещены его проявления на Северо-Востоке СССР (Шило, Сидоров, 1967а; Сидоров, 1966; Апрельков, Фролов, 1970; Кондратенко и др., 1970; Еремин, 1970; Найборodin, Сидоров, 1971; Шепотьев, 1971; Пляшкевич, 1972; Некрасова, 1972; Портнов, Вельдяксов, 1972; Сидоров, 1966; Берман и др., 1973). Дальневосточные месторождения данной формации (Власов, 1965; Югай, 1967; Фатьянов, Кучерова, 1970; Казаринова и др., 1971; Мельников, 1971; Воларович, Михайлова, 1973) и Забайкальские (Петровская и др., 1971) также детально изучены. Более беглы наши сведения о при-

поверхностных золото-серебряных месторождениях Казахстана (Бакенов, 1971; Бакенов, Диаров, 1971; Воларович, Михайлова, 1973; Глоба, Нарсеев, 1973; Фогельман, 1973), Средней Азии (Петровская, 1968; Мансуров и др., 1970), Закавказья (Меликян, 1970).

Освещены общие вопросы генезиса этого типа месторождений: температурный интервал рудообразования (Гончаров и др., 1972; Шевкаленко, Цой, 1972), типоморфизм золота (Петровская, 1974), связь с гидротермальной деятельностью антропогенных вулканов (Уайт, 1959; Апрельков, Шеймович, 1964; Weisberg, 1969).

Все это позволяет нам не останавливаться на рассмотрении данной группы формаций, хотя в цитированной литературе имеется немало противоречий как в систематике формаций, так и в выделении минеральных типов месторождений и в трактовке характера их связи с магматизмом.

ХЕМОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

Золотое оруденение хемогенно-осадочного типа почти не изучено. Единственным подобным комплексным месторождением, из которого добывается золото, является месторождение Мансфельд (Trask, 1925; Усов, 1931; Weidepohl, 1964). Но принципиальные возможности образования повышенных концентраций хемогенного золота в осадочном цикле этим не ограничиваются.

К. Краускопф (1959) показал, что в условиях земной поверхности ионы и гидроокислы золота могут быть устойчивыми в очень ограниченных пределах Eh и pH, поэтому осаждение золота из растворов не должно получать широкого распространения. Большее значение могут иметь сорбция золота некоторыми компонентами осадков и образование золото-органических соединений. Эксперименты И.Я. Каратаевой (1971 г.) и проведенное ею изучение распределения золота в четвертичных осадках Забайкалья подтвердило повышение хемогенной концентрации золота в осадках двух типов: обогащенных органическим веществом (где золото образует соединения с гуминовыми и фульвокислотами) и гидроокислами железа (в которых золото сорбируется окислами и гидроокислами железа).

Геохимически близкая к золоту медь, шире, чем золото, рассеянная в осадочных породах, образует промышленные концентрации лишь в двух типах геохимических фаций: в черных, богатых органикой сланцах, формирующихся в условиях сероводородного заражения, и в континентальных красноцветных песчаниках, отлагающихся на предгорных равнинах в условиях полуаридного климата. Медистые сланцы типа Мансфельд, по мнению ряда исследователей (Ивенсен, 1963), занимают между этими типами осадков промежуточное положение.

Рудный пласт месторождения Мансфельд представляет собой сапропелитовый мергелистый горизонт мощностью в 0,37 м, прекрасно выдержанный на очень большой территории (до 500 км в

поперечнике), содержащий тонкую густую вкрапленность пирита, борнита, халькозина, халькопирита, галенита, сфалерита, тетраэдрита, шейскобальтина, антимонита. В средней руде содержится 2,75% меди, 1,28% цинка, 0,014% серебра, до 1 г/т золота, примеси никеля, кобальта, селена, ванадия, молибдена. Это единственное в мире месторождение, при эксплуатации которого используют 28 компонентов (нерудных и рудных).

Вопрос о сингенетичности или эпигенетичности золота в этих образованиях вызывает дискуссии. Но сингенетичность золота убедительно доказана в аналогичных по условиям образования черных пиритизированных олигоценовых глинах Мангышлака, Ергеней и Северного Кавказа (Нифонтов, 1960). По мнению многих исследователей, при метаморфизме подобных образований возникают золотоносные пиритизированные филиты ряда районов, например Бодайбинского синклинория, где за счет пирита возникают золотоносные россыли (Обручев, 1934; и др.).

Принципиальным аналогом описанного может оказаться месторождение Карлин (шт. Невада, США), которое чаще рассматривается как телетермальное (Radke, Scheiner, 1970). Месторождение приурочено к карбонатным породам силура и представляет собой серию сульфиднобаритовых жил и прожилково-вкрапленных зон в горизонтах, насыщенных активированным углеродом и смесью гидрокарбонатов с органическими кислотами типа гуминовых. Лабораторными исследованиями показано, что часть золота адсорбирована активированным углеродом, а часть образует элементоорганические соединения с гуминовыми кислотами. В зоне окисления, за счет распада элементоорганических соединений, распространены мельчайшие выделения самородного золота.

В рассмотренных месторождениях концентрация золота связывается с органическим веществом. По-видимому, еще шире распространены повышенные концентрации золота в осадочных породах, обусловленные сорбцией золота окислами и гидроокислами железа. Но промышленных объектов такого типа пока не известно. Наиболее благоприятная обстановка для концентрации золота создается в озерно-болотных фациях, в условиях которых формируются озерно-болотные руды железа и марганца. Процесс этот носит двухступенчатый характер. Само осаждение железа и марганца в этих условиях представляет собой биохимический процесс. Высокое содержание железа в таких водах создается в результате стабилизации гуминовыми комплексами, а выпадение окислов и гидроокислов железа и марганца в осадок после разрушения гуминожелезистых комплексов и бикарбоната двухвалентного железа вызывается бактериями (Парк, Мак-Дормит, 1966). Сорбция золота окислами железа происходит во время их выпадения, а высокое содержание золота в воде может быть объяснено образованием золото-гуминовых комплексных соединений.

Ярким примером такой рассеянной золотоносности служат бурые марганцовистые железняки нижней юры, распространенные на юге

Центральной Якутии на огромной территории (правобережье бассейна Лены, в пределах северного склона Алданского щита). Содержание золота в бурых железняках на многих площадях составляет до нескольких грамм на тонну.

Золотоносные диагенетические пириты в осадочных породах распространены не только в описанных фациях. В самое последнее время выявлено повышение концентрации золота в платформенных фосфоритах до такого уровня, что они могут служить коренными источниками россыпей (Легезда, 1966, 1969).

Заслуживает внимания также закономерное и значительное повышение содержания золота в железистых кварцитах докембрия (джеспилитах), отмеченное в Кривом роге, КМА, на Алданском щите. Речь идет не о золотоносности формационно связанных с железистыми кварцитами конгломератов, а о золоте, заключенном в самих джеспилитах. Возникновение таких концентраций, еще не изучавшихся, видимо, связано с теми же вулканогенно-осадочными процессами, что и образование джеспилитовых железных руд.

МЕТАМОРФИЗОВАННО-ОСАДОЧНАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

В данной работе мы не рассматриваем типы золоторудных месторождений, связанные с осадочной концентрацией кластогенного золота, к числу которых относятся антропогенные и древние (ископаемые) россыпи. Но часть таких древних россыпей, заключенных в метаморфизованных горных породах, имеет смысл выделить в группу метаморфизованных осадочных месторождений золота, учитывая то обстоятельство, что обусловленные метаморфизмом незначительные изменения в распределении золота позволяют некоторым исследователям приписывать этим месторождениям гидротермальное происхождение.

Систематика древних россыпей дана в наших работах (Ивенсен, 1963, 1965; Ивенсен и др., 1969). Генезису древних, слабо метаморфизованных россыпей и критике необоснованных представлений о их гидротермальном происхождении было также уделено внимание (Ивенсен, Левин, 1970; Левин, 1972). Это позволяет не останавливаться здесь на указанных вопросах так же, как и на описании месторождений. Упомянем лишь, что крупнейшими месторождениями этого типа являются Витватерсранд (Южная Африка), Тарква (Гана), Жакобина (Бразилия) и комплексное золото-урановое месторождение Блайнд-Ривен (Канада).

В последнее время появились некоторые новые важные работы, доказывающие первично-осадочное (кластогенное) образование этих месторождений. В дополнение к аргументам, рассмотренным нами ранее (Ивенсен, Левин; 1970; Левин, 1972), остановимся кратко на них.

По результатам изучения редкометальных конгломератов в СССР сделаны выводы о кластогенно-осадочном генезисе их минерализации. Основанием служат окатанность многих обломков редкоземельных минералов, принадлежность пород к зеленосланцевой фации прогрессивного метаморфизма и характер ассоциаций редкоземельных

минералов. Таких ассоциаций три: а) ортит, редкоземельный ураноторит; б) ортит, редкоземельный ураноторит, синисит; в) рабдофанит, ксенотим. По происхождению основная масса ортита и рабдофанит являются кластогенными; часть ортита, редкоземельный ураноторит, синисит и ксенотим — метаморфогенными, отвечающими зеленосланцевой фации. Отсутствие в подвергавшихся метаморфизму конгломератах существенного количества летучих (F^- , CO_3^{2-}) и катионов основных металлов (Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Na^+) крайне ограничивало масштаб метаморфогенного минералообразования (редкие прожилки эпидота с редкоземельным ураноторитом, синиситом и ксенотимом), метасоматические или гидротермальные залежи редкометальных руд при этом не возникли (Коптяев, 1969; Коптяев, Щербин, 1969).

В ряде рифов (пластов конгломерата) Витватерсранда изучались количественные соотношения (с учетом размерности) золота, уранинита, пирита и тяжелых, явно обломочных минералов (хромита, граната и др.) с точки зрения их гидравлической уравниваемости. При этом была доказана их полная гидравлическая уравниваемость, возможная только при осадочно-кластогенном происхождении данной минеральной ассоциации (Coetzee, 1965). Исследование физических свойств алмазов, извлекаемых из конгломератов Витватерсранда (относящихся к группе бесспорно кластогенных минералов), показало, что за время пребывания в конгломерате они подверглись альфа- и гамма-облучению со стороны урановых минералов и что часть алмазов обнаруживает эффект, возникающий при подъеме после этого температуры до $400-500^{\circ}$ (соответствующей условиям зеленосланцевой фации). Это показывает, что минералы урана находились в конгломерате до процесса метаморфизма (Raal, 1969). Анализ вертикального разреза древней золотоносной толщи, служившей питающей провинцией для отложений серии Витватерсранд, показал, что в ее строении могут быть выделены четыре сообщества пород, сменяющих друг друга сверху вниз. Изучение состава пород серии Витватерсранд в стратиграфическом порядке (снизу вверх) убеждает в том, что они формировались за счет последовательной эрозии этих четырех сообществ пород питающей провинции. Ассоциации тяжелых аксессуарных минералов, характерных для разных сообществ пород питающей провинции, закономерно сменяют друг друга в различных горизонтах конгломератов систем Доминион и Витватерсранд (Viljoen a. o., 1970). Это не оставляет места для допущения гидротермального происхождения части этих минералов.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА

Существование этой группы золоторудных месторождений является наиболее спорным, и многие месторождения, которые часть исследователей считает метаморфогенными, таковыми не являются. Но определенные золоторудные районы обладают целым рядом особеннос-

тей, которые легче всего позволяют объяснить образование присутствующих там месторождений процессами метаморфизма.

Наибольший интерес в этом отношении представляет район Бодайбинского синклинория. Уже А.П.Герасимов в 1905 г., а после него В.А.Обручев (1934) связывали золотоносность россыпей Ленского района с пиритом слагающих район протерозойских терригенных пород. В.А.Обручев считал этот золотоносный пирит осадочно-метаморфогенным, но происхождение пирита до сих пор остается дискуссионным.

А.Е.Гапон (1968), А.Е.Гапон и М.М.Гапеева (1969) выделяют три типа пирита: а) просидиментогенный, б) синседиментогенный и в) эписидиментогенный. Просидиментогенный пирит обычно состоит из кластогенного ядра, содержащего около 1,0 г/т золота, и каемки обрастания с содержанием золота порядка 5,0 г/т. Обильная пиритизация вообще типична только для определенных литолого-стратиграфических горизонтов пород бодайбинской подсерии. Степень их золотоносности увязывается с распространенностью просидиментогенного пирита. По мнению М.М.Гапеевой (1971), промышленная коренная золотоносность района, в том числе жильная, контролируется исключительно литолого-стратиграфическим фактором. Оруденение приурочено только к алевролитово-сланцевым горизонтам, наиболее обогащенным битуминозным веществом. Это первично осадочное золотое оруденение несколько перераспределялось под влиянием метаморфизма, не выходя, однако, за пределы литологических горизонтов, в которых оно первоначально возникло.

В.В.Коткин (1968) изучил характер статистического распределения по литологическим разностям пород проб с золотом золоторудных полей. Выявленные закономерности вполне четки. Из 71 жильного золотоносного поля 48 заключены в толщах переслаивания темно окрашенных олигомиктовых песчаников, алевролитов и сланцев, 18 – в существенно сланцевых и лишь 4 – в песчаниковых толщах.

Сульфиды, распространенные в породах бодайбинской подсерии, испытали диагенетически-эпигенетические, раннеметаморфические и метаморфогенно-метасоматические преобразования. Все эти сульфиды при наличии различий между ними имеют общие черты: региональное распространение в пределах определенных горизонтов, более ранний возраст по сравнению с кварцевыми жилами и позднескладчатыми разрывами, отсутствие или незначительность околорудных изменений пород, наличие постепенных переходов между их явно осадочными и позднейшими перетолженными разновидностями. Сульфиды, испытывавшие три названных выше типа преобразований, приурочены к одним и тем же пластам пород, но находятся в пределах разных зон метаморфизма. Степень золотоносности пород также стоит в зависимости от степени метаморфизма: она наиболее значительна в зеленосланцевой фации; в биотит-хлоритовой субфации размещены слабо золотоносные кварцевые жилы и пирит-пирротиновая (с золотом) сульфидизация во вмещающих породах, в хлорит-

серицитовой субфации – наиболее богатые золотом кварцевые жилы, несколько менее интенсивная импреньция вмещающих пород золотоносным пиритом (Буряк, 1964, 1967). Примерами месторождений, приуроченных к сульфидизированным породам этих субфаций метаморфизма, являются Сухоложское и др. (Буряк, Попов, 1968).

Эти месторождения представляют собой прожилково-вкрапленные сульфидизированные зоны с наложенными на них кварцевыми жилами различных морфологических типов, содержащих очень немного сульфидов. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, местами также пирротинном. Очень редко во вмещающих породах определенного состава появляются немногочисленные галенит и халькопирит.

Роль метаморфизма в преобразовании первично-осадочного золотого оруденения пород Бодайбинского синклиория представляется вполне убедительной, если представлять ее в масштабе, намеченном М.М. Гапеевой (1971), без выхода оруденения за пределы первично обогатенных золотом литологических горизонтов. Но нередко метаморфогенный генезис оруденения мыслится совсем в другом плане (Буряк, 1970; Буряк, Летников, 1970). Речь заходит о выносе золота (в региональном масштабе) из находящихся в глубине пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и переотложения этого золота в породах зеленосланцевой фации. Никаких геологических аргументов в пользу этой концепции еще никем не приведено. Если принять эти представления, то становится необъяснимой та литологическая обусловленность распределения золота в Бодайбинском синклиории, которая описана многими авторами, в том числе самим В.А. Буряком. Этот автор (Буряк, 1970) учитывает местную "латеральную" миграцию золота при метаморфизме как "дополнительный" фактор концентрации золота. Но как быть, если результат действия "дополнительного" фактора наглядно зафиксирован в особенностях распределения золотоносных рудопоявлений, а роль "основного" фактора не находит конкретного геологического выражения?

Метаморфогенными, в нашем понимании, могут оказаться пирит-кварцевые прожилково-вкрапленные золотоносные зоны (с содержанием золота в 7–8 г/т) в метаморфических породах докембрия района Муте в Центральном Иране (Чальян, 1969). Это, судя по перспективной оценке запасов, крупное месторождение (150 т).

Е.А. Радкевич и В.Г. Моисеенко (1966) и В.Г. Моисеенко (1965) относили к метаморфогенным месторождениям золотоносные кварцевые жилы "альпийского типа", метасоматические золотоносные кварциты и диафториты Харгинского, Ниманского, Млынского, Сутамского, Верхне-Селемджинского районов на Дальнем Востоке и в Восточной Сибири. Эти исследователи явно приписывали процессу метаморфизма, как и авторы данной статьи, перераспределение золота в локальном масштабе, а не в масштабе всей земной коры. В.Д. Мельников (1971) для ряда месторождений Приамурья отме-

чает роль литолого-геохимического контроля оруденения и такой характер баланса золота между вмещающими породами и рудными телами, который позволяет объяснить золотоносность последних извлечением части золота из вмещающих пород.

В последнее время выдвинута гипотеза метаморфогенного происхождения золоторудных месторождений Средней Азии: Мурунтау, и Кокпатас (Бабаев, Хорват, 1971; Белькова, Огнев, 1971; Юдин, 1971; Бадалов, 1972). Подчеркивается приуроченность оруденения к углистым горизонтам пород рифея с широко распространенной в них сульфидизацией, которую названные авторы рассматривают как конседиментационную и диагенетическую. Пржилково-вкрапленные зоны золото-сульфидного оруденения возникли в результате метаморфического преобразования первично-осадочной золотоносности в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, а кварцевые жилы близки по типу к альпийским жилам. Имеющиеся данные по температурам рудообразования на месторождении Мурунтау ($400-360^{\circ}$ для кварца первой, $340-240^{\circ}$ - второй и $400-300^{\circ}$ - третьей стадии) говорят в пользу метаморфогенной гипотезы (Зарембо и др., 1970). Такой ход температурного режима совсем не типичен для гидротермальных месторождений. Но на месторождении Кокпатас описаны процессы околожильной лиственизации и березитизации вмещающих пород, связанные с развитием ранней золото-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации (Дорофеев, Лайпанов, 1971). Если эти наблюдения верны, то их трудно увязать с метаморфогенной гипотезой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе мы кратко рассмотрели и подвергли критическому разбору основные типы классификаций рудных месторождений с позиций геолога, пользующегося ими в своей теоретической и практической деятельности, а также с точки зрения требований логики и теории познания. Мы показали, что эти классификации не являются тем, на что они претендуют: генетическими и естественными, и пришли к выводу, что на основе существующих знаний классификация рудных месторождений, полностью отвечающая этим понятиям, еще не может быть построена.

Мы рассмотрели также последние варианты специальных классификаций золоторудных месторождений (Н.В. Петровской, И.С. Рожкова, Д.А. Тимофеевского). Разбор этих классификаций показывает, что по своей структуре они отличаются теми же логическими недостатками и по ряду причин используются геологами неоднозначно, что вносит большую путаницу в геологическую науку и затрудняет правильное сопоставление описанных в литературе фактов.

Эти классификации основаны на наиболее приемлемом в данное время формационном принципе с учетом того, что генетическое понимание сущности рудных формаций чаще всего гипотетично и не

может использоваться в качестве основания классификации. Сознвая это, авторы рассматриваемых классификаций ограничились в своих определениях формаций их вещественным составом (парагенезами минералов). Но эти определения оказались настолько общими (формальными), что использованные формационные термины многими геологами применяются вне всякой связи с тем сущностным понятием, которое автором классификации имелось в виду. Кроме того, объем формаций Н.В.Петровской и Д.А.Тимофеевского слишком широк, каждая из формаций включает группы месторождений нередко различного генезиса и образовавшиеся в разной геологической обстановке. Формации этих двух классификаций лишь частично сопоставимы между собой, так как границы между ними определены разными методами. Формации неравновелики между собой, особенно в классификации Д.А.Тимофеевского.

На основе этого критического разбора нами рассмотрены предпосылки к разработке более приемлемой схемы, которая, оставаясь по логической структуре классификацией перечисления с объяснением, включала бы в основание классификации не только формально-минералогические признаки, но и признаки геологические (характеристику условий образования и распространения данной группы месторождений), становясь, хотя бы в зачатке, сущностной классификацией. При этом мы стремились соблюсти равновеликость выделяемых формаций.

Все изложенное нами в качестве таких предпосылок — лишь грубая предварительная схема. Мы хорошо это осознаем и считаем уточнение схемы задачей дальнейшей работы.

Если нам удалось показать читателю, насколько несовершенна существующая практика в построении классификаций и их применение и насколько важно для развития геологии рудных месторождений преодоление этих недостатков, главная цель нашей статьи будет достигнута.

Литература

- Абдулкабирова М.А., Анкимович О.С., Гришин В.М., Каюпов А.К. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолгиздат, 1954.
- Алабин Л.В., Долгушин С.С., Зимоглядов Б.Н. Связь золотого оруденения с магматическими и метаморфическими формациями складчатого обрамления юго-запада Сибирской платформы. — В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Анасенко А.В. Золоторудные месторождения Адыча-Индигирского региона. — Геол. рудн. местор., 1970, № 4.
- Анасенко А.В., Бычок Б.Г. Сарылахское золото-сурьмяное месторождение. — Разв. и охр. недр, 1970, № 4.
- Аношин Г.Н., Емельянов Е.М. Золото в магматических породах Атлантического океана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5.

- Аношин Г.А., Бушляков И.Н., Потальев В.В. Распределение золота в породах и минералах гранитоидных массивов Алтая, Забайкалья и Урала. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Апельцин Ф.Р. Малые интрузии, генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. - В кн. "Закономерн. размещ. полезн. ископ.", т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Апрелков С.Е., Фролов Ю.Б. Некоторые особенности золото-серебряного оруденения Козыревского хребта. - В сб. "Вопросы геологии Камчатки", вып. 6. Петропавловск-Камчатский, 1970, стр. 103-108.
- Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан юго-восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. - Бюлл. вулканологических станций. Петропавловск-Камчатский, 1964, № 36.
- Аренс Л.Х. Использование потенциалов ионизации в геохимии. - В кн. "Пробл. геохим.", М., "Наука", 1965.
- Бабаев К.Л., Хорват В.А. Некоторые особенности метаморфогенных кварцевых образований золоторудного поля Кокпатас. - Узб. геол. журнал, 1971, № 2.
- Бадалов С.Т. Минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений и рудопроявлений Алмалыка. - В кн. "Рудные формации и основн. черты металлогении золота Узбекистана". Ташкент, "Фан", 1969.
- Бадалов С.Т. Критерии метаморфогенного происхождения эндогенных месторождений Западного Узбекистана. - В кн. "Метаморфогенное рудообразование", ч. 2, Киев, "Наукова думка", 1972.
- Бадалова Р.П., Бакиева С.А., Мешанинова Е.З. Состав и внутреннее строение золота Алмалыкского района. - В кн. "Науч. труды Ташкентск. гос. ун-та", 1971, вып. 405.
- Бакенов М.М. Минералого-петрографические особенности руд Таскоринского золоторудного месторождения. - В кн. "Геология и разведка недр", вып. 2, Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Бакенов М.М., Диаров А.Б. О возрасте золотого оруденения в Таскоринском районе Северного Прибалхашья. - В сб. "Науч. труды Казахск. политехн. ин-та", Алма-Ата, 1971.
- Бакенов М.М., Озбаканов Ш.О., Семенов К.Л. О золоторудной минерализации в Малом Каратау. - В кн. "Геология". Алма-Ата, "Наука", 1970.
- Барабашев Е.В., Фомин И.Н. К вопросу о связи золотого оруденения с посленижнемеловым вулканизмом (в Забайкалье). - Зап. Забайк. отд. геогр. об-ва СССР, 1964, вып. 24.
- Барнс М.П., Саймос Дж.Г. Рудные месторождения района Парк-Сити, включая рудное тело Мэйфлауэр. - В кн. "Рудн. местор. США". М., "Мир", 1972.
- Белькова О.Н., Огнев В.Н. О возрасте и генезисе золотого оруденения Мурунтау. - Докл. АН СССР, 1971, № 6.
- Бендик Н.П. К минералогии золота месторождения Мурунтау. - В кн. "Геол., минералог. и геохим. Узбекистана". Ташкент, "Фан", 1972.
- Берман Ю.С., Воларович Г.П., Гребенчиков А.М. Особенности близповерхностного золотого оруденения мезокайнозойских и верхнепалеозойских вулканогенных поясов. - В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., изд-во "Наука", 1973.
- Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1947, ч. 76, вып. 1.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избранные труды, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Биндеман Н.Н., Грабекли с Р.В. Соотношение золотого и молибденового оруденения в юго-западной части золото-молибденового рудного пояса Забайкалья. - Докл. АН СССР, 1964, т. 2, № 6.
- Богданов Ю.В., Кочин Г.Г. Геология и закономерности размещения золото-медно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Прибайкалья. - Труды ВСЕГЕИ, 1964, т. 4.
- Богданович К.И. Рудные месторождения, т. 1,2. СПб., 1912-1913.
- Болдырева Л.М., Мансуров М.М. Околорудные изменения золото-серебряного оруденения в юго-западной части гор Окуртау. - Узб. геол. журнал, 1972, № 2.
- Борисенко Л.Ф., Усков Е.Д. О золотоносности ультрабазитов Гусевгорского плутона (Урал). - Докл. АН СССР, 1971, т. 4, № 2.
- Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Петрогенетические особенности формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста из районов Восточного Забайкалья. - Труды НИГРИЗолото, 1956, вып. 21.
- Бородаевская М.Б., Кравцова А.И., Курбанов Н.К., Новгородова М.И. О металлогенетической специализации колчеданных вулканогенных формаций. - Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 2.
- Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. - Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 36.
- Булытников А.Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной области. - Труды Томск. гос. ун-та 1948, вып. 102.
- Буряк В.А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золотосульфидной минерализации центральной части Ленского золотоносного района. - В кн. "Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза". М., "Наука", 1964.
- Буряк В.А. О генезисе сульфидной минерализации Ленского золотоносного района. - Геол. и геофиз., 1967, № 1.
- Буряк В.А. О характере метаморфогенного оруденения и металлогенетической специализации различных фациальных метаморфических комплексов. - В кн. "К вопросам об источниках вещества эндоген. рудн. местор." Адма-Ата, "Наука", 1970.
- Буряк В.А., Попов Н.П. Типы гипогенной зональности оруденения в докембрийских золотоносных провинциях (Патомское нагорье). - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Буряк В.А., Летников А.Ф. О роли процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в развитии золотого оруденения. - В сб. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". - Изд-во Томск. гос. ун-та, т. 239, 1970.
- Бутурлинов Н.В., Латыш И.К. Золото и серебро в магматических породах Донецкого бассейна. - Геол. журнал, 1970, № 6.
- Бушляков И.Н. Распределение золота в гранитоидах Берхисетского массива на Урале. - Геохимия, 1971, № 12.
- Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М., Цветметиздат, 1932.
- Вагшаль Д.С., Двоеглазов Д.А., Кузаков Г.Н. Особенности строения Первомайского ультраосновного массива. - В кн. "Геол. и полезн. ископ. Урала". Свердловск, Облиздат, 1971.
- Васильев Б.Д. Распределение золота в скарнах Натальевского месторождения. - В сб. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарновой золоторудной формации. Новосибирск. "Наука", 1972.

- Вахрушев В.А., Рябов В.В., Цимбалист В.Г. О золотоносности некоторых сульфидных минералов Норильского района. - *Геохимия*, 1972, № 6.
- Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии, т. 1. Самородные элементы. СПб., 1914.
- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н., Заири Н.М. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. - *Геохимия*, 1971, № 10.
- Власов Г.М. Условия образования золото-серебряных месторождений пропилитовой формации и их отношения к интрузивным и эффузивным породам. - В кн. "Материалы межвед. совещ. по пробл. "Рудоносность вулканогенных формаций". М., "Недра", 1965.
- Волярович Г.П. Типы золоторудных месторождений Приморья. - *Труды ЦНИГРИ*, 1958, ч. 1, вып. 25.
- Волярович Г.П. Золотоносные эпохи и геологические особенности распространения золотоносности Дальнего Востока. - *Труды ЦНИГРИ*, 1963, вып. 5.
- Волярович Г.П., Михайлова М.С. Метасоматизм и золотое оруденение молодых вулканических поясов востока СССР. - В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., 1973.
- Волярович Г.П., Рожков И.С. Золотоносные провинции и области СССР. - *Труды ЦНИГРИ*, 1967, вып. 76.
- Вольфон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск, Облиздат, 1969.
- Вопросы петрохимии. Л., ВСЕГЕИ, 1969.
- Воронин Ю.А., Голдин С.В. Вопросы теории конечных геологических классификаций. - *Геол. и геофиз.*, 1964, № 8.
- Воронин Ю.А., Голдина Н.А. Упрощенная схема математико-логического разбора геологических классификаций. - *Геол. и геофиз.*, 1964, № 9.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. - *Геохимия*, 1968, № 4.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф., Конкина О.М., Фельдман В.И. Поведение золота в процессе дифференциации основной магмы. - *Геохимия*, 1970, № 12.
- Вржосек А.А. О находке даек кортландитов в юго-западном Приморье. - В кн. "Магматич. и метаморф. комплексы Дальн. Востока". Хабаровск, Облиздат, 1967.
- Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 1-5. Л., Изд-во АН СССР, 1923-1933.
- Гавриков С.И., Данилогорский Е.П. Эбир-Хаинский интрузивности связанного с ним оруденения. - *Геол. рудн. местор.*, 1961, № 4.
- Гамянин Г.Н., Соловьев В.И. Золоторудная формация Восточной Якутии. - В кн. "Строение земной коры Якутии и закономерности размещ. полезн. ископ." М., "Наука", 1969.
- Гапеева М.М. Природа золотого оруденения и коренных источников россыпей Ленского золотоносного района. - В кн. "Материалы и полезн. ископ. Сиб. платф." М., "Недра", 1971.
- Гапон А.Е. О генезисе золотоносного пирита в метаморфизованных толщах бассейна р. Бодайбо. - В кн. "Вопросы геол., петрол. и металлоген. метаморф. комплекс. Востока СССР", Владивосток, 1968.

- Гапон А.Е., Гапеева М.М. Находки кластогенного золотоносного пирита в протерозойских отложениях бассейна р.Бодайбо. - Докл. АН СССР, 1969, т.187, № 1.
- Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Гершойг Ю.Г., Куделин В.Н. Платиноиды и другие рудные аксессуарии ультраосновных пород Кривого Рога. - Доповиди АН УССР. 1972,Б, № 3.
- Глоба В.А., Нарсеев В.А. Эволюционные ряды золотого оруденения вулканогенных поясов Казахстана. - В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., 1973.
- Годлевский М.Н. Никеленосные провинции СССР. - Труды ЦНИГРИ, 1967, вып.75.
- Голованов И.М., Рахубенков А.Т. Геохимия меднопорфировых руд месторождения Дальнего. - Изв. вузов, Геол. и разв., 1971, № 1.
- Гончаров В.И., Найборodin В.И., Сидоров А.А. Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР. - В кн. "Рудообраз. среда по включениям в минералах". М., "Наука", 1972.
- Григорчук Г.Ю. Стадии и зональность эндогенной минерализации Ключевского рудного поля. - В кн. "Геол. и разведка местор. полезных ископ. Забайкалья". Чита, Облиздат, 1968.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., "Наука", 1970.
- Громова Е.И. Золото в рудах Итакинского месторождения. - В кн. "Науч. труды Иркутск. науч.-исслед. ин-та редких и цветных мет.", 1972, вып. 24.
- Грушин В.А., Кальниченко С.С. Типы золоторудной минерализации центральной части Баргузинской тайги и их связь с магматизмом. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Гуров Л.П. Верхнемезозойские интрузии Верхнего Приамурья и связь с ними золотого оруденения (на примере Кировского месторождения). - Уч. зап. Благовещенск.гос.пед.ин-та, 1968, т.12.
- Давиденко Н.М. О зональности золоторудных тел Кэпэрвеемского узла западной Чукотки. - Геол. рудн. местор. 1970, № 2.
- Давлетов И.К. Оценка среднего содержания золота в главнейших породообразующих минералах интрузивных пород. - Докл. АН СССР, 1970, т.12, № 6.
- Давлетов И.К. О связи золота с петрогенными и аксессуарными элементами в интрузивных породах. - В кн. "Статист. методы геол. исслед.", вып.4, М., "Недра", 1971.
- Давлетов И.К., Джакишбаев Ш. Минеральный баланс и особенности поведения золота в процессе становления интрузивного тела. - Геохимия, 1970, № 12.
- Дистанов Э.Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири. - В кн. "Геол. и генезис эндоген. рудных формаций Сибири". М., "Наука", 1972.
- Дорофеев Д.А., Лайпанов Х.Х. О гидротермально метасоматических преобразованиях пород на Кокпатасском рудном поле. - Труды ЦНИГРИ, 1971, вып.96, ч.2.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Егоров А.И. О золоторудной минерализации гор Кульджуктау. - Узб.геол. журнал, 1971, № 5.

- Елисеев Н.А. Ультраосновные и основные интрузии Кольского полуострова. — В кн. "Петрограф. провинции, изверж. и метаморф. породы". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Елисеев Э.Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1958, № 24, вып. 4.
- Жариков В.А. Условия образования скарных руд. — В кн. "Генетические пробл. руд." М., Госгеолиздат, 1960.
- Жариков В.А. Парагенезисы известковых скарнов. — В кн. "Проблемы метасоматизма". М., "Недра", 1970.
- Жирнова А.М. Гипогенное коллоидное золото в золоторудном месторождении Каульды (Средняя Азия). — Узб. геол. журнал, 1971, № 1.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. — Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 108. Л., Изд-во Геолкома, 1928.
- Загрузина И.А. Абсолютное датирование золоторудных формаций и золоторудных магматических комплексов Северо-Востока. — В кн. "Основн. пробл. металлогении Тихоокеанского пояса". Владивосток, Изд-во АН СССР, 1971.
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Шилин А.И. О возрасте золотоносных кварцевых жил Аллаха-Юньского района. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 4.
- Зарембо Ю.Г., Трофимова А.Б., Фирсова С.О. Использование метода декрепитации для определения температур рудообразования на месторождениях Мурунтау. — Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 93.
- Захаров Е.Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Захаров Е.Е., Новиков В.П., Пилипенко Г.Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. — Геол. рудн. местор., 1969, № 2.
- Звягин В.Г. Корреляционные связи элементов в жилах Дарасунского месторождения. — Зап. Забайк. фил.-ла геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 52.
- Звягинцев О.Е. Геохимия золота. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Зимин С.С. Интрузивные комплексы северо-восточной Кореи и юго-западного Приморья. М., "Наука", 1966.
- Золотов М.Г. Связь золотого оруденения с магматическими породами среднего состава вулканических зон Дальнего Востока. — Сов. геол., 1965, № 7.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузубный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванкин П.Ф., Рабинович К.Р. О двух рядах золоторудных формаций и некоторых особенностях отношения золотого оруденения к магматизму. — В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Иванов С.Н., Рокачев С.А. Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала. — Геол. рудн. местор., 1970, № 6.
- Ивенсен Ю.П. Месторождения типа золотоносных конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР. — В кн. "Геохим., петрограф. и минералог. осадочн. образований". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ивенсен Ю.П. Основные типы древних золотоносных россыпей и их практическое значение. — В кн. "Геология россыпей". М., "Наука", 1965.
- Ивенсен Ю.П. Проблема связи рудных и магматических формаций. — В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Ивенсен Ю.П., Левин В.И., Нужнов С.В. Формационные типы древних золотоносных россыпей и методы их поисков. М., "Наука", 1969.

- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения Верхоянского мегантиклинория. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Коробицын А.В., Кухтинский Г.Г., Трунилина В.А. О характере распределения золота в магматических горных породах. - Докл. АН СССР, 1974, № 2.
- Ивенсен Ю.П., Левин В.И. О генезисе древних золотоносных конгломератов. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Ивенсен Ю.П., Невойса Г.Г., Амузинский В.А. Рудные формации Верхоянского мегантиклинория и примыкающей части Яно-Индигорской синклинальной зоны. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Иностранцев А.А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ. и его рудные месторождения. - Материалы по геол. России, 1877, т. VII.
- Казанский В.И., Крупенников В.А., Розанов Ю.А. Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центр. Алданского района. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 6.
- Казаринов А.И. Геологические перспективы золотого оруденения центральной и южной частей Аллах-Юньского района. - Труды ЦНИГРИ, 1957, вып. 30.
- Казаринов А.И. Закономерности размещения главных типов золотого оруденения в Алданском районе и принципы его оценки. - В кн. "Геол. и методы изуч. золоторудн. провин. и местор. золота". М., "Недра", 1960, вып. 2.
- Карпинский А.П. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале летом 1884 г. - Изв. Геолкома, 1885, т. IV, № 7.
- Карпова Е.Д., Иващенко А.Г. Скарны. - В кн. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение". М., Госгеолиздат, 1954.
- Каюпов А.К., Каипов А.Д. Минеральные фации вторичных кварцитов рудного поля золото-медноколчеданных месторождений Ак-Бастау и Кусмурун. - В кн. "Проблемы метасоматизма". М., "Наука", 1970.
- Кебезинская В.В., Кебезинский К.Б. Эруптивные брекчии месторождений Шахтама в Восточном Забайкалье. - Геол. и геофиз., 1964, № 5.
- Конолли Дж. Мезотермальные месторождения золота. - В кн. "Геол. рудн. местор. запад. штатов США". М., Гостехиздат, 1937.
- Коптев-Дворников В.С., Фельдман В.И., Парфенов О.В. Геологические условия образования метасоматических кварцитов Северного Казахстана (в связи с их золотоносностью). - Сов. геол., 1972, № 4.
- Коптяев А.Ф. Геохимия редкоземельных элементов в древних конгломератах. - Геохимия, 1969, № 7.
- Коптяев А.Ф., Шербин С.С. О генезисе древних редкометалльных конгломератов. - В кн. "Геол. и полезн. ископ. Урала", ч. 2. Свердловск, 1969.
- Кормилицын В.С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации. - В кн. "Геологич. формации". Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Кормилицын В.С., Строна П.А. Теоретические и практические аспекты о двух направлениях в учении о рудных формациях. - В кн. "Основы научн. прогноза местор. рудн. и нерудн. полезн. ископ.". Л., ВСЕГЕИ, 1971.

- Коробейников А.Ф. Условия локализации золотого оруденения на рудном поле Коммунар. - В кн. "Материалы научн.семина, по геол. золота Сибири". Изд-во Томск. гос.ун-та, 1966.
- Коротаева И.Я. Геохимия золота в мезозойских отложениях Ундино-Данинской депрессии. - В об. "Ежегодник, 1970", Сиб. ГЕОХИ, Иркутск, 1971.
- Коткин В.В. Роль литологического фактора в размещении золоторудных проявлений в Центральной части Ленской провинции. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. - В кн. "Пробл. рудн. местор." М., ИЛ, 1959.
- Крестин Е.М. Условия формирования и основные закономерности размещения промышленного медно-никелевого оруденения. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. - В кн. "Эндоген. рудн. формац. Сибири и Дальн. Востока". М., "Наука", 1966.
- Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И., Тычинский А.А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика. - В кн. "Геол. и генезис эндоген. рудн. формац. Сибири". М., "Наука", 1972.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кунаев Д.С., Базарбаев С.А. Некоторые особенности генетической связи золото-барит-полиметаллического оруденения с метасоматическими кварцитами Центрального Казахстана. - В кн. "Геология и разведка недр". Алма-Ата, 1971, вып.2.
- Кунаев И.В., Русс В.В. Некоторые черты металлогении Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. - Сов. геол., 1964, № 7.
- Кучеренко И.В., Грибанов А.П. Взаимоотношение дайковых образований с золоторудными кварцевыми жилами на Бериккульском рудном поле. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Левин В.И. Литология протерозойских отложений Давангро-Хугдинского грабена (Алданский щит) и их золотоносность. Якутск, Облиздат, 1972.
- Легедза В.Я. О проявлении хемогенной золотоносности осадочных пород. - В кн. "Генетич. особенности и общие законы развития золотой минерализ. Дальн.Востока". М., "Наука", 1966.
- Легедза В.Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах. - Докл. АН СССР, 1969, т.185, № 2.
- Леонтьев А.Н. О симметричной системе пегматитовых и гидротермальных рудных зон Прииртышья. - В кн. "Новые данные по геол., геохим. и генезису пегматитов". М., "Наука", 1965.
- Ли Л.В., Нелюбов В.А., Куцаенко В.А. Типы золотоносности Енисейского кража и некоторые закономерности их размещения. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 3. М.-Л., ГОНТИ, 1934.
- Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К. Температурный режим и зональность оруденения на Дарасунском месторождении по включениям в минералах. - Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР. Чита, 1971, вып. 52.

- Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. – В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос.ун-та, 1970.
- Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., "Недра", 1969.
- Магакьян И.Г., Мкртчян С.С., Пиджян Г.О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. – В кн. "Закон, размещ. полезн. ископ.", т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мансуров М., Карабаев К., Болдырева Л.М. О находке новых золото-серебряных проявлений в западн. Окуртау. – Узб. геол. журнал, 1970, № 3.
- Маслов Ю.С. Геологическое строение и генезис руд золоторудного поля Гуаймаро (Куба). – Сов. геол., 1969, № 5.
- Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т. Золоторудные формации и их связи с магматическими формациями. – В кн. "Эндоген. рудн. формац. Сибири и Дальн. Востока". Новосибирск, "Наука", 1964.
- Меликян Л.С. О выделении Зодской рудной зоны в пределах Севанского рудного района. – Докл. АН СССР, 1970, т. 50, № 4.
- Мельников В.Д. Условия формирования жильных золоторудных месторождений в песчано-сланцевых толщах Приамурья. – В кн. "Основн. пробл. металлогении Тихоокеанского рудн. пояса". Владивосток, Изд-во ДВЦ АН СССР, 1971.
- Мельников В.Д., Овчарек Э.С. О возрасте золотого оруденения Джагдинского поднятия. – В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". Якутское книжн. изд-во, 1969.
- Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов Саралинских золоторудных месторождений. – В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, Облиздат, 1965.
- Моисеенко В.Г. Геохимические основы металлогении золота. – В кн. "Основн. пробл. металлогении Тихоокеанского рудн. пояса". Владивосток, Изд-во ДВЦ АН СССР, 1971.
- Моисеенко В.Г., Нечкин Г.С. Золотоносность интрузивных пород среднего состава и геохимические условия перераспределения золота. – В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1968.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Моррис Х.Т. Рудный район Центральный Тинтик, штат Юта. – В кн. "Рудн. местор. США". М., "Мир", 1972.
- Мусин В.Н. О связи золотого оруденения Приамурья с магматическими формациями. В кн. "Вопросы магматизма, метаморф. и оруденения Дальн. Востока". Владивосток, 1973.
- Москалева С.В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах. В сб. "Тектоника, магматизм и закономерн. размещ. рудн. местор." М., "Наука", 1964.
- Мушкетер И.В. Материалы по изучению геогностического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа. – Горн. журнал, 1877, т. 3.
- Найбородин В.И., Сидоров А.А. О вулканогенно-плутоническом ряде золоторудных формаций в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. – Геол. и геофиз., 1971, № 9.

- Наковник Н.И., Никитин Д.В. Новое в минералогии золотоносных пород Белой горы и вторичные кварциты Дальнего Востока – Сов.геол., 1944, № 3.
- Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М.–Л., Геолразведиздат, 1933.
- Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород. – В кн. "Закономерн. размещ. полезн. ископ.", т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Но бл Дж. Классификация рудных месторождений. – В кн. "Пробл. рудн. местор." М., "Мир", 1959.
- Нолан Т.Б., Хан Р.Н. Рудный район Юрика в штате Невада. – В кн. "Рудн. местор. США". М., "Мир", 1972.
- Норман Д., Фан К.Д. Геохимические закономерности распределения золота в золотоносном районе Сент-Ирве, Центральный массив. – В кн. "Геол. и геохим. рудн. местор". М., "Мир", 1971.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Золото–сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии. В кн. "Геол. и генезис эндоген. рудн. формаций Сибири". М., "Наука", 1972.
- Обручев В.А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, вып. 1, 2, 3. СПб. Изд-во Геолкома, 1911–1917.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. М.–Л., Госгеолиздат, 1934.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа. М., Госгеол-издат, 1957.
- Олейников Б.В., Васильев Ю.Р., Коробейников А.Ф., Никишов К.Н., Чесноков В.Л. Золото в некоторых породах мантийного происхождения. В кн. "Геол. и геохим. базитов вост. части Сиб. платф." Новосибирск, "Наука", 1973.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормит Р.А. Рудные месторождения. М., "Мир", 1966.
- Переляев А.П. Золото в некоторых гидротермальных месторождениях Урала. – Труды ГГИ УФАН СССР. Свердловск, 1948, вып. 12.
- Петровская Н.В. О формациях золотых руд Узбекистана. – Геол. рудн. местор., 1968, № 3.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М., "Наука", 1974.
- Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. – В кн. "Генетич. пробл. руд". М., Госгеол-издат, 1960.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С. Океаны и геосинклинальный процесс. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- 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.
- Попов Л.Н. Золото–вольфрамо–оловянная минерализация в центральной части Яно–Кольмской складчатой области. – Кольма, 1970, № 11.
- Пучков Е.В., Соколов В.Н., Гуляев А.П. К вопросу о зональности вторичных кварцитов и локализации оруденения на примере Сокуркойского месторождения (Центральный Казахстан). – В кн. "Проблемы метасоматизма". М., "Недра", 1970.
- Пшеничный Г.Н. Прерывистость процессов рудообразования на месторождениях колчеданной формации. – В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. – В кн. "Генетич. особ. и общ. закономерн. развития золотой минерализ. на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1966.

- Рахматуллаев Х.Р. О связи герцинских золоторудных и ртутных формаций Южного Тянь-Шаня. - Узб. геол. журнал, 1970, № 4.
- Рожков И.С. Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах. - Геол. и геофиз., 1968, № 7.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н., Кухтинский Г.Г., Соловьев В.И. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., "Наука", 1971.
- Розова С.С. Научная классификация и ее виды. - Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1969.
- Русс В.В. Петрографическая характеристика нижеамурского золотоносного интрузивного комплекса. - Труды ВСЕГЕИ, Л., 1964, т. 107.
- Саггло В.В. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение Оренбургского Урала. Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1972.
- Сазонов Ю.Б. Минералогия, рудные формации и особенности размещения ртутных месторождений южной части Дальнего Востока. - В кн. "Пробл. минерал. и петролог." Л., "Недра", 1972.
- Сахарова М.С. Стадийность процесса рудообразования и вопросы зональности на Дарасунском золоторудном месторождении. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Серебряков В.А. О соотношении месторождений золота с гранитами в южной части Иньяли-Дебинского синклиория. - Колыма, 1963, № 4.
- Сидоренко З.В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. - В кн. "Вопросы металлогении ртути". М., "Наука", 1968.
- Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданнинского золоторудного месторождения. - Геол. рудн. местор., 1970, № 2.
- Силичев М.К. Некоторые принципы прогнозирования золоторудных месторождений в Южно-Верхоянском синклиории. - В кн. "Основы науч. прогноза местор. рудных и нерудных полезных ископ." Л., "Недра", 1971.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Распределение золота в осадочных и изверженных породах района Нежданнинского золоторудного месторождения. - Геохимия, 1973, № 6.
- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базитовых формаций. М., "Недра", 1972.
- Смирнов В.И. Геология месторождения полезных ископаемых. М., "Недра", 1965.
- Смирнов В.И. О классификации магматогенных рудных месторождений. - Вестн. МГУ, 1967, № 5.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., "Недра", 1968.
- Соловьев В.И. Условия формирования структуры Нежданнинского рудного поля. - В кн. "Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР", вып. 17. Якутск, кн. изд-во, 1970.
- Сорокин В.Н. Стадийность минералообразования на Миндякских золоторудных месторождениях и связь золота с мышьяком в рудах. - В кн. "Геол. и полезн. ископ. Урала", ч. 1, Свердловск, 1969.
- Спирidonov Э.М. Золото и медь в горных породах Степнякского и Бестюбинского рудных полей. - Геол. и геофиз., 1971, № 9.
- Старицкий Ю.Г. Два типа медно-никелевых сульфидных месторождений. - В кн. "Материалы по геол. и полезн. ископ. Сиб. платформы". Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1958.

- Старков Г.Н. О рудной специализации кортландитовых комплексов различных структурно-фациальных зон (на примере Южной Камчатки). - В кн. "Основн. пробл. металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса", Владивосток, 1971.
- Сулейманян С.А. О размещении рудных месторождений. - Промышл. Армении, 1972, № 3.
- Сыроватский В.В., Зимоглядов Б.Н. Связь россыпей золота с интрузиями габбро-дунит-пироксенитовой формации Западной Сибири. - В кн. "Геол. россыпей юга Сибири", М., "Наука", 1969.
- Татаринов П.М., Магакьян И.Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 3.
- Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., "Недра", 1966.
- Тимофеевский Д.А. О типах эндогенной зональности в золоторудных месторождениях. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири", Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. - Труды ЦНИГРИ, 1971, ч. 1, вып. 96.
- Тимофеевский Д.А. Минеральный состав и зональность месторождений золота различных рудных формаций Советского Союза. - Зап. Забайк. фил-ла геогр. об-ва СССР, т. XXXVII, вып. 1, Чита, 1973.
- Тунян Г.А. Взаимоотношение медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения на Айгедзорском рудном поле. - Изв. АН АрмССР, серия наук о Земле, 1971, № 4.
- Туровский С.Д. К вопросу о классификации магматогенных месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня. - В кн. "Металлогения Тянь-Шаня", Фрунзе, "Илим", 1968.
- Тычинский А.А., Перовский И.Г., Шипилов Л.Д. Вопросы геохимического изучения месторождений золото-галенит-сфалеритового формационного типа (на примере Ново-Широкинского. - В кн. "Геол. и генезис эндоген. рудн. формаций Сибири". М., "Наука", 1972а.
- Тычинский А.А., Сотников В.И., Шипилов Л.Д. О взаимоотношении медно-молибденовой и полиметаллической формаций Вост. Забайкалья. - В кн. "Геол. и генезис эндоген. рудн. формаций Сибири". М., "Наука", 1972б.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения. - В кн. "Пробл. рудн. местор." М., ИЛ, 1959.
- Усов М.А. Краткий курс рудных месторождений. Изд-во Томск. политехн. ин-та, 1931.
- Фатьянов И.И. Распределение золота в магматических комплексах и генетические черты золотого оруденения Селемджанского района (Приамурье). Владивосток, Изд-во ДНЦ АН СССР, 1972.
- Ферсман А.Е. К геохимии золота. - Докл. АН СССР, 1931, № 8.
- Фирсов Л.В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Кольмского пояса, ее главнейшие особенности и проблемы генезиса. В кн. "Эндоген. рудн. формац. Сибири и Дальн. Востока". Новосибирск, "Наука", 1964.
- Фогельман Н.А. Эксплозионно-инъекционные брекчии Илинского месторождения в Забайкалье. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, № 2.
- Фогельман Н.А. Геологическая позиция вулканогенных золоторудных месторождений Центрального Казахстана. - В кн. "Эволюц. вулканизма в истории Земли". М., Изд-во АН СССР, 1973.
- Хазагаров А.М. Особенности золотоносности кварцево-жильных зон. - В кн. "Вопросы геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.

- Хамрабаев И.Х., Урунбаев К.У. К геохимии золота в магматическом процессе. - В сб. "Междунар. геохим. конгресс. Тезисы", т. 1. М., Изд. ВИНТИ, 1971.
- Хорват В.А., Дунин-Барковская Э.А., Голованов И.М. Висмутсодержащие эндогенные рудные формации Чаткало-Кураминских гор. - В кн. "Геол. и рудоносн. Узбекистана". Ташкент, "Фан", 1971.
- Шарапов И.П. О геологических классификациях. - Науч. труды Пермск. политехн. ин-та, 1966, сб. 20.
- Шепард У.М., Моррис Х.Т., Кук Д.Р. Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта. - В кн. "Рудн. местор. США". М., "Мир", 1972.
- Шер С.Д. Металлогения золота (Сев.Америка, Австралия, Океания). М., "Недра", 1972.
- Шило Н.А., Сидоров А.А. Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения восточноазиатских вулканогенных поясов. - В кн. "Пробл. металлогении советск. Дальн.Востока". М., "Наука", 1967а.
- Шило Н.А., Сидоров А.А. Проблемы геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока. - В кн. "Пробл. науки на Северо-Востоке СССР." 1967б, вып. 80.
- Шмидт А.И. Возрастные соотношения серноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения на примере рудопроявлений Южного Курсана (Южный Урал). - Геол.рудн.местор., 1961, № 6.
- Шнейдерен Г. Генетическая классификация месторождений на тектонической основе. - В кн. "Рудные регенерированные месторождения". М., ИЛ, 1957.
- Шнейдерен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- Шубин Г.В. Соотношение золотого оруденения и малых интрузий на примере Илинского месторождения. - Изв. вузов, серия геол. и разведка, 1964, № 9.
- Шека С.А. Некоторые общие закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма на примере Приморья. - В кн. "Осн. пробл. металлогении Тихоокеанск. рудн. пояса". Владивосток, Изд-во АН СССР, 1971.
- Шека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные проблемы распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. - Докл. АН СССР, 1971, № 2.
- Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.
- Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1973.
- Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. М.-Л., Геолразведиздат, 1933.
- Югай Т.А. Об изменении пробности рудного золота с глубиной. - Докл. АН СССР, 1971, № 2.
- Юдин И.М. Тонкорассеянная золотая минерализация вмещающих осадочно-метаморфических пород месторождения Мурунтау и некоторые вопросы его генезиса. - Геол.рудн.местор., 1971, № 2.
- Яновский В.М., Михайлова Л.В. О продуктивных минеральных ассоциациях Кочкарского золото-мышьякового месторождения на Урале. - В кн. "Вопр. геол. местор. золота Сибири". Изд-во Томск. гос. ун-та, 1970.
- Ярков В.П. В каких горных породах и минералах встречается золото на Урале. - В кн. "Уральск. горн. обозрение". Екатеринбург, 1902, № 48.
- Agricola G. *Bermanus sive de re metallica*, 1528.
- Agricola G. *De ortu et causis subterranea*. 1546.

- Agricola G. De re metallica. libri duodecim. 1556.
- Aho A.E. Geology and genesis of Ultrabasic Nickel-Copper-Pyrrhotite Deposits at the Pacific Nickel Property, South-western British Columbia. – *Econ. Geol.*, 1956, v. 51, N 5.
- Antrobus E.E.A. The origin of the auriferous reefs of the Witwatersrand system. – *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1957, v. 59.
- Aubel R., van. Geochimie de l'ore. – *Annuaire Soc. géol. Belgique*, 1934, v. 57.
- Bancroft H. Platinum in South-eastern Nevada. – *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1909, N 430.
- Becher J.J. *Physica subterranea*. 1703.
- Beust F., von. Kritische Beleuchtung der Wernerschen Gangtheorie. 1840.
- Beust F., von. Die Erzgangzuse im sächsischen Erzgebirge, 1856.
- Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1849.
- Biljon S. The transformation of the upper of the Pretoria series in the Bushveld igneous complex. – *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1941, v. 52.
- Bischof K.G. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Freiberg, T. 1, 1846; t. 2, 1847.
- Bjorlykke H. Flot nickel mine. – *Norges geol. undersokn.*, 1947, N 186b.
- Brunner Y. Neue Hypothese von Entstehung der Gänge. Jena, 1801.
- Buddington A.F. High-temperature mineral associations at shallow to moderate depths. – *Ecol. Geol.*, 1935, v. 30.
- Bura T.A. Theorie des gîtes metallifères appuyée sur la description des principaux types du Harz, de la Saxe. Paris, 1845.
- Camzell C. Geology and ore deposits of the Hedley District, British Columbia. *Canad. Dept Mines, Geol. Surv. Branch, Mem.* 2, 1910.
- Camzell C. Platinum mining in the Tulameen district. *Min. Inst. Canada*, 1910, v. 13.
- Charpentier I.F.W. Mineralogische Geographie der Charsächsen Lande. Leipzig, 1778.
- Charpentier I.F.W. Beobachtung über die Lagerstätte der Erze, hauptsächlich aus den sächsischen Gebirge. Leipzig, 1779.
- Coetzee F. Distribution and grain-size of gold, uranite, pyrite and certain other heavy minerals in gold-bearing reefs of the Witwatersrand basin. – *Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1965, v. 68.
- Coleman A. Geology of the Sudbury Nickel deposits. – *Econ. Geol.*, 1924, v. 23, N 4.
- Coleman A. Magmatic origin of the Sudbury nickel ores. – *Econ. Geol.*, 1926, v. 25, N 2.
- Cornelius K.D. The Mount Morgan mine, Queensland – a massive gold-copper pyritic replacement deposits. – *Econ. Geol.*, 1969, v. 68, N 8.
- Curits L.C. Problems in expanding production of the Hutti Gold Mines. – *J. Inst. Engrs (India) Mining and Metallurg. Div.*, 1970, v. 50, N 7.
- Drewes H.A. Geochemical anomaly of base metals and silver in the southern Santa Rita Mountains Santa Cruz County, Arizona. – *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1967, N 575D.
- Dunn E.J. Geology of gold. London, Chapman, 1929.
- Duparc L., Tikonowitch M. Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du monde. Geneva, 1920.
- El-Shatoury H.M., Whelan I.A. Mineralization in the Gold Hill mining district, Tooeb County Utah. – *Bull. Utah Geol. and Mineral Surv.*, N 83, 1967, p. 37.
- Emmons W.H. Gold deposits of the world. N.Y., London, 1937.
- Forster V.F. Beobachtungen an einem primären Goldvorkommen in ultrabasischen Gesteinen des Lowveids (Nordost Transvaal S.A.). – *Neues Jahrb. Mineral Abhandl.*, 1960, Bd. 94, H. 1.

- Fuller A.D. A contribution to the petrology of the Witwaterstrand System. – Trans. Geol. Soc. A. Africa, 1958, v. 60.
- Galagher D. Albite and gold. – Econ. Geol., 1940, v. 25, N 6.
- Gerhard C.A. Versuch einer Geschichte des Mineral-Reichs. Freiberg, 1781.
- Goddard E.N., Lovering T.S. Nickel deposits near gold, Boul der County, Colorado. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1942, N 931c.
- Goldschmid V., Peters Ch. Zur Geochemie der Edelmetalle. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Nath. Phys. Kl., 1932.
- Gottfried D., Rowe J., Tilling R. Distribution of gold in igneous rocks. – Geol. Surv. Profess. Paper, 1972, N 727.
- Graton L.C. The depth-zones in ore deposition. – Econ. Geol., 1933, c. 28, N 2.
- Hobbs S.W., Pecora W.T. Nickel gold deposits near Mount Vernon, Skagit county, Washington. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1941 N 931.
- Howland A.L. Chromite deposits in central part stillwater complex. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1955, N 1015d.
- Hundeshagen L. The occurrence for platinum in Wollstonite, Sumatra, NET. – Trans. G.M.M. London, 1903–1904.
- Hutchinson R.W., Robert W. Possible tectonic and metallogenic relationships between porphyry copper and massive sulphide deposits. – Canad. Mining and Metallurg Bull., 1972, N 718.
- Hutton Y. Theory of the earth. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1788, v. 1.
- Hutton Y. Theory of the earth; with proofs and illustration Edinburgh, 1795.
- Kirkham R.V. Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molibdenum deposits. – Econ. Geol.; 1971, v. 66, N 8.
- Klominsky J., Groves D.G. The contrast in granitic rock types associated with tin and gold mineralization in Tasmania. – Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurg, 1970, N 234.
- Knopf A. Pirometasomatic deposits. Princeton, 1942.
- Kraus Kopf K.B. The solubility of gold. – Econ. Geol., 1951, v. 46, N 2.
- Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. Leipzig, 1957.
- Krieger Ph., Hagner A.F. Gold-nickel mineralization at Alistos, Sinaloa. – Amer. Mineralogist, 1943, v. 28, N 4.
- Lasius G.S. Beobachtungen über den Harzgebirge. Freiberg, 1789.
- Launay L. de. Traité de Metallogénie, gites minéraux et metallifères. Paris, 1913.
- Liddy Y.C. Mineralization of the Malay-Papua arc. Part I. – Austral. Mining, 1971, v. 63, N 11.
- Maclaren J.M. Gold, its geological occurrence and geographical distribution. The Mining Jowin. ed. London, 1908.
- Mantei E.Y., Browlow A.N. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana. – Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, N 2.
- Mawdsley Y.B. Late gold and some of its implications. – Econ. Geol., 1938, v. 33, N 2.
- McDowell F.W., Kulp Y.L. Age of intrusion and ore deposition in the Robinson Mining District of Nevada. – Econ. Geol., 1967, v. 62, N 7.
- Means A. Tourmaline bearing gold quartz veins of the Michipicoten district, Ontario. – Econ. Geol., 1914, v. 9.
- Meikle B.K. Camflo Mines Limited – Geology and mining. – Canad. Mining and Metallurg, Bull., 1970, v. 63, N 704.
- Milton Ch., Milton D.Y. Nickel-gold ore of the Mackinaw mine, Snohomish County, Washington. – Econ. Geol., 1958, v. 52, N 4.
- Noble L.A., Slaughter A.L. Structure of a part of the northern. Black Hills and the Homestake mine, Lead, South Dakota. – Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60.

- Noble L.A. Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota. – Bull. Geol. Soc. America, 1950, v. 61.
- Norman Y. Sulfide minerals in the "G" and "H" chromitite zones of the Stillwater complex, Montana. – Geol. Surv. Profess. Paper, 1971, N 694.
- Onuki H. Some rock-forming minerals of the cortlandites from the Abucuma plateau. – Japan. Assoc. Mineral. Petrol. and Econ. Geologists, 1968, v. 59, N 4.
- Pardee Y.T., Park C.F. Gold deposits of the Southern Piedmont. – U.S. Geol. Surv. Profess Paper, 1948, N 213.
- Park C.F. Zoning in ore deposits. – In "Conf. on postmagmatic ore-formative problems, t. 1. Prague, 1963.
- Peoples Y.W. Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of the Stillwater complex. – Internat. Geol. Congr. Rept. XVI sess. Washington, v. I, 1936.
- Perichand Y.Y. Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude-Massiac (massif central français). – Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1971, sec. 2, N 2.
- Playfair Y. Illustrations of the Huttonian theory of the earth. – Roy. Geol. Surv. London, 1802.
- Posepny F. The genesis of ore deposits. – Trans. Amer. Inst. Mining Engrs, 1893, v. 23.
- Raal F.A. A study of some gold mine diamonds. – Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, N 1–2.
- Radtke A.S., Scheiner B.Y. Studies of hydrothermal gold deposition. I. Carlin gold deposits Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition. – Econ. Geol., 1970, v. 65, N 2.
- Reed H. Ueber neue Nickelvorkommen in Manitoba. – Z. angew. Geol., 1958, Bd. 4, H. 8.
- Reed Y.C. Yr., Reed Y.C. Gold veins near great Falls, Maryland. – Geol. Surv. Bull., 1969, N 1286.
- Reh H. Ueber neue Nickelvorkommen in Manitoba. – Z. angew. Geol., 1958, Bd. 4, H. 8.
- Reuning E. Die Natasmine in SW Afrika. – Neues Jahrb. Blg. Bd. 52, Abt. A, 1925.
- Ridge Y.D. The geochemistry of the ores of Franklin. – Econ. Geol., 1952, v. 47, N 2.
- Robert R.Y., Radtke A.S., Coats R.R. Gold-bearing deposits in north-central Nevada, and south-western Idaho. With a section on periods of plutonism in north-central Nevada. – Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1.
- Rost Fr. Probleme ultrabasischen Gestein und ihrer Lagerstätten. – Freiburger Forschungen, 1959, Bd. 58c.
- Rowe Y.Y. Fractionation of gold in a differentiated thonolic dolerite. – Chem. Geol., 1969, v. 4, N 3–4.
- Ruttan G.D. Geology of Lynn lake. – Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1955, v. 48, N 518.
- Sandberger F., von. Untersuchungen über Erzgänge. Freiberg, 1882.
- Schneiderhön H. Mineralische Bodenschätze in Südlichen Afrika. Berlin, 1931.
- Scholtz D.L. The magmatic nickeliferous ore deposits of Griqualand and Pondoland. – Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1936, v. 59.
- Schwantke P. Die Basalte des westl. Nordrönlands und das Eisen von Uifak. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin, 1906, Bd. 26.
- Schwellnuss C.M. The nickel-copper occurrence in the Bushveld igneous complex, west of the Pilandsbergen. A preliminary report. – U.S. Dep. Mines. Geol. Serv. Bull., 1935, N 5.
- Stelzner-Bergeat A.F. Die Erzlagerstätten. Bd 1–2. Berlin, 1904–1906.

- Steno N. De solido intra solidum naturaliter contento, 1669.
- Suess Ed. Ueber Heisse Quellen. – Verhandl. Ges. Dtsch. Naturforsch. und Aerzte Karlsbaad, 1902.
- Trask P.D. The origin of the ore the Mansfeld Kupferschiefer, Germany. – Econ. Geol., 1925, v. 20.
- Turneure F.S. The Bolivian Tin–Silver Province. – Econ. Geol., 1971, v. 66, N 2.
- Turneure F.S., Welker K.K. The ore desposits of the Eastern Andes of Bolivia, The Cordillera Real. – Econ. Geol., 1947, v. 42.
- Van–Hise. Treatise on metamorphism. – U.S. Geol. Surv. Monogr., 1904, N 47.
- Viljoen R.P., Saager R., Viljoen M.Y. Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the Early Precambrian of Southern Africa. – Mineral Deposita, 1970, v.5, N 2.
- Vincent E.A., Crockett Y.H. Studies in the geochemistry of gold. I. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergaard intrusions, East Greenland. – Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 18.
- Vogt J. Beitrage zur genetischen Klassifikation der durch magmatischen Differenzierungsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzforkommen. – Z. pr. Geol. 1894, Bd. 2, 1895, Bd. 3.
- Wahlstrom E.E. Ore deposits at Camp Albion, Boulder County, Colorado. – Econ. Geol., 1940, v. 35.
- Wandke A., Hoffman R. Study of the Sudbury ore deposits. – Econ. Geol., 1924, v. 19.
- Watanabe M. Cortlandite and its associate rocks from Nischi–Dohira, Prov. Nitachi. – Geol. and Geogr., 1923, v. 2, No 1.
- Wedepohl K.H. Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland. – Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28.
- Weissberg B.G. Gold–silver ore–grade precipitates from New Zealand termal waters. – Econ. Geol., 1969, v. 64, N 1.
- Werner A.G. Neue Theorie von der Entstheung der Gange mit Anwendung an der Bergbau. Leipzig, 1791.
- Yates A.B. The Sudbury intrusive. Pt I. – Trans. Roy. Soc. Canada, sect. IV, 1938, v. 32.
- Zimmermann C.F. Unteradischen Beschreibung der Meisnischen Erzgebirges. Freiberg, 1746.

МАЛОСУЛЬФИДНАЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХОЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Изучение состава и строения золоторудных проявлений Верхоянского хребта имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Признаки золотого оруденения на этой территории впервые установлены около шестидесяти лет назад. Первые находки связаны с выявлением в 1914–1916 гг. повышенной золотоносности серебро-свинцовых руд р. Эндыбал и малосульфидных кварцевых жил р. Собопол (Семенов, 1922, 1926; Грунвальд, 1927). В последующие годы вопросы рудоносности Верхоянского хребта освещались С.С. Смирновым, С.С. Ванюшиным (1933), С.С. Смирновым (1934), С.С. Смирновым, М.М. Константиновым, Г.И. Борисовым (1935), С.С. Смирновым, В.А. Цареградским (1937), И.П. Атласовым (1938, 1954, 1957), А.П. Ивановым (1938), С.С. Смирновым, П.П. Епифановым (1941), В.Т. Матвеевко, Е.Т. Шаталовым (1958), В.В. Еловских (1959), В.А. Фадеевым (1959), В.Т. Матвеевко (1960), Ю.П. Ивенсеном, Е.Г. Прошенко (1961), Б.Д. Мельниковым (1969), Б.Д. Мельниковым, А.Ф. Поладичем (1969), Б.Д. Мельниковым, В.А. Буровым, В.С. Андреевым (1969), Ю.П. Ивенсеном и др. (1969, 1970 а,б, 1971, 1972, 1974). Результатом работ этих исследователей, а также огромного коллектива геологов Якутского территориального геологического управления, Всесоюзного аэрогеологического треста, Научно-исследовательского Института геологии Арктики, Института геологии ЯФ СО АН СССР и других организаций является выявление многочисленных и разнообразных типов золотоносных жил и зон на огромной и все еще слабо изученной территории Верхоянского хребта.

Настоящая работа посвящена наиболее распространенному формационному типу золотого оруденения Верхоянского мегантиклинория — малосульфидной золото-кварцевой формации, образующей протяженный рудный пояс от р. Томпо на юге до побережья моря Лаптевых.

Исследователи металлогении Верхоянского мегантиклинория пытались выделить рудные формации и определить их связи с магматическими. Однако принципы выделения формаций принимались разные и поэтому схемы различных авторов в большинстве случаев оказываются несопоставимыми.

Некоторые геологи считают, что малосульфидной золото-кварцевой формацией можно называть только такие комплексы рудных жил, которые пространственно тесно связаны с догранитными диоритовы-

ми и кварцево-диоритовыми дайками (схема Ю.А. Билибина). Такая ситуация действительно имеет место в отдельных частях Иньяли-Дебинского синклиория, но почти не проявлена в Южно-Верхоянском синклиории и на Куларе. Наконец, в Верхоянском мегантиклиории, в пределах западной металлогенической зоны, диоритовых даек практически нет.

ПОЛОЖЕНИЕ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ВЕРХОЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИОРИЯ

Современные представления о геологическом строении мегантиклиория намечены в первом приближении Н.П. Харасковым (1935), Н.П. Харасковым и Д.М. Колосовым (1938).

Большая часть территории мегантиклиория сложена осадочными терригенными отложениями верхоянского комплекса ($C_1 - P_2$). По данным А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова, В.П. Муравьева (1960), А.В. Вихерта (1960), А.Г. Коссовской (1962), А.В. Коробицына и В.П. Семенова (Ивенсен и др., 1974), комплекс представлен разнообразно чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими пропластками конгломератов. Мощности пластов и пачек весьма разнообразны.

Отложения, подстилающие верхоянский терригенный комплекс, являются, по данным А.Н. Наумова (1959), девонскими (?) ангидритами и гипсами, нижнекаменноугольными пестроцветными карбонатными и терригенно-карбонатными породами. Они достоверно установлены на междуречье Джарджан - Атыркан в зоне разломов Западно-Верхоянского краевого шва. Предполагается девонский возраст нескольких диапиров ангидрита и гипса в южной части Орулганского антиклиория (Сборщиков, Натапов, 1969). Подобные диапиры выявлены М.И. Зиракадзе также на западном крыле Куранахского антиклиория, а И.М. Сборщиковым и В.М. Крутием в переходной зоне между Орулганским и Куранахским антиклиориями.

В современных границах (мы рассматриваем его в понимании К.Б. Мокшанцева и др., 1964) Верхоянский мегантиклиорий протягивается на 1200 км от р. Томпо до побережья моря Лаптевых; наибольшая его ширина достигает 200 км. К северу от р. Джарджан и к югу (в бассейне р. Томпо) он сильно сужается. В плане мегантиклиорий образует крупную дугу, выпуклую на запад в сторону Сибирской платформы (рис. 1).

С запада мегантиклиорий ограничивается разрывными нарушениями Западно-Верхоянского краевого шва, отделяющими его от Предверхоянского краевого прогиба Сибирской платформы. На востоке мегантиклиорий граничит со структурами Яно-Индибирского мегасинклиория (Омолойским и Сартангским синклиориями, Бытантаиским поднятием и др.). В северном направлении складчатые структуры Верхоянского мегантиклиория скрываются в водах моря Лапте-

вых, к югу они постепенно переходят в область Сетте-Дабанского горст-антиклинория.

В пределах Верхоянского мегантиклинория выделяются Орулганский, Куранахский и Бараинский антиклинории, которые с севера на юг кулисообразно сменяют друг друга в юго-восточном направлении. Эти положительные в современном эрозионном срезе структурные элементы по гравиметрическим данным (Андрусенко, 1969; Оксман, 1969) отвечают двум прогибам (Орулганский и Куранахский) и одному поднятию (Бараинский) в поверхности кристаллического фундамента. В области западного крыла мегантиклинория выделяются два синклинория: Караданский, выделенный впервые К.Б.Мокшанцевым и др. (1964) к северу от бассейна р. Унгуохтах, и Тумаринский, занимающий междуречье Леписке - Тумары.

Изучение структурных элементов Верхоянского мегантиклинория показывает, что интенсивность дислокаций заметно понижается с запада (от краевого шва) на восток (Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1966, 1967, 1972). Г.С.Гусевым (Ивенсен и др., 1974) было произведено структурное районирование по интенсивности складчатости (отношение высоты складки к ее ширине). В области Орулганского антиклинория субмеридиональная полоса складчатости повышенной интенсивности охватывает западное крыло и примыкающую к нему половину свода; восточное крыло антиклинория отвечает складчатости малой и частично средней интенсивности. На территории Куранахского и Бараинского антиклинория участки складчатости повышенной интенсивности охватывают сводовые части.

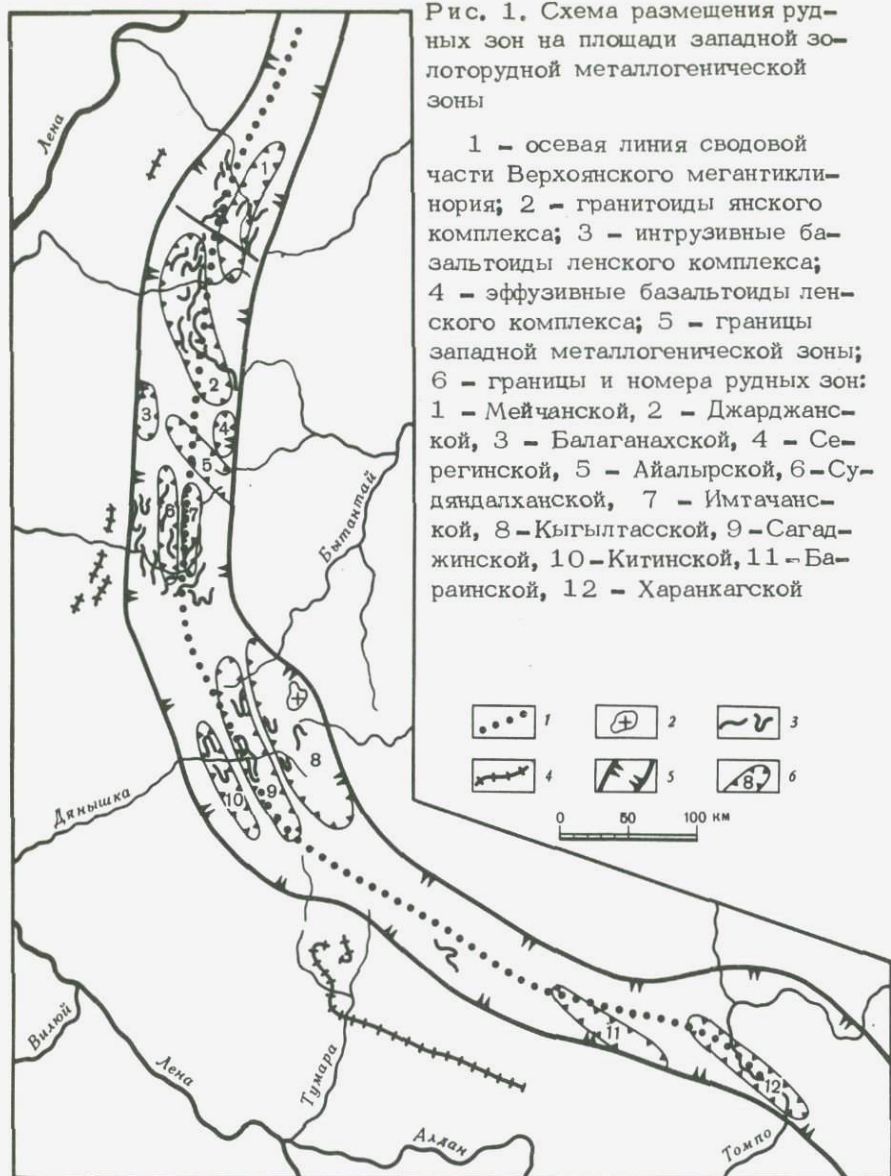
Выделенные Г.С.Гусевым (так же как и Л.П.Зоненшайном, И.М.Сборщиковым и др.) зоны не контролируют размещение кварцевых жил. Последние локализованы вне зависимости от морфологии и интенсивности складчатости в сводовой части Верхоянского мегантиклинория.

Орулганский, Куранахский и Бараинский антиклинории по характеру складчатости не отличаются существенно друг от друга. Они разделены поперечными зонами погружения шарниров складок. К северу от таких зон складки, принадлежащие южнее расположенному антиклинорию, затухают, но зато западнее появляются новые складки, входящие в состав нового антиклинория. Таким образом, с юга на север антиклинории последовательно смещаются к западу. Соответственно флексуобразно изгибается в плане и полоса развития золотоносных кварцевых жил (см. рис.1). В пределах мегантиклинория встречаются крупные секущие структуры. По характеру проявления можно выделить несколько их типов: зоны разломов и повышенной трещиноватости, зоны магмопроявлений, рудоносные зоны, зоны усложненной складчатости наложенного и консидементационного плана, поднятия, прогибы.

Распространенное мнение о незначительности магматизма в пределах мегасинклинория не соответствует действительности. Однако в отличие от других частей Верхоянско-Чукотской складчатой области, где широко распространены гранитоиды, здесь повсеместно

Рис. 1. Схема размещения рудных зон на площади западной золоторудной металлогенической зоны

1 - осевая линия сводовой части Верхоянского мегантиклинория; 2 - гранитоиды янского комплекса; 3 - интрузивные базальтоиды ленского комплекса; 4 - эффузивные базальтоиды ленского комплекса; 5 - границы западной металлогенической зоны; 6 - границы и номера рудных зон: 1 - Мейчанской, 2 - Джарджанской, 3 - Балаганахской, 4 - Серегинской, 5 - Айальерской, 6 - Судяндаханской, 7 - Имтачанской, 8 - Кыгылгасской, 9 - Сагаджинской, 10 - Китинской, 11 - Барайнской, 12 - Харанкагской



развиты лишь базальтоидные породы. По характеру размещения, составу и возрасту магматические образования Верхоянского мегантиклинория разделены на три комплекса: гранитоидный и два базальтоидных (Ивенсен и др., 1973).

Гранитоидных (Еловских, 1969) распространены очень ограниченно на восточном крыле Куранахского антиклинор-

рия. Представлены они несколькими небольшими массивами и штоками, а чаще — дайками. Наиболее крупный (около 145 км²) Хобяту-Эчийский массив, как показывают исследования Ю.П. Ивенсена и Г.Г. Кухтинского (Ивенсен и др., 1974), сложен гранодиоритами и является однофазовым. С массивом сопряжены синхронные и более поздние дайки гранодиорит-порфиров, а также маломощные жилы лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов. Другие, южнее расположенные массивы едва вскрыты эрозией и очень сходны с Хобяту-Эчийским. Несколько иной облик имеет Эндыбальский шток, сложенный (Ивенсен и др., 1974; Индолев, Невойса, 1974) эруптивной брекчий, в которой обломки осадочных вмещающих пород и гранодиорит-порфира сцементированы гранит-порфиром. Время формирования брекчий, по мнению Ю.П. Ивенсена, синхронно с теми дайками гранодиорит-порфиров, которые рвут Хобяту-Эчийский массив. Гранитоидные плутоны являются послескладчатыми. По данным калий-аргонового изотопного анализа, гранитоиды возникли в интервале от поздней юры до позднего мела.

Указывалось (Атласов и др., 1952; Лазуркин, 1957) на присутствие гранитоидов в Орулганском антиклинории. Позднее эти сведения не подтвердились: за гранитоиды были приняты сильно измененные интрузивные диабазы.

Базальтоидные образования, которые мы относим к дулгалахскому комплексу, широко распространенные на территории Верхоянского мегантиклинория, на восточном крыле Куранахского антиклинория пространственно сопряжены с гранитоидами янского комплекса. Представлены они дайками диабазовых порфиритов мощностью до первых метров и максимальной протяженностью до нескольких километров, приуроченным к зонам трещиноватости диагональных разломов. Возраст этих даек не установлен. Базальтоиды дулгалахского комплекса широко распространены восточнее на территории Яно-Индибирского мегасинклинория, где наряду с дайками известны (Ивенсен и др., 1974) верхнетриасовые, ниже- (?) и верхнеюрские эффузивные покровы, а также верхнемеловые субвулканические образования.

Базальтоиды ленского комплекса распространены на рассматриваемой территории очень широко. Они представлены интрузивными, эффузивными и субэффузивными диабазами, причем область развития интрузивной фации пространственно совпадает с площадью распространения жил малосульфидной золото-кварцевой формации. Это обстоятельство, а также возрастное соотношение кварцевых золотоносных жил с интрузивными диабазами, минеральный состав жил и другие их особенности позволили некоторым исследователям (Матвеевко, 1960) заключить, что эндогенное оруденение данного типа связано с магматизмом основного состава.

Эффузивные диабазы ленского комплекса и сопровождающие их пирокластические породы образуют прерывистый продольный пояс, примыкающий с востока к Западно-Верхоянскому краевому шву. Покровы развиты не повсеместно, а сосредоточены в пределах трех

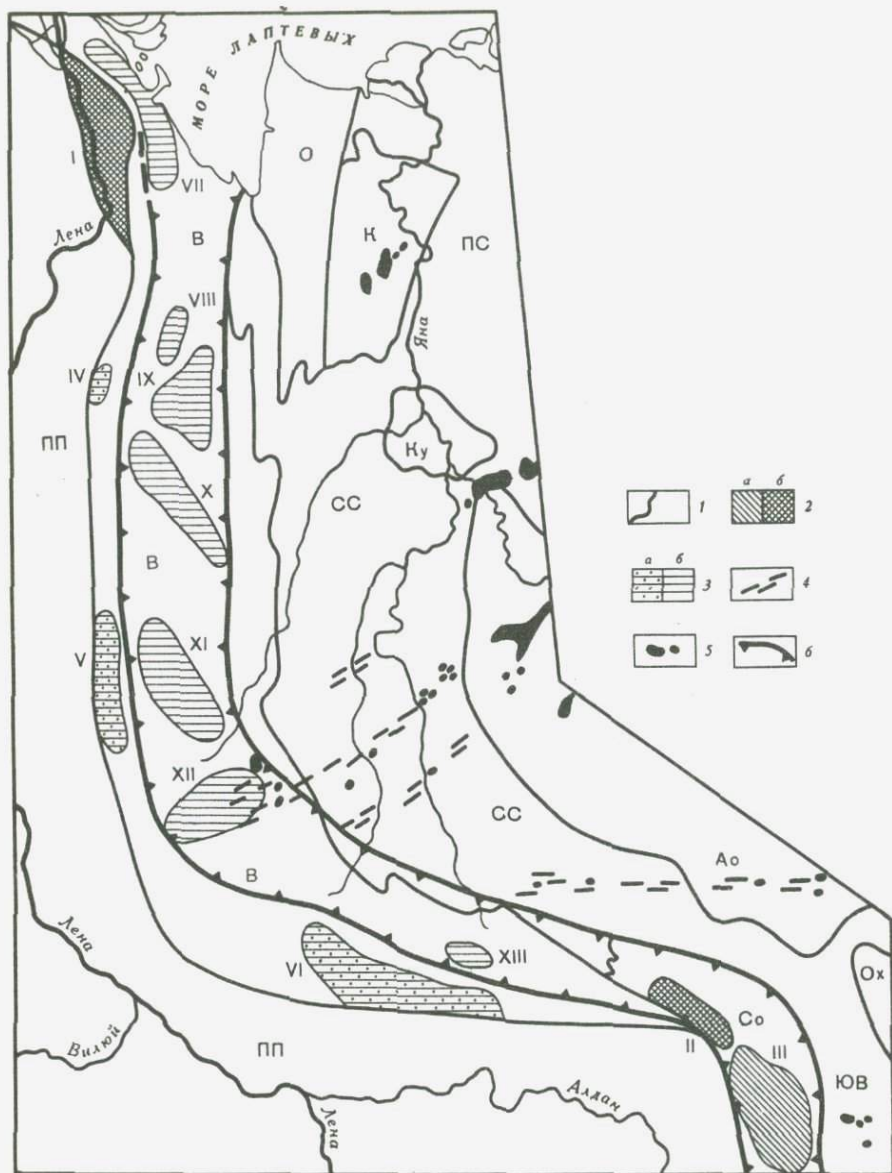


Рис. 2. Схема размещения магматических образований на территории западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области

1 - границы структурных элементов по К.Б. Мокшанцеву и др. (1964): (АД - Адычанское поднятие, В - Верхоянский мегантиклинорий, К - Куларский горстантиклинорий, Ку - Куйгинское поднятие, О - Омлойская впадина, Ох - Охотский массив, ПС - Полоусненский синклинорий, СС - Саргангский синклинорий, X - Хара-Улах-

полей (рис. 2). Интрузивные диабазы (силлы и дайки) распространены значительно восточнее покровов в сводовой части Верхоянского мегантиклинория, где локализованы на шести полях. Субэффузивные диабазы, представленные несколькими штокообразными дайками, расположены между интрузивами и эффузивами.

Детальные данные о геологии магматических образований ленского комплекса, геолого-петрографическая, петрохимическая и геохимическая их характеристики приведены в наших совместных работах с Ю.П. Ивенсенем (Ивенсен и др., 1973, 1974).

Вопрос о возрасте эффузивных диабазов ленского комплекса ясен. Покровы заключены в отложениях, переходных от верхней перми к нижнему триасу. Мнение А.В. Вихерта (1957, 1959) о длительном развитии эффузивного магматизма от верхней перми до нижней юры не подтверждается. Возраст интрузивных диабазов ленского комплекса по аналогии с траптовой формацией Сибирской платформы обычно рассматривался как нижнетриасовый. Поскольку эти интрузии не прорывают отложений моложе нижней перми, высказывалось также мнение о их доверхнепермском возрасте. Определения абсолютного возраста диабазов кали-аргоновым методом весьма противоречивы и не помогают решению вопроса о их возрасте.

Было показано (Ивенсен и др., 1972, 1973), что местоположение интрузивных полей контролируется крупными диагональными разломами; поля в целом и отдельные интрузивы диагонально пересекают серии складок. Силлы и мелкие соединяющие их дайки приурочены к наиболее пластичным литологическим горизонтам, насыщенным алевролитами и аргиллитами. Крупные секущие складчатость дайки являются магмоподводящими для силлов. Все это однозначно доказывает послескладчатый возраст интрузии диабазов. Если допустить, что интрузивные диабазы синхронны с раннетриасовыми эффузивами и являются доскладчатыми, то мы должны принять очень большую

Окончание подписи

ское поднятие, ЮВ — Южно-Верхоянский синклиниорий; Сд — Сэтте-Дабанский горст-антиклинорий; ПП — Предверхоянский прогиб); 2 — базальтоиды раннепалеозойского томпонского комплекса (а — интрузивных, б — эффузивных и интрузивных); 3 — базальтоиды ленского раннемезозойского комплекса (а — эффузивных, б — интрузивных); 4 — базальтоиды дулгалахского позднемезозойского комплекса; 5 — гранитоиды янского позднемезозойского комплекса; 6 — границы западной металлогенической зоны.

Римскими цифрами обозначены поля развития эффузивных и интрузивных базальтоидов томпонского и ленского базальтоидных комплексов: I — Усть-Ленское, II — Джалканское, III — Хандыгское, IV — Унгуохтахское, V — Сынча-Бегиджанское, VI — Тумара-Барайнское, VII — Хара-Улахское, VIII — Бесюкинское, IX — Саханджинское, X — Джарджанское, XI — Собопольское, XII — Дяньшшинское, XIII — Ке-леинское

глубину их становления. Для интрузий Саханджинского и Джарджанского полей она должна быть равна 4,5–8,5 км, Собопольского поля 5,0–9,5 км. При столь значительных глубине и вертикальном интервале должно иметь место, во-первых, уменьшение мощности силлов с глубиной (Гоньшакова, 1962), во-вторых, если эти силылы доскладчатые, их весьма сильный метаморфизм, будинирование и рассланцевание во время складчатости. Между тем, на сложнослоистых участках Сибирской платформы (Гоньшакова, 1962) мощность интрузий не превышает 40–50 м (т.е. примерно тех же размеров, что и в рассматриваемом районе), а при близком к горизонтальному залеганию осадочных пород мощность составляет сотни метров. Учитывая изложенные данные, мы приходим к выводу о том, что интрузивные диабазы ленского комплекса имеют, вероятно, позднетриасовый–раннеюрский возраст. Таким образом, возраст интрузивов ленского комплекса и более молодых жил малосульфидной золото–кварцевой формации достаточно близки.

Относимые к малосульфидной золото–кварцевой формации карбонат–кварцевые и кварцевые жилы распространены в своде и частично на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория на всем его протяжении от бухты Буор–Хаян (на севере) до левобережья р.Томпо (на юге).

В южном направлении за пределами мегантиклинория, на левобережье р.Томпо, рудный пояс продолжается уже в карбонатной толще пород Сетте–Дабанского горст–антиклинория и в терригенных породах западного Борта Южно–Верхоянского синклинория. Западная граница полосы распространения жил в пределах мегантиклинория примерно совпадает с границей между верхне– и нижнепермскими отложениями, отклоняясь на 20–30 км к востоку лишь в западной части Орулганского антиклинория. Восточная граница полосы развития кварцевых жил на территории Орулганского антиклинория также близка к стратиграфической границе, но южнее, на восточном крыле Куранахского и Бараинского антиклинориев, кварцевые жилы распространены также в верхнепермских породах вплоть до границы между палеозойскими и мезозойскими толщами. Минералогические и структурно–текстурные особенности кварцевых жил позволяют объединить их в малосульфидную золото–кварцевую формацию. Впервые мнение о наличии самостоятельного пояса золотого оруденения на рассматриваемой территории, симметричного "главному золотому поясу Северо–Востока СССР", высказал Ю.П. Ивенсен в 1954–1957 гг.; позднее к такому же выводу пришли С.М. Смирнов, С.Б. Тузов, Б.Д. Мельников (1969), Ю.Н. Трушков (1971) и другие исследователи.

В последние годы (Ивенсен и др., 1972, 1973) удалось показать, что разное и по возрасту и по составу оруденение образует в структурах Верхоянской складчатой зоны три крупные металлогенические линейные зоны. При этом выяснилось, что с запада на восток относительно древнее оруденение сменяется более молодым. Выявленная зональность соответствует зональности рудных поясов

(зональность складчатых областей), по В.И.Смирнову (1969). Западная (золоторудная) зона к востоку сменяется центральной (полиметаллической и редкометальной), а еще дальше – восточной (сурьяно-ртутной). Три металлогенические зоны связаны с определенными тектоническими элементами регионального плана.

Отдельные аспекты металлоносности рудных поясов в литературе обсуждались Ю.П.Ивенсеном и др. (1969, 1972, 1973), Б.Д.Мельниковым и А.Ф.Попадичем (1969,б), Ю.Г. Сухоруковым (1969), Ю.Н. Трушковым (1971) и др.

Останавливаемся лишь на вопросе о строении западной металлогенической зоны.

Западная металлогеническая зона на рассматриваемой территории охватывает сводовые части Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинориев и характеризуется тем, что размещенная в ее пределах золото-кварцевая малосульфидная, а местами также и галенит-сфалеритовая рудная формация явно не обнаруживает пространственных связей с гранитоидным магматизмом. На отдельных участках рудопоявления золота пространственно сопряжены с интрузивными диабазами. На этих площадях (Ивенсен и др., 1973) жилы обогащены халькопиритом, в гидротермально измененных диабазах содержание меди понижено, так же как и содержание золота. Это позволяет допускать, что рудные жилы заимствовали из диабазов медь, а частично, по-видимому, и золото. Но жилы золотоносны также на тех территориях, где интрузивы диабазов не присутствуют. Распространение золото-кварцевой формации совпадает с площадью интенсивного регионального изменения вмещающих пород, достигающего стадии метагенеза или глубинного эпигенеза, независимо от возраста пород. Типичные для западной зоны рудные жилы пересекаются (Орулганский и Куранахский антиклинории) жилами рудных формаций (Мельников и др., 1969), распространенных в центральной зоне. Многие рудные зоны, развитые в пределах западной металлогенической зоны в своей общей конфигурации, контролируются диагональными к складчатости системами разломов (см.рис. 1), но рудные поля, входящие в состав этих зон, обычно вытянуты в субмеридиональном направлении вдоль сводов крупных складок.

Характерна высокая концентрация золотоносных кварцевых жил в сводах антиклинориев. Частота встречаемости жил на крыльях антиклинориев и на их сочленении значительно меньше. Часто жилы связаны с локальными структурными элементами, что, с одной стороны, определяет их принадлежность к тому или иному структурно-морфологическому типу, с другой – позволяет установить критерии металлогенического районирования второго порядка.

Исходя из этого в пределах зоны можно выделить три подзоны: Орулганскую, Куранахскую и Бараинскую, охватывающие сводовые части одноименных антиклинориев. Внутри этих подзон мы выделяем 11 рудных зон: семь в Орулганском, три в Куранахском и одну в своде Бараинского антиклинория. Двенадцатая рудная зона расположена на сочленении Бараинского и Сетте-Дабанского антиклинориев.

Детальная характеристика Мейчанской, Джарджанской, Балагнахской, Серегинской, Айалырской, Судяндаханской и Имтачанской рудных зон Орулганской металлогенической подзоны приведена нами в более ранней работе (Ивенсен и др., 1973).

На территории Куранахской металлогенической подзоны расположены три золотоносные рудные зоны, вытянутые в север-северо-западном направлении вдоль сводов крупнейших антиклиналей.

Кыгылтасская (рис. 1, 8) охватывает сводовую часть и крылья одноименной антиклинали, а также прилегающие части соседних структур. Наиболее распространены в пределах этой площади проявления рудных жил галенит-сфалеритового, реже халькопирит-галенит-сфалеритового минеральных типов. Очень редко встречаются жилы, относимые к арсенипиритовому минеральному типу.

Помимо золотоносных кварцевых малосульфидных жил широко распространены проявления других рудных формаций, типичных для центральной металлогенической зоны, которые нередко трудно отличить от объектов рассматриваемой нами формации. Характерной чертой малосульфидных золотоносных кварцевых жил является отсутствие пространственной связи с телами гранитоидных и базальтоидных пород, а также пересечение их жилами более поздних рудных формаций.

Саганджинская (рис. 1, 9), приурочена к своду и частично к крыльям одноименной антиклинали. По своим размерам эта зона уступает лишь Кыгылтасской и Джарджанской. В ее пределах распространены проявления галенит-сфалеритового и реже халькопирит-галенит-сфалеритового минеральных типов, в большинстве приуроченные к площади развития интрузивных диабазов. Но рудные жилы пересекают диабазы и сопровождаются околорудными зонами гидротермального изменения. Центральная часть Саганджинской рудной зоны пересекается субширотной рудной зоной жил галенит-сфалеритовой формации, связанных, вероятно, с гранитоидами.

Китинская рудная зона (рис. 1, 10) самая западная в Куранахском антиклинории. Она невелика и приурочена к своду крупной антиклинали. В центральной ее части известны sillы диабазов, пересекаемые золоторудными жилами.

В Бараинскую металлогеническую подзону включают две рудные зоны.

Бараинская (рис. 1, 11). Кварцевые жилы наиболее часты в толще древнейших терригенных пород, вскрывающихся в своде антиклинория.

Харанкагская (рис. 1, 12), переходит из Бараинского антиклинория в Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. Полоса развития жил совпадает с серией разрывных нарушений северо-западного простирания. Рудные жилы залегают в породах терригенного верхоянского комплекса. Юго-восточнее они переходят в породы карбонатного нижнепалеозойского комплекса Сетте-Дабанского горст-антиклинория. При этом, несмотря на резкое изменение состава вмещающих пород, минеральный состав рудных жил не изменяется,

но возникают иные структурно-морфологические их типы. В терригенных породах преобладают минерализованные зоны дробления, более редкие **пластообразные** и линзовидные секущие и пластовые жилы. В карбонатных породах наиболее распространены штокверкоподобные **жилные** зоны сложной формы и прихотливые, извилистые трещинные жилы. Пластовые жилы здесь вообще не встречены.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ, ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Лишь немногие рудопоявления нашего региона закартированы в крупном масштабе: среди них детально изученных в структурно-морфологическом отношении практически нет. Рудоконтролирующие структуры, которым они подчинены, детально не изучены. Все это сильно затрудняет типизацию рудных тел.

Основная часть золотоносных кварцевых жил залегает в терригенных отложениях (песчаники, алевролиты, аргиллиты) верхоянского комплекса, меньшая – в интрузивных диабазах (силлы и дайки) ленского комплекса. Мы выделяем следующие структурно-морфологические типы рудных тел: 1) пластовые жилы простой морфологии (плитчатые, линзовидные, четковидные и др.); 2) сложные штокверкоподобные пластообразные залежи и сложнопостроенные жилы в замках и на крыльях складок, осложненных разрывными нарушениями и зонами трещиноватости; 3) продольно-косо- и поперечносекущие жилы разнообразной формы (плитчатые, линзовидные, лестничные и др.).

Первые два типа распространены только в терригенных породах верхоянского комплекса (см. рис. 3); третий тип проявлен как в осадочных породах, так и в диабазах (см. рис. 4). На левобережье р.Томпо секущие жилы трещинного типа широко распространены в карбонатных осадочных породах палеозоя.

Распределение этих структурно-морфологических типов на рассматриваемой территории неравномерно. На площадях, построенных тектонически сложно, морфология рудных тел также усложняется. На восточном крыле мегантиклинория в зоне крупных флексур роль согласных пластовых жил увеличивается (до 60–80% от общего числа). В сводовой его части преобладают секущие трещинные жилы (третий тип) и пластообразные залежи сложной морфологии (второй тип). Пластовые и пластообразные жилы здесь встречаются реже.

Пластовые жилы простой морфологии приурочены к сводовым частям и реже – к крыльям антиклинальных складок. Они размещаются на участках резких воздыманий и погружений шарниров, а на восточном крыле мегантиклинория – в замках флексур. Крупные пластовые жилы сопровождаются многочисленными параллельными маломощными прожилками, иногда секущими прожилками – апофизами.

Они сложены кварцем, в меньшей мере – карбонатом (до 10% объема). Карбонат выделяется в кварце по трещинам, и слагает

отдельные гнезда. В жильном кварце содержатся обильные ксенолиты вмещающих пород.

Некоторые из этих жил зональны. Краевые их части сложены серым мелкозернистым кварцем, насыщенным ксенолитами вмещающих пород, центральные части – молочно-белым кварцем. Во многих жилах призальбандовые части сложены серым сливным кварцем полосчатой текстуры, к центру жилы постепенно переходящим в молочно-белый кварц массивной текстуры.

Характер распределения в жилах рудных минералов крайне неравномерен. Преобладающие сульфиды образуют мелкую вкрапленность, реже – гнезда и неправильные прожилки. Основная масса рудных минералов локализуется в призальбандовых частях и около ксенолитов, по трещинам в кварце и карбонате.

Сложные платообразные залежи и штокверкоподобные жильные зоны залегают в замках и на крыльях синклиналиных складок, нарушенных перегибами шарниров, разрывами и трещиноватостью. От охарактеризованных выше пластовых жил простой морфологии они отличаются сложной формой, меньшими размерами по длине, большей мощностью, нечеткими и неровными контактами (рис. 3). Мощность некоторых жильных зон и залежей – 8–10 м, но по длине они обычно уступают пластовым жилам простой формы.

Рудные тела штокверкообразного типа представляют собой минерализованные зоны дробления в пластах песчаников в сводах антиклиналей. Количество жильных минералов на отдельных участках не превышает 50% общего объема. Пространственно они сопряжены

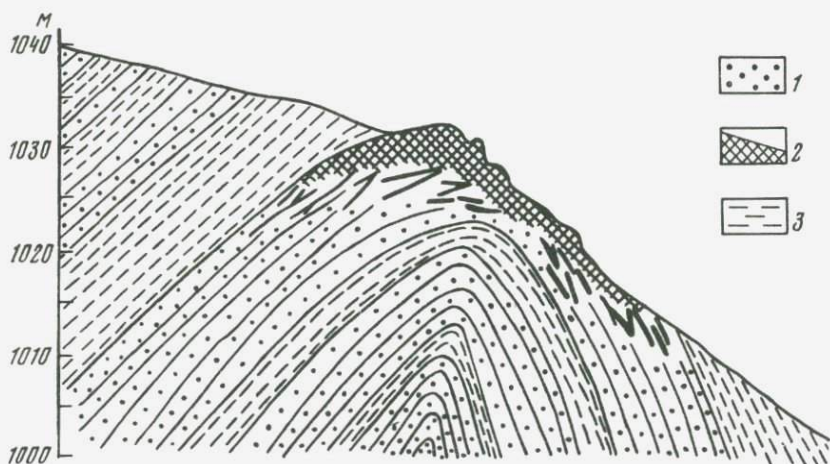
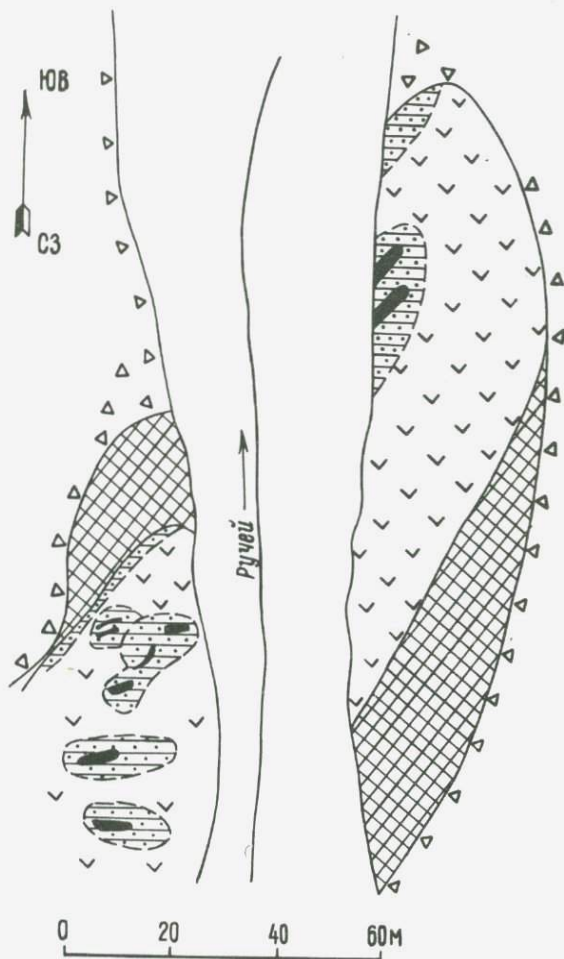
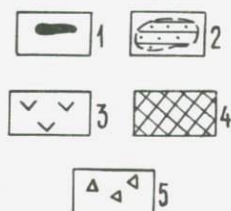


Рис. 3. Поперечный разрез кварцевой жилы в ядре антиклинальной складки. По Л.Я. Горовому (1967)

1 – песчаник; 2 – окварцованные породы и кварцевые жилы;
3 – алевролит

Рис. 4. Рудопроявление Анна - Эмэхин, верховье р. Джарджан (по В.А. Фадееву, 1959)

1 - кварц-карбонатные жилы; 2 - карбонатизированный диабаз; 3 - слабоизмененный диабаз; 4 - алевролит; 5 - делювий



чаще всего с пластовыми жилами и реже - с секущими телами.

В телах рассматриваемого морфологического типа отмечается обилие ксенолитов, размеры которых в отдельных случаях достигают 1-2 м в диаметре. Форма ксенолитов разнообразна. Ксенолиты распределены по рудному телу неравномерно; часто они образуют скопления; на некоторых участках жил не встречаются практически совсем.

Основная часть рудных минералов находится в виде вкрапленников, гнезд и прожилков около ксенолитов и вдоль контактов жил.

Секущие жилы встречаются в осадочных терригенных и карбонатных породах, в дайках и силлах диабазов (рис. 4), будучи приуроченными обычно к сводам антиклиналей. Как правило, это попе-

речные или диагональные жилы и только в пологих сводах сундучных антиклиналей встречаются продольно-секущие жилы.

Обычно они имеют простую плитообразную, реже — линзовидную или четковидную форму и встречаются в виде серий параллельных или кулисообразно расположенных жил.

В зонах крупных разрывных нарушений секущие жилы расположены на участках, которые в период рудообразования были открыты; на участках притирания они обычно отсутствуют. Местами секущие жилы переходят в минерализованные зоны с многочисленными апофизами и нечеткими контурами. Прослеженная длина некоторых минерализованных зон превышает километр, а мощность достигает нескольких метров. Мощность большинства секущих жил 0,5–2 м, а длина — первые сотни метров.

Жилы рассматриваемого типа имеют кварцевый, карбонат-кварцевый и карбонатный состав. Соотношение кварца и карбоната по длине рудного тела изменяется. В жилах заключены многочисленные ксенолиты вмещающих пород. В отдельных случаях (обычно в диабазах) материал ксенолитов сильно переработан и они устанавливаются по "теневым" текстурам.

Рудные минералы распределены в жилах неравномерно, обычно макроскопически они не обнаруживаются, а на небольших участках слагают несколько процентов объема. Преобладает рассеянная вкрапленность сульфидов, гнезда и прожилки редки.

Текстурно-структурные особенности руд малосульфидной золото-кварцевой формации довольно однообразны на всей площади ее распространения. По характеру распределения минеральных агрегатов, определяющему текстурные свойства, руды относятся к неоднородным. Рудные минералы распространены в жилах крайне неравномерно.

Руды на 90–99% сложены кварцем и карбонатом. Кварц доминирует почти во всех типах руд и обычно имеет массивную текстуру. Карбонат и сульфиды наблюдаются в кварце в виде неправильных изометричных выделений (вкрапленная текстура) и прожилков сложной морфологии с разнообразной ориентировкой (прожилковая текстура). В зальбандах некоторых жил кварц совместно с карбонатом слагает параллельно-шестоватые агрегаты (шестоватая текстура). Последняя типична также для многих тонких прожилков.

В жильной массе заключены обильные ксенолиты разнообразных размеров и, как правило, угловатой формы. Обломки представлены породами кровли и подошвы. Остроугольные обломки часто обуславливают брекчиевую текстуру руды. Ее разновидностью является полосчатая текстура, связанная с включением пластинчатых обломков пелитовых пород. В некоторых жилах наблюдается руда полосчатой текстуры метасоматического происхождения.

Вкрапленная текстура наиболее распространена. Она характеризуется крайне неравномерным распределением рудных минералов в кварцевой и карбонат-кварцевой жильной массе. Размеры вкрапленников обычно не превышают 5–8 мм. Они преобладают в зальбан-

дах жил и около ксенолитов. В молочно-белом кварце, особенно там, где не отмечаются трещины, рудные вкрапленники исключительно редки. Напротив, на участках жил, нарушенных густой сетью разноориентированных трещин, наблюдается обилие вкрапленников, иногда сливающихся в гнездообразные скопления до $0,2 \times 0,3 \times 0,5 \text{ м}^3$.

Прожилковая текстура отмечается в рудах тоже нередко – обычно на трещиноватых участках жил. Форма прожилковидных выделений рудных минералов весьма прихотлива. Иногда прожилки сульфидов субпараллельны, что создает подобие полосчатой текстуры. Руды прожилковой текстуры в отличие от вкрапленной слагают не отдельные части рудного тела, а весь объем отдельных тел.

Жилы небольшой мощности и мелкие апофизы мощных жил отличаются повышенным содержанием рудных минералов, тонкие прожилки нередко сложены мономинеральным сульфидным агрегатом массивной текстуры.

Рассмотренные типы текстур характерны для руд, возникших в процессе выполнения открытых полостей. В пластовых кварцевых жилах заметную роль играют руды полосчатой текстуры, образовавшейся в процессе метасоматического замещения песчаников. Зальбанды некоторых пластовых жил сложены сливным серым кварцем, насыщенным многочисленными полосами непереработанного материала вмещающих пород.

Наиболее распространены зернистые структуры руд. Среди них по размеру зерен имеются крупно-, средне- и мелкозернистые; по форме – идиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые.

Для агрегатов сфалерита и халькопирита почти постоянно характерна структура распада твердого раствора, причем практически повсеместно развита эмульсионная разновидность этой структуры.

Пирит и арсенопирит в большинстве выделений разбиты на тактастические зерна – раздробленная структура, а в галените при этом наблюдается удлинение зерна – структура смятия. Другие типы структур практически не встречаются.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЖИЛ

Минеральный состав золотоносных жил малосульфидной золото-кварцевой формации достаточно прост; в составе жил насчитывается немногим более двадцати минералов.

Нерудные	Степень распространности	Рудные	Степень распространности
Кварц	++++	Пирит	++++
Карбонаты	++++	Золото	++++
Хлорит	+++	Пирротин	+++
Мусковит	++	Сфалерит	+++

Нерудные	Степень распространности	Рудные	Степень распространности
Полевой шпат (альбит)	++	Галенит	+++
Актинолит	++	Халькопирит	+++
Рутил	+	Арсенопирит	++
Циркон	+	Гематит	++
Сфен	+	Магнетит	+
Эпидот	+	Касситерит	+
Клиноцоизит	+		
Цоизит	+		
Каолинит	+		
Антраксолит	+		

++++ - широко распространенные,

+++ - распространенные,

++ - мало распространенные,

+ - редко встречающиеся.

Такой простой состав выдерживается на всем протяжении Верхоянского мегантиклинория, и данная особенность является характернейшим свойством рассматриваемой рудной формации. Весьма интересно, что относительно бедные сульфидами кварцевые жилы рудных формаций, генетически связанных с гранитоидами, резко отличаются более разнообразным минеральным составом. Последнее свидетельствует, в частности, о том, что кварцевые жилы свода мегантиклинория не могут рассматриваться как верхняя безрудная зона слабо эродированного полиметаллического оруденения (Смирнов С. С., 1936).

Степень распространности минералов отражена нами приблизительно; для жильных и рудных минералов понятия "широко распространенный" и "мало распространенный" имеют совсем разный количественный смысл, так как общее содержание рудных минералов в большинстве жил не превышает 0,5-1%. Очень редко количество рудных минералов достигает 2-5% и в редчайших случаях на небольших участках рудных тел - 15-20%. Комплекс перечисленных минералов ни разу не был встречен полностью в одной жиле; в отдельных рудных телах содержится, как правило, не более 10-12 минералов.

Объем статьи не позволяет дать подробное описание минералов, но нельзя не коснуться некоторых из особенностей, специфических для данной формации и отличающих ее от любых жил других рудных формаций региона.

Кварц жил сложен несколькими генерациями и формировался весьма длительное время. Преобладающий серый, молочно-белый и полупрозрачный неравномернозернистый кварц несет признаки интенсивного катаклаза. Наиболее поздней разновидностью кварца является горный хрусталь, выполняющий два типа полостей: мелкие первичные и нередко весьма крупные вторичные. Наличие горного хруста-

таля дало повод ряду исследователей выделять данную формацию рудных жил под названием хрусталеносной (Аплонов, 1959; Мельников, 1969). Интересно, что имеющие промышленное значение вторичные хрусталеносные полости возникают в пределах металлогенической зоны лишь на двух ограниченных площадях: на юге Орулганского и восточном крыле Куранахского антиклинориев (на стыке с поперечными рудными зонами центральной металлогенической зоны). Заполняющим эти полости минералом является сидерит, не характерный для остальных жил формации. Совместно с сидеритом выделяются: темно-бурый сфалерит, галенит и халькопирит.

Важной чертой формации является специфический состав карбонатов. Если для развитой в центральной металлогенической зоне свинцово-цинковой сереброносной формации типичны марганцовистые карбонаты (Ивенсен, Прошенко, 1961; Индолев, Невойса, 1974), то в исследуемых нами жилах распространены анкерит (преобладающий), реже — кальцит и исключительно редко — сидерит. По сравнению с соответствующими карбонатами свинцово-цинковой сереброносной формации они содержат значительно меньше марганца и больше магния.

Такие рудные минералы, как касситерит, арсенопирит, халькопирит, не типичны для формации в целом, они встречаются только на отдельных площадях: касситерит в жилах верховий р.Сынча; арсенопирит наиболее распространен в верховьях р.Джарджан, в меньшей мере в верховьях р.Сынча; халькопирит встречается на разных площадях, но почти исключительно в жилах, заключенных в диабаз-зах или в терригенных породах близ диабазов.

Золото встречается в жилах редко. Макроскопически оно, как правило, неразлично. Свободное золото образует в кварце по трещинкам мелкие (0,02–0,04 мм) зерна, местами выделяется на стыке с сульфидами (пиритом, сфалеритом). Проволокообразные обособления свободного золота нами обнаружены в протолочках из одной жилы на р.Сынча. Некоторая часть золота, очевидно, связана с сульфидами. Спектрозолотометрическими анализами золото установлено в пяти мономинеральных пробах пирита (из 27) в концентрации 0,3–0,006 г/т, в двух из пяти пробах халькопирита (0,3 г/т и следы), в сфалерите и галените (по одной пробе) соответственно 6,0 и 0,06 г/т. В пирротине золото не обнаружено.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ

В последние годы широко дискутируется вопрос о возможно метаморфогенном образовании некоторых рудных месторождений. Ряд исследователей относят к этому типу малосульфидные кварцевые золоторудные жилы Северо-Востока СССР. Подобная точка зрения высказывается и о происхождении рассматриваемых кварцевых жил нашего региона. При этом обычно указывают на близость минерального состава и сходный набор некоторых элементов в кварцевых жилах и осадочных терригенных породах, вмещающих жилы. По-

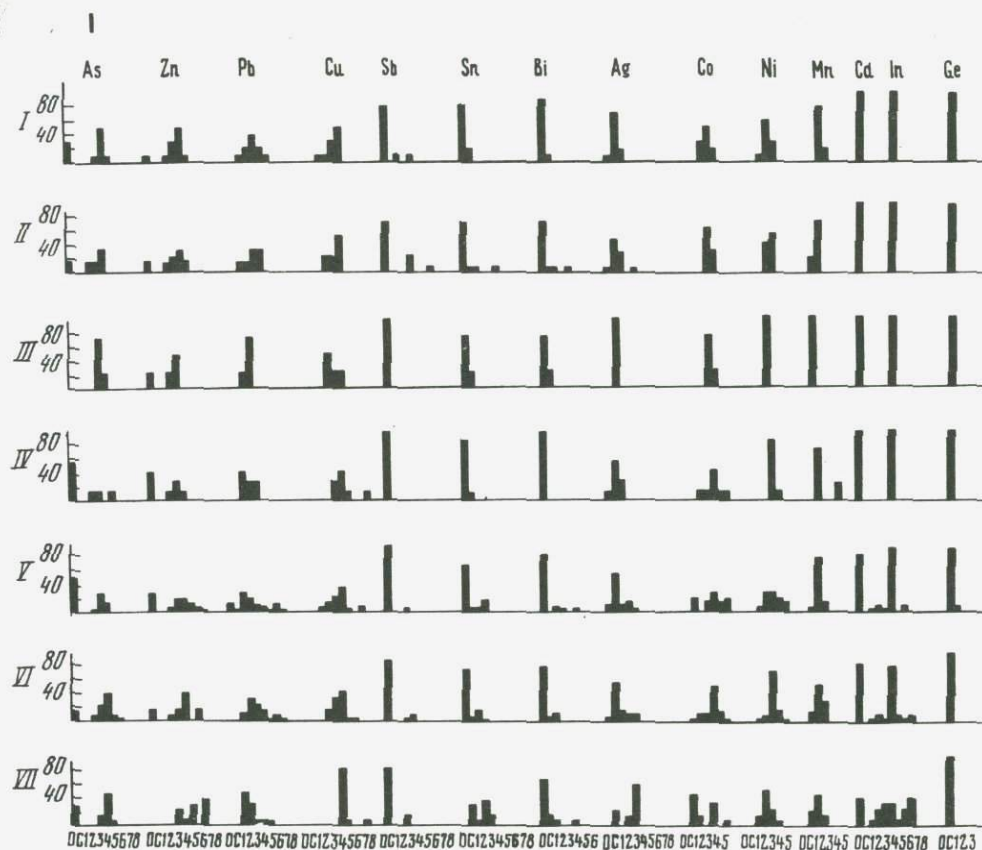


Рис. 5. Распределение элементов в пирите

I - из алевролитов и песчаников (10 проб); II - из аргиллитов (12 проб); III - из диабазов (4 пробы); IV - из ороговикованных аргиллитов на контакте с силлами диабазов (7 проб); V - из малосульфидных жил в алевролитах и песчаниках (14 проб); VI - из тех же жил в аргиллитах (26 проб); VII - из тех же жил в диабазах (13 проб)

По вертикали - частота встречаемости в процентах; по горизонтали - содержание: 0 - не обнаружен, С - 0,000n%; 1 - 0,001-0,003%; 2 - 0,003-0,01%; 3 - 0,01-0,03%; 4 - 0,03-0,1%; 5 - 0,1-0,3%; 6 - 0,3-1,0%; 7 - 1-3%; 8 - > 3%

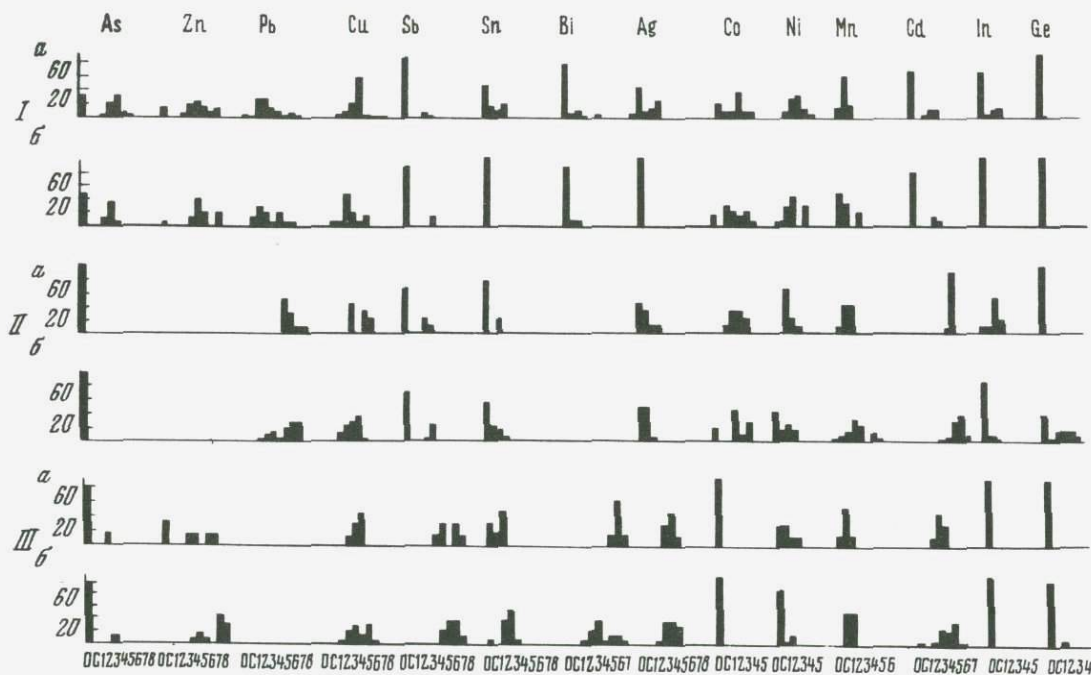


Рис. 6. Распределение элементов в пирите (I), сфалерите (II) и галените (III) из жил малосульфидной золото-кварцевой (а) и галенит-сфалеритовой (б) формаций

Обозначения концентрации элементов те же, что и на рис. 5

лученные нами данные о распределении некоторых элементов в рудных минералах жил и вмещающих пород позволяют осветить некоторые вопросы этой весьма сложной проблемы. Наиболее благоприятным объектом для данной цели является пирит как минерал, широко распространенный и среди вмещающих пород и в рудных жилах.

Выполнено 97 количественных спектральных анализов мономинеральных проб пирита, причем основная их часть (64 пробы) из кварцевых и карбонат-кварцевых жил. По всем имеющимся данным пирит в алевролитах и песчаниках является эпигенетическим и метагенетическим, в диабазах и ороговикованных аргиллитах на контакте с ними имеет гидротермальный постмагматический генезис: возраст его более ранний, чем возраст пирита в рудных жилах.

На рис. 5 показаны графики распределения акцессорных элементов во всех типах пирита. Пирит рудных жил отличается большей дисперсией распределения элементов-примесей по сравнению с пиритом осадочных пород и диабазов. Для описываемой формации в пирите типичны примеси кадмия, индия и германия, элементов, совершенно не характерных для пирита всех типов вмещающих пород. Напротив, концентрация мышьяка и меди в пирите вмещающих пород несколько выше, чем в пирите золотоносных кварцевых жил, в то время как цинка, свинца, олова, висмута и серебра больше в пирите из жил.

Следовательно, набор и концентрация акцессорных элементов в сульфидах кварцевых жил не совпадают с таковыми в эпигенетических сульфидах вмещающих пород. Это свидетельствует против гипотезы метаморфогенной природы жил. Кроме того, становится ясным, что вмещающие породы оказывали некоторое влияние на состав рудных жил — в частности, на появление некоторых примесей в пиритах рудных жил. Особенно четко это выражено для меди: пириты рудных жил, заключенных в диабазах, отличаются наиболее высоким содержанием меди.

Получены данные, свидетельствующие о весьма существенных различиях между жилами золото-кварцевой и галенит-сфалеритовой формаций, изученных нами в южной части Орулганского антиклинария (рис. 6). Так, пирит первой формации отличается от пирита второй более высоким содержанием мышьяка, цинка, свинца, меди, олова, висмута, серебра, кобальта, никеля, кадмия и индия (реже встречается сурьма); сфалерит отличается значительно меньшим содержанием германия, кадмия и большим индия. Можно считать достаточно обоснованным тот факт, что рудные минералы золото-кварцевой формации являются более индиеносными. Германий, напротив, характерен для галенит-сфалеритовой формации.

ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Рассматриваемые рудные жилы в подавляющем большинстве сопровождаются маломощными (0,1–0,5 м) зонами гидротермального изменения вмещающих пород. Околорудные изменения выражены с

различной интенсивностью в диабазах и терригенных осадочных породах. В диабазах устанавливается значительно большая мощность (до 1–2 м) и более высокая степень околорудного изменения пород. Следует заметить, что макроскопически признаки гидротермального изменения в диабазах обнаруживаются при полевых исследованиях практически повсеместно, а в осадочных породах они устанавливаются весьма редко и с большим трудом. Аналогичная особенность характерна, в частности, для золоторудных месторождений Верхне-Индигорского района (Рожков и др., 1971), где более интенсивный гидротермальный метаморфизм отчетливо проявляется в гранитоидных образованиях (дайках и массивах).

Околожильноизмененные породы визуально отличаются от неизмененных обычно светлыми тонами окраски, появлением зеленоватых и бурых оттенков, вкрапленностью метакристаллов пирита и карбоната, развитием многочисленных очень тонких сетчатых прожилков хлорит-полевошпат-кварцевого состава. Все эти черты редко проявляются одновременно и развиты с разной интенсивностью.

Микроскопические исследования показывают, что типы околожильного изменения как диабазов, так и осадочных пород практически идентичны: окварцевание, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, альбитизация и пиритизация. Нетрудно видеть, что сходные минеральные новообразования во вмещающих породах могут быть обусловлены также эпигенезом и региональным метаморфизмом. Различить продукты этих разных процессов порой невозможно.

Околожильное окварцевание, по нашим наблюдениям, выражено двумя типами: развитием зернистых агрегатов или очень тонких прожилков, где кварц обычно выделяется в тесном сростании с хлоритом и полевым шпатом. Зона окварцованных пород непосредственно примыкает к контактам жил. В ее пределах отмечается интенсивная перекристаллизация цемента и (меньше) обломочной части осадочных пород. Возникающие неправильной формы агрегаты кварца отличаются от других типов кварца крупнозернистостью и роговиковой структурой. Прожилковидные выделения развиваются по тончайшим трещинкам в непосредственной близости от контактов жил. В прожилках гребенчатой структуры наблюдается тесное сростание кварца (преобладает) с хлоритом, карбонатом (чаще встречается в диабазах) и альбитом, что свидетельствует о заимствовании части материала из вмещающих пород.

Серицитизированные и альбитизированные образования располагаются на несколько большем удалении от рудных тел, чем окварцованные породы. Серицит и альбит образуют тесные мелкозернистые сростания в цементе осадочных пород и, что наиболее характерно, в диабазах. Количество серицита по мере удаления от жил постепенно уменьшается, но одновременно возрастает содержание хлорита.

Хлорит и карбонат отмечаются по всей мощности зоны околожильных измененных пород, но они наиболее характерны для ее

внешней части. Хлорит обычно обильно и равномерно насыщает породу, а карбонат образует метакристаллы, включающие серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые агрегаты.

Пирит, возникающий во вмещающих породах при околорудных изменениях, образует мелкие метакристаллы и агрегатоподобные выделения. Количество его в породах в сторону от контакта постепенно уменьшается.

Детальное изучение химического состава околожильноизмененных пород проведено В.С. Аплоновым (1970) одновременно с определением плотности и пористости этих образований. Полученные В.С. Аплоновым данные еще раз подтверждают гидротермальную, а не метаморфогенную природу рассматриваемых жил с заимствованием части вещества жил из вмещающих пород. В околожильноизмененных породах происходит постепенное изменение плотности и пористости по сравнению с неизмененными породами. Весьма интересным является то обстоятельство, что, несмотря на широкое развитие процесса окварцевания в околожильной зоне, во внутренней части этой зоны на стыке с жилой имеет место значительное уменьшение содержания кремнезема в породе. Вынос кремнезема из узкой внутренней части зоны околожильного изменения установлен во всех типах пород и на всех изученных объектах. По остальным порообразующим компонентам данные В.С. Аглонова менее определены, что, вероятно, связано с первичной неоднородностью изученного им материала.

Ранее нами было показано (Ивенсен и др., 1974), что в процессе околожильного метаморфизма аргиллитов и алевролитов (по сравнению с их неизмененными разностями) происходило повышение содержания ведущих рудных элементов (меди, свинца и цинка); в песчаниках, напротив, намечалась обратная зависимость. В настоящее время получены результаты нейтронно-активационного определения золота и характер его распределения в околожильных зонах аналогичен распределению выше названных элементов (таб.).

Таблица

Характер распределения золота в околожильных породах

Порода	Положение проб по отношению к жилам	Число проб	Содержание золота, мг/т		
			от	до	среднее
Аргиллиты и алевролиты	На контакте	5	2,0	145,0	33,5
	В 1 м от контакта	5	1,7	6,9	4,2
Песчаники	На контакте	3	3,4	5,9	4,3
	В 1 м от контакта	2	6,8,7	8,7	7,8

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЖИЛ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Имеющийся фактический материал позволяет утверждать, что в настоящее время вопрос о генезисе оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации не может быть решен однозначно, но столь же очевидно и то, что любая возможная гипотеза должна учитывать вероятность сложного генезиса с наличием различных источников для разных компонентов жил.

Несколько схематизируя, многообразие взглядов на генезис малосульфидных золотоносных жил Верхоянского мегантиклинория можно свести к трем гипотезам: 1) жилы являются гидротермальными производными гранитной магмы; 2) гидротермальными производными базальтоидной магмы; 3) метаморфогенными или латераль-секреционными образованиями альпийского типа, не связанными с поступлением гидротермальных растворов из тех или иных магматических очагов.

Первая точка зрения была высказана С.С. Смирновым (1936) и И.П. Атласовым (1938). Эти исследователи предполагают, что в области Верхоянского мегантиклинория широко развит гранитоидный магматизм, но конкретные массивы на уровне современного эрозионного среза имеются лишь на немногих участках. Основная часть кварцевых жил при этом рассматривается как образования верхней "безрудной" зоны, расположенной над зоной полиметаллического оруденения, типичного для Западного Верхоянья.

Вторая гипотеза выдвинута впервые В.Т. Матвеенко (1960; Матвеенко, Шаталов, 1958), который пришел к выводу о том, что эндогенное оруденение Орулганского и Хараулахского хребтов связано с интрузивным магматизмом основного состава раннетриасового возраста.

Метаморфогенная гипотеза происхождения наших кварцевых жил возникла в связи с изучением особенностей их хрусталеносности (Аплонов, 1965, 1970). В.С. Аплонов считает, что при региональном метаморфизме происходит освобождение больших количеств воды, особенно из пелитовых пород. Эта вода поступает в трещины, взаимодействует с породами и обогащается растворяющимися компонентами, постепенно превращаясь в гидротермальный раствор. Эта гипотеза с некоторыми оговорками поддерживается в настоящее время Л.Н. Индолевым (Индолев, Невойса, 1974) и А.В. Коробицыным (1970). А.В. Коробицын (см. статью в данном сборнике), в частности, считает, что основное количество воды освобождалось из терригенных пород на стадии раннего метаморфизма (глубинный эпигенез и метагенез), когда породы нижней наиболее глубоко погруженной части верхоянского комплекса испытывали давление мощной толщи (5-7 км) перекрывающих пород.

Возникает необходимость рассмотреть критерии, оценка которых могла бы быть положена в основу решения проблемы генезиса рассматриваемых образований. К сожалению, в настоящее время нет един-

ства взглядов и на эти критерии. Наличие, например, околорудных гидротермальных изменений большинством исследователей однозначно интерпретируется как доказательство плутоногенной природы оруденения, но некоторыми геологами это отрицается (Белевцев, 1972).

Нами было показано, что на отдельных интервалах существует четкая пространственная связь рассматриваемых золотоносных жил с интрузивными диабазами сводовой части Верхоянского мегантиклинория. Необходимо отметить, что наблюдается пространственное наложение не только металлогенической зоны на пояс развития интрузивного базальтоидного магматизма, но и отдельных рудных зон на линейные поля развития интрузивных диабазов. Это объясняется совпадением основных элементов структурного контроля как на этапе формирования базальтоидных плутонов, так и на наиболее позднем рудном этапе.

Вместе с тем петрохимические и геохимические особенности диабазов, а также характер взаимоотношения с диабазами заключенных в них жил противоречит представлению о генетической связи этих образований. Так, в частности, характер перераспределения щелочей (Ивенсен и др., 1974) при постмагматической хлоритизации диабазов и в зонах околорудных изменений этих пород имеет противоположную направленность, что отчетливо свидетельствует о разновременности и отсутствии связи между обоими процессами.

В настоящее время нет никаких доказательств существования гранитоидных пород в глубине на территории распространения золотоносных жил малосульфидной кварцевой формации. Более того, золоторудные кварцевые жилы являются "догранитоидными" образованиями, поскольку пересекаются (Мельников и др., 1969) рудными жилами галенит-сфалеритовой формации, связанной с гранитоидами. "Догранитоидный" возраст малосульфидной золото-кварцевой формации установлен и за пределами рассматриваемого региона, например в Аллах-Юньском рудном поясе (Ненашев и др., 1970), а также в других областях Северо-Востока СССР.

Таким образом, данный критерий не противоречит парагенетической связи жил и интрузивных диабазов и можно предположить, что рудные образования, как и интрузивные базальтоиды ленского комплекса, контролируются едиными неоднократно оживлявшимися глубинными разломами. Гипотеза связи оруденения с гранитоидами не подтверждается фактами.

В региональном плане установлена отчетливая приуроченность золотоносных кварцевых образований к своду и прилегающей части восточного крыла мегантиклинория, причем наибольшая степень концентрации жил наблюдается в сводах антиклинорий. В направлении с юга на север металлогеническая зона, как и антиклинории, смещается кулисообразно к западу, следуя простиранию складчатости.

Но главным структурным элементом, контролирующим размещение оруденения, являются зоны глубинных разломов (например, Центрально-Верхоянский разлом). Об этом свидетельствует также при-

уроченность некоторых рудных зон к диагональным глубинным разломам. В какой-то мере, возможно, сказывается влияние Западно-Верхоянского краевого шва, падающего на восток и контролирующего базальтоиды ленского вулканоплутонического комплекса.

Рудные зоны с малосульфидными золото-кварцевыми жилами имеют четкий структурный контроль со стороны крупнейших антиклиналей (локальный контроль). Следовательно, решающую роль в размещении малосульфидных золоторудных жил сыграли структурные элементы. В связи с этим сторонники метаморфогенного образования жил для подтверждения своей точки зрения должны показать по крайней мере наличие какой-либо связи между складчатыми и разрывными структурами, с одной стороны, и степенью регионального метаморфизма пород верхоянского комплекса (и нижнего палеозоя — в области Сетте-Дабанского горстантиклинория), с другой (А.В. Коробицын в некоторой степени пытается это сделать в своей статье в данном сборнике).

В общем плане мы должны констатировать отсутствие стратиграфического и литологического контроля. Утверждение некоторых исследователей, что малосульфидные золоторудные жилы связаны с толщей наиболее древних пород является неверным, поскольку такая связь ложная и определяется она структурными факторами. Терригенные породы, вмещающие оруденение, омолаживаются в направлении с севера на юг и с запада на восток (см. статью А.В. Коробицына). С другой стороны, в бассейне р. Томло нам удалось установить, что жилы залегают не только в породах верхоянского терригенного комплекса, но и в карбонатных осадочных толщах нижнего палеозоя. Таким образом, рассматриваемое золотое оруденение в пределах западной металлогенической зоны охватывает стратиграфический интервал от кембрия до нижней перми.

Отсутствует также литологический контроль. Это доказывается переходом жил из диабазов в терригенные породы, из последних в карбонатные и присутствием жил в терригенных породах разного гранулометрического состава. Несмотря на то что большая часть жил локализована в песчаниках и диабазах, это скорее всего связано не с составом данных образований, а с физическими свойствами пород.

Породы, вмещающие жилы, оказывали определенное влияние на состав золотоносных жил. Полевыми и лабораторными исследованиями установлено важное значение околорудных метасоматических процессов (метасоматический жильный кварц; повышенная роль карбонатов в жилах, залегающих в диабазах; заимствование меди гидротермальными растворами). Однако не возникает сомнений и на тот счет, что основную роль при формировании жил имел процесс привноса вещества и выполнения полостей.

Пониженное содержание рудных элементов, в том числе и золота, в околорудно измененных песчаниках и обратное распределение в аргиллитах указывают на сложное перераспределение вещества вмещающих пород гидротермальными растворами. Однако некоторые

элементы, например индий, обнаружены только в рудах и явно принесены из глубинных источников.

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о сложном взаимодействии гидротермальных растворов с осадочными породами. Выясняется, что процессы околорудной переработки вмещающих пород оказывали определенное влияние на состав гидротермального раствора. Повсеместно установленный вынос кремнезема (Аплонов, 1970) при околорудном изменении всех типов пород не может свидетельствовать о метаморфогенном образовании жил за счет вмещающих пород.

Региональные изменения пород верхоянского комплекса на большей части территории Верхоянского мегантиклинория соответствуют образованиям стадии глубинного эпигенеза. Имеющиеся фактические данные свидетельствуют о том, что породы верхоянского терригенного комплекса в области Верхоянского мегантиклинория испытали метаморфизм низких температур и высоких давлений. Есть достаточно веские аргументы в пользу того, что рассматриваемые преобразования осадочных пород происходили при складкообразовательных процессах. Вместе с тем жилы малосульфидной золото-кварцевой формации являются явно послескладчатыми. За время, разделяющее складкообразовательный и рудный процессы, произошло становление силлов и даек диабазов ленского вулканоплутонического комплекса. Рассматриваемые золотоносные жилы не могут быть непосредственно связаны с явлениями регионального метаморфизма подобно тому, как это считает, например, А.В. Коробицын (1970; статья в данном сборнике).

Следует также заметить, что интенсивность эпигенетических преобразований осадочных пород (глубинный эпигенезис и ранний метаморфизм) не может считаться достаточной для осуществления метаморфогенной миграции кремнезема и рудных элементов на дальнейшее расстояние. К тому же кварцевые жилы развиты в породах, как испытавших высокую стадию глубинного эпигенезиса, так и не испытавших ее.

Сторонники метаморфогенной гипотезы в качестве доказательства приводят данные о выносе кремнезема из околорудно измененных пород. Прежде всего возникает вопрос, насколько правомерно такое доказательство? С другой стороны, процесс десиликации боковых пород при околорудных изменениях не настолько велик, чтобы объяснить образование жил латераль-секреционным механизмом. Необходимо к тому же не забывать, что в некоторых случаях кремний явно принесен в околорудно измененные породы извне.

Тот факт, что жилы малосульфидной золото-кварцевой формации, не изменяя существенно состава своих жильных и рудных минералов, на левобережье р.Томпо переходят из терригенных пород верхоянского комплекса в карбонатные породы нижнего палеозоя, является наиболее веским геологическим аргументом против латераль-секреционного или, шире, метаморфогенного генезиса этих жил. Этот переход показывает также, что вмещающие породы оказывают относительно небольшое влияние на состав жил.

Анализ водных вытяжек кварца свидетельствует о весьма непостоянном их составе и сильной изменчивости степени минерализации. Косвенным подтверждением непостоянства солевого состава является минеральный комплекс жил, особенно нерудной их части. Если бы жилы возникали за счет растворов, освобождающихся из пород, то подобное явление не должно было бы наблюдаться.

Данные температурных условий формирования (Апლოнов, 1970) свидетельствуют о том, что в начальную стадию температура растворов превышала 400° , а при завершении рудного процесса равнялась $80-70^{\circ}$. Отсюда можно заключить, что температура пород верхоянского комплекса, вероятно, не превышала 100° . Подобный вывод явно противоречит метаморфогенной гипотезе.

Имеющийся материал является недостаточным для точного определения глубины образования малосульфидных золото-кварцевых жил. При палеогеологической реконструкции для периода рудообразования нами были приняты как доказанные следующие положения об особенностях геологического развития Верхоянского мегантиклинория.

1. Возраст рассматриваемых золото-кварцевых жил является позднеюрским (около 160–180 млн. лет).

2. Вслед за А.В. Вихертом и др. (1961), К.Б. Мокшанцевым и др. (1964) и многими другими исследователями принимаем, что в области современного свода Верхоянского мегантиклинория (т.е. в области развития малосульфидных кварцевых жил) с позднеюрской эпохи происходило устойчивое поднятие, геоморфологически выраженное архипелагом островов. В раннемезозойское время на данной территории происходила неоднократная смена знака вертикальных движений, что выражено выпадением свит, угловыми несогласиями и другими чертами, в частности сокращением мощности триасовых толщ.

3. В позднеюрскую эпоху на месте современного Верхоянского хребта существовал сnivelированный низкогорный рельеф и, вероятно, размывались юрские, триасовые и частично пермские отложения.

4. При реконструкции разрезов использованы результаты палеогеографических построений Б.С. Абрамова, В.Н. Андрианова, В.А. Виноградова, А.В. Коробицына, А.В. Лейпцига, Л.А. Мусалитина, А.Н. Наумова, В.П. Семенова, Ю.Л. Сластенова и других геологов.

5. Было принято, что складкообразовательные процессы к периоду рудообразования завершились и в последующее время в сводовой части Верхоянского мегантиклинория складчатые элементы сохранили свои черты.

Из изложенных предпосылок нетрудно видеть, что предлагаемая вниманию палеогеологическая реконструкция (рис. 7) может рассматриваться лишь как наиболее вероятная, но не единственно возможная имеющегося фактического материала.

Поскольку самыми молодыми отложениями, в которых встречаются малосульфидные золото-кварцевые жилы, являются нижнепер-

мские, становится ясным, что оруденение охватывало вертикальный интервал по меньшей мере в несколько километров. Таким образом, жилы, залегающие в каменноугольных отложениях, должны были формироваться на глубине около 5–6 км, что, по классификации Линдгрена, отвечает группе гипотермальных месторождений (высокое давление, температура 300–500°), отложенных из восходящих вод неопределенного происхождения.

Если учесть, что каменноугольные отложения на современной поверхности в своде мегантиклинория распространены достаточно широко, можно оценить амплитуду эрозионного среза (вместе с современным врезом) в 4–5 км. Полученные нами данные очень близки к данным Ю.Н. Трушкова (1971), который, в частности, отмечает, что эрозионный срез достиг мезотермальной зоны в допалеогеновое время, а в дальнейшем – и более глубоких частей.

В современном эрозионном срезе рассматриваемые золоторудные жилы занимают вертикальный интервал с абсолютными отметками от 400 до 2300 м. Какого-либо изменения минерального состава, структурно-морфологического типа жил и структурно-текстурных особенностей руд на этом интервале не установлено. Учитывая эти данные, можно предположить, что оруденение прослеживается и на большие глубины.

Рассмотренные критерии свидетельствуют о том, что ни одна из существующих гипотез не соответствует имеющимся геологическим данным. Наименьшие возражения встречает гипотеза о связи жил с базальтоидным магматизмом, наибольшие – метаморфогенная гипотеза.

Мы приходим к выводу о глубинном (возможно, мантийном) происхождении растворов, сформировавших жилы малосульфидной золото-кварцевой формации, и считаем, что процессы интрузивного основного магматизма и образования жил если и имеют, то лишь пара-

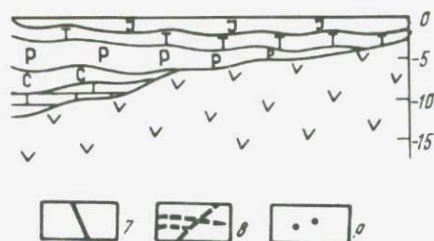


Рис. 7. Палеогеологический разрез в эпоху формирования жил малосульфидной золото-кварцевой формации в южной части Орулганского антиклинория

1 – докембрий; 2 – карбонатный палеозой; 3 – карбон; 4 – пермь; 5 – триас; 6 – юра; 7 – глубинные разломы; 8 – силлы и дайки диабазов; 9 – жилы малосульфидной золото-кварцевой формации

генетическую связь. На путях передвижения глубинные растворы вступали в сложные взаимоотношения с окружающими породами и порой претерпевали сильные изменения. Пути передвижения рудоносных флюидов из глубины служили зоны продольных разломов, протягивающиеся вдоль свода Верхоянского мегантиклинория. В дорудное время эти глубинные разломы служили каналами проникновения магмы базальтоидного состава, которой сложены силлы и дайки ленского вулканоплутонического комплекса. Близкое структурное положение золоторудных кварцевых образований и интрузивных диабазов в своде мегантиклинория может быть объяснено лишь связью с глубинными разломами.

Сартанский прогиб



Литература

- Ажила В.А., Крятов Б.М., Пацкевич Г.П., Саврасов В.И. К вопросу о структурном контроле и морфологических особенностях хрусталеносных кварцевых жил Верхоянья. — Геология месторождений пьезооптического сырья. — Труды ВСЕГЕИ; т. X, Л., 1969.
- Амузинский В.А. Закономерности размещения магматических пород и оруденения на территории хребта Орулган. — Геол. и полезн. ископ. Якутии (тезисы докл.). Якутск, 1970.
- Амузинский В.А. Золотое и сурьмяное оруденение западной части Томпонской рудной зоны. — Сб. докл. научной сессии, посвященной 50-летию ЯАССР и СССР. Якутск, 1974.
- Андрусенко А.М. Тектоническое строение северо-западной части Верхояно-Кольмской складчатой области по данным региональных геофизических исследований. — В кн. "Мезозойский тектогенез" (тезисы докл.). Магадан, 1969.
- Аплонов В.С. Некоторые сведения о хрусталеносности северной части Верхоянских гор. — Информ. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 13.
- Аплонов В.С. Некоторые закономерности размещения хрусталеносных поясов и жильных полей в северной части Верхоянской хрусталеносной провинции. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1965, вып. 8.
- Аплонов В.С. Об источниках кремнезема хрусталеносных кварцевых жил Северного Верхоянья. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1970, вып. 18.
- Аплонов В.С., Герасимов В.Н. Хлориты из кварцевых жил Северного Верхоянья. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1967, вып. 10.
- Аплонов В.С. и др. Некоторые результаты полевых работ Ньолонской поисково-съемочной партии. — Информ. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 17.
- Атласов И.П. Орулганский хребет. Геология, геоморфология, полезные ископаемые. — Труды Арктич. ин-та, 1938, т. 99.
- Атласов И.П. Новые данные по геологии и полезным ископаемым хребта Орулган и Приленской платообразной равнины. — Труды НИИГА, 1954, т. 43.

- Атласов И.П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта. — Труды НИИГА, 1957, т. 81.
- Атласов И.П., Головачев Ф.А., Первуинский В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережной части бассейна р. Собопол.— Труды НИИГА, 1952, т. 42.
- Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования, Метаморфогенное рудообразование, ч. I. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Биджиев Р.А., Натапов Л.Н. О проявлениях кайнозойской складчатости в Верхоянье. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 2.
- Билибин Ю.А. Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения. — Избр. труды, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Булгакова М.Д. О проявлениях девонского и нижнекаменноугольного вулканизма в Верхоянской антиклинальной зоне. — В кн. "Геология и полезн. ископ. Якутии" (тезисы докл.). Якутск, 1970.
- Булгакова М.Д. Вещественный состав, особенности строения и условия формирования артыганской свиты хр. Орулган. — Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск, 1972.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород. — Геохимия, 1962, № 7.
- Вихерт А.В. Триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 1.
- Вихерт А.В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетта-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. — Труды ЯФ АН СССР, серия геол., 1959, сб. 5.
- Вихерт А.В., Возин В.Ф., Ивенсен Ю.П., Каширцев А.С., Прошенко Е.А. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гоньшакова В.И. Трапсовая формация юго-восточной части Сибирской платформы. — Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьев А.А. Геология, рельеф и почвы северо-западной части Лено-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. — Материалы комиссии по изучению Якутской АССР, Л., 1962, вып. 4.
- Грунвальд П.В. Горные богатства Якутии. Якутск, 1927.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Заусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. М., "Мир", 1966.
- Еловских В.В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Восточной Якутии. — В кн. "Закономерн. размещ. полезн. ископ.", т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Еловских В.В. Закономерный характер связей тектонических и магматических процессов в истории развития земной коры Сибирской платформы и Верхоянно-Колымской складчатой области. — Вулканизм и тектогенез (МКМ, 23-я сессия, доклады советских геологов). М., "Наука", 1968.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Зоненшайн Л.П., Оборщиков И.М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Иванов А.П. Новые данные о геологическом строении и полезных ископаемых Орулганского хребта. — Труды Арктич. ин-та, 1938, т. 4.
- Ивенсен Ю.П. Этапы магматического процесса и магматические формации Якутии. — Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., "Наука", 1969.

- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А. Ленский базальтоидный вулканоплутонический комплекс западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., 1973.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А. Распределение щелочных элементов в базальтоидах Верхоянского мегантиклинория. — Геол. и геофиз., 1974, № 2.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невоиса Г.Г. Металлогеническое районирование и взаимосвязи рудных формаций Верхоянской складчатой зоны. — Материалы к VI Всес. металлог. совещанию. Владивосток, 1971.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невоиса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Семенов В.П. Базальтоидный магматизм Верхоянского хребта и Янского нагорья. — В кн. "Геол. и полезн. ископ. Якутии" (тезисы докл.). Якутск, 1970а.
- Ивенсен Ю.П., Невоиса Г.Г., Амузинский В.А. и др. Металлогеническая карта Северного Верхоянья. — В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом" (тезисы докл.). Якутск, 1969.
- Ивенсен Ю.П., Невоиса Г.Г., Амузинский В.А. Закономерности размещения эндогенного оруденения в Верхоянском мегантиклинории и Сартангском синклинории. — В кн. "Геол. и полезн. ископ. Якутии" (тезисы докл.), Якутск, 1970б.
- Ивенсен Ю.П., Невоиса Г.Г., Амузинский В.А. Рудные формации Верхоянского мегантиклинория и примыкающей части Яно-Индибирской синклинальной зоны. — В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Ивенсен Ю.П., Прощенко Е.Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура. — Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Индолов И.Н., Невоиса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Коробыцын А.В. Литология верхнепалеозойских отложений центральной части Верхоянья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилдойской впадины и Западного Верхоянья. — Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.П. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилдойской впадины. — Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 34.
- Краускопф К.В. Горные породы как источник металллоносных флюидов. — Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
- Крутий В.М., Кропачев А.П. Базальтоидный магматизм и его связь с тектоникой (на примере Орулганского антиклинория). — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 2.
- Кузнецов А.А., Виноградов В.А., Аглонов В.С. Трапповый магматизм Северного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3.
- Лазуркин В.М. Геологический очерк юго-восточной части Хараулахского хребта. — Труды Арктич. ин-та, 1936, т. 48.
- Лазуркин В.М. Геологические исследования в Северном Верхоянье. — Информ. бюлл. НИИГА, 1957, вып. 4.
- Лазуркин В.М. Новые методы по геологии Северного Верхоянья. — Информ. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 14.
- Матвеевко В.Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. — Труды ВНИИ-1, геология, вып. 60. Магадан, 1960.

- Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. – В кн. "Закономерн. размещ. полезн. ископ.", вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Меглицкий Н.Т. Геогностический очерк Верхоянского хребта и описание серебро-свинцовых руд на р.Эндыбал. – Горный журнал, 1851, т. V.
- Мельников Б.Д. Место хрусталеносной минерализации Верхоянско-Колымской складчатой системы в мезозойском тектоно-магматическом цикле. – В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом" (тезисы докл.). Якутск, 1969.
- Мельников Б.Д., Буров В.А., Андреев В.С. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в рудных полях Орулганского антиклинория. – В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом" (тезисы докл.). Якутск, 1969.
- Мельников Б.Д., Попадич А.Ф. Возрастные взаимоотношения рудных и хрусталеносных жил Орулганского антиклинория. – Сов. геол., 1969а, № 5.
- Мельников Б.Д., Попадич А.Ф. Некоторые вопросы металлогении Верхоянья. – В кн. "Мезозойский тектогенез" (тезисы докл.). Магадан, 1969б.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И. Тектоническое строение Якутской АССР и основные этапы ее развития. М., "Наука", 1964.
- Наумов А.Н. О предварительных результатах геологических исследований 1958–1959 гг. на западном склоне хребта Орулган. – Информ. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 16.
- Наумов А.Н., Ушаков В.И. О формации медистых песчаников в Северном Верхоянье. – Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.
- Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. – Геохимия, 1971, № 6.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И. О возрасте магматизма Западного Верхоянья в свете радиологических данных. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 5.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И. Оценка температур образования гранитоидов и некоторых минералов Восточной Якутии по петрохимическим, геохимическим и термометрическим анализам. – В кн. "Геол. и полезн. ископ. Якутии" (тезисы докл.). Якутск, 1970.
- Николаев И.Г. Материалы по геологии и полезным ископаемым южной части Хараулахских гор. – Труды Арктич. ин-та, 1938, т. 99.
- Оксман С.С. Сравнительное строение основания мезозойд центральной части Верхоянско-Колымской складчатой области и фундамента сопредельного с ней края Сибирской платформы. – В кн. "Мезозойский тектогенез" (тезисы докл.). Магадан, 1969.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М., "Наука", 1971.
- Сборщиков И.М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Верхоянья. – Геотектоника, 1966, № 1.
- Сборщиков И.М. Складчатая структура Верхоянья и некоторые вопросы ее формирования. – Тектоника Вост. Сибири и Дальн. Востока СССР. Новосибирск, 1967.
- Сборщиков И.М. Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Верхоянья). – Бюлл. МОИП, т. XII (2), отд. геол., 1972.
- Сборщиков И.М., Натапов Л.М. Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье. – Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 5.

- Семенов А.А. Верхоянский свинец. — Красный Север (Якутск), 1922.
- Семенов А.А. Письмо к А.М. Горькому от 23 июня 1926 г. — В кн. "Якутские друзья А.М. Горького". Якутск, 1970.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969.
- Смирнов С.С. Металлогения Западного Верхоянья. — Пробл. сов. геол., 1934, т. 2, № 4.
- Смирнов С.С. Рудные месторождения Верхоянского хребта. — Труды I. геолого-разведочной конф. Главсевморпути, т. 2. Л., 1936.
- Смирнов С.С., Ванюшин С.С. О редких металлах Верхоянского хребта. — Разведка недр, 1933, № 11.
- Смирнов С.С., Епифанов П.П., Дубовик М.М. Минералогический очерк Яно-Адычанского района. — Труды ГИН АН СССР, 1941, т. 46.
- Смирнов С.С., Константинов М.М., Борисов Г.И. Серебряные руды Верхоянского хребта. — Пробл. сов. геол., 1935, т. 12.
- Смирнов С.С., Цареградский В.А. Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность. — Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
- Сухоруков Ю.Г. О региональной зональности в размещении некоторых полезных ископаемых в пределах Верхоянского мегантиклинория. — Изв. вузов, геол. и разв., 1969, № 8.
- Трушков Ю.Н. Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоидах Якутии. М., "Наука", 1971.
- Фадеев В.А. Проявления гидротермальной минерализации в северной части Орулганского хребта. — Информ. бюлл. НИИГА, 1959, вып. 15.
- Херасков Н.П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. — Пробл. сов. геол., 1935, № 4.
- Херасков Н.П., Колосов Д.М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. — Труды ВИМС, 1938, вып. 116.
- Цветков А.И. и др. Дифференциальный термический анализ. М., "Наука", 1964.

ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Первые открытия в среднем течении р. Колымы золото-сурьмяных месторождений с убогими рудами относятся к началу тридцатых годов. С.С. Смирнов (1962), кратко описавший их, подчеркнул приуроченность антимонита к "дайковой золоторудной формации" и предположил развитие в Верхояно-Колымском поясе промышленных концентраций, связанных с кварц-антимонитовыми жилами. Действительно, в 1946-1947 гг. в верхнем течении р. Индигирки Д.С. Булаевским были открыты месторождение Малтан и рудопроявление Кинясь-Юрях, именно такого типа. Последнее десятилетие отмечено выявлением ряда месторождений, в число которых входят Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные, Нижне-Кючюсское золото-ртутно-сурьмяное и др.

Известна сложность и дискуссионность проблемы формирования сурьмяных месторождений (Федорчук, 1964; и др.), но еще менее ясен вопрос о происхождении комплексных золото-сурьмяных месторождений, характер взаимосвязей в рудах обоих металлов и взаимоотношений этих месторождений с другими рудными формациями. От их решения зависит выработка методики поисков таких месторождений и основ прогнозирования рудных районов и рудных зон.

Для золоторудных месторождений Советского Союза Н.В. Петровская (Петровская, 1960; Петровская и др., 1961) отмечала наложенный характер антимонитовой минерализации, ее генетическую самостоятельность, временную оторванность и принципиальную незолотоносность. Основав это положение на примерах месторождений Енисейского Кряжа и Забайкалья (Балей), Н.В. Петровская распространила его на месторождения других провинций, в частности на золото-сурьмяные месторождения Узбекистана (Петровская, 1968).

В соответствии с этими взглядами Г.Н. Гамянин (Рожков и др., 1971) показал, что антимонитовая минерализация на золото-сурьмяных месторождениях бассейна р. Индигирки формируется в поздний этап, отделенный от этапа золото-кварцевой минерализации временем, за которое произошла перестройка структурного плана. Г.Н. Гамянин полагал, что главная масса самородного золота в кварц-антимонитовых рудах имеет реликтовый характер и, отрицая парагенетическую связь между самородным золотом и антимонитом, отказался от выделения золото-антимонитовой рудной формации.

Открытие Сарылахского месторождения и выявление уже на первой стадии его изучения определенного соответствия между содер-

жанием золота и сурьмы и иного характера распределения золота, чем в золото-кварцевых месторождениях (Бычок, 1969; Анасенко, Бычок, 1970), поставило вопрос о возрасте золота и формационной самостоятельности золото-сурьмяных месторождений. Б.Г. Бычок предположил совмещение на этом месторождении близкого по возрасту оруденения золото-кварцевой и золото-антимонитовой формаций, а нами (Индолев и др., 1974) было высказано предположение о концентрации золота в кварц-антимонитовой ассоциации при его регенерации из ранее образованных убогих золото-кварцевых руд.

В предлагаемой статье рассматриваются вопросы размещения золото-сурьмяных месторождений, их возраст, последовательность образования минеральных ассоциаций и место в них самородного золота, а также происхождение и формационная принадлежность этих месторождений.

РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ЗОН И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее характерной особенностью размещения сурьмяных и золото-сурьмяных месторождений является четкая линейность, обусловленная определяющей ролью крупных дизъюнктивных структур и локализацией оруденения на протяженных отрезках этих разломов. Поскольку разломы, контролирующие в Верхояно-Кольмской провинции этот тип оруденения, ориентированы главным образом согласно складчатости и нередко ограничивают крупнейшие складчатые структуры, то целесообразно выделить три металлогенические зоны, соответствующие трем складчатым мегаструктурам (с запада на восток): 1) Верхоянскую, совпадающую с Верхоянской мегантиклинальной зоной, по К.Б. Мокшанцеву и др. (1964); 2) Яно-Инди́гирскую охватывающую одноименную синклинальную зону, которая объединяет Сарта́нгский, Полоу́сный и Инья́ли-Деби́нский синклинории и Адыча́нское антиклина́льное поднятие; 3) Момо-Полоу́сенскую на территории одноименной зоны горст-антиклинорий, граничащих с Кольмским срединным массивом (рис. 1).

В пределах металлогенических зон выделяются рудные зоны, положение которых определяется конкретными глубинными разломами или системами сближенных параллельных разломов (Мокшанцев и др., 1968). В Верхоянской металлогенической зоне выделены Западно-Верхоянская и Сетте-Дабанская рудные зоны. В Яно-Инди́гирской металлогенической зоне — Дулгалахская сурьмяно-ртутная, Сарта́нгская золото-сурьмяная, Янская золото-ртутно-сурьмяная, Брюнгади́нская ртутно-сурьмяная, Кю́нь-Тасская ртутно-сурьмяная (с золотом), Эльги́нская (Адыча-Тары́нская) золото-сурьмяная, Инья́ли-Деби́нская золото-ртутно-сурьмяная рудные зоны. В Момо-Полоу́сенской металлогенической зоне золото-сурьмяные рудопроявления известны в Селеннях-Уя́ндинском ее звене, выделенном З.В. Сидоренко.

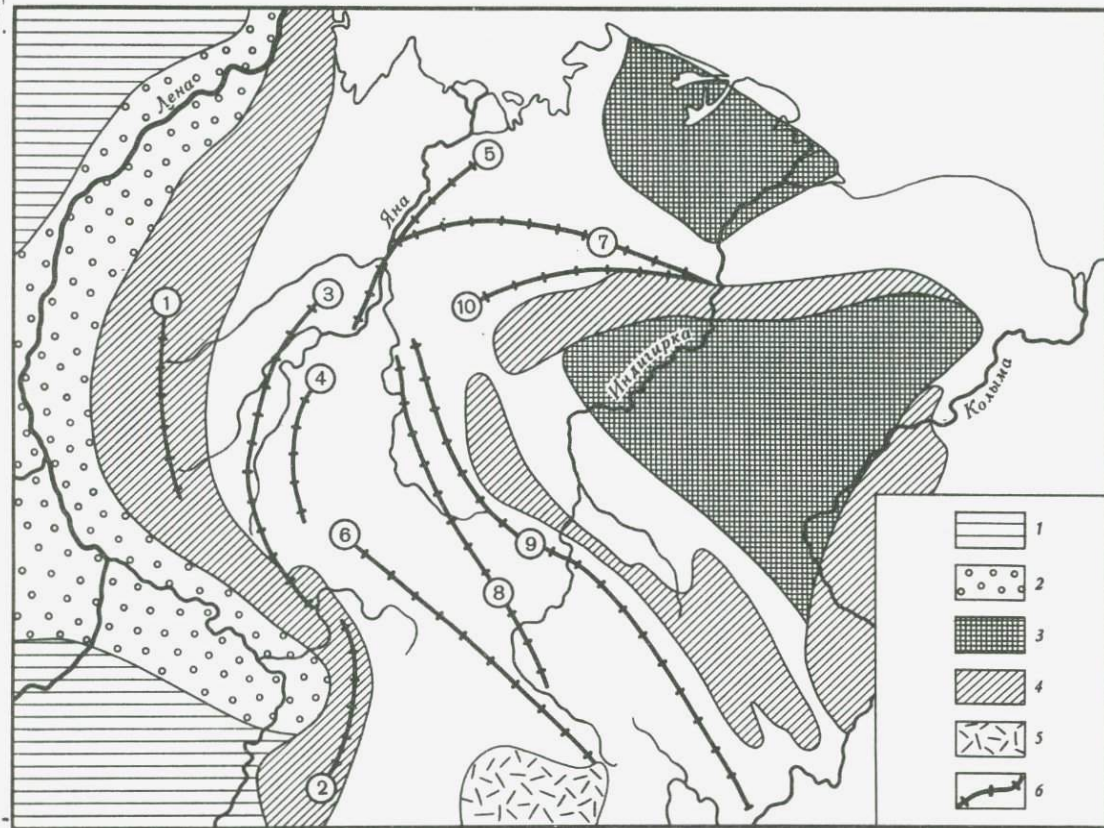


Рис. 1. Схема размещения золото-сурьмяного оруденения на востоке Якутии

1 - Сибирская платформа; 2 - Предверхоянский прогиб; 3 - срединные массивы мезозойд; 4 - антиклинальные зоны; 5 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 - зоны глубинных разломов и рудные зоны

Цифры в кружочках

1 - Западно-Верхоянская; 2 - Сетте-Дабанская; 3 - Дулгалахская; 4 - Сарганская; 5 - Янская; 6 - Брюнгадинская; 7 - Кюнь-Тасская; 8 - Эльгинская (Адыч-Тарынская); 9 - Иньяли-Дебинская; 10 - Селенях-Уяндинская

Для всех рудных зон характерно.

1. Развитие терригенных или терригенно-карбонатных флишеидных толщ, свидетельствующих о миогеосинклинальном типе развития складчатой области. Отсутствие в разрезах мощных толщ вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений.

2. Ограниченное проявление на современном эрозионном уровне гранитоидного магматизма в виде небольших по площади массивов кварцевых диоритов, гранодиоритов, реже гранитов и даек того же состава.

3. Развитие во многих районах послегранитного базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма в форме свит и поясов даек долеритов, диабазовых порфиритов и лампрофиров, приуроченных к тем же разломам, что и рудные месторождения. Вместе с тем надо подчеркнуть редкость сонахождения этих даек и рудных жил в пределах рудных полей. Значительно чаще жилы пространственно ассоциируют с дайками догранитных и сингранитных порфиритов и порфиритов верхнеюрского - нижнемелового возраста, что особенно характерно для Иньяли-Дебинской и Кюнь-Тасской рудных зон.

4. Внутригеосинклинальный характер глубинных разломов, разделяющих зоны преимущественного поднятия и опускания, которые соответствуют движениям крупных блоков погребенного фундамента.

В локализации месторождений в пределах продольных рудных зон всюду очень четко выражена роль поперечных структур. Например, в Дулгалахской зоне рудопроявления тяготеют к участкам ундуляции осей антиклинальных складок, по осевым плоскостям которых проходят рудоконтролирующие продольные разломы или приурочены к узлам пересечения этих разломов с поперечными дизъюнктивами. Роль поперечных разломов очень заметна в Кюнь-Тасской рудной зоне, где сурьмяные рудопроявления не только располагаются на участках пересечения субширотного Кюнь-Тасского разлома с субмеридиональными Курбанским, Гирибдичанским, Иргичанским и другими, но и проникают вдоль них на десятки километров в стороны от главного разлома, создавая прихотливую конфигурацию рудной зоны в целом. В Эльгинской рудной зоне важна роль поперечных брахиформных поднятий и серий оближенных диагональных и поперечных сравнительно коротких разломов, которые оперяют Эльгинский глубинный разлом.

Рассмотрим строение нескольких рудных зон, контролирующих золото-сурьмяное оруденение. Эльгинская (Адыча-Тарынская) золото-сурьмяная рудная зона изучена сейчас детальнее других и представляется наиболее важной, так как объединяет все известные промышленные месторождения и несколько рудопроявлений.

Рудная зона протягивается вдоль Эльгинского глубинного разлома, который отделяет с востока Адычанское поднятие Яно-Индиурского мегасинклинория от складок Нерского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория. По обеим сторонам этой гигантской зоны северо-западного простирания фиксируется смена фаций верхнетриасовых отложений, отражающая древнюю конседиментационную

ступень, а также смена характера складчатости – брахиформные и сундучно-шелевые складки Адычанского поднятия к востоку от разлома сменяются напряженными линейными складками Иньяли-Дебинского синклиория.

Зона глубинного разлома трассируется многочисленными субпараллельными разрывными нарушениями типа зон дробления и рассланцевания мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью до нескольких километров. Она характеризуется интенсивной трещиноватостью и наличием мелких приразломных складок, иногда изоклинальных и запрокинутых. К зоне разлома и оперяющих его нарушений приурочены небольшие субвулканические тела и дайки среднего и кислого состава верхнеюрского возраста, а также штоки нижнемеловых гранитоидов.

В.Г. Владимиров указывает на важную роль поперечных структур – брахиформных складок и серий субширотных и северо-восточных разломов. Именно к узлам пересечения Адыча-Эльгинского разлома с ними тяготеют рудные поля с золото-антимонитовой минерализацией.

Эльгинская золото-сурьмяная рудная зона оказывается как бы вложенной в более широкую и протяженную полосу распространения золото-кварцевого оруденения и многочисленных золотоносных россыпей, известную под названием Тарыно-Эльгинской золотоносной зоны. Более того, основная часть золото-сурьмяных месторождений располагается в рудных узлах с развитием золото-кварцевых жил. На юго-восточном крыле рудной зоны расположены месторождения Сарылах и Малтан, на крайнем северо-западном ее отрезке – месторождение Сентачан.

Иньяли-Дебинская золото-ртутно-сурьмяная рудная зона занимает крайнее восточное положение в Яно-Индибирской металлогенической зоне и обязана своим расположением глубинному разлому, который служит северо-восточной границей Иньяли-Дебинского синклиория.

Иньяли-Дебинский глубинный разлом (Мокшанцев и др., 1968) имеет ширину до 10 км и протягивается на 900 км в северо-западном направлении. Он фиксируется магнитными и гравитационными аномалиями, вертикальная амплитуда смещения по нему оценивается в 2–3 км. Этот разлом контролирует мощные свиты разновозрастных даек преимущественно гранодиоритового состава, покровы и субвулканические тела липаритов, а также ограничивает с юго-запада Главный Пояс батолитоподобных гранитных интрузий. Большую роль в размещении интрузий и рудных узлов здесь, как и в других разломах, играют поперечные нарушения, выступающие в форме ундуляций шарниров линейных складок, появления брахиантклиналей и в виде свит широтных и северо-восточных даек.

Главное значение в Иньяли-Дебинской рудной зоне имеют многочисленные месторождения и рудопроявления золото-кварцевой формации, которые содержат сурьму в форме сульфоантимонитов свинца. Содержание сурьмы в таких рудах не превышает 1%. Золото-

сурьмяные месторождения принадлежат к, собственно, антимонитовой формации, обычно совмещенной с более древними золото-кварцевыми жилами. Сама антимонитовая ассоциация при этом оказывается слабо золотоносной. К таким месторождениям относятся Тунгусское, Ыленское, Хаптагай-Хая, Крохалиное, в которых рудные жилы тяготеют к штокам или зальбандам даек гидротермально измененных кварцевых порфиров. Другим структурным типом, развитым в этой же зоне, являются рудные антимонитовые жилы и минерализованные зоны в гранитных массивах или их экзоконтактах (Улахан-Нагаин), которые являются изолированными от более ранней золото-кварцевой минерализации и золота практически не содержат.

В Сартангской золото-сурьмяной рудной зоне группируются рудопроявления Сартанг-Борулахского междуречья. Далее к северо-востоку полоса переходит на правый берег р. Адыча у ее устья и продолжается в верховья рек Ольджо и Селеннях. Рудная зона имеет диагональное к складкам направление и приурочена к западному крылу Адычанского поднятия на участке его северного погружения. Северо-восточный отрезок зоны связан с Эге-Хайским глубинным разломом, ограничивающим Адычанское поднятие с севера и северо-запада. Общая протяженность зоны составляет 230 км. Таким образом, Сартангская зона является как бы симметричной по отношению к Адычанской, так как и та и другая расположены по обеим сторонам Адычанского поднятия.

Все рудопроявления Сартангской зоны представлены короткими жилами и зонами дробления, секущими песчаники и алевролиты карнийского яруса. Пространственной связи с нижнемеловыми массивами гранитоидов они не обнаруживают. Не отмечается и непосредственной связи с дайками среднего и основного состава, хотя в целом Эге-Хайский разлом трассируется поясом основных и щелочно-базальтовых даек, особенно отчетливым в северо-восточной его части. Для рудопроявлений этой зоны (Маган-Хая) характерен халцедоновидный кварц, мелкокристаллический игольчатый антимонит и высокопробное самородное золото, кристаллизовавшееся одновременно с этими минералами. Вблизи полосы развития золото-антимонитовых рудопроявлений широко распространены мелкие жилы золото-кварцевой формации с убогой минерализацией, которые являются здесь наиболее древними гидротермальными образованиями (Ефременко и др., 1971).

Янская золото-ртутно-сурьмяная рудная зона выделяется в нижнем течении р. Яны и четко связана с одноименным глубинным разломом субмеридионального простирания. Вдоль него сопряжены субмеридиональные складчатые структуры северной части Сартангского и субширотные складки западной центриклинали Полоусного синклинали. На северном отрезке к Янскому разлому примыкает Кунгинский глубинный разлом, контролирующий размещение штоков и даек нижнемеловых гранодиоритов. В южной части рудной зоны расположено Нижне-Ключюское золото-ртутно-сурьмяное месторождение, представленное антимонит-кварцевыми жилами и минерализованными

зонами дробления прихотливой морфологии. В северной части преобладают антимонит-хлорит-кварцевые жилы с золотом и киноварью.

Кюнь-Тасская ртутно-сурьмяная рудная зона интересна тем, что часть рудопроявлений сурьмы с содержанием золота приурочена к массивам гранодиоритов нижнемелового возраста. Этим она напоминает Иньяли-Дебинскую рудную зону. Но в отличие от нее здесь с гранитоидами ассоциируются золотоносные арсенопирит-турмалин-кварцевые жилы и антимонитовые жилы в массивах также заражаются золотом.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди золото-сурьмяных и сурьмяных месторождений выделяются четыре группы (по тектонической позиции, возрасту и составу 10 вмещающих пород): 1) в ниже- и среднепалеозойских карбонатных или терригенно-карбонатных породах складчато-глыбовых горст-антиклинорий (Момо-Полоусного и Сетте-Дабанского); 2) в терригенных породах верхнего палеозоя и мезозоя (верхоянского комплекса) Яно-Индибирской синклинали зоны; 3) в мезозойских (главным образом меловых) гранитоидных массивах и их экзоконтактах; 4) в покровах кислых эффузивов преимущественно верхнемелового возраста, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Главнейшее место занимают месторождения второй группы, куда попадают все известные золото-сурьмяные месторождения и большинство рудопроявлений.

Несмотря на то что месторождения первой группы пока немногочисленны и невелики по размерам, районы этого типа обладают очень большими потенциальными возможностями, и здесь могут быть обнаружены золото-сурьмяные и сурьмяные месторождения.

По локализации оруденения в тектонических структурах выделяются месторождения и рудопроявления, связанные с крупными разломами, рудопроявления, не обнаруживающие связи с ясно выраженными разломами и приуроченные к антиклинальным складкам. Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений относится к первому типу. Среди них могут быть выделены месторождения: 1) минерализованные зоны и жилы в зонах дробления и смятия, представляющих собой элементы глубинных разломов (Сарылах, Сентачан); 2) жилы и пологие залежи в трещинах оперения главного разлома: а) межпластового проскальзывания (Пологое, Кинясь-Юрях), б) жилы в трещинах, секущих напластование (Загадка), в) прожилковые зоны и лестничные жилы в пластах компетентных пород, г) штокверковые зоны на пересечении нескольких систем трещиноватости (Нижне-Кючюсское);

3) зоны прожилкования и отдельные линзы на контактах с дайками: а) кислых пород (Ылэн, Тунгусское), б) основных пород и лампрофиров (Тонкичан);

4) зоны метасоматитов в гранитоидах и роговиках с наложенной вкрапленной или гнездообразной антимонитовой минерализацией (Улахан-Нагаин);

5) зоны метасоматитов с линзами или вкрапленностью антимонита в покровах и экструзиях кислых вулканических пород или в их контактах с подстилающими осадочными породами (Хачимар).

Наибольшее практическое значение имеют месторождения первой структурной группы, самостоятельное значение остальных структурных типов невелико, хотя они могут указывать на близость еще не обнаруженных месторождений, относящихся к первой группе.

В установлении принадлежности вновь обнаруженного выхода антимонитовых руд к одному из выделенных структурных типов большую помощь могут оказать наблюдения над текстурно-структурными особенностями антимонита и самородного золота. Руды месторождений первого типа, локализованных в длительно развивавшихся зонах смятия и расслабевания, отличаются высокой степенью динамометаморфизма. Последний выражается главным образом в перекристаллизации антимонита, кварца и самородного золота, появлении структур первичной грануляции относительно крупных индивидов, торцовых панидиоморфнозернистых структур золота и антимонита, гнейсовидных текстур ориентированного давления, обилии мелких поперечных прожилков перекристаллизации и других характерных признаков. Конечно, структуры перекристаллизации следует отличать от структур также мелкозернистых, но связанных с условиями первичной кристаллизации из раствора, что нетрудно сделать, пользуясь установленными критериями (Бетехтин и др., 1958). Крупнозернистый антимонит, не испытавший динамометаморфизма, более характерен для жил выполнения в отдельных сравнительно коротких и маломощных трещинах.

В качестве примера структуры месторождения первого типа приведем структуру Сарылахского месторождения, приуроченного к Эльгинскому глубинному разлому на его пересечении с Тордочанской синклиналью (Индолев и др., 1974). Здесь кварц-антимонитовая золотоносная жила локализуется в протяженной зоне смятия северо-западного простирания с правосторонними взбросо-сдвиговыми перемещениями большой амплитуды. В лежачем боку жилы залегают алевролиты, а висячем — песчаники норийского яруса, причем промышленный интервал оруденения совпадает с полосой развития наиболее крупнозернистых вмещающих пород в обоих боках. Зона смятия изобилует трещинами, швами с глиной трения и пронизана кварцевыми и пирит-кварц-анкеритовыми прожилками, которые в центральной ее части, сгущаясь, переходят в полосу брекчий и массивную жилу. Вмещающие породы интенсивно березитизированы.

Жила имеет ломаное строение и в плане и в разрезе. Рудные столбы — участки наибольшей мощности и высоких содержаний сурьмы и золота — совпадают с относительно полого (50–60° против среднего 70–80°) падающими к северо-востоку отрезками жилы,

простирающие которых отклоняется к северу. Более крутые и субширотные отрезки жилы характеризуются пониженными мощностями и содержаниями рудных компонентов. Такое размещение рудных столбов обусловлено режимом растяжения в относительно пологих участках при правосторонних взбросо-сдвиговых движениях по разлому.

Большую роль в локализации рудных столбов играют поперечные и диагональные доминерализационные нарушения, при сопряжении с которыми жила изгибается, резко меняет свою мощность и иногда смещается пострудными сдвигами, наследующими древние трещины. По обеим сторонам от таких нарушений существенно меняются содержания сурьмы и особенно золота.

Кварц-антимонитовая жила имеет сложное асимметрично-зональное строение. В лежачем боку развиты брекчии алевролитов, импрегнированных арсенопиритом и пиритом, с кварцевым цементом, которые чаще всего не несут сурьмяной минерализации, но слабо золотосны. Ближе к висячему боку, северо-восточнее, залегает раздробленная жила молочно-белого кварца. Обломки кварца сцементированы и интенсивно замещены крупно- и среднезернистым агрегатом антимонита. В висячем боку жилы располагается полоса золото-сурьмяных мелкозернистых руд, ограниченная тектоническим швом с глиной трения. Эта часть жилы образована путем выполнения рудными минералами постепенно приоткрывавшейся трещины на контакте кварцевой жилы с песчаниками и претерпела глубокий динамометаморфизм.

Структура Сентачанского золото-сурьмяного месторождения имеет много общих черт с Сарылахом. Зона Эльгинского разлома здесь пересекает северо-восточное крыло антиклинальной складки и имеет ширину около 10 км. С запада к зоне разлома примыкает серия субширотных разрывных нарушений, что, как и в других случаях, создает благоприятные условия для локализации оруденения. Золотосные кварц-антимонитовые линзы или серии прожилков заключены в зоне дробления и смятия, которая оперяет главный шов глубинного разлома, располагаясь в западной части всей зоны разлома и отклоняясь к западу от ее северо-западного простираения.

Примером жил и залежей в трещинах опереия разломов служит золото-ртутно-сурьмяное месторождение Пологое в северной части Момо-Полоусной металлогенической зоны. По данным Г.С.Сонина, оно приурочено к Верхне-Калычанскому взбросо-сдвигу северо-восточного простираения, по которому граничат среднеордовикские и нижнесилурийские филлиты, сланцы и мраморовидные известняки. Рудные тела – крутопадающие минерализованные зоны дробления и залежи в пологих трещинах отслоения – залегают в своде сжатой антиклинальной складки, пересекаемой разломом. Антимонит образует линзы и гнезда в трещинах отслоения на границе литологических разностей известняков, тогда как в крутопадающих зонах дробления наблюдается лишь его вкрапленность в кварц-карбонатных прожилках и линзах, и содержания сурьмы здесь значительно ниже.

Нижне-Ключюское золото-ртутно-сурьмяное месторождение с его сложной морфологией представляет собой штокверковый тип структуры. По данным Г.С. Яскеляйна и Н.С. Василевского, месторождение локализуется в блоке моноклинально залегающих алевролитов и песчаников ладинского яруса, который зажат двумя разрывными нарушениями северо-восточного простирания, оперяющимися с запада Янский глубинный разлом. Трещинная тектоника этого блока очень сложна, среди рудных тел различаются кварцевые, антимонит-кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления. Для жил характерны друзовая и гнездовая структуры с выполнением антимонитом центральных полостей в кварце. В залегах раздробленные песчаники окварцованы и несут золото. Другим типом рудных тел являются золотоносные брекчии вмещающих пород с карбонатно-кварцевым цементом и убогой вкрапленностью антимонита. Особый тип представлен оруденелыми зонами дробления с обломками кварца в цементе из глинистого материала и охр.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Месторождения золото-антимонитовой формации относительно просты по своему минеральному составу. Главными минералами всех месторождений являются антимонит и кварц, лишь в некоторых из них в качестве второстепенных минералов распространены магнезиально-железистые карбонаты кальция (анкерит), арсенопирит и пирит. Большой же частью они вместе с еще более редкими минералами слагают не более 1% объема жильного выполнения. В то же время общее количество минеральных видов в золото-сурьмяных месторождениях довольно велико и превышает 40 наименований. По нашему представлению, это связано с тем, что золото-антимонитовая формация редко проявлена самостоятельно и обычно совмещена с более древними рудными формациями, минералы которых либо сохраняются в ее рудных телах в виде реликтов, либо перетлагаются в процессе кристаллизации антимонита. Поэтому предлагаемый общий перечень минералов является в значительной мере условным; из него могут быть исключены некоторые виды, не связанные непосредственно с золото-антимонитовой ассоциацией.

Перечень минералов встреченных в месторождениях золото-антимонитовой формации таков:

самородные элементы: золото, серебро, сурьма;

антимониды: аурустибит (?);

теллуриды: теллурид золота, точнее не определенный;

сульфиды: галенит, сфалерит, вурцит, пирротин, киноварь, ре-альгар, аурипигмент, антимонит, пирит, марказит, арсенопирит, гудмундит (?), тетраэдрит, халькопирит, халькостибит, бурнонит, бертьерит, джемсонит, буланжерит, семсейит, плагионит, цинкениг;

окислы: кварц, рутил, гематит, сфен;
фториды: флюорит;
карбонаты: кальцит, доломит, анкерит;
сульфаты: барит, гипс;
фосфаты: апатит;
силикаты: эпидот, турмалин, альбит, кали-натровый полевой шпат;
хлорит, мусковит, каолинит, диккит.

Как видно из перечня, наиболее разнообразно представлены классы сульфидов и силикатов, причем первые участвуют главным образом в формировании жильного выполнения, а вторые распространены почти исключительно в околожильных метасоматитах.

Руды золото-сурьмяных месторождений всегда сложены несколькими минеральными ассоциациями, причем некоторые из них образуются почти одновременно, другие отделены, по нашему мнению, очень большими промежутками времени. Рассмотрим последовательность образования минеральных ассоциаций на примере Сарылахского месторождения, к которому очень близки другие месторождения Эльгинской рудной зоны — Малтан, Сентачан и пр.

Наиболее ранней здесь является пирит-кварц-анкеритовая минеральная ассоциация, распространенная в полосе карбонатизированных и пиритизированных алевролитов и песчаников в лежащем боку рудовмещающей зоны дробления. Она представлена последовательно возникающими пирит-анкеритовыми, анкерит-кварцевыми с хлоритом и пиритом и, наконец, кварцевыми прожилками. Эта ассоциация железисто-магнезиальных карбонатов, силикатов и пирита, возможно, связана с выщелачиванием оснований из околожильных пород и соответствует ассоциации "чуждых минералов", по классификации Н.В.Петровской (1960).

Фациальной разновидностью пирит-анкерит-кварцевых прожилков являются прожилки с бертьеритом и антимонитом в центральных частях, которые пересекаются мономинеральными кварцевыми прожилками. Антимонит в них замещает анкерит и бертьерит, иногда с образованием сыпи пирита, гематита и гудмундита (?). В этой же ассоциации встречается халькостибит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда и другие сульфиды, причем халькопирит и тетраэдрит субграфически сростаются с антимонитом. Здесь же присутствует самородное золото, кристаллизующееся одним из последних, в том числе по спайности антимонита. Вокруг золотин наблюдаются "рубашки" блеклой руды и сфалерита.

Следующей образуется ассоциация кварца с арсенопиритом, пиритом и гидромусковитом. Арсенопирит опережает формирование жильного кварца и вместе с пиритом импрегнирует вмещающие породы. Кварц и гидромусковит являются типоморфными минералами последовательных зон гидротермального метаморфизма. Жильное выполнение состоит из полосы брекчии с обломками алевролитов лежащего бока и цементом молочно-белого кварца и полосы массивного кварца того же облика, которая иногда срезает брекчии и зоны интенсивно окварцеванных пород под острым углом.

Золото, встречающееся в этой второй ассоциации кварцевой брекчии, связано с арсенопиритом и пиритом, а в самой жиле — и со сфалеритом. На месторождениях Малтан и Кинясь-Юрях эта золотосодержащая ассоциация представлена галенитом, сфалеритом и халькопиритом примерно в равных количествах, а также тетраэдритом, бурнонитом и халькостибитом. В некоторых рудопроявлениях ей соответствуют минералы группы сульфoантимонитов свинца и блеклые руды. Так, на рудопроявлении Тунгусское, по Г.Н.Гамянину (Рожков и др., 1971), вторая ассоциация представлена буланжеритом, семсейитом, джемсонитом, плагионитом, халькостибитом и цинкени-том. Кристаллизация сульфосолей идет в порядке последовательного возрастания содержания в них сурьмы.

Выделению минералов данной ассоциации во вмещающих породах отвечает образование околожильных зон кварц-серицитовых метасоматитов с пиритом, арсенопиритом и редким альбитом. В их периферической части, на расстоянии порядка 9 м от жилы, происходит постепенное замещение кварцем полевошпатовой кластической составляющей алевролитов и песчаников. Затем, ближе к жиле, возникают кварц-серицитовые просечки и оторочки на зернах сульфидов; серицит развивается преимущественно по цементу терригенных пород. Примерно в 5 м от жилы порода превращается в двуминеральный кварц-серицитовый метасоматит, чему отвечает зона максимального содержания алюминия и калия, а в 2 м от жилы содержание серицита снижается, а кварца возрастает.

Заключительная, третья минеральная ассоциация, определяющая состав главных типов руд, — золото-кварц-антимонитовая. Она имеет на большинстве месторождений две фациальные разновидности. Первая образуется путем метасоматического замещения молочно-белого кварца или образует цемент в брекчиях этого кварца, корродируя его обломки. Относительное значение процессов замещения и выполнения пустот между обломками в разных частях жил различно: в их лежащем боку на Сарылахском и Сентачанском месторождениях преимущественно образуются метасоматические (по кварцу) гнезда крупно- и среднекристаллического антимонита, ближе к висячему боку — где кварц более интенсивно раздроблен — замещение кварца сочетается с цементацией антимонитом его обломков.

Вторая фациальная разновидность третьей минеральной ассоциации представлена мелко- и тонкокристаллическими кварц-антимонитовыми и антимонитовыми рудами, образованными в висячем боку жилы, в трещине. Эта руда ограничена глинками притирания со стороны висячего бока или с обоих боков. Часто полоса таких руд переходит в лежащий бок главной жилы или проходит в центральной части жилы; при этом она дает резкие контакты со среднекристаллическим антимонитом. Но чаще переходы между этими разновидностями руд постепенные, что не позволяет считать их одновременными. Пирит, арсенопирит и сфалерит здесь так же, как большинство других сульфидов, представляют собой реликты ранних ассоциаций, но встречаются и новообразования марказита, цинкени-та, сфа-

лерита (Сарылах), иногда халькопирита и блеклой руды (Пологое, Ударница), кристаллизующиеся одновременно с антимонитом или несколько позже его.

Кварц этой третьей ассоциации в месторождениях Эльгинской зоны представлен водяно-прозрачными идиоморфными кристаллами среди крупнозернистого антимонита или мелкими равномерно распыленными скелетными образованиями иногда субграфической структуры в массе мелкокристаллического антимонита. В рудопроявлениях Сартагской рудной зоны (например, в Маган-Хая) его заменяет тонкокристаллический матовый фарфоровидный или полупрозрачный халцедоновидный кварц. Самородное золото кристаллизуется в парагенезисе с антимонитом и кварцем. Одновременность выпадения этих минералов особенно очевидна на рудопроявлении Маган-Хая, где лапчатые золотины и игольчатые кристаллы антимонита врастают в халцедоновидный кварц, а также на рудопроявлениях Западного Верхоянья, где самородное золото и антимонит иногда образуют прожилки мощностью не более 2 мм.

Околожилные изменения, связанные с золото-кварц-антимонитовой ассоциацией, выражены окварцеванием, наложенным на ранние зоны метасоматоза, в том числе на метакристаллы пирита и арсенопирита, а также характеризуются развитием хлорита, каолинита, эпидота и карбоната. Последний возникает при замещении серицита, относящегося к предыдущей ассоциации, новообразованным кварцем.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Поскольку большинство золото-сурьмяных месторождений, как будет показано ниже, представляет собой результат совмещения двух самостоятельных рудных формаций — золото-кварцевой малосульфидной и золото-антимонитовой, то и характер распределения золота в таких месторождениях оказывается сложным и подчиненным нескольким мотивам. Содержания золота в единичных пробах колеблются здесь в широких пределах. В мощных зонах дробления и гидротермально измененных пород, пронизанных кварцевыми и карбонатно-кварцевыми прожилками и импрегнированными арсенопиритом и пиритом, содержания золота наиболее низкие. Для таких руд установлена прямая корреляция содержаний золота и мышьяка, которая обусловлена высокой степенью золотоносности арсенопирита (сотни грамм на тонну) и пирита (десятки грамм на тонну).

В жилах, сложенных кварцем, содержания золота в среднем возрастают, но отличаются крайней неравномерностью. В антимонит-кварцевых рудах содержания золота значительно увеличиваются и характеризуются относительной равномерностью, которая особенно типична для месторождений, приуроченных к зонам крупных разло-

мов. Во многих блоках рудных тел (до известного предела в содержании сурьмы) существует прямая корреляция между содержанием сурьмы и золота; вместе с тем на тех же месторождениях существуют блоки, где эта корреляция отсутствует. Обеднены золотом антимонитовые прожилки, оперяющие главную жилу, и прожилки на флангах месторождений, выходящие за пределы зон интенсивного гидротермального метаморфизма.

Разнообразие характера корреляционных зависимостей между содержаниями золота сурьмы и мышьяка в разных типах руд и блоках крупных месторождений позволило предположить существование нескольких генераций самородного золота, что и подтвердилось при изучении протолок и аншлифов.

Самородное золото I генерации связано с вкрапленностью пирита и особенно арсенопирита в метаморфизованных породах зон дробления.

Иногда метасоматическое самородное золото наблюдается в самих вмещающих песчаниках в материале межзернового цемента даже без непосредственной связи с гидротермальным кварцем. Наиболее высокое содержание золота во вмещающих окварцованных алевролитах характерно для Нижне-Ключевского месторождения.

Ориентировочный подсчет показал, что количество раннего золота, рассеянного только в тех объемах пород зон дробления, которые вскрыты разведочными выработками, значительно превышает его количество в золото-сурьмяных рудах. Если же учесть, что слабо золотоносные породы распространены за пределами флангов месторождений, где кварц-антимонитовые жилы выклиниваются и систематическое опробование не проводилось, а также за пределами рудных тел на глубину, то это отношение еще более возрастет.

Большая часть самородного золота I генерации имеет субмикроскопические размеры и не улавливается при обработке протолок. Укрупнение частиц золота наблюдается только в ойкокристаллах арсенопирита, заключенных в агрегат антимонита. В этих случаях происходит диффузия золота к периферии кристаллов арсенопирита и обогащение золотом ближайшей к ним зоны антимонита.

Самородное золото II генерации заключено среди минералов второй ассоциации, в кварцевых жилах и зонах кварцевых брекчий или изредка в виде реликтов в кварц-антимонитовых жилах. Выделения золота относительно крупны (до 5 мм) и тесно ассоциируют со сфалеритом, блеклой рудой, пиритом, арсенопиритом, реже - с джемсонитом, цинкенимом и другими сульфосолями. Золотины имеют неправильную близкую к изометричной форму, обусловленную ксеноморфизмом к кварцу и сульфидам, полизернистую структуру и двойниковое строение. Кристаллы для этой генерации не характерны. Пробность золота на разных месторождениях существенно колеблется. Так, в галенит-сфалерит-бурнонитовой ассоциации месторождения Малтанона составляет 917-980, в бурнонит-тетраэдритовой ассоциации рудопроявления Киньясь-Юрх - 976, в месторождении Халптагай-Хая - 770 (Рожков и др., 1971). В рудопроявле-

нии Тунгусское пробность по четырем образцам колеблется от 840 до 990, но здесь, по-видимому, в разные пробы попало самородное золото из двух минеральных ассоциаций - золото-сульфоантимонитовой и золото-антимонитовой. В золото-сурьмяном месторождении Пологое Г.С. Сонин отмечает "доантимонитовое" золото желтого цвета, более крупное (до 0,2-1 мм) по сравнению с поздним "антимонитовым" золотом. Оно ассоциирует здесь с кварцем, арсенопиритом и пиритом. Во всех случаях самородное золото I и II генерации отвечает его генерациям, обычным в типичных месторожде-

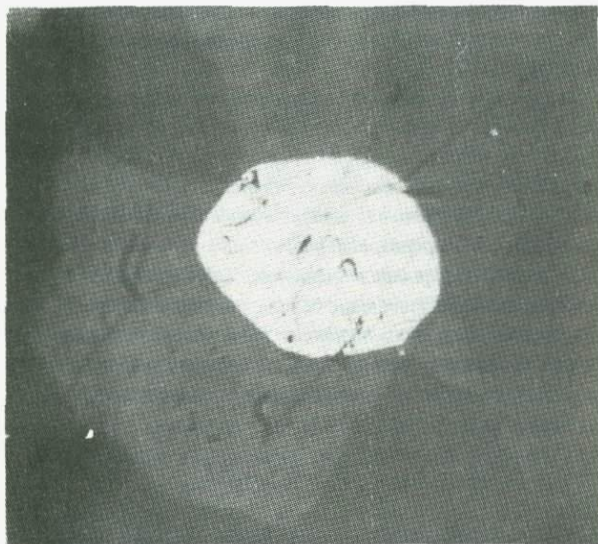


Рис. 2. Идиоморфный изометричный многогранник золота в гранулированном мелкозернистом антимоните. Мелкая золотина (заправка) приурочена к стыку трех зерен антимонита

Аншлиф; увел. 330; без анализатора

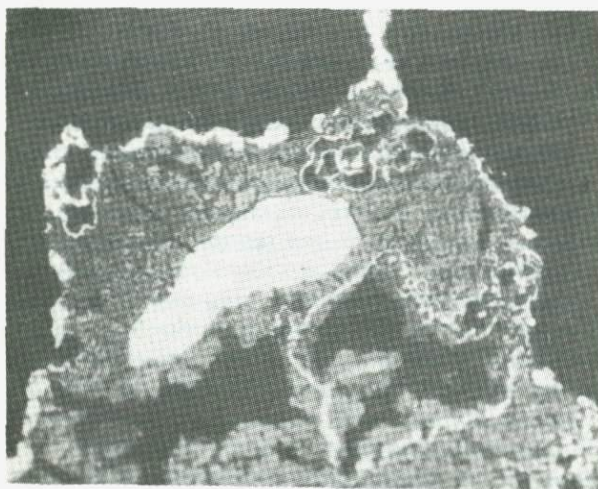


Рис. 3. Тонкозернистые агрегаты (серое) вторичных минералов сурьмы и гипергенного золота. Белое - реликты первичного золота, черное - кварц

Аншлиф; увел. 500; без анализатора

ниях золото-кварцевой малосульфидной формации, установленным Н.В.Петровской (1960), а для Верхне-Индибирского района - Г.Н.Гамяниным (Рожков и др., 1971).

Самородное золото II генерации, вместе с синхронными ему сульфидами и сульфосолями, корродируется антимонитом. Вблизи участков развития золота II генерации в антимоните появляются мельчайшие каплевидные выделения перетолженного золота III генерации (рис.2), а золотины II генерации при этом приобретают кавернозную структуру.

Самородное золото III генерации развито только в кварц-антимонитовых рудах в промышленных контурах месторождений, где оно преобладает над ранними генерациями золота. Большинство поздних золотины приурочено к контактам кварца и антимонита (например, 70% всех и 40% крупных золотины на Сарылахском месторождении), поэтому концентрация золота связана сложной зависимостью с соотношением объемов этих минералов, а также с размерами их зерен и прихотливостью границ между ними. Золото этой генерации всегда очень мелкое, как правило, микроскопическое. На Сарылахе 76%, а на Сентачане даже 95% от общего числа составляют золотины размером менее 0,1 мм.

Особенностью морфологии самородного золота III генерации является широкое распространение кристаллов, особенно частых в мелких классах (до 20% на Сарылахе). Крупные кристаллы представлены искаженными ромбододекаэдрами, мелкие - правильными кубиктаэдрами. Другой характерной морфологической разностью являются пленочные, проволочные, каркасные и фестончатые выделения. Пластины, пленки и чешуйки золота располагаются вдоль контактов антимонита с кварцем и карбонатами (месторождение Пологое, рудопроявление Ниткан и др.), золотины проволочной формы выделяются по спайности или двойниковым плоскостям антимонита (Кинясь-Юрях, Ган), фестоны образуют прихотливые строения с антимонитом и ауриститом около корродированных золотины II генерации и представляют собой продукты ближайшего перетолжения раннего золота (Сарылах, Малтан, Кинясь-Юрях и др.). Все морфологические разности самородного золота III генерации кристаллизуются в парагенезисе с антимонитом, одновременно с ним или несколько запаздывая. Таким образом, тезис Н.В.Петровской об отсутствии парагенетической связи между самородным золотом и антимонитом в золоторудных месторождениях в наших случаях не подтверждается.

Самородное золото III генерации высокопробное (969-993 на Сарылахе, 983 - на Малтане, 925 - на Сентачане); отмечается бедность его и другими элементами, а не только серебром. Исключением является золото с высоким содержанием ртути из Нижне-Кичюсского золото-ртутно-сурьмяного месторождения.

Следует добавить, что для многих золото-антимонитовых месторождений характерно появление на их верхних горизонтах гипергенного горчичного золота в ассоциации с другими минералами зоны окисления - самородной серой, окислами сурьмы, гипсом, гидроокислами железа и другими (рис. 3).

ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

Поскольку нет никаких объективных данных, свидетельствующих об одновозрастности или, наоборот, полицикличности всего сурьмяного (антимонитового) оруденения в нашем регионе, то, говоря о его возрасте, следует иметь в виду любую возможность. В других провинциях Тихоокеанского пояса этот вопрос также до конца не решен, так как отсутствуют надежные геохронологические репера, а методика определения абсолютного возраста для гидротермальных образований еще слишком несовершенна. Существует, однако, мнение, что в северной части Боливийского рудного пояса (Кордильера Реаль) среди антимонитовых жил, связанных переходами с вольфрамитовыми и золоторудными жилами, одни представляют собой звено среди полиметалльной плиоценовой минерализации, а другие жилы могут иметь заведомо дотретичный возраст, так как галька антимонита была найдена в меловых конгломератах (Turneure, 1971).

В Сихотэ-Алиньском металлогеническом поясе двухэтапность сурьмяно-ртутного оруденения намечена З.В. Сидоренко, В. И. Бергером и Н.Н. Поповичем (1968). Основную массу рудопроявлений они считают доплиоценовой, а второй этап минерализации — более поздним продуктом регенерации раннего оруденения. На предположение о двухэтапности сурьмяного оруденения в Тарыно-Эльгинской рудной зоне нашего региона наталкивает ситуация, наблюдаемая на месторождении Артык. Здесь развита минерализация двух типов. Первый представлен золотоносной антимонит-кварцевой жилой северо-западного простирания. Кварц этой жилы, как и в других рудопроявлениях данной зоны, молочно-белый или полупрозрачный; антимонит составляет 30–95% объема жилы. Несколькими километрами южнее развиты жилы халцедоновидного кварца, отличающиеся сложной морфологией и разнообразием текстур, в которых антимонит содержится в виде редкой вкрапленности. В отличие от первой жилы они имеют северо-восточное простирание и хотя расположены также в зонах дробления, не испытали пострудного динамометаморфизма.

На Северо-Востоке СССР близкий к нашему золото-антимонитовому оруденению возраст, возможно, имеет сурьмяная минерализация позднего этапа золото-серебряных эпitherмальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти антимонитовые жилы, расположенные на периферии рудных полей и занимающие их верхние зоны, считаются там самыми молодыми образованиями. Для золото-серебряного оруденения установлен раннепалеогеновый возраст (70–55 млн. лет). Для адуляра из метасоматитов, вмещающих антимонитовую жилу, определен абсолютный возраст в 67 млн. лет (Сидоров и др., 1970).

Для золото-антимонитовых и антимонитовых жил Иньяли-Дебинской и Эльгинской рудных зон установлены многочисленные пересечения жилами даек кварцевых порфиров и альбитофиров. По данным

Б.В.Пепеляева, дайки кварцевых порфиров в районе рудопоявления Тунгусского являются аналогами даек-апофиз субвулканического массива Марка, расположенного в 15 км на восток. Одна из таких даек разбита трещиной, которая вмещает кварцевую жилу с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сульфосолями, самородным золотом и линзами позднего антимонита в ее зальбанде. По данным В.М.Калинина, абсолютный возраст порфира равен 96 млн. лет.

Близкое возрастное положение занимают антимонитовые жилы, пересекающие золото-кварцевые жилы, заключенные в мелкозернистых гранит-порфирах субвулканического штока Хаптагай-Хая. Возраст массива по семи определениям разных авторов варьирует в пределах 91-140 млн. лет; четыре из определений близки друг другу и соответствуют возрасту 105 ± 3 млн. лет.

Вблизи Сарылахского массива, сложенного биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритовыми порфиритами, обнаружены дайки кварцевого альбитофира, пересеченные прожилками кварца с антимонитом и пиритом. Абсолютный возраст дайки, по нашим данным, составил 162 млн. лет. Возраст гидромусковита, ассоциированного с молочно-белым кварцем в жиле № 1 Сарылахского месторождения, равен 145 млн. лет.

На рудопоявлениях Крохалиное, Сурьмяное, Ылен, Нижне-Тосканское и некоторых других прожилки и жилы антимонита пересекают дайки березитизированных гранитоидов. По мнению большинства исследователей, комплекс дайковых пород среднего и кислого состава, к которому относятся перечисленные нами примеры, позднеюрский. Однако часть приведенных нами цифр абсолютного возраста (кали-аргоновые определения) соответствует раннему мелу, хотя остальные подтверждают позднеюрский возраст.

Другую группу пород представляют собой гранодиорит-гранитные массивы различных размеров, расположенные в разных частях Яно-Кольмской складчатой системы, пересекаемые антимонит-кварцевыми жилами. Для них установлен раннемеловой возраст. На месторождении Улахан-Нагаин (бассейн р. Ясачной), по данным А.А. Терновского и А.И. Судакова, антимонит как самый поздний минерал входит в состав зон кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых и кварц-турмалиновых метасоматитов, развитых по порфировидным биотитовым гранитам массива Елу. В метаморфизованных верхнеюрских песчаниках экзоконтакта этого массива известны антимонит-кварцевые жилы.

В зоне юго-западного экзоконтакта Оханджинского массива в верховьях р. Берелех, по данным В.В. Кудина и по нашим данным кварц-антимонитовые жилы с самородной сурьмой включают обломки биотитовых, пироксеновых и других роговиков. В связи с тем что температура плавления антимонита равна 546° , при 650° этот минерал улетучивается, а самородная сурьма плавится; сохранность минерализации и отсутствие следов контактового метаморфизма в жильном кварце доказывают послегранитный возраст оруденения. Следует подчеркнуть то, что золото отсутствует в сурьмяных ру-

допроявлениях, залегающих в гранитах или находящихся в непосредственной близости от массивов, несмотря на то, что многие другие рудопроявления в той же рудной зоне содержат золото.

Близ контакта Джетаньинского гранодиоритового массива (крайняя западная часть Брюнгадинской рудной зоны) В. В. Чернышев и И. А. Смирнов обнаружили сложную жилу, пересекающую дайки-апофизы гранодиорит-порфирового состава. Антимонитовая минеральная ассоциация здесь оказывается самой молодой, ей предшествуют арсенопирит-кварцевая и галенит-сфалерит-карбонатная ассоциации. Кварцевые жилы с массивным или вкрапленным игольчатым антимонитом, а также пиритом, пирротинном и арсенопиритом встречены в ороговикованных песчаниках экзоконтакта Мянунджинского массива (в Куларском антиклинории) и Дыбинского гранодиоритового массива с возрастом около 120 млн. лет (в Южно-Верхоянском синклинории). В Полоусном синклинории (Кюнь-Тасская рудная зона) О. Г. Эпов и Б. А. Лемкова установили пространственную связь золотоносной антимонит-карбонатно-кварцевой минерализации с раннемеловыми массивами арга-эмнекенского комплекса (кварц-диориты, гранодиориты, граниты). Рудные жилы (участки Ньюлку, Эликчан, Махастырский, Антыгский и др.) залегают либо в самих массивах, либо в зоне пород экзоконтактового метаморфизма.

Наибольший интерес для установления возраста сурьмяной минерализации представляют дайки базальтоидов и лампрофиров "послегранитного" возраста, широко распространенные в большинстве рудных районов. На Тонкичанском рудопоявлении (Полоусный синклинорий) антимонит-карбонат-кварцевая брекчия локализуется в боку сильно измененных даек, реликтовая структура и состав которых указывают на принадлежность их к группе биотит-пироксеновых лампрофиров. По данным автора, средний возраст лампрофиров этого района (по шести определениям) равен 100 млн. лет. На золото-ртутно-сурьмяном месторождении Пологое М. А. Галкин и Г. С. Сонин наблюдали гидротермальный метаморфизм и пересечение даек диабазов. Абсолютный возраст аналогичных диабазов в том же Лево-Сакындинском рудном узле составляет 75 млн. лет, а возраст близких им долеритов и лампрофиров в бассейне р. Уяндины - 74 млн. лет. На Яно-Борулахском и Сартанг-Борулахском междуречье (Сартангская рудная зона) Э. А. Ефременко, О. П. Иванов (Иванов и др., 1971) установили пространственную связь золото-антимонитовых рудопоявлений с наиболее поздними интрузивными образованиями района - дайками габбро-долеритов и диабазовых порфиритов с абсолютным возрастом 63 млн. лет (Иванов, 1969), а Л. Я. Ефременко (1967) обнаружила в этих породах аксессуарный антимонит, связанный с наложением гидротермальной минерализации.

Резюмируя все данные о возрастных взаимоотношениях антимонитовой минерализации с изверженными породами, можно сказать, что они указывают на молодой возраст сурьмяного и золото-сурьмяного оруденения во всех рудных зонах. Эти рудные формации в

Иньяли-Дебинском, Полоусном и Сартагском синклиниях возникают не только после нижнемеловых гранитоидных интрузий, но и после комплекса диабазовых и лампрофировых даек верхнемелового и палеогенового возраста. Сурьмяное оруденение оказывается, таким образом, более молодым, чем рудные формации золота, олова, свинца и цинка.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С ДРУГИМИ РУДНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ И ИХ ГЕНЕЗИС

Прежде всего следует подчеркнуть, что золото-антимонитовая формация распространена только там, где проявлены другие золото-рудные формации. Эта связь устанавливается как в региональном масштабе, так и в масштабе рудных узлов и даже отдельных рудных полей и жил. В Верхне-Индибирском золотоносном районе такая связь выражается размещением Эльгинской золото-сурьмяной рудной зоны внутри Тарьно-Эльгинской золотоносной зоны, а также совпадением в пространстве Иньяли-Дебинской золото-сурьмяной зоны с одноименной золотоносной зоной, выделенной по полосе многочисленных россыпей и рудных месторождений золото-кварцевой формации (Бычок, 1969). В обоих случаях золото-сурьмяные рудные зоны оказываются более узкими, чем золото-кварцевые, и располагаются на их флангах.

В Янской рудной зоне с золото-ртутно-сурьмяным оруденением отсутствуют сколько-нибудь значительные проявления золото-кварцевой рудной формации, но эта зона сопряжена с Куларским районом россыпной золотоносности, который ограничен с востока Янским глубинным разломом. В пределах этого района отмечаются жилы и минерализованные зоны дробления, относящиеся к золото-кварцевой малосульфидной формации, а с гранитными массивами в ядре Куларского антиклинария связаны рудопроявления золото-редкометальной формации (Ивенсен и др., 1972). В Сартагской и Западно-Верхоянской золото-сурьмяных зонах золото-кварцевое оруденение проявлено ограничено в виде мелких жил, которые фациально переходят в жилы галенит-сфалеритового состава.

В Кюнь-Тасской рудной зоне, по данным О.Г. Эпова и Б.А. Лемковой, слабо золотоносная сурьмяная минерализация известна в тесной пространственной связи с рудопроявлениями золото-редкометальной формации, ассоциирующимися с нижнемеловыми гранитоидами арга-амнекенского интрузивного комплекса. В западном направлении по простиранию зоны, вместе с исчезновением крупных выходов гранитоидов и золото-редкометальных рудопроявлений исчезает и примесь золота в сурьмяных рудах. В Дулгалахской, Брюнгадинской рудных зонах, для которых золото-кварцевая и золото-редкометальная формации не характерны, развита антимонитовая рудная формация без золота.

Для месторождений золото-кварцевой формации характерно узкое их распределение в пределах рудных зон. При сопряжении с последними золото-сурьмяных рудных зон золото-антимонитовые месторождения оказываются в тех же рудных узлах, что и собственно золотые. Это характерно, например, для Малтано-Санинского, Тонор-Арангисского, Имтачанского и других рудных узлов Эльгинской рудной зоны. Во всех случаях кварц-антимонитовые жилы имеют здесь более строгую северо-западную ориентировку, чем различно ориентированные золото-кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления. Так в Малтано-Санинском рудном узле золото-кварц-антимонитовая ассоциация минералов сочетается с золото-кварцевой малосульфидной ассоциацией только в зонах дробления северо-западного простирания. Субширотная золотоносная зона дробления в долине Малого Тарына содержит лишь изолированные маломощные линзы антимонита без золота, а в месторождении Сана, отстоящем на несколько километров к северо-востоку от главного разлома, антимонит вообще отсутствует.

Изучение структуры и вещественного состава Сарылахского, Сентачанского, Малтанского, Киньясь-Юряхского, Пологого и других месторождений показывает, что на них развиты две самостоятельные рудные формации со своими минеральными ассоциациями и околожильными метасоматитами. Совокупность ранних ассоциаций принадлежит золото-кварцевой малосульфидной формации, поздняя ассоциация — золото-антимонитовой рудной формации¹. Как известно, многие геологи (Петровская и др., 1961; Петровская, 1968; Бычок, 1969; Рожков и др., 1971; и др.) считают антимонитовую минеральную ассоциацию в золоторудных месторождениях проявлением заключительной стадии ("хвостами") единого процесса минералообразования, связанной единством источника с золото-кварцевыми минеральными ассоциациями и незначительно оторванной от них во времени.

Следующие факты не позволяют нам согласиться с этим положением.

1. Антимонитовая минерализация проявлена далеко не на всех золото-кварцевых месторождениях, а лишь там, где золоторудные зоны перекрещиваются с сурьмяными. Масштаб ее колеблется в широких пределах и никак не зависит от масштаба предшествующей золото-кварцевой минерализации². Иногда сурьмяное оруденение

¹ Факты, на основании которых делается такой вывод, позволяют интерпретировать их совсем иначе (см. статью Ю.П. Ивенсена и В.И. Левина в данном сборнике. *Прим. ред.*).

² Единственным принципиальным отличием месторождений золото-антимонитовой формации от золоторудных месторождений других формационных типов является именно масштаб проявления поздней золото-антимонитовой ассоциации, накопление больших объемов агрегативных антимонитовых руд (*Прим. ред.*).

проявлено в таких же или больших размерах, чем золото-кварцевое оруденение.

2. Возраст золото-кварцевой формации Верхояно-Колымской складчатой системы по геологическим и радиогеохимическим данным определяется как позднеюрский (Шило и др., 1972), в то время, как нижняя возрастная граница сурьмяного оруденения как в золото-сурьмяных, так и в, собственно, сурьмяных рудных зонах для многих мелких рудопроявлений уверенно определяется как ранне-меловая, а в ряде случаев - верхнемеловая - палеогеновая. Если допустить, что такой же возраст имеет антимонитовая минерализация крупных месторождений, наложенная на золото-кварцевую, необходимо признать, что возрастной перерыв между образованием ранних и поздних ассоциаций в них составляет не менее 50 млн. лет. В этом случае говорить об этапах единого рудообразующего процесса и о парагенетических связях между ранними и поздними ассоциациями не приходится.

3. В минеральных ассоциациях золото-кварцевой и золото-антимонитовой формаций отсутствуют черты минералогической или геохимической преемственности. Антимонит возникает и там, где на ранних стадиях проявлены сульфoантимониты свинца, и там, где они отсутствуют; корреляция между ними отсутствует. Иными словами, в ранних ассоциациях мы не находим информации, предсказывающей появление в дальнейшем вспышки кристаллизации антимонита.

4. Концентрация золота в антимонитовых рудах золото-сурьмяных месторождений не ниже, чем в золото-кварцевых рудах, а иногда в 5-10 раз выше; запасы золота в промышленных рудах также соизмеримы в тех и других типах, поэтому нельзя рассматривать антимонитовую минерализацию как "хвосты" золотого рудообразования.

Для золото-антимонитового оруденения чаще всего характерно пространственное обособление от ртутного оруденения, которое локализуется либо в самостоятельных рудных зонах, либо на разных отрезках одних и тех же зон. Поэтому комплексные золото-ртутно-сурьмяные месторождения довольно редки (Нижне-Кючюуское). Во многих золото-сурьмяных месторождениях киноварь совсем не обнаруживается, а ртуть фиксируется только в первичных ореолах рассеяния. Поэтому можно присоединиться к мнению А.А. Оболенского и Р.В. Оболенской (1972) о совмещении в золото-ртутно-сурьмяных месторождениях двух самостоятельных рудных формаций - антимонитовой (золото-антимонитовой) и киноварной.

Особенно сложной является проблема генезиса самой золото-антимонитовой формации и правомерности ее выделения. Изучение взаимоотношения ее с золото-кварцевой и золото-редкометалльной формациями, установление последовательности образования минеральных ассоциаций в золото-сурьмяных месторождениях и особенностей золотоносности - привело нас к предположению о регенерированном характере золота в антимонитовых рудах. Прежде всего наблюдались факты непосредственного переотложения самородного золота при наложении антимонита на золото ранних генераций.

В некоторых рудопроявлениях роль такого переотложенного золота довольно велика. В других случаях трудно доказать, что все самородное золото, ассоциирующее с антимонитом, является переотложенным, но сам факт такой ассоциации неоспорим.

Самородное золото кристаллизуется одновременно с антимонитом и даже несколько позднее его, образуя метакристаллы в агрегате антимонита, проволочные выделения по спайности или преимущественно располагаясь по коррозионной границе между антимонитом и кварцем. Такая необычная последовательность кристаллизации, по Г. Шнейдерхену, может служить указанием на регенерацию минералов. Другим признаком регенерированных месторождений считается простота состава и бедность примесями. В нашем случае это находит отражение в составе самородного золота, которое по своей исключительно высокой пробыности отличается от золота месторождений других формаций. Содержание элементов-примесей (сурьмы, висмута, мышьяка, ртути), в нем также ничтожно. Такая чистота минерала от примесей объяснима переотложением и рафинированием.

Можно представить, что при различных соотношениях объемов и структурной позиции ранней золото-кварцевой и поздней антимонитовой минерализации масштаб переотложения золота будет различным. Первостепенную роль должна играть также размерность первичного золота. По-видимому, наиболее благоприятные условия для экстракции и переотложения золота будут выдерживаться при полном совмещении антимонитовой минерализации с мощными и протяженными на глубину зонами дробления, сопровождающимися кварцевыми прожилками, брекчиями и обширным ореолом гидротермальных золотоносных метасоматитов. Наименее благоприятные условия возникают при пересечении под прямым углом жил выполнения с крупным золотом.

Таким образом, золото-сурьмяные месторождения Верхояно-Колымской металлогенической провинции представляют собой сложные гетерогенные гидротермальные образования, которые являются результатом пространственного совмещения минерализации золото-кварцевой малосульфидной формации, по-видимому, позднеюрского возраста и минерализации антимонитовой формации скорее всего послемелового возраста, которая обогащается золотом за счет его растворения из ранних минеральных ассоциаций и переотложения в парагенезисе с антимонитом.

Литература

- Анасенко А.В., Бычок Б.Г. Сарылахское золото-сурьмяное месторождение. - Разв. и охр. недр, 1970, № 4.
- Бычок Б.Г. Закономерности размещения и особенности вещественного состава сурьмяных проявлений Верхне-Индибирского района. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом" (тезисы докл.). Якутск, кн. изд-во, 1969.

- Ветехтин А.Г.** и др. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ефременко Л.Я.** Характерные ассоциации акцессорных минералов в интрузивных породах Яна-Борулахского междуречья. - В кн. "Вопросы геологии оловорудные районов". Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во. 1967, № 3.
- Ефременко Э.А., Иванов О.П., Рытник В.М.** и др. Некоторые черты геологического строения Сартанг-Нельгехинского района (Северная Якутия). - В кн. "Вопросы геологии разработки местор. олова". Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1971.
- Иванов О.П.** Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом" (тезисы докл.). Якутск. кн. изд-во, 1969.
- Ивсен Ю.П., Невойса Г.Г., Амузинской В.А.** Рудные формации Верхоянского мегантиклинория и примыкающей части Яно-Индибирской синклиналиной зоны. - В кн. "Рудообразование и его связь с магматизмом". М., "Наука", 1972.
- Индолев Л.Н., Кошик И.М., Жданов Ю.Я.** Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения. - В кн. "Минералогия эндоген. местор. Якутии". Новосибирск, "Наука", 1974.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.** и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., "Наука", 1964.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А.** и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., "Наука", 1968.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В.** Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии. - В кн. "Геология и генезис эндоген. рудных формаций Сибири." Новосибирск, "Наука", 1972.
- Петровская Н.В.** Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. - В сб. "Генетические проблемы руд". М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Петровская Н.В.** О формациях золотых руд Узбекистана. - Геол. рудн. местор., 1968, № 3.
- Петровская Н.В., Бернштейн П.С., Мирчинк С.Г.** и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). - Труды ЦНИГРИ, 1961, ч. II, вып. 45.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н.** и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М., "Наука", 1971.
- Сидоренко Э.В., Бергер В.И., Попович Н.И.** О возрасте ртутной минерализации Сихотэ-Алиня. - В сб. "Вопросы металлог. ртути". М., "Наука", 1968.
- Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найборodin В.И.** К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР. - Сов. геол., 1970, № 8.
- Смирнов С.С.** Черки металлогении и рудные месторождения Охотско-Кольского края. - В кн. "Рудн. местор. и металлогения вост. районов СССР", М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Федорчук В.П.** О генезисе низкотемпературных месторождений. - В кн. "Проблемы генезиса руд". М., "Недра", 1964.
- 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.
- Turneure F.S.** The Bolivian Tin-Silver Province. - Econ. geol., 1971, v. 66, N 2.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И СВЯЗЬ С НИМИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблемы генезиса рудных месторождений и их связи с магматическими процессами имеют первостепенное значение при металлогенических построениях и прогнозировании. При решении этой проблемы важнейшие результаты дает геохимический подход, охватывающий изучение металлогенической специализации магматических комплексов, выявление условий и характера отделения рудоносных флюидов от магматических расплавов, зависимость рудоносности магм от степени их дифференциации и некоторые другие вопросы. Для доказательства связи рудных месторождений с магматическими образованиями наиболее часто привлекается понятие о "геохимической специализации", под которой обычно понимается повышенное содержание того или иного компонента в горной породе и накопление его в определенных дифференциатах (Коптев-Дворников, Руб, 1964). Такая взаимосвязь во многих случаях не вызывает сомнения. Это в первую очередь относится к олову, вольфраму, молибдену, бериллию, ниобию, танталу и некоторым другим элементам. Но в то же время для месторождений свинца, цинка, меди, золота и серебра явная связь с магматическими образованиями чаще не может быть установлена. Кроме того, пространственная разобщенность месторождений этих элементов и массивов магматических пород приводит некоторых исследователей вообще к отрицанию между ними генетических связей. Ниже мы попытаемся проанализировать характер связи золоторудных месторождений с гранитоидными массивами, учитывая особенности развития магматических процессов в пределах Южно-Верхоянского синклинория.

Южно-Верхоянский синклинорий является юго-западным окончанием Яно-Индигирской синклинорной зоны. Он отделяет Сетте-Дабанский горстантиклинорий на западе от Охотского срединного массива и Сунтаро-Лабьнкырского поднятия - на востоке. По данным С.В. Домохотова, Т.С. Кирусенко, Н.И. Ларина и др., синклинорий сложен главным образом пермскими, в меньшей мере триасовыми и юрскими породами Верхоянского терригенного комплекса, которые с размылов и угловым несогласием перекрываются меловыми вулканогенными образованиями. Наибольшие глубины фундамента, по геофизическим данным, зафиксированы в верховьях рек Тырь, Сунтар и Юдома, где вырисовывается замкнутая впадина. На западном и восточном бортах синклинория глубина залегания

фундамента изменяется скачкообразно вкrest глубинным разломам и уменьшается до 3–4 км (Мокшанцев и др., 1968).

В пределах синклиория выделяются три продольные зоны. Западная (Присеттедабанская) зона сложена верхнекарбовыми и пермскими отложениями; она отличается развитием мелкой складчатости и многочисленных продольных разломов типа сбросо-сдвигов. Центральная зона характеризуется сложными складчатыми структурами с широким развитием диагональных продольных и поперечных разломов. Восточная зона может рассматриваться как крыло Охотского массива.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования Южно-Верхоянского синклиория освещены в работах Н.В. Ичетовкина (1962, 1963), К.К. Левашова (1963б), Л.Н. Индолева (1964), Г.А. Гринберга и др. (1970). С учетом перечисленных работ и наших исследований в 1972–1973 гг. в пределах синклиория представляется возможным выделить следующие магматические формации:

- 1) раннемеловую субвулканических гранодиорит-порфиров;
- 2) раннемеловую габбро-диабазовую малых интрузий;
- 3) постранинемеловую диорит-гранодиоритовую;
- 4) постранинемеловую гранитную.

Распределение массивов интрузивных пород на площади синклиория неравномерно. Они концентрируются в основном в виде двух субмеридионально ориентированных поясов, тяготеющих к Минорскому и Юдомскому разломам (рис. 1). Наиболее широким развитием пользуются две последние формации, которые мы охарактеризуем более детально.

Раннемеловая формация субвулканических гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров представлена серией массивов, из которых относительно крупными являются Верхне-Эмкырчанский и Верхне-Аллахский, практически представляющие собой единое магматическое тело, сильно вытянутое в меридиональном направлении. Для пород Верхне-Эмкырчанского и Верхне-Аллахского массивов характерно повсеместное развитие порфировых структур с отношением порфировых выделений к основной массе от 1:3 до 3:1. Петрографический состав пород характеризуется наличием плагиоклаза № 30–40, кали-натрового полевого шпата, биотита, гиперстена, реже – амфибола в виде порфировых выделений и микрогранитной основной массы такого же состава. В целом для пород формации, особенно для Верхне-Эмкырчанского массива, характерно широкое проявление постмагматических процессов, выразившихся в серицитизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов. По соотношению главных породообразующих минералов могут быть выделены гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, между которыми устанавливаются постепенные переходы.

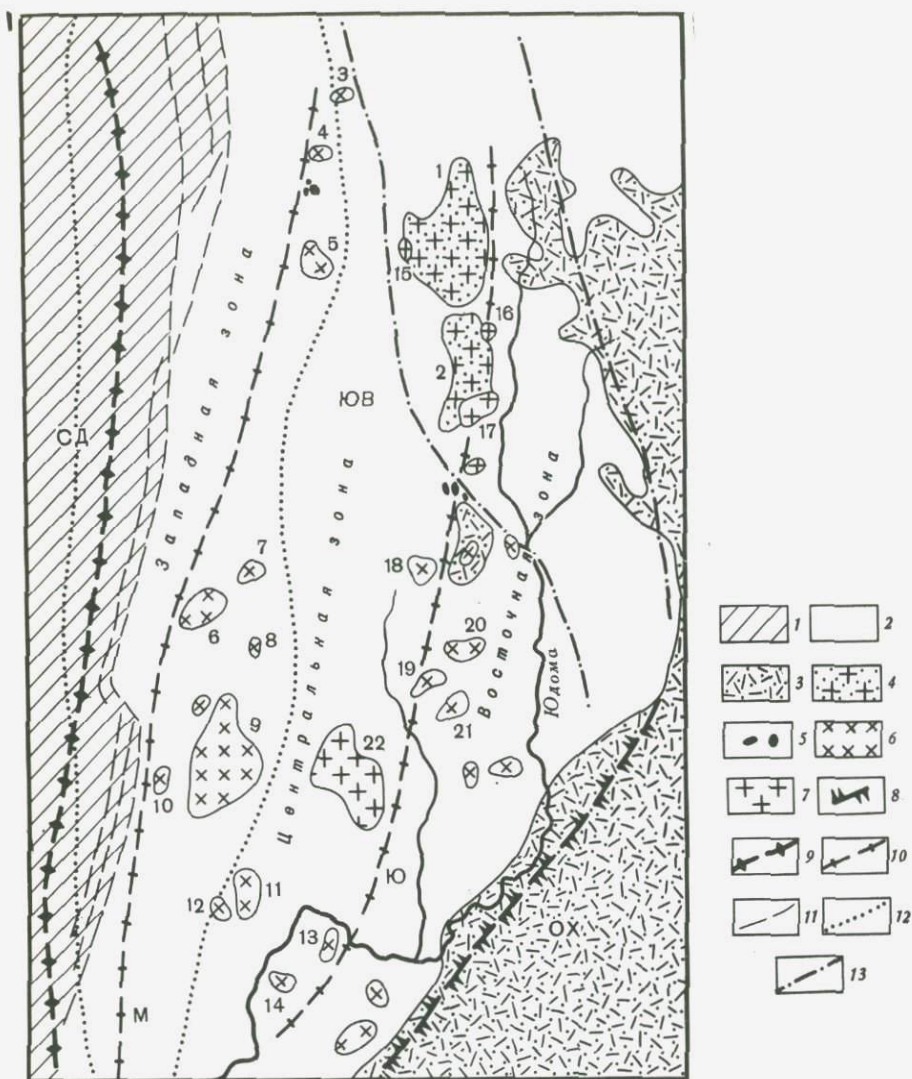


Рис. 1. Схема тектонического строения Южно-Верхоянского синклиория (по материалам тектонической карты Якутской АССР под редакцией К.Б. Мокшанцева, 1970)

1 - терригенно-карбонатные ниже- и среднепалеозойские формации; 2 - терригенные образования верхоянского комплекса (нижняя пермь-нижняя юра); 3 - вулканогенные меловые формации; интрузивные массивы: 4 - раннемеловой формации субвулканических гранит- и гранодиорит-порфиров, 5 - постранинемеловой габбро-диабазовой формации, 6 - постранинемеловой диорит-гранодиоритовой формации, 7 - постранинемеловой гранитной формации, 8 - окраинный шов

Возрастное положение пород формации определяется их тесной взаимосвязью с вулканогенными образованиями нижнемелового возраста, наличием переходов между интрузивными гранодиорит-порфирами и покровами аналогичного состава. Между гранодиорит-порфирами и образованиями диорит-гранодиоритовой формации устанавливаются четкие взаимоотношения, свидетельствующие о более поздней локализации последней.

К габбро-диабазовой формации малых интрузий могут быть отнесены небольшие штокообразные тела пород основного состава, локализованные в зонах глубинных разломов и характеризующиеся специфическим минеральным составом и условиями кристаллизации. Выходы штокообразных тел, сложенных породами основного состава, известны на левобережье р.Тыры (группа Гельдинских штоков) и на правобережье р.Юдомы. В первом случае они расположены в зоне Минорского, а во втором - в зоне Юдомского разломов. Возрастное положение пород формации устанавливается на правобережье р.Юдомы, где они прорывают нижнемеловые вулканиты и секутся гранодиоритами.

Породы, слагающие штоки основного состава, отличаются многообразием петрографического состава и структур. Наиболее широким распространением пользуются габбро и диориты, состоящие из 56-65% плагиоклаза № 40-70, 5-16% биотита, 1-15% гиперстена, клинопироксена, титанистого амфибола и оливина, реже кали-натрового полевого шпата и кварца. Основной особенностью пород формации является неравновесность минеральных ассоциаций в процессе их кристаллизации. Наиболее ранние оливин и гиперстен становятся неустойчивыми в присутствии амфибола, а клинопироксен - в присутствии биотита. Эти данные свидетельствуют о том, что формирование пород происходило в сравнительно быстро изменяющихся физико-химических условиях.

Постраннемеловая диорит-гранодиоритовая формация пользуется наиболее широким распространением на территории Южно-Верхоян-

Охотского массива, 9 - мантийные глубинные разломы, 10 - внутригеосинклинальные, коровые разломы (М - Минорский, Ю - Юдомский); 11 - прочие разрывные нарушения; 12 - контур зоны золоторудных проявлений; 13 - контур зоны полиметаллических проявлений с серебром и оловом. СД - Сетте-Дабанский горстантиклинорий, ЮВ - Южно-Верхоянский синклиний, ОХ - Охотский массив. Цифрами обозначены интрузивные массивы, получившие специальные названия: 1 - Верхне-Эмкырчанский, 2 - Верхне-Аллахский, 3 - Дыбинский, 4 - Курумский, 5 - Халыинский, 6 - Тарбаганакский, 7 - Джилинджинский, 8 - Бугочанский, 9 - Уэмляхский, 10 - Курдатский, 11, 12 - Большой и Малый Карские, 13 - Средне-Юдомский, 14 - Аканский, 15 - Эмкырчанский, 16 - Матур-Хатынский, 17 - Елагчанский, 18 - Секандынский, 19 - Право-Ат-Юряхский, 20 - Амгуэмский, 21 - Лево-Ат-Юряхский, 22 - Кютепский

ского синклиория. Интрузивные массивы формации встречаются как в западной, так и в восточной частях синклиория. Процесс становления массивов диорит–гранодиоритовой формации с некоторой долей условности можно расчленить на три фазы проявления магматической деятельности: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) гранодиориты и адаметлиты, 3) мелкозернистые граниты. Условность выделения фаз в данном случае заключается в том, что между кварцевыми диоритами и гранодиоритами часто обнаруживаются постепенные переходы.

Среди диорит–гранодиоритовой формации по структурным особенностям можно выделить два типа интрузивных массивов.

К первому типу относятся сравнительно крупные массивы, локализованные в западной части синклиория (Тарбаганахский, Уэмляхский, Большой и Малый Карский и др.), которые характеризуются зональным строением. В эндоконтактах этих массивов наблюдаются меланократовые диориты и кварцевые диориты, которые в центральных частях сменяются более кислыми разностями пород, соответствующими гранодиоритам или адаметлитам. Характер взаимоотношения между этими разностями пород не всегда удается решить однозначно. В одних случаях устанавливаются постепенные переходы, в других – более или менее резкие контакты, но без проявления термального метаморфизма. Несмотря на то что меланократовые разности пород явно тяготеют к эндоконтактовым частям массивов, они не образуют непрерывных концентрических зон. С вмещающими породами могут контактировать как диориты, так и гранодиориты. Характер контактового метаморфизма имеет качественно различный характер. Песчано–сланцевые породы верхоянского комплекса при контактах с меланократовыми диоритами испытывают сложные превращения. В непосредственном экзоконтакте они преобразованы в гнейсовидные биотит–амфиболовые роговики с содержанием темноцветных минералов до 30–50%. Ширина выходов таких роговиков обычно составляет около 100–200 м. Дальше от контакта появляются роговики с более низкими содержаниями темноцветных минералов; иногда наблюдаются переходы к кордиеритовым роговикам. Контакты с гранодиоритами обычно сопровождаются образованием кордиеритовых, реже биотитовых роговиков. Изучение состава вмещающих пород, по которым образовались различные фации контактоизмененных пород, не обнаруживает между ними существенных различий.

Второй тип массивов характеризуется более или менее однородным составом магматических пород, среди которых преобладают гранодиориты с незначительной долей меланократовых диоритов, присутствующих в основном в виде ксенолитов в эндоконтактовых зонах. Таковыми являются Дыбинский, Курумский, Хальинский, Секандынский массивы. Для массивов, расположенных в восточной части синклиория, часто характерно проявление порфировых структур. Внутри обоих типов массивов развиты дайкообразные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов, которые пользуются наиболее

широким развитием в пределах крупных дифференцированных массивов.

Особенности состава и распространения диорит-гранодиоритовой формации могут быть рассмотрены на примере дифференцированного Тарбаганахского массива и моногенных Курумского и Дыбинского массивов (табл. 1). Основное различие минерального состава рассматриваемых пород заключается в вариациях содержания кварца и темноцветных минералов и состава породообразующих минералов (табл. 2).

Основной особенностью состава аксессуарных минералов является присутствие значительных количеств сфена и почти полное отсутствие минералов, в состав которых входят окислы железа (магнетит, ильменит).

Интрузивные массивы диорит-гранодиоритовой формации, развитые в восточной части синклиория (Секандьинский, Ат-Юрахский), имеют аналогичный минеральный состав (см. табл. 1). Они прорывают и метаморфизуют вулканиты нижнемелового возраста и субвулканические гранодиорит-порфиры. В то же время интрузивные массивы восточной части синклиория обладают некоторыми специфическими особенностями: для одноименных пород характерен парагенезис кали-натрового полевого шпата с более основным плагиоклазом, существенно понижается роль сфена среди аксессуарных минералов, а в порфировидных разностях пород, представляющих собой слабо эродированные апикальные части интрузивных массивов, часто обнаруживается магнетит.

Постраннемеловая гранитная формация. Интрузивные массивы гранитной формации в пределах синклиория встречаются значительно реже, чем диорит-гранодиоритовой. Наиболее крупным из них является Кютенский массив. Небольшие интрузивные массивы аналогичного состава известны на правом берегу р. Юдомы (Эмкырчанский, Матур-Хатынский, Елагчанский, Дегелькичский). Непосредственных взаимоотношений между образованиями диорит-гранодиоритовой и гранитной формаций нигде не наблюдалось.

Поскольку Кютенский массив описан в работе Г.А. Гринберга с соавторами (Гринберг и др., 1970), мы в основном остановимся на характеристике Верхне-Эмкырчанского, Матур-Хатынского и Елагчанского массивов, расположенных в восточной части синклиория.

Массивы сложены биотитовыми гранитами. Значительно реже наблюдаются амфибол-биотитовые разности пород. Эндоконтактовые фации представлены более мелкозернистыми и более лейкократовыми породами, чем породы центральных частей массивов. Минеральный состав пород характеризуется следующими содержаниями (в %): кварца - 26-35, плагиоклаза № 10-16-20 - 38, кали-натрового полевого шпата - 32-42, биотита 1-3; реже встречается амфибол (до 1,3%), турмалин (до 1,6%). Из аксессуарных минералов наиболее широко распространен флюорит, количество которого (по объему) иногда достигает 1,2%. Менее распространены, но постоянно присутствуют: ильменит, циркон, монацит, флюоцерит, анатаз, гале-

Таблица 1

Средний минеральный состав пород некоторых массивов диорит-гранодиоритовой формации

Минералы	Тарбаганахский			Курум-ский	Дыбин-ский	Ат-Юрях-ский	Се-кандин-ский
	I фаза	II фаза	III фаза				
Породообразующие, вес. %							
Кварц	9,8	25,7	31,4	24,9	20,7	12,0	20,8
Плагиоклаз	46,3	54,1	43,6	45,9	47,8	38,1	49,2
Кали-натровый полевой шпат	19,5	7,3	19,4	18,4	21,0	33,5	17,3
Биотит	9,8	11,7	4,8	9,8	0,1	6,6	6,5
Амфибол	19,5	0,5	Нет	1,0	1,1	8,1	6,2
Пироксен	Знаки	0,2	"	Нет	Нет	1,7	-
Главные акцессорные, г/т							
Сфен	1000	400	50	300	550	Знаки	Знаки
Циркон	До 1	110	Знаки	100	100	100	50
Апатит	500	20	"	20	22	100	160
Ортит	Знаки	14	"	Знаки	Знаки	600	50
Арсенопирит	"	Знаки	5	6	"	-	-
Пирит	"	"	5	5	5	2	-
Молибденит	"	Нет	10	15	Нет	-	-
Ильменит	-	-	-	-	-	900	600

нит, сфалерит и арсенопирит. Биотиты характеризуются очень высокой железистостью (0,842-0,912) и глиноземистостью (0,274-0,317), высокими содержаниями фтора (0,5-1,06%).

Контактово-метаморфические процессы при образовании массивов гранитной формации проявились в образовании маломощных зон биотитовых роговиков.

Для выявления особенностей химизма гранитоидов и условий концентрации в них рудных элементов определенную целесообразность представляет использование атомных отношений некоторых элементов, поскольку они позволяют непосредственно сравнивать составы пород и слагающих их минералов, а также анализировать соотношения между рудными и породообразующими элементами.

Показателем щелочности является отношение $K_2O + Na_2O/Al_2O_3$, которое в породах с кварцем не может превышать единицу. Отношение SiO_2/Al_2O_3 может служить показателем кислотности; в породах без кварца оно должно быть меньше трех. Сравнение этих характеристик показывает, что породы диорит-гранодиоритовой формации по сравнению с гранитной являются менее кислыми даже при одинаковой щелочности (табл. 3). Вариации состава пород гранит-

ной формации осуществляются в основном за счет щелочности при постоянно высокой кислотности (рис. 2). Натровость пород ($\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) диорит-гранодиоритовой формации обычно несколько выше, чем натровость пород гранитной формации. Сопоставление отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ с железистостью пород показывает, что с ростом кислотности железистость пород увеличивается (табл. 3 и рис. 3). Несколько обособленное положение занимают породы габбро-диабазовой формации. Они отличаются повышенной для данной кислотности железистостью и содержат повышенные концентрации титана.

На основании приведенных данных можно высказать некоторые соображения относительно особенностей проявления интрузивного магматизма на территории Южно-Верхоянского синклиория.

Наиболее ранние проявления интрузивной деятельности связаны с начальными этапами мезозойского вулканизма и выразились в об-

Таблица 2

Характеристика парагенезисов породообразующих минералов гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория

Массив, породы	Плагиоклаз, номер	Биотит		Амфибол	
		$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	$\frac{\text{Al}^{\text{IV}}}{\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$
Тарбаганахский					
диориты (I фаза)	42-43	0,396	0,250	0,330	0,865
гранодиориты (II фаза)	32-42	0,763	0,279	0,580	0,830
граниты (III фаза)	28-35	0,536	0,287	-	-
Штоки на правом берегу р. Тыры					
диориты	40-75	0,529	0,293	-	-
Курумский					
гранодиориты	22-40	0,606	0,344	0,540	0,832
Дыбинский					
гранодиориты	25-40	0,502	0,292	-	-
Матур-Хатынский					
граниты	10-15	0,842	0,317	-	-
Эмкырчанский					
гранодиориты	10-11	0,841	0,338	-	-
Елагчанский					
граниты	10-15	0,912	0,274	-	-

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Южно-Вехоянского синклиория

Формация, массив	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Субвулканическая				
Верхне-Аллахский и Верхне-Эмкырчанский	Гранодиорит-порфиры (8)*	69,16	0,30	14,49
		Габбро-диабазовая		
Габбро-диабазовая				
Бассейн р. Тыры Правобережье р. Юдомы	Диорит (7) Габбро-диорит (1)	56,62 52,92	0,96 1,31	17,30 18,48
Диорит-гранодиоритовая				
Тарбаганахский	Диориты (2)	59,52	0,79	14,63
"	Гранодиориты (2)	70,82	0,41	14,64
"	Граниты мелкозернистые	72,41	0,16	13,96
Уэмляхский	Диориты	54,75	0,95	13,84
	Гранодиориты	62,71	0,61	14,30
Курумский	" (5)	68,30	0,38	15,02
Дыбинский	" (5)	66,55	0,54	15,74
Ат-Юряхский	" (3)	63,75	0,75	14,12
Секандинский	" (3)	65,37	0,40	14,27
Гранитная				
Эмкырчанский	Граниты (5)	75,24	0,38	12,55
Матур-Хатынский	" (4)	75,59	0,09	12,89
Елагчанский	" (4)	74,37	0,12	12,44
Дегелькичский	" (2)	74,25	0,07	12,91
Кютепский	" (5)	74,67	0,12	12,62

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии ЯФ В.Р. Николаева. По Тарбаганахскому массиву использованы пробы геолога *Здесь и далее в скобках — число анализов.

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1,12	1,92	0,04	0,76	1,96	3,44	4,72
формация						
1,34	6,66	0,07	3,73	6,07	3,39	2,51
2,09	6,23	0,10	3,33	8,75	3,45	1,37
2,28	3,82	0,06	4,69	5,58	3,55	3,14
0,06	2,47	0,03	0,91	2,71	3,85	3,62
0,69	1,66	0,03	0,75	1,81	4,00	4,18
2,64	4,28	0,05	6,86	7,46	3,58	3,57
1,03	2,40	0,03	2,98	3,55	3,92	3,76
0,78	3,44	0,05	1,29	2,98	3,75	3,67
0,70	2,76	0,05	1,84	2,94	4,16	3,93
2,07	3,30	0,06	3,43	4,27	3,33	4,28
1,57	3,01	0,04	2,77	3,55	3,43	4,12
0,20	1,80	0,03	0,18	0,69	3,94	4,39
0,70	1,45	0,02	0,20	0,40	3,11	4,99
1,09	1,23	0,01	0,45	0,73	4,10	4,52
0,83	1,28	0,04	0,43	0,98	4,21	4,17
0,88	1,29	0,02	0,69	0,91	3,30	4,61

СО АН СССР, аналитики: Л.К. Родионова, З.Ф. Парина, Г.Н. Охлопкова, Н.Г. Андриянова.

разовании субвулканических гранодиорит-порфиров. Тесная пространственная взаимосвязь интрузивных гранодиорит-порфиров с излившимися аналогами и наличие между ними взаимопереходов свидетельствуют о близповерхностных условиях формирования пород субвулканической формации. Особенности состава пород Верхне-Эмкырчанского и Верхне-Аллахского массивов позволяют параллелизовать их с образованиями Тарынского субвулкана (Рудич, 1959). Таким образом, получается, что формация субвулканических грано-

диорит-порфиров образует зону, окаймляющую с запада и северо-запада Охотский массив. Идентичность минерального состава гранодиорит-порфиров перечисленных массивов свидетельствует об однородности физико-химических условий магмообразования вдоль этой зоны.

Последующие проявления интрузивного магматизма представлены небольшими штокообразными телами основного состава, которые приурочены к наиболее легко проницаемым зонам глубинных разло-

Таблица 3 (окончание)

Формация, массив	Порода	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	S _{общ}
Субвулканическая Верхне-Аллахский и Верхне-Эмкыр- чанский	Гранодиорит- порфиры (8)*	0,06	1,25	0,04
Габбро-диабазовая				
Габбро-диабазовая Бассейн р. Тыры Правобережье р. Юдомы	Диорит (7) Габбро-диорит (1)	0,41 0,48	0,69 1,43	0,03 0,01
Диорит-гранодиори- товая				
Тарбаганахский	Диориты (2)	0,46	1,32	0,14
"	Гранодиориты (2)	0,05	0,45	Не обн.
"	Граниты мелкозер- нистые	0,09	0,62	0,03
Уэмляхский	Диориты	0,32		0,09
	Гранодиориты	0,16		
Курумский	" (5)	0,22	0,80	0,03
Дыбинский	" (5)	0,20	0,61	0,02
Ат-Юряхский	" (3)	0,21	0,28	Не обн.
Секадинский	" (3)	0,19		То же
Гранитная				
Эмкырчанский	Граниты (5)	0,03	0,23	"
Матур-Хатынский	" (4)	0,03	0,49	0,07
Елагчанский	" (4)	0,03	0,52	0,07
Дегелькичский	" (2)	0,03	0,10	Не обн.
Кютепский	" (5)	0,05	0,46	0,01

мов. Ю.А. Кузнецов образование интрузий габбро-диорит-диабазовой формации связывает с, собственно, геосинклинальным циклом развития подвижных зон. В описываемом районе малые интрузии основного состава, по ряду признаков соответствующие данной формации, проявились на заключительных этапах развития геосинклинали.

Характер локализации интрузивных массивов диорит-гранодиоритовой формации свидетельствует о том, что формирование их также связано с продвижением магматических расплавов вдоль субмеридионально ориентированных тектонических зон. Наличие пологих контактов на юге Уэмляхского массива, грейзенов в пределах Тарбаганахского массива свидетельствует о небольшой глубине эрозионного среза даже этих наиболее крупных интрузивных массивов. Это

F	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$
0,09	0,746	0,523	4,052	0,600	0,341
формация					
0,09	0,482	0,670	2,770	0,497	0,169
0,11	0,387	0,790	2,430	0,510	0,232
0,08	0,629	0,664	3,463	0,311	0,345
Не обн.	0,696	0,620	4,108	0,607	0,028
0,06	0,798	0,596	4,413	0,561	0,258
0,19	0,700	0,605	3,370	0,258	0,352
0,16	0,732	0,615	3,720	0,330	0,257
0,05	0,673	0,611	3,867	0,594	0,160
0,12	0,698	0,618	3,594	0,458	0,170
0,12	0,717	0,540	3,844	0,352	0,343
0,09	0,716	0,560	3,900	0,382	0,300
0,22	0,898	0,576	0,068	0,833	0,074
0,23	0,917	0,485	4,996	0,800	0,285
0,07	0,434	0,578	5,073	0,608	0,434
0,48	0,713	0,556	4,900	0,622	0,358
0,46	0,822	0,520	5,012	0,514	0,380

же можно сказать и в отношении более мелких интрузивных тел. Дыбинский массив представляет собой апикальную часть более крупного массива, не вскрытого эрозией. Небольшая глубина эрозионного среза фиксируется и для интрузивных массивов в восточной части синклинория. В то же время в различных частях синклинория апикальные фации интрузивных массивов достигают различных стратиграфических уровней. Так, если апикальные участки наиболее западных Тарбаганахского, Уэмляхского, Курумского массивов приурочены к породам нижнепермского возраста, то апикальные участки массивов, расположенных к востоку от них, достигают уровня верхнепермских, триасовых и даже нижнемеловых отложений. Сравнительно слабая изученность геологического строения синклинория,

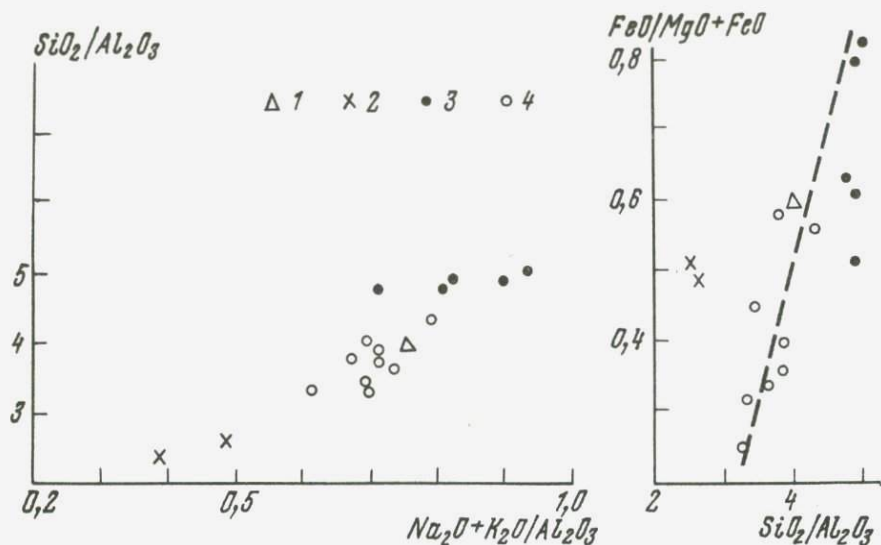


Рис. 2. Соотношение кислотности и щелочности в породах различных формаций

1 - субвулканическая; 2 - габбро-диабазовая, 3 - гранитная; 4 - диорит-гранодиоритовая

Рис. 3. Соотношение между кислотностью и железистостью гранитоидов Южно-Верхоянского синклиория

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

особенно восточной его периферии, не позволяет определить глубины формирования конкретных интрузивных массивов. Однако приведенные данные позволяют высказать предположение о том, что уровень проникновения магматических расплавов не был постоянен в поперечном сечении синклиория и был более высоким на востоке. Различная глубина становления магматических расплавов и неоднородность тектонического строения синклиория приводили к качественно различному характеру консолидации интрузивных массивов.

При анализе рудогенерирующей способности интрузивных образований первоочередной интерес представляют те параметры магматических процессов, которые оказывают наиболее существенное влияние на распределение рудных элементов в магматическом расплаве между силикатной и водной фазами. Из всего многообразия параметров магматических процессов нам представляется наиболее существенным для данных целей использовать величины активностей кислорода, хлора, фтора и давления водного флюида. Влияние температуры, видимо, будет менее существенно, поскольку формирование гранитоидов протекает в широком температурном интервале.

Активность кислорода в магматических расплавах определяется соотношением между мостиковым и немостиковым кислородом, температурой, давлением водного флюида, величиной кислотности – основности и другими параметрами. В глубинных условиях зависимость активности кислорода от основности выражается уравнением (Коржинский, 1963): $[O^{2-}]/[O_2]^{0,5} = [e]^{2K}$. При постоянстве окислительно-восстановительного потенциала $[e]$ активность кислорода будет определяться соотношением активностей кислот и оснований. Эксперименты с водно-силикатными системами близкого химического состава (Хитаров и др., 1969) показывают, что активность кислорода определяется содержанием воды в системе. Но для систем с непостоянным соотношением компонентов одним из факторов, регулирующих величину активности кислорода, является химический состав. Р.Дуглас и другие (Douglas e. a., 1965), П.Нат (Nath, 1966) установили, что активность кислорода в расплаве возрастает с увеличением концентрации щелочей, причем для калия в большей степени, чем для натрия. Увеличение концентрации кремнезема, видимо, будет оказывать противоположное воздействие.

Согласно экспериментальным данным (Хитаров и др., 1969), содержание темноцветных гидроксилсодержащих минералов в породах кислого состава является функцией давления воды в период их кристаллизации.

Следовательно, количество биотита и амфибола в гранитоидах позволяет косвенно оценивать относительную величину давления воды при их формировании. Какой именно из темноцветных минералов – биотит или амфибол – будет образовываться определяется соотношением активностей кислот и оснований в магматическом расплаве. Судя по наиболее широко распространенным парагенезисам магматических пород, биотиты по сравнению с амфиболами устойчивы в более кислых условиях. Железистость биотитов и амфиболов определяется давлением воды, парциальным давлением кислорода и температурой (Уонс, Югстер, 1963). Для данной температуры и данного давления водяного пара пар, сосуществующий с биотитом фиксированного состава, должен иметь одно определенное отношение P_{O_2}/P_{H_2O} . Повышение этого отношения приводит к образованию более магнезиальных биотитов.

Величиной P_{O_2} определяется также минеральная форма концентрации избыточного по отношению к биотитам и амфиболам для данных физико-химических условий железа в виде магнетита или ильменита. Судя по отсутствию магнетита в акцессорном состоянии среди большинства массивов диорит-гранодиоритовой формации, формирование их происходило в условиях пониженного парциального давления кислорода, не превышающего значения никелиевого буфера для соответствующих температур. Как отмечают Ф.Додж (Dodge a.o., 1969) и И.Д. Рябчиков (1972), в наиболее широко распространенных типах гранитоидов с магнетитом парциальные давления кислорода несколько превышают значения никелиевого буфера. Очень

низкие значения P_{O_2} в гранитоидах позволяют заменить его величиной активности.

Исходя из соотношения железо-магнезиальный гидроксилсодержащий силикат: окисел железа и из количественной роли гидроксилсодержащих минералов в породах, можно говорить о значительных вариациях P_{H_2O} при формировании интрузивных массивов диорит-гранодиоритовой формации. Сравнивая количество биотитов и амфиболов в породах различных фаз, например Тарбаганахского массива, можно прийти к выводу, что давление воды существенно понижалось с развитием магматического процесса. При этом температурный градиент при кристаллизации первой и второй фаз был, вероятно, незначительным. Об этом свидетельствуют отсутствие явлений "закалки" при четких контактах диоритов с гранодиоритами и характер распределения кальция между плагиоклазом и амфиболом. Температура образования как диоритов, так и гранодиоритов, определенная по плагиоклаз-амфиболовому геотермометру (Перчук, 1970), составляет приблизительно 600–675°C. Можно отметить, что формирование всех интрузивных массивов западной части синклиория осуществлялось при высоких значениях P_{H_2O} . В то же время для массивов восточной части синклиория, судя по появлению акцессорного ильменита, а местами и магнетита, давление водяного пара было значительно меньшим. Эти данные хорошо согласуются с высказанными выше соображениями относительно различных уровней становления магматических расплавов в восточной и западной частях синклиория.

Постулируя предположение о том, что железистость биотитов в одноименных парагенезисах выражает отношение P_{O_2}/P_{H_2O} (по-скольку, как отмечено, P_{O_2} функционально связано с величиной кислотности-основности), можно подойти к сравнительной оценке этой величины при формировании пород диорит-гранодиоритовой формации. Значительное повышение железистости биотитов в процессе кристаллизации пород Тарбаганахского массива от диоритов I фазы до гранодиоритов II фазы в условиях, близких к изотермическим, свидетельствует о понижении отношения P_{O_2}/P_{H_2O} , что в условиях значительного понижения P_{H_2O} должно сопровождаться еще более значительным понижением P_{O_2} и может быть осуществлено только при существенной потере расплавом таких сильных оснований, как щелочи. Следовательно, эволюция расплава на начальных этапах осуществлялась за счет более значительного роста кислотности, чем роста щелочности. Заключительные внутрикамерные этапы кристаллизации пород этого массива сопровождались некоторым повышением отношения P_{O_2}/P_{H_2O} , видимо, за счет повышения щелочности расплавов. Различная железистость биотитов пород Курумского и Дыбинского массивов, сформировавшихся в сходных геолого-струк-

турных условиях, свидетельствует о том, что формирование Дыбинского массива осуществлялось при более высоком значении отношения P_{O_2}/P_{H_2O} . Формирование интрузивных массивов диорит-гранодиоритовой формации в восточной части синклиория осуществлялось при более высоких значениях отношения P_{O_2}/P_{H_2O} за счет понижения P_{H_2O} .

Образование в рамках одной магматической формации интрузивных массивов с различной степенью дифференцированности, так же как и различные уровни становления интрузивных массивов, по нашему мнению, связано с неоднородным строением синклиория в поперечном сечении, с одной стороны, и различными условиями проницаемости вдоль одних и тех же глубинных разломов, с другой. По данным гравиметрических исследований, зона Минорского разлома фиксируется характерным минимумом силы тяжести, указывающим на грабенообразную структуру разлома. Зона Юдомского разлома характеризуется значительно более низкой величиной изменения силы тяжести и асимметричностью кривой на гравиметрическом профиле (Мокшанцев и др., 1968). Эти данные свидетельствуют о различных условиях и глубине заложения Минорской и Юдомской зон глубинных разломов. Специфичность зон разломов, контролирующих проявление гранитоидного магматизма, в отличие от зон, с которыми связан базальтоидный магматизм, видимо, заключается в образовании осмотических условий, когда полости разломов, являясь непроницаемыми для магматических расплавов, были проницаемы для трансмагматических растворов.

Формирование интрузивных массивов гранитной формации происходило в геолого-структурных условиях, сходных с условиями формирования пород диорит-гранодиоритовой формации, приблизительно на одних и тех же гипсометрических уровнях. Массивы гранитной формации тяготеют к восточной части синклиория. В плане они концентрируются в виде субмеридионально ориентированной полосы, следующей вдоль Юдомского разлома, отделяющего Приохотскую зону от Центральной (см. рис. 1). В пределах этой полосы встречаются также и массивы диорит-гранодиоритовой формации, но если последние распространены и в западной части синклиория, то для массивов гранитной формации можно отметить тяготение к восточной его части, к зоне Юдомского разлома.

Особенности минерального состава пород и химизма биотитов показывают, что формирование пород гранитной формации происходило в физико-химических условиях, несколько отличных от условий формирования пород диорит-гранодиоритовой формации. Присутствие биотита с высокими железистостью и глиноземистостью в качестве единственного темноцветного минерала свидетельствует о высокой кислотности магматических расплавов. Судя по концентрации некоторого количества железа в виде ильменита, можно предполагать, что формирование интрузивных массивов гранитной формации происходило при несколько более низких давлениях воды.

В то же время наблюдаемый иногда переход к амфибол-биотитовым гранитам, где амфибол представлен гастингситовой разностью, свидетельствует о высокой активности щелочей, а присутствие акцессорного ильменита, вместо магнетита, — о низкой активности кислорода в период их формирования. Этим граниты как бы повторяют особенности формирования диорит-гранодиоритовой формации. Некоторое повышение активности кислорода, выражающееся в появлении акцессорного магнетита, наблюдается только в наиболее щелочных фациях с амфиболом. Величина отношения P_{O_2}/P_{H_2O} для пород гранитной формации была несколько более низкой, чем для диорит-гранодиоритовой формации и существенно повышалась только в наиболее щелочных фациях.

Другой характерной чертой пород гранитной формации является обогащенность их фтором. По данным химических анализов, среднее содержание фтора в биотитовых гранитах отдельных интрузивных массивов изменяется от 0,23 до 0,48%, а в аплитовидных гранитах Матур-Хатынского массива достигает 5,39%. Концентрация фтора резко понижается при переходе от биотитовых к амфибол-биотитовым разностям. Изучение протолок гранитов показывает, что во всех без исключения массивах гранитной формации в качестве основного акцессорного минерала присутствует флюорит. О значительном выносе фтора в процессе формирования пород этой формации свидетельствует наличие сидерофиллит-флюоритовых грейзенов в пределах Матур-Хатынского массива, кварц-флюоритовых жил в контактовых зонах Эмкырчанского, Кютепского и Дегелькичского массивов.

Известно, что добавки фтора к силикатным расплавам значительно понижают температуры их кристаллизации и вязкость (Wyllie, Tuttle, 1964). Обращает на себя внимание различная растворимость фтора в виде HF, NaF и KF. Наиболее высока она для KF и может составлять 20%, в то время как для NaF она не превышает 1% (Глюк, 1972). Как отмечалось выше, для образований гранитной формации характерна повышенная калиевоcть, т.е. для рассматриваемого района устанавливается тесная геохимическая связь между калием и фтором.

Таким образом, для Южно-Верхоянского синклинория наблюдается проявление магматических образований двух сближенных во времени формационных типов. Характер взаимоотношений этих формаций в пространстве и во времени, так же как и их генезис, остается дискуссионным и не является целью настоящего сообщения. Данные абсолютного возраста, приводимые в работах Н.В. Ичетовкина (1963) и Г.А. Гринберга с соавторами (Гринберг и др., 1970), не вносят в вопрос о их возрастной принадлежности ничего существенного и скорее свидетельствуют о близком времени их формирования. Неприемлемым оказывается и предположение, что на состав магматических расплавов диорит-гранодиоритовой формации значительное влияние оказывало присутствие карбонатных пород, под-

стиляющих верхоянский комплекс (Гринберг, 1969), так как массивы диорит-гранодиоритовой и гранитной формаций встречаются в пределах одних и тех же блоков в непосредственной близости друг от друга.

Возникновение магматических расплавов различного состава, вероятно, связано как с неоднородным уровнем магмообразования в пределах одних и тех же зон, так и с различным характером их эволюции. Более кислые и обогащенные фтором магмы обладали сравнительно низкими температурами кристаллизации и при достижении одинакового с диорит-гранодиоритовыми магмами гипсометрического уровня значительно дольше могли сохранять свою мобильность.

Некоторые отмеченные нами особенности химизма пород диорит-гранодиоритовой формации в западной и восточной частях синклинория свидетельствуют о том, что последние обладают некоторыми чертами сходства с породами гранитной формации, развитыми в пределах этой же зоны, т.е. формирование диорит-гранодиоритовых и гранитных расплавов здесь происходило под воздействием одних и тех же внешних факторов, что, видимо, связано с особенностями состава трансмагматических растворов.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В металлогеническом отношении территория Южно-Верхоянского синклинория может быть расчленена на две зоны (см. рис. 1). Восточная зона характеризуется наличием полиметалльных проявлений, где ведущее положение занимают свинец, цинк, олово и серебро, а золото занимает подчиненное положение. В пространственном отношении большинство этих проявлений ассоциирует с образованиями гранитной формации и, судя по значительной роли фтора в процессе рудообразования, имеют с ними и генетическую связь. Для западной зоны, пространственно совпадающей с восточным крылом Сетте-Дабанского горстантиклинория и западной окраиной Южно-Верхоянского синклинория, характерно проявление золоторудной минерализации.

Описанию золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинория посвящены работы А.И. Казаринова (1957), П.А. Строны (1962), Г.А. Гринберга с соавторами (Гринберг и др., 1970), М.К. Силичева (1970), А.И. Зайцева с соавторами (Зайцев и др., 1973) и др. Мы остановимся только на краткой характеристике минерального состава этих месторождений и их взаимоотношений с магматическими образованиями.

В отношении возраста золоторудных месторождений Южного Верхоянья нет единого мнения. Некоторые исследователи (Казаринов, 1957; Гринберг и др., 1970) считают все золоторудные проявления разновозрастными и генетически связанными с гранитоидами. Противоположной точки зрения придерживаются большинство геоло-

гов Аллах-Юньской экспедиции, которые считают возраст большей части месторождений Южно-Верхоянского синклиория доинтрузивным, о чем свидетельствуют пересечения некоторых кварцевых золотоносных жил дайками различного состава, в том числе и мелкозернистых гранитов, а также метаморфизм кварцевых жил в экзоконтактах Тарбаганахского и Уэмляхского массивов. Убедительные данные о разновозрастности кварцевых жил Аллах-Юньского района приводятся А.И. Зайцевым с соавторами (Зайцев и др., 1973). На основании определений радиологического возраста околожилных пород, температур гомогенизации и декрепитации, термомолюминисцентного анализа кварца из жил в экзоконтактовой зоне Тарбаганахского массива было установлено активное воздействие гранитоидов на кварцевые жилы, выражающееся, в частности, в наличии взорванных газово-жидких включений. Широкое развитие золоторудных проявлений, имеющих "добатолитовый" возраст, установлено для Верхоянского мегантиклинория (см. статью В.А. Амузинского в данном сборнике).

По особенностям минерального состава руд представляется возможным расчленить золоторудные месторождения Южно-Верхоянского синклиория на две формации: малосульфидную и умеренносульфидную.

Месторождения малосульфидной формации (Булар, Новинка, Восход, Юр и др.) не обнаруживают явной связи с магматическими образованиями, размещение их контролируется в основном продольными тектоническими разломами. Минеральный состав месторождений характеризуется очень низким содержанием сульфидов (обычно до 1%), среди которых главенствующую роль играют пирит, арсенопирит, галенит и сфалерит. По характеру взаимоотношений главных рудных минералов могут быть выделены две главные стадии рудообразования: ранняя пирит-арсенопиритовая и поздняя галенит-сфалеритовая. Состав жил преимущественно кварцевый. Кварц-карбонатные жилы пользуются сравнительно меньшим развитием и являются более поздними по отношению к пирит-арсенопиритовой ассоциации. Золото образует частицы размером до 1,0 мм и более. По данным П.А. Строны, в Юрском месторождении 50% золота представлено частицами размером более 1 мм и 12% золотин имеет размеры менее 0,2 мм. Остальное золото концентрируется в виде мельчайшей вкрапленности в сульфидах и кварце. При образовании месторождений этого типа золото выделяется совместно с галенитом и сфалеритом и значительно меньше с пиритом и арсенопиритом. Для всех малосульфидных месторождений Южного Верхоянья характерно высокопробное золото (820-960). Околорудные изменения проявлены очень слабо и выражаются в слабой серицитизации пород.

Умеренно сульфидная формация представлена только одним месторождением - Нежданским и несколькими рудопроявлениями. По данным М.К. Силичева (1970), это месторождение приурочено к зоне разломов меридионального простирания. К югу от него обна-

жается группа штоков основного (диоритового) состава, а к северу от месторождения – Курумский и Дыбинский гранодиоритовые массивы. Названные интрузивные массивы и Нежданинское месторождение располагаются почти на прямой линии. К ней приурочены и более мелкие золото–сульфидные проявления с золотом и сульфидами Pb, Zn, Cu. Дыбинский и Курумский массивы окаймлены широкими зонами контактово–измененных пород, что свидетельствует о наличии в этом районе значительных масс магматических пород, не вскрытых в настоящее время эрозионными процессами. Поэтому предположение о существовании под Нежданинским месторождением магматических пород не лишено основания.

Минеральный состав Нежданинского месторождения обнаруживает некоторые черты сходства с месторождениями малосульфидной формации. Наиболее ранней ассоциацией рудных минералов также является пирит–арсенопиритовая, затем следует сфалерит–галенитовая с тетраэдритом и наиболее поздняя – сульфоантимонитовая. Распределение сульфидов в разрезе рудного тела неравномерно. По отдельным зонам наблюдается четкая зональность: концентрация сульфидов с глубиной увеличивается, а роль сульфоантимонитовой ассоциации уменьшается. Для всех рудопоявлений умеренно сульфидной формации в отличие от малосульфидной характерны повышенные концентрации серебра. Соотношения между золотом и серебром ($Au/Au + Ag$) изменяются от 0,02 до 0,75. В целом можно отметить тенденцию к понижению отношения $Au/Au+Ag$ с увеличением концентрации сульфидов. В то же время наиболее высокие значения отношения $Au/Au+Ag$ характерны для руд, содержащих сульфоантимонитовую ассоциацию. Крупные, макроскопически заметные золотины на месторождении встречаются редко. Довольно редко золото встречается даже при микроскопическом изучении руд; обычно оно образует выделения размером до 0,1 мм среди сульфидов. Околорудные изменения при формировании умеренно сульфидных золоторудных проявлений выразились в серицитизации, пиритизации и арсенопиритизации вмещающих пород.

Кроме перечисленных типов золоторудных проявлений значительный интерес с генетической точки зрения представляют рудопоявления, обнаруживающие более или менее явные генетические связи с интрузивными образованиями, поскольку они указывают на потенциальную золотоносность тех или иных формационных типов магматических пород. Таковыми являются кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом, шеелитом, арсенопиритом, самородным висмутом, галенитом, сфалеритом и золотом в пределах Курумского, Тарбаганского и Уэмяхского массивов, кварц–турмалиновые жилы и пегматиты с флюоритом, арсенопиритом, висмутом и золотом, отмеченные И.Г.Волкодавом в Елагчанском и Матур–Хатынском массивах. Какие–либо рудопоявления, генетически связанные с гранодиорит–порфироматической субвулканической формации, в настоящее время не известны.

Таким образом, потенциальной золотоносностью обладают как массивы диорит–гранодиоритовой, так и гранитной формаций. Одна–

ко золоторудные месторождения концентрируются только в западной части синклиория, частично в области развития диорит-гранодиоритовой формации. Следовательно, кроме повышенной концентрации золота в магматических расплавах для образования рудных месторождений необходимо стечение ряда специфических условий, способствующих отделению его в составе гидротермальной фазы. Для выяснения этих условий необходимо рассмотреть основные черты поведения золота при формировании интрузивных пород и условия, способствующие отделению его в составе гидротермальных растворов от магматических расплавов.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА, ОЛОВА, СВИНЦА И ЦИНКА В ГРАНИТОИДАХ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИОРИЯ

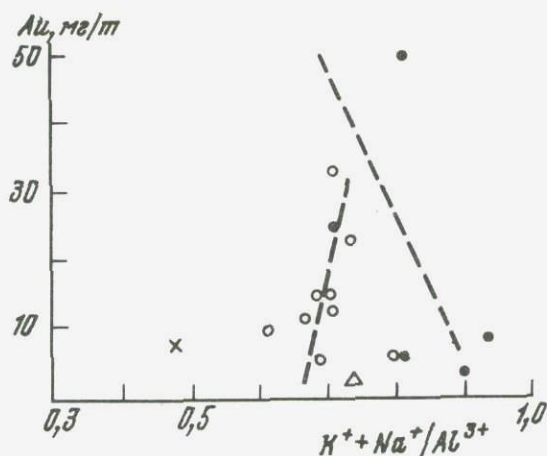
При оценке концентраций рудных элементов в магматических породах важно выяснить, какие параметры магматических процессов ведут к их концентрированию или рассеиванию. Золото в отличие от большинства других рудных элементов, не образует достоверных изоморфных связей с породообразующими элементами. Поэтому при рассмотрении особенностей распределения золота в магматических породах определенный интерес представляет выявление характера распределения олова, цинка и свинца, для которых установлены вполне определенные взаимоотношения с породообразующими элементами (табл. 4).

Сравнение концентраций золота в гранитоидах с содержаниями петрогенных элементов показывает отсутствие между ними каких-либо корреляционных связей¹. К такому же выводу пришел И.К. Давлетов (1971), изучивший корреляционные связи золота с петрогенными и акцессорными элементами для достаточно большого числа анализов интрузивных пород. Вообще наличие достаточно четких корреляционных связей между рудными и породообразующими элементами в однотипных магматических породах сомнительно, поскольку величины их концентраций несопоставимы. Наблюдающиеся иногда для отдельных типов магматических пород те или иные корреляционные связи являются частным выражением более сложного процесса. Тем не менее значительные вариации в содержании золота в породах одного и того же формационного типа позволяют говорить о наличии каких-то параметров среды минералообразования, которые оказывают воздействие как на процессы концентрирования золота, так и на соотношения породообразующих элементов. Наиболее существенным для распределения элементов в магматических породах представляется воздействие кислотности-основности расплава, поскольку

¹ Это утверждение не вполне точно. См. статью Ю.П. Ивенсена и В.И. Левина в данном сборнике (*Прим.ред.*).

Рис. 4. Зависимость между концентрацией золота и щелочностью пород

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.



этот показатель должен оказывать наиболее сильное влияние на форму нахождения элементов в расплаве, что в свою очередь предопределяет вхождение золота в структуру породообразующих минералов, концентрирование в составе водной фазы или равномерное рассеивание. В общем это может быть сформулировано в виде принципа, вытекающего из развитого Д.С. Коржинским (1966) кислотно-основного взаимодействия в расплавах: повышение кислотности повышает активность компонентов, находящихся в расплаве в виде катионов, и, наоборот, повышение основности будет способствовать увеличению активности анионных форм. Некоторые отступления от этого принципа могут наблюдаться за счет образования металлами комплексов с серой, хлором, фтором и т.д. Не менее важное значение для концентрирования элементов имеет минеральный состав магматических пород, который в конечном счете также является выражением физико-химических условий их формирования, в том числе и кислотно-основного взаимодействия.

Для выявления характера связи золота и других элементов с химизмом магматических пород целесообразно использовать некоторые

Таблица 4

Средние содержания золота, олова, свинца и цинка в гранитоидах

Формация, массивы	Породы	Au, п · 10 ⁻⁷	Sn, п · 10 ⁻⁴
Субвулканическая			
Верхне-Ал- лахский и Верхне-Эм- кырчанский массивы	Гранодиорит- порфиры	1,8(15)*	8,7(20)
	Габбро-диабазо		
Гельдинский	Диорит	8,1(8)	14,6(8)
Правобережье р.Юдомы	Габбро-диорит	-	6,3
Диорит-грано- диоритовая			
Тарбаганах- ский	Диориты	10,0(5)	8,3(5)
"	Гранодиориты	15,0(5)	3,6(4)
"	Граниты	6,0(3)	4,4(3)
Уэмляхский	Диориты	15,0(7)	3,8(5)
	Гранодиориты	33,6(8)	5,7(5)
Ат-Юряхский	"	13,0(3)	5,8(3)
Секандьин- ский	"	32,5(5)	6,7(5)
Дыбинский	"	5,2(10)	4,2(6)
Курумский	"	10,3(12)	8,4(7)
Гранитная			
Кютелский	Граниты	50,0(11)	7,3(6)
Эмкырчанский	"	3,0(8)	5,1(6)
Матур-Хатын- ский	"	7,3(8)	14,1(7)
Дегелькич- ский	"	25,0(6)	4,6(4)
Елагчанский	"	9,4(5)	5,6(5)

Анализы выполнены в лаборатории физических методов исследования Института геологии ЯФ АН СО СССР; аналитики: Н.Н. Олейникова, Л.С. Сукнева.

* В скобках - число анализов.

Южно-Верхоянского синклиория

$\frac{Sn \cdot 10^4}{Ti + Fe + Mg}$	$Pb, n \cdot 10^{-4}$	$\frac{Pb \cdot 10^4}{K}$	$Zn, n \cdot 10^{-4}$	$\frac{Zn}{Fe^{2+} + Mg}$
0,90	59,0(20)	2,81	80,0(20)	2,80
0,60	38,3(8)	3,40	112,8	0,90
0,25	9,3	1,57	80,0	0,72
0,33	20,0(5)	1,45	99,4(5)	0,90
0,82	21,3(4)	1,34	53,3(4)	0,90
0,72	42,0(3)	2,24	52,6(3)	1,95
0,10	14,0(5)	0,88	76,6(5)	0,43
0,38	20,7(5)	1,27	73,5(5)	1,04
0,23	16,5(4)	0,88	72,5(4)	0,86
0,42	18,0(5)	0,98	67,3(5)	0,94
0,38	26,5(6)	1,54	55,4(6)	1,00
0,74	61,6(7)	3,80	91,3(7)	1,74
1,30	40,0(6)	0,95	88,6(7)	1,69
1,17	73,8(6)	3,78	58,8(6)	3,10
3,46	61,3(7)	2,78	83,6(7)	5,10
0,93	14,3(4)	0,78	53,0(4)	2,18
1,09	14,8(8)	2,98	70,5(5)	2,86

золота повышается. Эти данные вроде бы находятся в противоречии с широко распространенным мнением о том, что золоторудные месторождения связаны с натровыми гранитоидами. Как будет показано, здесь нет никакого противоречия, поскольку мы говорим о ха-

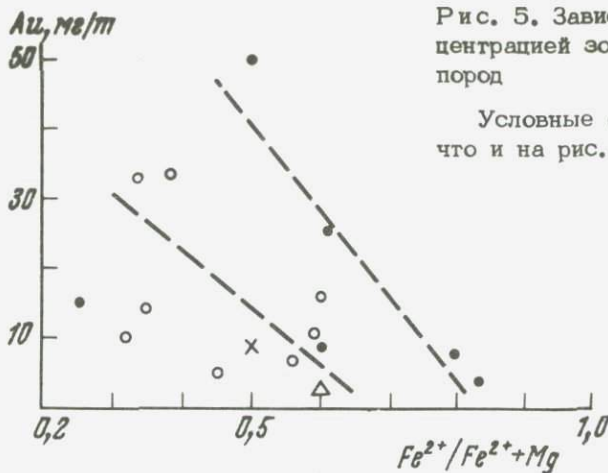


Рис. 5. Зависимость между концентрацией золота и железистостью пород

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

рактуре изменения концентрации золота с изменением щелочности магматических пород, а не о рудогенерирующей способности магматических расплавов.

Другим важным характеристическим отношением является железистость пород, которая для описываемого района определяется железистостью темноцветных минералов и косвенно отображает условия кислотности-основности. Из диаграммы (рис. 5) видно, что с ростом железистости пород концентрация золота в них понижается как в породах гранитной, так и диорит-гранодиоритовой формации. При этом при одинаковой железистости породы гранитной формации характеризуются более высокими концентрациями золота.

Необходимо отметить, что концентрация золота в магматических породах связана сложной зависимостью с условиями проявления магматических процессов. В частности, существенное влияние на уровень концентрации золота оказывают сульфиды. Наиболее высокие концентрации золота устанавливаются в породах, содержащих мелкую вкрапленность сульфидов. Присутствие последних в гранитоидах обычно трактуется как результат проявления наложенных гидротермальных процессов, без приведения в пользу этого каких-либо аргументов. Однако многочисленные наблюдения шлифов показывают, что сульфиды (обычно пирит, реже пирротин, галенит, сфалерит) не обнаруживают каких-либо реакционных взаимоотношений с железом-магнезиальными силикатами. Характер взаимоотношения их с породообразующими минералами свидетельствует о том, что они образовались на относительно поздних этапах кристаллизации вместе с кварцем и кали-натровыми полевыми шпатами. В экзогенных условиях сульфиды, особенно пирит и пирротин, легко разлагаются с образованием гидроокислов железа.

Олово в магматических породах концентрируется в железо-магнезиальных силикатах или титансодержащих аксессуарных минералах, где оно изоморфно замещает железо, магний и титан, Поэтому об

оловоносности конкретных магматических образований лучше всего судить по отношению атомов $\text{Sn}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$. Наиболее обогащенными оловом в пределах Южно-Верхоянского синклинория оказываются породы гранитной формации. Увеличение железистости пород сопровождается увеличением отношения $\text{Sn}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$ (рис. 6). Особенно отчетливо это устанавливается для пород диорит-гранодиоритовой формации и менее четко — для гранитной формации. Последнее, видимо, связано с повышенными концентрациями фтора в магматических расплавах, с которым олово способно образовывать устойчивые комплексы, что затрудняет возможности изоморфного вхождения его в структуру породообразующих и акцессорных минералов. Влияние щелочности на концентрацию олова в магматических породах проявлено слабо. С ростом щелочности наблюдается тенденция к увеличению отношения $\text{Sn}/\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$.

Распределение цинка в гранитоидах Южно-Верхоянского синклинория сходно с распределением олова. Гранитоиды диорит-гранодиоритовой и гранитной формации содержат цинк приблизительно в одинаковых пределах. Учитывая геохимические связи цинка в гранитоидах с железом и магнием, рационально рассмотреть отношение $\text{Zn}/\text{FeO} + \text{MgO}$. При этом выявляется, что цинком, как и оловом, наиболее обогащены породы гранитной формации и гранодиорит-порфиры Верхне-Аллахского и Верхне-Эмкырчанского массивов. Сравнение отношения $\text{Zn}/\text{FeO} + \text{MgO}$ с железистостью пород показывает, что обогащенность гранитоидов цинком увеличивается с ростом их железистости (рис. 7). Увеличение щелочности пород также сопровождается ростом отношения $\text{Zn}/\text{FeO} + \text{MgO}$.

Свинец геохимически связан с калием, благодаря чему он концентрируется в полевых шпатах. Отношение Pb/K изменяется в

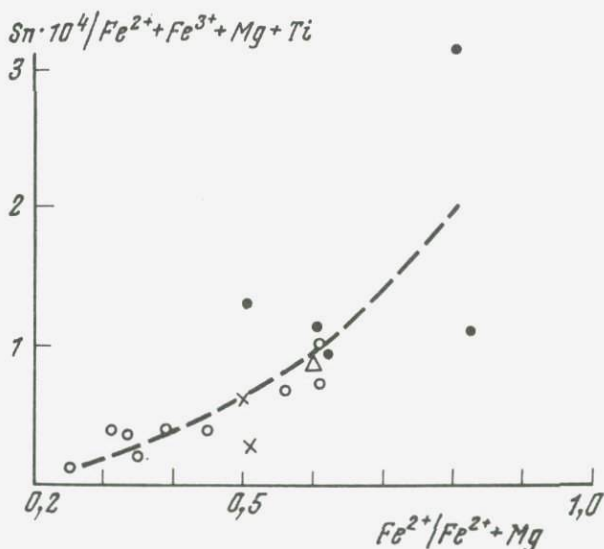


Рис. 6. Зависимость относительных концентраций олова от железистых пород

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

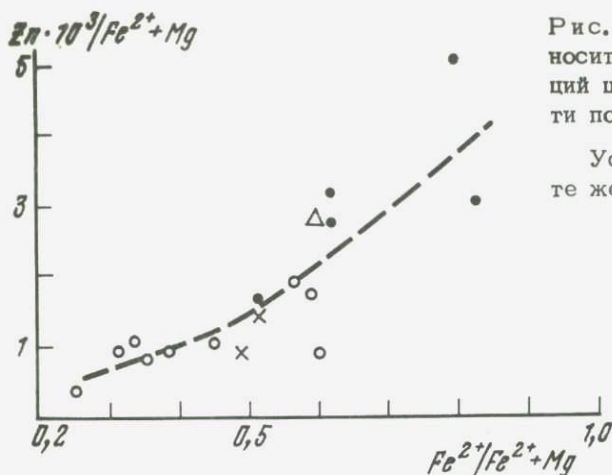


Рис. 7. Зависимость относительных концентраций цинка от железистости пород

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

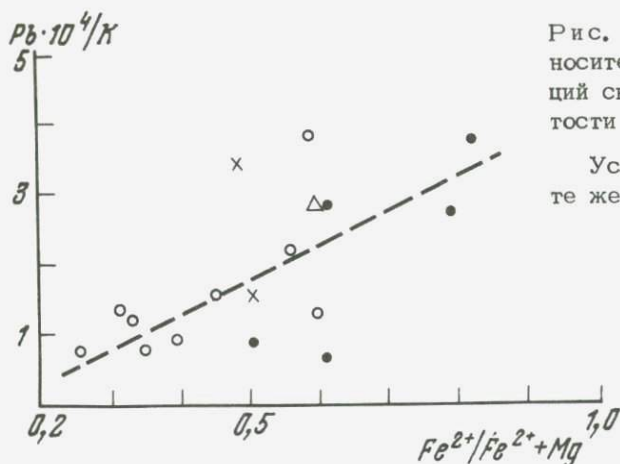


Рис. 8. Зависимость относительных концентраций свинца от железистости пород

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

широких пределах и закономерно возрастает с увеличением коэффициента щелочности. Несмотря на то что свинец не связан непосредственно ни с железом, ни с магнием, отношение Pb/K возрастает с увеличением железистости пород (рис. 8).

Резюмируя сказанное в отношении особенностей распределения золота, олова, цинка и свинца в интрузивных образованиях Южно-Верхоянского синклиория, можно отметить, что увеличение железистости пород и в меньшей мере щелочности способствует накоплению Sn , Zn , Pb . В соответствии с высказанными уже соображениями о влиянии величины кислотности-основности магматических расплавов на форму нахождения в них элементов и о зависимости между железистостью и кислотностью пород можно говорить, что увеличение кислотности, способствуя нахождению Sn , Zn и Pb в виде катионов, предопределяет тем самым изоморфное вхождение их в структуры породообразующих минералов, и приводит, естественно, к повышению их концентрации в горных породах. Концентрация зо-

лота в отличие от концентрации Sn, Zn и Pb обнаруживает тенденцию к обратной зависимости от величины кислотности магматических расплавов. Это ставит под сомнение существование золота в магматических расплавах в виде катионов и может также служить свидетельством о более тесной связи золота не с кислородом, а с другими анионами. Содержание золота в магматических породах определяется величиной их основности, наличием минералов-концентраторов и концентрациями золота в магматическом расплаве. Насколько полно магматические породы наследуют золото из расплавов, трудно судить, но представляется, что при образовании золотом воднорастворимых форм его распределение между твердой и газообразной водной фазой всегда будет в пользу последней.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Основные вопросы геохимии золота в магматических породах рассмотрены в работах Ю.Г. Шербакова (1967), В.Г. Моисеенко с соавторами (Моисеенко и др., 1971), Н.Ф. Зверевой и Б.В. Гавриленко (1971), И.Н. Бушлякова (1971), Е.Винсета и Дж.Кроккета (Winsent, Crocket, 1960), Е.Мэнтей и А.Броунлоу (Mantey, Brownlow, 1967) и др. Данные, приводимые этими авторами, свидетельствуют о значительных вариациях содержаний золота в магматических породах и о росте его концентраций от кислых к основным породам.

Для понимания особенностей поведения золота в магматических процессах необходимо изучение распределения его по отдельным минеральным фазам различных петрохимических типов пород. Данные по балансу золота в магматических породах не особенно многочисленны. Наиболее ранней в этой области является работа Е.Винсета и Дж.Кроккета (Winsent, Crocket, 1960). На основании изучения распределения золота в различных дифференциатах Скаергардского интрузива они приходят к выводу об отсутствии минералов-концентраторов этого элемента и об инертном поведении золота в магматических процессах. Инертность золота, по мнению этих авторов, может быть объяснена очень высоким его окислительным потенциалом, в связи с чем оно присутствует в магматических расплавах в виде незаряженных атомов.

Е.Мэнтей и А.Броунлоу (Mantey, Brownlow, 1967) при изучении распределения золота в кварцевых диоритах Морисвильского штока нашли, что концентрация золота в минералах интрузивных пород зависит от концентрации золота в магматическом расплаве и от плотности кристаллической структуры минерала ("open crystal structures"). Этим фактором они объясняют повышенную концентрацию золота в железо-магнезиальных силикатах. Вслед за Е.Винсентом и Дж.Кроккетом они считают, что золото в магматических расплавах находилось в виде незаряженных атомов, но в то же время ими от-

мечаются тенденции золота накапливаться в остаточных флюидах.

Накопление золота в сульфидной фазе интрузий основного состава отмечалось Ю.Г. Шербаковым (1967), С.А. Шекокой и др. (1971), Н.Ф. Зверевой и Б.В. Гавриленко (1971).

Анализируя имеющиеся к настоящему времени данные по распределению золота в минералах магматических пород, можно сделать вывод, что наиболее высокими концентрациями золота обладают сульфиды. Коэффициент концентрации золота (отношение содержания золота в минерале к содержанию золота в породе) для них составляет 50–200. В значительно меньшей степени золото накапливается в биотитах, амфиболах и магнетитах. Сравнение коэффициентов концентрации золота в этих минералах, произведенное по данным Н.Ф. Зверевой и Б.В. Гавриленко (1971), И.К. Давлетова и Ш.Джакшибаева (1970) и И.Н. Бушлякова (1971), показывает, что 71% проб биотитов имеет коэффициент концентрации, превышающий единицу; для амфиболов число таких проб понижается до 46%, а для магнетитов – до 36%. Полевые шпаты и кварц обычно характеризуются коэффициентами концентрации, не превышающими единицу. Следовательно, минералами-концентраторами золота в магматических породах могут считаться сульфиды и железо-магнезиальные минералы, хотя минералами-носителями благодаря широкому распространению обычно являются полевые шпаты и кварц. Это свидетельствует о том, что золото в магматических расплавах находится в основном в форме, не благоприятной для вхождения в структуру порообразующих минералов.

О форме нахождения золота в магматических расплавах можно судить только по косвенным данным, исходя из особенностей строения его атомов. Золото имеет 18-электронную оболочку, большой ионный радиус и обладает высокой поляризационной способностью. Последнее обстоятельство должно обуславливать образование при соответствующих температурах и давлениях его соединений с наиболее легко поляризуемыми анионами (S^{2-} , Cl^{-}). Существование полисульфидных, гидросульфидных и хлоридных комплексов золота в гидротермальных условиях доказано экспериментальными работами И.А. Каковского и Н.Г. Тюрина (1962), Р.Клока и В.Келли (Cloke, Kelly, 1964), Б.Вейсберга (Weissberg, 1970), Р.Хенлея (Hanley, 1973), Т.Севарда (Seward, 1973). Присутствие золота в сульфидах магматических пород в количествах в 100–200 раз превышающих его содержание в породе, однозначно указывает на возможность существования золота в расплавах в виде комплексов с серой.

Хлор в отличие от серы не образует почти никаких стабильных минеральных фаз, поэтому нет доказательств существования хлорауратов в магматических расплавах, хотя исходя из химических свойств хлора и золота они вполне вероятны.

Вопрос о существовании соединений рудных элементов с серой, хлором или фтором имеет принципиальное значение при оценке рудогенерирующей способности магматических расплавов в связи с различной растворимостью этих элементов в силикатной и водной фа-

зах. Сульфидные комплексы, видимо, плохо растворимы как в силикатных, так и в водных фазах. Экспериментальные исследования системы силикат – сульфид (Ольшанский, 1950; Альмухамедов, 1971; MacRae, Kullerud, 1971; Shamazaki, Clark, 1973) показывают очень низкую смесимость силикатов с сульфидами. Увеличение концентрации щелочей приводит к расширению такой смесимости. Поэтому при очень высоких концентрациях щелочей (особенно натрия) в щелочных породах образуются такие серосодержащие силикаты, как нозеан, гаюин, гельвин, канкринит. Все названные минералы являются натровыми алюмосиликатами, что свидетельствует о более прочных генетических связях серы с натрием, а не с калием. В.И. Герасимовский и В.С. Рассказова (1966) при изучении геохимии серы Ловозерского массива также подчеркивали связь серы в силикатах с натрием.

Таким образом, выявляется принципиально различное поведение серы в породах различных петрохимических типов. Если для основных пород характерно раннее концентрирование серы в виде сульфидной жидкости, то для щелочных – сохранность ее в магматическом расплаве до относительно поздних этапов кристаллизации. Условия кислого магматизма, видимо, характеризуются наиболее высокими миграционными свойствами серы.

Отличительной особенностью серы в эндогенных процессах является способность ее находиться в различной степени окисления и образовывать устойчивые соединения с кислородом или водородом. Схематически это может быть представлено в виде реакций газобразных S_2 , H_2S и SO_3 с H_2O и O_2 (рис. 9).

Б. Вейсберг (Weissberg, 1970) в своей работе доказал, что золото более растворимо в системе $Au-NaHS-H_2O$, а не в системе $Au-H_2S-H_2O$. И.Л. Ходаковский (1966) показал более высокую растворимость ряда тяжелых металлов в водных растворах в виде гидросульфидных комплексов, значительно превышающую растворимость сульфидов. Следовательно, нахождение металлов, в том числе и золота, в виде гидросульфидных комплексов должно способствовать процессам концентрации золота в составе гидротермальных растворов.

Поведение хлоридов при кристаллизации магматических расплавов в некоторой степени сходно с серой. Экспериментальное изучение распределения хлора между силикатным расплавом и водной фазой, предпринятое И.Килинком и К.Бурнхамом (Kilinc, Burnham, 1972), показывает, что при температуре 700–750°C и давлении от 2 до 6 кбар коэффициент распределения хлора изменяется от 0,012 до 0,077, т.е. хлор концентрируется преимущественно в водной фазе.

Здесь необходимо подчеркнуть наличие тесной геохимической связи хлора с натрием. Хлор, как и сера, концентрируется в натровых алюмосиликатах (минералы группы содалита). Фтор, наоборот, обладает высокой растворимостью в силикатных расплавах, особенно при высоких концентрациях калия (Глюк, 1972).

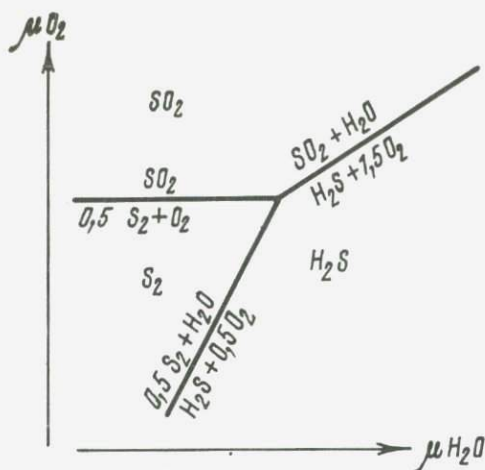


Рис. 9. Схематическая диаграмма состояния серы в координатах $\mu_{O_2} - \mu_{H_2O}$

Взаимоотношения между хлоридными и серосодержащими комплексами в магматических расплавах должны определяться величиной кислотности-основности последних. Повышение кислотности расплавов способствует увеличению активности сильных кислот, в данном случае хлора, и это должно привести к образованию его соединений с наиболее сильными основаниями (K, Na), но не с золотом, которое является слабым основанием. Поэтому существование хлоридных комплексов золота наиболее вероятно в расплавах умеренно кислого или основного состава. Такая взаимосвязь золота с хлором и серой, по-видимому, является одной из основных причин, препятствующих концентрированию золота в значительных количествах в каких-либо породообразующих силикатах, и приводит к более или менее равномерному его распределению в магматических породах различных петрохимических типов.

Рудогенерирующая способность магматических комплексов определяется разностью между концентрацией рудного компонента в магматическом расплаве и конечным содержанием в магматической породе. Последняя величина является функцией физико-химических условий формирования горных пород.

Однако вполне логичным представляется предположение, вытекающее из характера смесимости окислов различных элементов с кремнеземом, что магматические расплавы в отношении большинства рудных элементов обладают ограниченной растворимостью, предел которой определяется конкретными физико-химическими условиями и составом расплава.

О характере растворимости рудных элементов в магматических расплавах можно судить по их энергетическим характеристикам. Наиболее высокой растворимостью в силикатах обладают электроположительные элементы, в то время как для электроотрицательных она значительно ниже (Эйтель, 1962). Следовательно, следует ожидать более высокой растворимости в силикатных расплавах свинца

и серебра, чем олова, цинка и золота. Для щелочных и основных расплавов характер растворимости рудных элементов будет иным.

На характер растворимости рудных элементов в магматических расплавах существенное влияние оказывают процессы комплексобразования с фтором, хлором и серой. Исходя из характера растворимости хлора и серы в силикатных расплавах, представляется, что влияние комплексобразования на величину растворимости золота в кислых расплавах будет незначительным, но должно увеличиваться с ростом щелочности. Аналогичное явление, видимо, будет и для серебра, свинца и цинка, хотя для серебра и свинца следует ожидать сравнительно высокой растворимости и в виде простых ионов. Присутствие в магматическом расплаве фтора, возможно, является одним из определяющих факторов, способствующих концентрированию в нем олова, свинца и цинка.

Условия насыщения магматического расплава рудными элементами будут определяться физико-химическими условиями его существования и, конечно, содержанием их в субстрате, за счет которого образовывался магматический расплав. Вполне вероятно, что некоторые рудные элементы привносятся в зоны магмообразования из верхней мантии трансмагматическими растворами. В.И.Смирнов (1969), Л.Н.Овчинников (1973) считают трансмагматические (или интрателлурические) растворы основным агентом переноса рудных элементов. Значительная роль трансмагматическим растворам принадлежит, видимо, и в процессах магмообразования.

Большинство геологов (Коржинский, 1952; Кузнецов, Яншин, 1969; Кузнецов, Изох, 1969) в настоящее время склонны рассматривать образование магматических расплавов как результат магматического замещения осадочных или вулканогенно-осадочных пород под воздействием трансмагматических растворов.

Большинство месторождений малосульфидной формации в пределах Южно-Верхоянского синклинория в структурном отношении приурочено к субмеридиональной зоне глубинных разломов, с которой также связаны массивы интрузивных пород. Характер взаимоотношения магматических образований с рудными месторождениями свидетельствует о "добатолитовом" возрасте последних. Это обстоятельство приводит некоторых исследователей к выводу о метаморфогенном генезисе золоторудных месторождений малосульфидной формации (Андрянов, 1973). Но с позиций метаморфогенной гипотезы нельзя объяснить специфику минерального состава месторождений малосульфидной формации, где повышается концентрация практически только золота. Предположение о том, что при процессах метаморфизма из вмещающих жилу пород происходило избирательное выщелачивание золота, очень маловероятно. Из зон метаморфизма совместно с золотом должны были бы выноситься такие элементы, как свинец и цинк, и при этом в количествах, во много раз превышающих вынос золота. Этого же не наблюдается. Расчет приноса — выноса золота при метаморфических процессах, основанный

на сравнении его концентраций в породах различных ступеней метаморфизма, — малоубедительный аргумент, если учесть широкие вариации концентраций золота в эндогенных образованиях (Шербаков, 1967; Пчелинцева, Фельдман, 1973).

По существу от метаморфогенной гипотезы не отличаются представления о выщелачивании золота из осадочных пород под тепловым воздействием внедряющихся интрузий.

Теории магматогенного рудообразования исходят из допущения более высокой растворимости рудных элементов в расплавах по сравнению с их концентрацией в раскристаллизованных породах. Растворимость золота в магматических расплавах, видимо, очень низка и увеличивается с ростом их щелочности. Содержание золота в магматических породах, с одной стороны, определяется наличием его минералов-концентратов (сульфидов), а с другой — увеличивается с ростом основности пород.

Из теоретических соображений растворимость золота в магматических расплавах должна повышаться с ростом концентрации в них натрия. Однако корреляционные связи золота с натрием в магматических породах описываемого района выражены чрезвычайно слабо.

Вопрос о мантийном или коровом источнике золота в рудных месторождениях еще далек от окончательного разрешения. Наряду с привнесом золота из верхней мантии трансмагматическими растворами вполне приемлемым является также предположение об извлечении золота этими же растворами из магматических расплавов, наследовавших концентрации золота, свойственные коровому субстрату магнообразования. Характер распределения золоторудных месторождений и взаимосвязь их с магматическими породами в пределах Южно-Верхоянского синклинория позволяют высказаться в пользу мантийного источника золота.

Западная часть Южно-Верхоянского синклинория характеризуется проявлением умеренно кислого магматизма. Анализ условий формирования пород диорит-гранодиоритовой формации показывает, что формирование осуществлялось в глубинных условиях и характеризовалось высокими концентрациями воды, которые понижались с развитием магматического процесса. Приуроченность интрузивных массивов к глубинным разломам позволяет предполагать наличие в течение всего магматического процесса связи с областью выноса трансмагматических растворов. Сравнительно высокое значение отношения P_{O_2} / P_{H_2O} на начальных стадиях магматического процесса способствовало образованию серой ионов S^{2-} , что выразилось в появлении сульфидов среди акцессорных минералов диоритов. Несмотря на свою высокую основность и наличие высоких содержаний минералов-концентратов золота (сульфиды, биотиты, амфиболы), диориты первой фазы характеризуются более низкими концентрациями золота, чем гранодиориты второй фазы. Это можно объяснить только существенным повышением концентраций золота с развитием магматического процесса от первой ко второй фазе. Значительное понижение давления воды на этом же этапе развития магмати-

ческого процесса указывает на то, что на какой-то промежуточной стадии было достигнуто также состояние насыщения и в отношении воды. В этом случае магматический расплав должен стать проницаемым для трансмагматических растворов, и в связи с этим можно ожидать образование фронта гидротермальной деятельности, опережающей продвижения магматического расплава¹. Последний в таком случае выступает в роли "фильтра", поглощая те элементы трансмагматических растворов, которыми он ненасыщен, и пропуская элементы, для которых достигнуто состояние насыщения.

О такой трактовке генезиса золоторудных месторождений мало-сульфидной формации Южно-Верхоянского синклинория свидетельствует специфика их минерального состава. В первую очередь обращает на себя внимание низкое содержание в них серебра. Серебро, видимо, обладает более высокой растворимостью в силикатных расплавах, хлорид его в отличие от хлорида золота имеет очень высокую температуру кипения и малолетуч. В связи с этим присутствие хлорида серебра в составе трансмагматических растворов маловероятно. Серебро, вероятно, будет накапливаться в силикатных расплавах с последующим отделением при процессах кристаллизации в составе гидротермальных растворов.

Нежданинское месторождение в отличие от месторождений мало-сульфидной формации характеризуется наличием руд с низкими отношениями Au/Ag. В структурном отношении оно расположено в единой зоне с интрузивными массивами диорит-гранодиоритовой формации, которые в рамках данного формационного типа характеризуются сравнительно высокой щелочностью и низким значением отношения P_{O_2}/P_{H_2O} , что способствует нахождению золота в виде воднорастворимого комплекса. Эти данные позволяют рассматривать Нежданинское месторождение как постмагматическое, генетически связанное с нескрытым интрузивным массивом. Не исключено, что при формировании этого месторождения имело место пространственное совмещение обоих типов минерализации, поскольку пути миграции трансмагматических растворов и магматических расплавов совпадали.

При анализе условий рудообразования в пределах Южно-Верхоянского синклинория необходимо остановиться на выявлении причин почти полного отсутствия золоторудных проявлений в восточной его части, где также развита потенциально золотоносная диорит-гранодиоритовая формация. Анализ условий формирования магматических пород этого района показывает отсутствие причин, которые бы препятствовали процессам отделения золота от магматических расплавов. Менее глубинные условия их формирования могли привести к

¹ Представления автора о взаимоотношении воды с силикатным расплавом не согласуются с современными данными о неограниченной растворимости воды в расплаве (Прим. ред.).

тому, что они сравнительно быстро достигли насыщенного состояния по отношению к воде. Но это не противоречит высказанным выше соображениям о рудогенерирующей роли трансмагматических растворов. Отсюда вытекает, что трансмагматические растворы, следующие вдоль зоны Юдомского разлома, не содержали золота или же не могли его взвлекать из магматического расплава в силу специфики своего состава.

Из приведенных данных следует, что в пределах Южно-Верхоянского синклиория не существует магматических расплавов, специализированных на золото¹. Образование золоторудных месторождений связано с процессами дифференциации мантийного вещества и движением рудоносных растворов вдоль тектонических зон, с которыми пространственно и генетически связано также формирование магматических расплавов.

Литература

- Альмухамедов А.И. К вопросу о растворимости серы в силикатных расплавах, - Ежегодник. Ин-т геохимии СО АН СССР 1970, Иркутск, 1971
- Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудного минералообразования в Южно-Верхоянском синклиории. - Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Бушляков И.Н. Распределение золота в гранитоидах Верхисетского массива на Урале. - Геохимия, 1971, № 12.
- Герасимовский В.И., Рассказова В.С. К геохимии серы в Ловозерском щелочном массиве. - Геохимия, 1966, № 2.
- Глюк Д.С. Фазовые отношения в системах гранит - H_2O - HF, гранит - H_2O - KF и гранит - H_2O - NaF при давлении 1000 кг/см^2 . - Ежегодник. Ин-т геохимии СО АН СССР, 1971. Новосибирск, 1972.
- Гринберг Г.А. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. - В кн. "Строение земной коры Якутии и законом. размещ. полезн. ископ". М., "Наука", 1969.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. М., "Наука", 1970.
- Давлетов И.К. О связи золота с петрогенными и аксессуарными элементами в интрузивных породах. - В сб. "Статист. методы геол. исслед". М., 1971, вып. 4.
- Давлетов И.К., Джекшибаев Ш. Минеральный баланс и особенности поведения золота в процессе становления интрузивного тела. - Геохимия, 1970, № 12.
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Шилин А.И. О возрасте золотоносных кварцевых жил Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 4.
- Зверева Н.Ф., Гавриленко Б.В. Золото в породообразующих минералах интрузивов крякудукского комплекса (Северный Казахстан). - Геохимия, 1971, № 1.

¹С данным утверждением не согласуется существование кварцевых жил с редкометалльно-золотым оруденением, тяготеющих к гранитным массивам и упоминавшихся авторами статьи (Прим. ред.).

- Индолев Л.Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинория. В сб. "Геология оловорудных и полиметалл. местор. Якутии". М., "Наука", 1964.
- Ичетовкин Н.Б. К петрографии Верхне-Аллахского монсонит-порфирового субвулкана (Южное Верхоянье). - Труды ЯФ СО АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Ичетовкин Н.В. Состав и условия образования Верхне-Аллахского субвулканического комплекса (Южное Верхоянье). - В кн. "Палеовулканология и пробл. вулканоген. формации". Алма-Ата, 1963.
- Кадик А.А. Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности земли. - В сб. "I Междунар. геохим. конгресс, 1971", т. I. М., 1972.
- Казаринов А.И. Геологические перспективы золотого оруденения центральной и южной части Аллаха-Юньского золотоносного района. - Труды НИГРИзолото, 1957, вып. 22.
- Какровский И.А., Тюрин Н.Г. Поведение золота в полисульфидных растворах при повышенных температурах и давлениях. - Изв. вузов, серия цветных металлов, 1962, № 2.
- Коптев - Дворников В.С., Руб М.Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. В сб. "Металлогеническая спец. магматич. комплексов". М., "Недра", 1964.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. - Геол. рудн. местор., 1962, № 5.
- Коржинский Д.С. Термодинамические потенциалы открытых систем, кислотность и восстановительный потенциал которых определяется внешними условиями. - Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах. - В сб. "Исслед. природн. и техн. минералообразования". М., "Наука", 1966.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. - В кн. "Проблемы петрологии и генетич. минералогии", т. 1. М., "Наука", 1969.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука", 1969.
- Левашов К.К. Петрология гранитоидов Дегелькич-Гууолодьинского между-речья (Южное Верхоянье). - Геол. и геофиз., 1963а, № 12.
- Левашов К.К. Магматизм Южного Верхоянья. - В кн. "Тектоника, магматизм и законом. размещ. рудн. местор." М., "Наука", 1963б.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А. и др. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., "Наука", 1968.
- Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. - В сб. "Проблемы магматич. геологии". Новосибирск, "Наука", 1973.
- Ольшанский Я.И. Система $FeS-FeO-SiO_2$. - Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 2.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970.

- Пчелинцева Н.Ф., Фельдман В.И. Золото в метаморфических породах Кокчетавского поднятия. – *Геохимия*, 1973, № 12.
- Рудич К.Н. Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Рябчиков И.Д. Летучести серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах. – В сб. "I Междунар. геохим. конгресс, 1971", т. I, М., 1972.
- Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданнинского золоторудного месторождения. – *Геол. рудн. местор.*, 1970, № 2.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Распределение золота в осадочных и изверженных породах района Нежданнинского месторождения. – *Геохимия*, 1973, № 6.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. – *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1969, № 3.
- Строна П.А. Минеральные ассоциации золота в месторождениях Аллах-Юньского района. – *Зап. Ленингр. горн. ин-та*, 1962, вып. 2.
- Уонс Д.Р., Югстер Х.П. Биотиты в разрезе флогопит-аннит. – В кн. "Вопросы теоретич. и эксперимент. петрологии". М., ИЛ, 1963.
- Хитаров Н.И., Нагапетян Л.В., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². – *Геохимия*, 1969, № 1.
- Хоذاковский И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. – *Геохимия*, 1966, № 8.
- Шека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. – *Докл. АН СССР*, 1971, т. 201, № 2.
- Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.
- Cloke P.L., Kelly W.C. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, N 2.
- Dodge F.C.W., Smith V.C., Mays D.E. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batolyte. – *J. Petrol.*, 1969, 10, N 2.
- Douglas R.W., Nath P., Paul A. Oxygen ion activity and its influence on the redox equilibrium in glass. – *Phys. and Chem. Glass*, 1965, v. 6, N 6.
- Heeley R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. – *Chem. Geol.*, 1973, v. 11, N 2.
- Holland H.D. Granites, solutions and base metal deposits. – *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 3.
- Kilinc J.A., Burnham C.W. Partition of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobares. – *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2.
- MacRae N.D., Kullerud G. Experimental investigations of some sulfide-silicate reactions in the hydrothermal temperature range. – *Carnegie Inst. Annual Rept Dir. Geophys. Lab.*, 1970–1971. Washington, 1971.
- Mantei E.J., Brownlow A.H. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 2.
- Nath P. The effect of glass composition of redox equilibria and oxygen ion activity in glasses. – *Glass and Ceram. Bull.*, 1966, v. 13, N 2.
- Seward T.M. Tio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, N 3.

- Shamazaki H., Clark L.A. Liquidus relations in the $\text{FeS-FeO-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ system and geological implications. – *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, N 1.
- Vincent E.A., Crockett J.H. Studies in the geochemistry of gold. I. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland. – *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 5.
- Weissberg B.C. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions. – *Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 5.
- Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. – *Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 9. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 18, N 1–2.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III: – *Amer. J. Sci.*, 1964, v. 262, N 7.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ГРАНИТОИДАХ И СВЯЗЬ С НИМИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАССЕЙНА Р. ЧАРКЫ

Рассматриваемый район располагается в пределах Инъяли-Дебинского синклинория Яно-Индигирской синклинальной зоны и прилегающей части Чигагалахского антиклинория Момо-Полуусной зоны окраинных антиклинориев (Мокшанцев и др., 1964). В его геологическом строении принимают участие сложно дислоцированные терригенные породы юрского возраста (верхи верхоянского комплекса), прорванные интрузиями гранитоидов. Размещение последних контролируется зонами долгоживущих глубинных разломов, важнейшими из которых являются Инъяли-Дебинский и Чалбинский. Инъяли-Дебинский продольный глубинный разлом отделяет одноименный синклинорий от Чигагалахского антиклинория Момо-Полуусной зоны (Мокшанцев и др., 1968). Чалбинский продольный глубинный разлом, по А.Н. Вишневному, разграничивает две структурно-фациальные зоны Инъяли-Дебинского синклинория и является ветвью Инъяли-Дебинского разлома.

Основные черты геологического строения района и петрографии интрузивных пород изучались в 1934 г. В.А. Трифоновым, в 1937 г. — А.И. Муромцевым и Я.П. Лазаревым, в 1961 г. — Л.А. Мусалитиным и Г.Г. Кухтинским, в 1965 г. — В.К. Лежоевым, в 1969 — 1973 гг. — А.Н. Вишневым, Н.Е. Новиковым и В.И. Пинаевым. При геологосъемочных работах в районе был выявлен целый ряд проявлений полезных ископаемых, в том числе золота. Автором в 1969—1972 гг. проводились петрографо-геохимические исследования в бассейне р. Чаркы с целью установления металлогенической специализации гранитоидных пород и характера связи с ними проявлений полезных ископаемых.

Магматическая деятельность в районе развивалась в два этапа: верхнеюрский-нижнемеловой, когда формировались дайки, пластовые тела и субвулканические массивы с составом от кварцевых диоритов до кварцевых порфиров; и нижнемеловой — приведший к образованию крупных батолитических гранитных массивов. Возрастные взаимоотношения между ними определены как по непосредственным пересечениям, так и по метаморфизму (появление контактового мелкочешуйчатого биотита) пород первого этапа в ореолах батолитических массивов.

Магматические тела первого этапа представлены рядом пластообразных, воронкообразных и штокообразных субвулканических тел площадью от 0,5 до 12 км² в зоне Инъяли-Дебинского глубинного

разлома и серией сближенных крутопадающих даек и пластовых тел мощностью от первых метров до 150 м и протяженностью от нескольких десятков метров до 3 км – в зоне Чалбынского глубинного разлома. Формирование интрузивных тел верхнеюрского – нижнемелового этапа протекало в две фазы: в первую – кристаллизовались преимущественно гранодиорит–порфиры (с отклонениями до кварцевых диоритовых порфиритов и адамеллит–порфиров); во вторую – гранит–порфиры и кварцевые порфиры, отчетливо рассекающие гранодиорит–порфиры первой фазы, заметно преобладающие по площади распространения. Абсолютный возраст гранодиорит–порфиров – 126–161 млн. лет (среднее 144 млн. лет), гранит–порфиров и кварцевых порфиров – 117–160 млн. лет (среднее 136 млн. лет).

Гранодиорит–порфиры – зеленовато–серые, массивные, порфировые и гломеропорфировые, с микрогипидиоморфнозернистой, микроаллотриоморфнозернистой основной массой, с элементами микрографической и микропойкилитовой структур. Количество вкрапленников в их составе варьирует в широких пределах, в среднем оно близко к 33% (по 20 подсчетам), в том числе: плагиоклаз (№ 40–44, в ядрах зональных зерен до № 64, степень упорядоченности 0,4–0,8) – 17%, кварц – 9%, биотит – 7%. Изредка присутствуют единичные выделения калиевого полевого шпата и нацело замещенного титанистого моноклинного пироксена. Основная масса сложена полевыми шпатами и кварцем с незначительной примесью биотита. В мощных дайках и пластовых телах наблюдается постепенный переход от кварцевых диоритовых порфиритов к гранодиорит–порфирам и адамеллит–порфирам. Ведущие акцессорные минералы пород первой фазы (в граммах на тонну): гранат (777), ильменит (510), пирит и арсенопирит (114), апатит (51), циркон (7). В субвулканических телах в сравнении с дайками, суммарное содержание акцессориев резко падает и изменяется их распространенность: апатит (90), циркон (61), гранат (60), ильменит (13), сульфиды (0,25).

Гранит–порфиры и кварцевые порфиры второй фазы желтовато–и розовато–серые, массивные, порфировые и гломеропорфировые, с аплитовой, микропегматитовой, сферолитовой основной массой, сложенной кварцем (около 30%), калиевым полевым шпатом (около 45%), альбит–олигоклазом и альбитом (около 25%), иногда с незначительной примесью биотита и мусковита. Порфировые выделения в среднем (по 14 подсчетам) составляют 40% объема. Из них: кварц – 16%, плагиоклаз (№ 14–24, до № 35 в ядрах зональных зерен, степень упорядоченности 0,6–0,8) – 12%, калиевый полевой шпат (нерешетчатый промежуточный микроклин, реже промежуточный триклинный ортоклаз) – 7%, биотит – 5%. Ведущие акцессорные минералы даек гранит–порфиров и кварцевых порфиров (в г/т): гранат (138), пирит и арсенопирит (56), анатаз (30), андалузит (28); кварцевых порфиров субвулканов: гранат (62,8), сульфиды (20), апатит (12,6).

В целом по петрографическому составу породы субвулканических массивов верхнеюрского – нижнемелового этапа отличаются от по–

род даек того же этапа повышенным содержанием темноцветных, при меньшем – кварца и калиевого полевого шпата.

Нижнемеловые батолитические граниты представлены крупнейшим на Северо-Востоке СССР Чибгалахским (Муолоканским) и Чалбинским плутонами. Первый вытянут вдоль зоны Иньяли-Дебинского глубинного разлома. Он характеризуется крутыми ($60-80^\circ$), нередко под массив, наклонами юго-западной контактной поверхности и гораздо более пологими ($30-50^\circ$, местами до $10-20^\circ$) от массива, углами падения северо-восточного контакта. В целом, вероятно, плутон имеет плитообразную форму и наклонен в сторону Кольского срединного массива. Он сложен преимущественно средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, в апикальной зоне сменяющимися мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами. Последние развиты в зонах пологих контактов и зачастую являются продуктами контаминации. Массив сопровождается мелкими (до 3 км^2) крутопадающими бескорневыми телами и дайками (мощность $0,2-10,0 \text{ м}$) мелкозернистых лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и аплитов, связанных взаимопереходами. Абсолютный возраст гранитов Чибгалахского массива $107-141 \text{ млн. лет}$ (среднее – 121 млн. лет).

Граниты главной фации – желтовато-серые, массивные, средне- и крупнозернистые, иногда порфиroidные (выделения зонального плагиоклаза). Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая гранитная, с элементами призматическизернистой и пойкилобластовой. Средний минеральный состав (по 36 подсчетам): кварц – 34% , плагиоклаз (зональный, от № 14–20 в периферии до № 32 в центре, в ядрах порфиroidных выделений иногда до № 43–52, степень упорядоченности $0,7-1,0$) – 28% , калиевый полевой шпат (нерешетчатый промежуточный микроклин и триклинный промежуточный ортоклаз, степень триклинности $0,6-1,0$) – 29% , мусковит – 3% , биотит – 6% . Состав биотита ($\text{K}_{0,95}\text{Na}_{0,04}\text{Rb}_{0,01}\text{Ca}_{0,03}$) $_{1,03}$ ($\text{Mg}_{0,38}\text{Li}_{0,18}\text{Fe}^{3+}_{0,26}\text{Fe}^{2+}_{1,30}\text{Mn}_{0,02}\text{Ti}_{0,13}\text{Al}_{0,73}$) $_3$ ($\text{Si}_{2,79}\text{Al}_{1,21}$) $_4\text{O}_{10}$ [$\text{O}_{0,40}\text{F}_{0,52}(\text{OH})_{1,08}$] $_2$ отвечает первому полю диаграммы А.А. Макарушева и И.А. Тарарина для наиболее кислых двуслюдяных гранитов. К контактам массива, как по вертикальным, так и по горизонтальным разрезам, возрастает роль плагиоклаза в сумме полевых шпатов (от 39 до 54% и от 40% до 59% соответственно). В этом же направлении, хотя и не столь закономерно, увеличивается количество биотита (от 3 до 10% и от 4 до 8%). Акцессорные минералы в гранитах центральной части массива (в г/т): апатит (120), гранат (30), монацит (22), ильменит (18), пирит и арсенопирит (17), ксенотим ($2-16$). В эндоконтактных зонах содержание акцессориев возрастает: сульфидов (80), ильменита (192), ксенотима (37).

Мелкозернистые граниты по составу незначительно отличаются от гранитов главной фации: кварц – 38% , плагиоклаз (слабо зональный олигоклаз № 12–26, степень упорядоченности $0,7-0,9$) – 25% , калиевый полевой шпат (промежуточный нерешетчатый микро-

клин) — 33%, биотит — 2%, мусковит ± 2% (среднее из 8 подсчетов).

Чалбинский массив с площадью 70 км² в плане имеет Т-образную форму и располагается на пересечении одноименного глубинного разлома с предполагаемым (Н.Е. Новиков) Бургавли-Чалбынским глубинным разломом. Контакты его полого (20–45°) наклонены в сторону вмещающих пород. Массив сложен среднезернистыми порфириовидными двуслюдяными гранитами, в значительной степени автотасоматически переработанными. Следует отметить, что, несмотря на значительный — местами до 900 м — эрозионный врез речных долин, незатронутых этими процессами гранитов не наблюдалось. Повсеместно отмечаются метабласты калиевого полевого шпата, слабая альбитизация всех полевых шпатов, развитие мелкозернистых агрегатов грейзенового кварца, интенсивное замещение первичного биотита мусковитом и развитие позднего послегрейзенового биотита. Определения абсолютного возраста чалбинских гранитов дают значительный разброс (от 90 до 150 млн. лет), что, вероятно, обусловлено интенсивностью автотасоматоза, но чаще их значение составляет 110–120 млн. лет.

Породы массива светло- или желтовато-серые, массивные, порфириовидные и порфиробластовые. Структура основной массы разнородная: гипидиоморфнозернистая, с участками гранобластовой, лепидогранобластовой, пойкилобластовой и аплитовой. Преобладают участки гипидиоморфного сложения с весьма резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза к калиевому полевоому шпату и кварцу. Средний минеральный их состав (по 40 подсчетам): кварц — 39%, плагиоклаз — 27%, калиевый полевой шпат — 24%, биотит — 3%, мусковит — 6%, турмалин — 1%. Учитывая значительное развитие метасоматического калиевого полевого шпата, надо думать, что первичный состав породы был близок к плагиограниту. Плагиоклаз порфириовидных выделений слабо зонален, с составом от № 18 до № 37 (в центре), степень упорядоченности 0,6–0,8; в основной массе плагиоклаз № 10–18, степень упорядоченности 0,8–1,0. И в выделениях, и в основной массе плагиоклаз слабо альбитизирован. Магматический калиевый полевой шпат — нерешетчатый, промежуточный до высокого, иногда решетчатый микроклин. Биотит первой генерации окрашен в бурые тона, имеет состав: $(K_{0,90}Na_{0,04}Rb_{0,01})_{0,95}(Mg_{0,53}Li_{0,16}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,34}Fe^{2+}_{1,23}Mn_{0,03}Al_{0,54})_3(Si_{2,70}Al_{1,30})_4O_{10}[O_{0,26}F_{0,45}(OH)_{1,29}]_2$, отвечающий первому полю диаграммы А.А. Маракушева и И.А. Тарарина для двуслюдяных гранитов. Обычно биотит образует мелкие гнездовые сложения вместе с ильменитом. Часто полностью замещен мусковитом или мелкозернистым кварцево-мусковитовым агрегатом. По первичному замещенному биотиту, а иногда по трещинкам в породе развивается густо окрашенный метасоматический послегрейзеновый биотит. В краевых частях Чалбинского массива наблюдается уменьшение зернистости пород и переход к гранит-порфирам. Здесь незначительно увеличи-

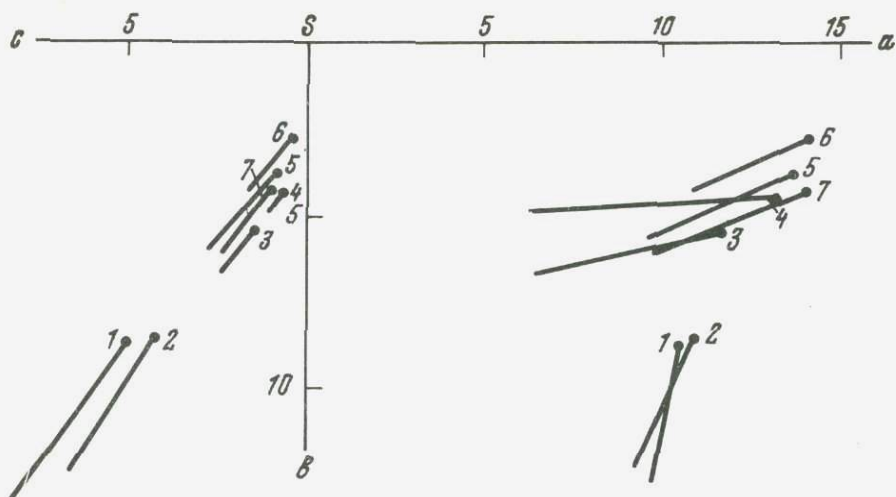


Рис. 1. Векторная диаграмма средних составов гранитоидов бассейна р. Чаркы

Гранодиорит-порфиры: 1 - субвулканов, 2 - даек; кварцевые порфиры: 3 - субвулканов, 4 - даек; граниты: 5 - главной фации, Чибгалахский массив, 6 - мелкозернистые, Чибгалахский массив, 7 - Чалбинский массив

ваются содержание кварца в породах. Ведущие акцессорные минералы чалбинских гранитов (в г/т): андалузит (93), апатит (88), анатаз (23), пирит и арсенопирит (20), ильменит (18), триплит (3). Граниты сопровождаются редкими маломощными секущими жилами мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и аплитов.

Средние химические составы изверженных пород района приведены в табл. 1. На векторной диаграмме по А.Н. Заварицкому (рис. 1) их фигуративные точки укладываются в почти прямую вариационную линию, что говорит об унаследованности развития магматизма. От более древних к более молодым породам увеличивается содержание щелочей и величина a , уменьшается цветной индекс b и анортитовая составляющая c , растет коэффициент агпайтности и уменьшается общая железистость. Несколько отклоняется от этой линии в сторону увеличения количества щелочей и индекса b состав Чалбинских гранитов, что прежде всего связано с их автотематасоматической переработкой. Главным отличием пород первого и второго этапов магматизма является пониженная против нормативной щелочность первых и повышенная - вторых. По петрохимическому составу гранодиорит-порфиры первого этапа близки к типовым гранодиоритам Р.Дэли, отличаясь от них лишь незначительно меньшим содержанием щелочей и большей пересыщенностью глиноземом (слабо пересыщенные Al_2O_3 породы в отличие от нормальных нормативных гранодиоритов).

Таблица 1

Средние химические составы изверженных пород бассейна р.Чаркы

Компоненты	Гранодиорит-порфиры субвулканов (4)*	Гранодиорит-порфиры даек (6)	Кварцевые порфиры субвулканов (2)	Кварцевые порфиры и гранит-порфиры даек (3)	Граниты Чибагалахского массива (17)	Мелкозернистые граниты Чибагалахского массива (7)	Граниты Чалбинского массива (14)	Типовой гранит всех периодов, по Р.Дэли
SiO ₂	64,60	67,02	73,62	75,06	74,50	75,55	73,45	70,18
TiO ₂	0,48	0,37	0,07	0,02	0,26	0,15	0,25	0,39
Al ₂ O ₃	15,78	15,41	13,55	14,10	13,12	12,39	13,75	14,47
Fe ₂ O ₃	0,99	0,79	0,49	0,07	0,80	0,94	0,67	1,57
FeO	3,59	3,55	1,58	1,08	1,00	0,68	1,21	1,78
MnO	0,09	0,07	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,12
MgO	1,86	1,83	0,42	0,12	0,45	0,23	0,49	0,88
CaO	4,17	3,36	1,20	0,58	0,65	0,41	0,75	1,99
Na ₂ O	2,78	2,97	3,08	3,83	3,47	3,80	3,68	3,48
K ₂ O	2,96	3,13	3,73	3,72	4,57	4,44	4,41	4,11

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Гранодиорит-порфиры субвулканов (4)*	Гранодиорит-порфиры даек (6)	Кварцевые порфиры субвулканов (2)	Кварцевые порфиры и гранит-порфиры даек (3)	Граниты Чибгалахского массива (17)	Мелкозернистые граниты Чибгалахского массива (7)	Граниты Чалбинского массива (14)	Типовой гранит всех периодов, по Р.Дэли
H ₂ O ⁺	2,02	1,38	1,11	0,34	0,60	0,68	0,73	0,84
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,07	0,09	0,17	0,25	0,29	0,19
F	0,08	0,04	0,94	0,05	0,11	0,12	0,14	-
S _{общ}	Не обн.	0,18	0,01	Не обн.	0,07	0,19	0,03	
Сумма	99,57	100,27	99,00	99,09	99,81	99,85	99,88	
S	75,6	76,2	81,4	81,7	81,7	82,6	80,7	78,8
a	10,6	11,0	11,7	13,2	13,7	14,2	14,1	13,4
b	8,8	8,6	5,5	4,4	3,8	2,8	4,3	5,4
c	5,0	4,2	1,4	0,7	0,8	0,4	0,9	2,4
Q	25,0	26,2	37,8	36,3	35,2	37,9	32,3	28,4
a:c	2,1	2,6	8,4	18,9	17,1	35,5	15,7	5,7
a'	8,0	15,7	53,0	72,3	40,0	31,7	43,0	15,0
f'	53,0	48,4	35,0	22,4	41,0	53,7	38,5	57,5
m'	39,0	35,9	12,0	5,3	19,0	14,4	18,5	27,5
n	58,8	60,6	55,5	61,8	53,6	56,2	56,0	56,0
t	0,5	0,4	0,1	-	0,3	0,1	0,3	0,4
φ	10,0	7,5	9,0	0,6	17,1	28,9	12,3	25,0
TiO ₂ +Fe ₂ O ₃ + +FeO+MnO+ MgO+CaO	11,18	9,97	3,79	1,90	3,10	2,43	3,40	6,73
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3} 100$	49,6	53,6	67,2	74,0	83,0	88,4	80,0	70,6
Fe: (Fe+Mg) 100	57,7	56,0	73,8	85,0	70,6	78,5	69,5	66,6
Al: (Al+Si) 100	22,4	21,3	17,8	18,1	17,1	15,1	18,1	19,5

*В скобках - число анализов.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры первого этапа близки по химизму к риолитам и липаритам Р.Дэли, а от типовых кварцевых порфиров отличаются меньшим цветным индексом b при большей величине a , т.е. при большей роли слюд в составе темноцветных. Субвулканические кварцевые порфиры от типовых отличаются лишь незначительно меньшей щелочностью. Граниты второго этапа — Чибгалахского и Чалбинского массивов по петрохимическому составу очень близки между собой. Их единственным заметным отличием является разная степень окисления железа $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 71\%$ для гранитов Чибгалахского массива и 47% — для гранитов Чалбинского массива. От типовых гранитов Р.Дэли и те и другие отличаются меньшим индексом b и анортитовой составляющей c , большей ролью слюд в составе темноцветных (величина a) и большей кремнекислотностью пород. Параллельность на диаграмме векторов, отвечающих гранитоидам Чалбинского и Чибгалахского массивов, позволяет сделать вывод, что изменение пород Чалбинского массива носило аутометасоматический характер и протекало практически в условиях замкнутой системы без существенного перераспределения породообразующих элементов.

Средние содержания золота в магматических породах района приведены в табл. 2. Сравнение табл. 1 и 2 показывает, что зависимость между средними химическими составами пород и средними содержаниями в них золота отсутствует. Однако совершенно отчетливо выделяются две группы пород с повышенным содержанием золота сравнительно с кларком, равным соответственно для гранитов и гранодиоритов 1,6 и 3,1 мг/т (Моисеенко, Фатьянов, 1972) или 2,4 и 4,0 мг/т (Шербаков, 1967) — это кварцевые порфиры и гранит-порфиры даек и граниты Чибгалахского массива. Именно с этими породами пространственно ассоциируются встреченные в районе рудопроявления золота. Осадочные породы района в целом характеризуются повышенным региональным кларком золота, обычно (за исключением ореола Чибгалахского массива) более высоким, чем у прорывающих их гранитоидов. В рассматриваемом районе отчетливо устанавливается независимость между уровнями содержания золота в изверженных и вмещающих осадочных породах терригенного верхоянского комплекса. Гранитоиды, залегающие среди в равной степени золотоносных осадочных пород, оказываются в одних случаях обогащенными золотом по сравнению с ними, а в других — обедненными. Поэтому имеются все основания считать, что источником повышенной золотоносности части пород первого этапа (даек кварцевых порфиров и гранит-порфиров) и второго этапа (гранитов Чибгалахского массива) не являлись терригенные отложения верхоянского комплекса, тем более что среднетриасовые аргиллиты в северо-восточном контакте Чибгалахского массива резко обеднены золотом (2,04 мг/т).

Сведения о поведении золота в процессе магматической дифференциации противоречивы. Одни авторы (Аношин, Кепежинская, 1972; Воскресенская, Зверева, 1968) считают, что золото инерт-

Таблица 2

Содержания золота (Au, мг/т) в магматических и вмещающих их осадочных породах бассейна р. Чаркы

Порода	Количество проб	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}
Гранодиорит-порфиры даек	11	0,49	12,10	3,27
Кварцевые порфиры и гранит-порфиры даек	14	0,93	22,90	8,64
Верхнеюрские алевролиты	7	4,37	14,90	9,42
Кварцевые диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры субвулканов	15	0,24	14,0	4,87
Кварцевые порфиры субвулканов	9	1,22	5,12	3,18
Алевролиты средней юры	6	9,24	48,70*	11,51
Глинистые сланцы средней юры	5	1,60	21,70*	4,17
Среднезернистые граниты главной фации Чибгалахского массива	11	4,34	111,0*	20,46
Мелкозернистые граниты Чибгалахского массива	4	8,88	20,0	16,57
Алевролиты средней юры	7	9,26	47,30	13,12
Аргиллиты среднего триаса	2	1,96	2,12	2,04
Граниты Чалбинского массива	14	0,08	8,66	2,65
Аргиллиты нижней юры	6	3,77	23,0	8,40

*Аномальные значения, которые при подсчете среднего не учитывались.

но в этом процессе, а другие (Шербаков, Пережогин, 1966), что содержание золота снижается в поздних и наиболее кислых дифференциатах. По нашим данным, в процессе кристаллизационной дифференциации при становлении Чибгалахского массива содержание золота сохраняется почти на одном уровне (20,46 в среднезернистых и 16,57 мг/т в мелкозернистых гранитах). Лишь небольшое снижение отмечается также в породах в эрой фазы субвулканических массивов, в то время как в дайках второй фазы первого этапа магматизма, напротив, количество золота возрастает более чем в два раза по сравнению с первой фазой. Последнее не находит себе объяснения в минеральном составе пород, так как содержание темноцветных и акцессорных ильменита и сульфидов, являющихся основными минералами - концентраторами золота (Шербаков, 1967; Моисеенко и др., 1972), снижается здесь более чем в два раза.

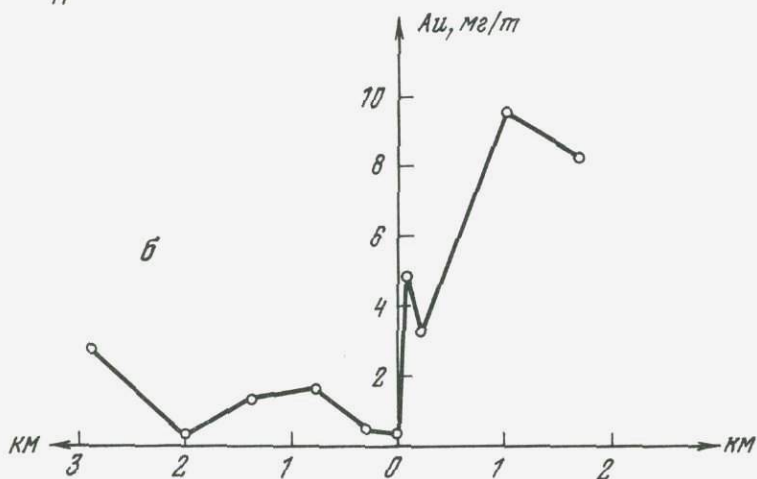
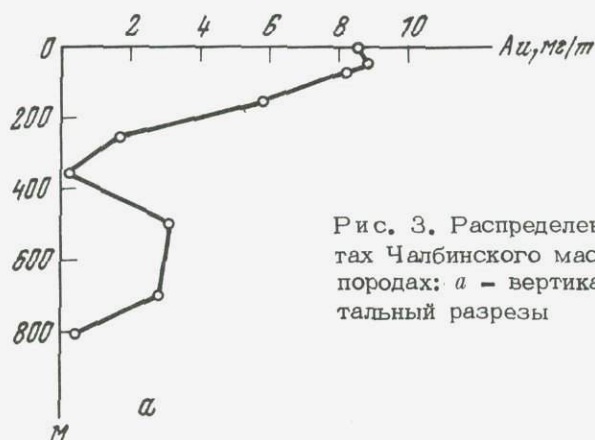
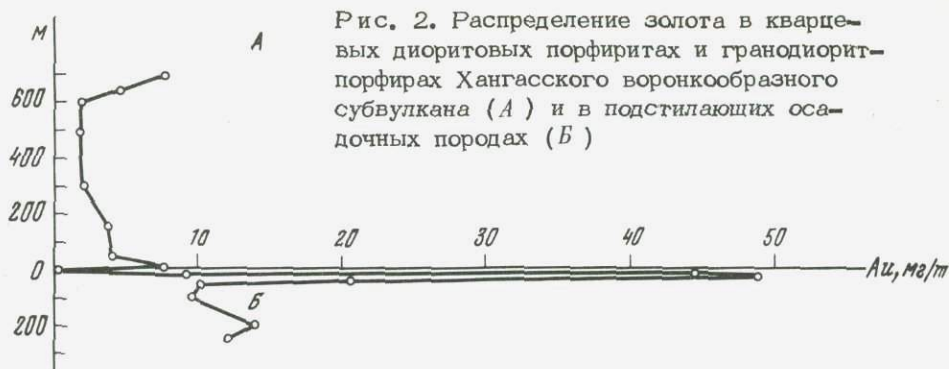
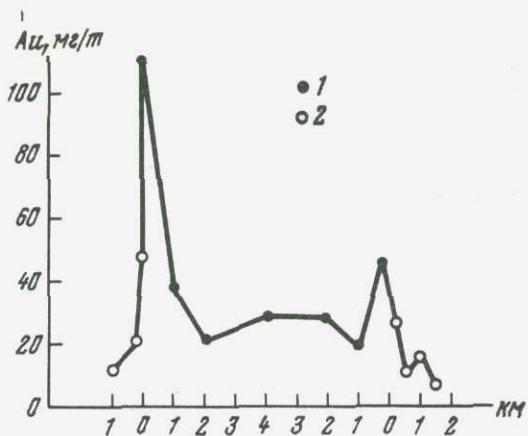


Рис. 4. Распределение золота в горизонтальном разрезе гранитов Чибгалахского массива и вмещающих осадочных пород.

Породы:

- 1 - интрузивные,
2 - вмещающие



С другой стороны, в кварцевых порфирах и гранит-порфирах даек резко возрастает количество аксессуарных андалузита и анатаза, указывающих на глубинную контаминацию магмы, поэтому вернее объяснять повышенные содержания золота в них именно глубинной ассимиляцией обогащенных золотом пород, а не процессами магматической дифференциации.

Для выяснения поведения золота в ходе становления отдельных массивов были отобраны пробы по профилям через Чибгалахский и Чалбинский гранитные массивы и Хангасский воронкообразный субвулкан, сложенный кварцевыми диоритовыми порфиритами и гранодиорит-порфирами. Общей особенностью всех названных массивов является возрастание содержания золота к контактам, и лишь в глубоких горизонтах Чалбинского массива количество его остается примерно одинаковым по всему разрезу (рис. 2-4). Если для Чалбинского и Хангасского интрузивных тел, обедненных золотом, сравнительно с вмещающими породами, повышенные его содержания в эндоконтактах еще могут быть объяснены заимствованием из осадочных пород при их ассимиляции, то для Чибгалахского плутона подобное объяснение оказывается неприемлемым.

Ю.П. Ивенсенем и др. (1974) установлено закономерное изменение содержания золота в магматических породах в зависимости от их петрохимических параметров, в частности прямая корреляция золота с величиной n . Связь повышенных концентраций золота с повышенной натровостью пород отмечалась также В.Г. Моисеенко и И.И. Фатьяновым (1972). К противоположному выводу пришли С.С. Юдин с соавторами (1972), Г.Н. Аношин и В.В. Кележинский (1972). Рядом авторов отмечалась прямая корреляция золота с MgO и Fe_2O_3 (Шербаков, Пережогин, 1966), с общей железистостью (Юдин и др., 1972). Рассмотрим, как меняются петрохимические параметры пород по разрезам, приведенным на рис. 2-4 и в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Петрохимические параметры * и содержание золота в гранитах Чибгагалахского массива и в дайке гранодиорит-порфира

Массив, дайка	Au, мг/т	<i>n</i>	<i>b</i>	$\frac{Fe}{FeMg}$, %	$\frac{K_2O+N_2O}{Al_2O_3}$, %	Пирит+ +арсе- нопирит, г/т	Ильме- нит, г/т
Массив							
центральная часть	26	44,0	2,4	69,0	84,1	17	18
промежуточная зона	37	52,2	3,3	66,6	83,2	-	-
эндоконтактовая часть	111	54,0	3,9	58,0	78,2	80	192
Дайка							
лежащий бок	2,08	52,0	8,3	58,7	-	0,02**	-
центральная часть	2,55	63,9	8,9	57,2	-	0,07**	-
висячий бок	5,98	65,2	9,2	56,5	-	0,31**	-

*В табл. 3 и 4 включены только те петрохимические параметры, с которыми устанавливается взаимосвязь золота,

** - $S_{общ}$

Таким образом, для неизменных наложенными процессами пород намечается прямая корреляция содержаний золота с темноцветным индексом *b* и количеством сульфидов (или общей серы), что согласуется с представлением о преимущественном накоплении золота в сульфидах и темноцветных минералах. Понятно и увеличение содержания золота в эндоконтактных зонах Чибгагалахского массива в процессе внутрикамерной дифференциации и миграции золота вместе с серой из центральных частей массива по направлению к контактам. Одновременно намечается повышение золотонности гранитоидных пород параллельно с возрастанием их натровости (величины *n*) и уменьшением общей железистости.

Однако для гранитов Чалбинского массива выявляются совершенно иные закономерности (табл. 4): прямая корреляция содержаний золота с общей железистостью и количеством фтора и обратная с натровостью (*n*) пород и цветным индексом *b*. Судить о формах миграции золота при становлении Чалбинского массива трудно уже хотя бы потому, что он подвергся интенсивной автоматоматической переработке. Но проявления этих процессов неравномерно распределены по объему массива и с различной их интенсивностью содержания золота не увязываются. Интересна обратная связь между концентрациями золота и кристаллизационной воды в гранитах Чалбы, не позволяющая говорить о миграции зо-

лота в апикальные горизонты с флюидной фазой. Видимо, поведение его определяется более сложными закономерностями, генетический смысл которых пока неясен. Единственной общей закономерностью для всех гранитных пород нашего района является рост содержания золота с уменьшением коэффициента агпаитности.

Таким образом, в процессе становления интрузивных массивов района внутрикамерная магматическая дифференциация явно сопровождалась перераспределением золота по объему пород: увеличением его количества в периферических частях плутона. В одних случаях (Чибагалахский массив, дайки верхнеюрского-нижнемелового возраста) отчетливо проявляется халькофильность золота — перенос его вместе с серой, в других (Чалбинский массив) перераспределение его по объему обусловлено более сложными процессами.

Для выяснения особенностей поведения золота при контактовом метаморфизме использованы те же разрезы что и для изучения его миграции при внутрикамерной дифференциации. Для золотоносного Чибагалахского массива установлен значительный привнос золота в зону ороговикования (до 300 м от контакта), где концентрация его быстро возрастает с приближением к контакту. В этом же интервале отмечается привнос во вмещающие породы из гранитов щелочей и серы. Содержание золота в роговиках здесь увеличивается от 20 до 48 мг/т, K_2O+Na_2O — от 3,14 до 4,71 вес.%, серы — от 0,09 до 0,44 вес.%. Следовательно, золото здесь оказывается достаточно подвижным компонентом и мигрирует вместе с серой и щелочами из магмы во вмещающие породы.

По-иному ведет себя золото в контактовых ореолах незолотоносных массивов с более низкой его концентрацией, чем во вмещающих породах. Здесь непосредственно у контакта наблюдается резкое обеднение вмещающих пород золотом и вынос его в зону менее интенсивного проявления процесса контактового метаморфизма, где иногда создается заметно обогащенный им "пласт". Так, в подошве Хангасского субвулкана содержание золота в интервале 0–20 м от контакта падает почти до 0 (0,2 мг/т), а в интервале 20–35 м

Таблица 4

Петрохимические параметры и распределение золота в вертикальном разрезе гранитов Чалбинского массива

Горизонт от кровли, м	Au, мг/т	n	b	$\frac{Fe}{Fe + Mg}$, %	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	$S_{общ}$, вес.%	F, вес.%	H_2O^+ , вес.%
50	8,66	54,6	3,2	81,5	86,4	He обн.	0,19	0,67
150	5,73	56,7	4,0	73,3	73,0	0,02	0,15	0,70
500	3,16	55,7	3,8	73,0	79,4	He обн.	0,11	0,99
800	0,30	59,8	4,5	68,5	71,0	0,09	0,12	1,25

возрастает почти в 4 раза (до 48,7 мг/т) сравнительно со средними содержаниями в неизмененных осадочных породах.

Поскольку контактовый метаморфизм около Хангасского массива имеет почти чисто термальный характер, главная роль в переносе золота здесь должна принадлежать диффузии по межзерновым пространствам (Моисеенко, 1965). Но одна диффузия не могла обеспечить перераспределения золота на достаточно большом (десятки метров) расстоянии. Вероятно, заметную роль при перемещении золота играли растворы, циркулировавшие вдоль поверхностей сланцеватости осадочных пород. При этом часть золота, вынесенного из непосредственной экзоконтактовой оторочки, оказывается "избыточной". Она не может быть удержана в породах и выносится вместе с растворами в ослабленные зоны, где образуются сульфидно-кварцевые жилы с содержанием золота 82–110 мг/т (юго-восточный экзоконтакт Хангасского субвулкана). В таких условиях могли образовываться мелкие рудопроявления золота, но в исследуемом районе поиски их, по-видимому, нерентабельны как вследствие недостаточно высоких содержаний золота в осадочных породах, так и из-за незначительной мощности контактовых ореолов субвулканических массивов.

Вокруг массивов типа Чалбинского наблюдается аналогичное, но менее отчетливо выраженное перераспределение золота в породах экзоконтактового ореола. Здесь золото рассеивается на большие расстояния и не образует заметно обогащенных "пластов". Но и здесь возможны находки мелких рудопроявлений золота при наличии благоприятных структурных ловушек.

По вопросу связи месторождений золота с магматизмом на Северо-Востоке СССР до сих пор нет единой точки зрения. Одни исследователи вслед за Ю.А. Билибиным, указывают на их генетическую связь преимущественно с добатолитовыми малыми интрузиями, другие (Гамянин, Соловьев, 1969) – месторождения арсенопиритового типа связывают с гранитоидами повышенной щелочности фации средних глубин, а месторождения висмутового типа – с гранитоидами нормальной и пониженной щелочности, малоглубинными. Наконец, третьи (Фирсов, 1966) приходят к выводу только о пространственной, но не генетической связи золоторудных месторождений с магматизмом. В рассматриваемом районе известны рудопроявления золота трех типов: 1) тяготеющие к дайкам кварцевых порфиров верхнеюрского–нижнемелового возраста, 2) тяготеющие к гранитам Чибатагалахского массива, 3) вне видимой связи с проявлениями магматизма. Все рудопроявления слабо изучены, так как их площади охвачены только мелкомасштабными геологическими съемками.

С дайками кварцевых порфиров ассоциирует рудопроявление 1 с содержанием золота по отдельным пробам до 20,8 г/т (по данным пробирного анализа, А.Н. Вишнеvский, 1973 г.). На участке рудопроявления развиты дайки кварцевых порфиров, реже гранодиорит-порфиров верхнеюрского–нижнемелового возраста и мелкие апикальные выступы гранитов (с гранодиоритами в эндоконтакте) мело-

вого возраста. Дайки и вмещающие метаморфизованные алевролиты интенсивно передроблены и рассечены многочисленными жилами кварца, часто тяготеющими к зальбандам кислых даек. По дайкам кварцевых порфиров и гораздо менее по вмещающим их породам развиваются вторичные кварциты. Процесс идет по схеме приконтактового выщелачивания (по Д.С. Коржинскому) с замещением первичных минералов породы серицитом с кварцем или мономинеральной микрозернистой кварцевой породой. Первично интрузивный облик часто распознается лишь по реликтовым очертаниям порфировых вкрапленников. Совершенно однозначно устанавливаются возрастные взаимоотношения процессов окварцевания с гранитами второго этапа, которые срезают дайки и зоны окварцевания и, по Р.И. Вишневской, содержат ксенолиты интенсивно окварцованных кварцевых порфиров.

Процесс оруденения развивается в две стадии: в первую формируются слабо золотосные микрозернистые кварциты, во вторую по трещинкам в породах развивается поздний кварц с гнездами сульфидов (арсенопирит, в подчиненном количестве пирит). Вторая стадия и является продуктивной (табл. 5). Собственно, рудные тела представлены сульфидно-кварцевыми жилами и интенсивно окварцованными дайками кварцевых порфиров. На генетическую связь оруденения с кварцевыми порфирами указывают следующие факты: 1) строгая приуроченность оруденения к телам кварцевых порфиров и к узкому ореолу вмещающих их пород, 2) наличие в неизменных дайках местами золота до 5 г/т, 3) низкие содержания золота в гранитах, срезающих зону окварцевания (2,0-4,95 мг/т).

Рудопроявление 2, расположенное в эндоконтактной зоне Чибгалахского массива, представлено сульфидно-кварцевыми жилами с содержанием золота от десятых долей до первых граммов на тонну. Анализами в жилах кроме золота установлен вольфрам. Следует отметить, что среди магматических пород района только нижнемеловые батолитические граниты характеризуются повышенными (2-8 г/т, при кларке, по А.П. Виноградову, 1,5 г/т) содержаниями вольфрама. Поэтому мы считаем, что пространственное расположение жил, присутствие в них вольфрама наряду с золотом и повышенная золотосность Чибгалахского массива указывают на генетический характер связи рудопроявления 2 с Чибгалахским плутоном и на вынос золота из "гранитного очага" вместе с вольфрамом и серой в гидротермальных растворах.

Рудопроявление 3 расположено среди осадочной толщи верхнего триаса, в зоне тектонического нарушения северо-западного простирания. Осадочные породы, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами, рассечены обильными карбонатно-кварцевыми жилами с редкой вкрапленностью сульфидов. Золото в них распределено крайне неравномерно - от следов до видимых включений (по данным пробирного анализа, А.С. Титков). Максимальное количество жил отмечается в песчаниках, но видимое золото чаще встречается в жилах, залегающих среди глинистых сланцев. Осадочные породы

Таблица 5

Распределение золота (Au, мг/т) в дайках и вмещающих дайки породах рудопроявления 1

Опробованные породы	Количество проб	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}
Неизменные кварцевые порфиры	5	4,43	10,40	8,06
Алевролиты, неокварцованные	5	4,37	14,90	8,87
Кварцевые порфиры, окварцованные без сульфидов (1 стадия)	5	2,61	20,00	11,04
Алевролиты, окварцованные, без сульфидов	2	2,89	9,47	6,18
Кварциты по кварцевым порфирам, с гнездами арсенопирита и пирита (2 стадия)	6	13,40	1070,00	127,00
Алевролиты, окварцованные с гнездами сульфидов	2	50,00	500,00	

подверглись крайне незначительному метаморфизму в зоне нарушения, приведшему лишь к частичной раскристаллизации глинистого вещества в криптокристаллический агрегат кварца, гидрослюд и хлорита. Изверженные породы на площади рудного поля представлены единичными дайками кварцевых порфиров. В 6 км к северу от рудопроявления расположен массив верхнеюрских гранодиоритов (с кварцевыми диоритами в апикальных выступах), а к югу - в 15 км - крупный батолитический массив нижнемеловых гранитов (с гранодиоритами в эндоконтактах). Последний нами не изучался. Результаты опробования терригенных осадочных, изверженных пород и карбонатно-кварцевых жил на площади месторождения и на удалении от него приведены в табл. 6. Кроме того, по одной из жил (Б) было проведено более детальное опробование вмещающих пород.

Как видно из табл. 6, терригенные осадочные и изверженные породы района рудопроявления бедны золотом. Содержания его в глинистых сланцах, алевролитах и кварцевых порфирах на площади месторождения и за его пределами практически равны (расхождение средних в пределах точности метода), а в песчаниках заметно повышаются вблизи месторождения.

В осадочных породах в зальбандах кварцевых жил намечается привнос золота из жил, а не заимствование его жилами из осадочных пород. Это свидетельствует о том, что как осадочные, так и изверженные породы, вскрытые на современном эрозионном уровне, не являлись первоисточником для образования рудопроявления 3. Интересно, что и сами карбонатно-кварцевые жилы, лишенные суль-

фидов, как за пределами месторождения, так и на его площади характеризуются низкой золотоносностью, даже более низкой, чем вмещающие терригенные осадочные породы.

Носителями золота являются сульфиды (главным образом пирит). Гидротермальные растворы, несущие золото, железо и серу, использовали в основном те же пути, что и растворы, сформировавшие карбонатно-кварцевые жилы, но одновременно и более мелкие оперяющие нарушения, на что указывает частичная сульфидизация

Таблица 6

Содержание золота (Au, мг/т) в осадочных, изверженных породах и карбонатно-кварцевых жилах в районе рудопроявления

Порода	В пределах рудного поля			За пределами рудного поля		
	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}
Аргиллиты	3,24	6,83	5,53	2,00	13,70	5,38
Алевриты	3,00	5,95	4,40	3,32	4,50	4,13
Песчаники	1,49	10,00	5,93	1,00	5,21	3,10
Песчаники пиритизированные	5,26	35,90	20,58	-	-	-
Кварцевые порфиры	7,53	8,36	7,94	7,11	9,21	8,16
Гранодиориты и кварцевые диориты	0,47	2,93	1,66	-	-	-
Гранодиориты пиритизированные	15,70	35,50	23,70	-	-	-
Карбонатно-кварцевые жилы (без сульфидов)	1,19	5,25	3,20	1,28	9,71	3,99
Карбонатно-кварцевая жила А	-	-	5,25	-	-	-
кварц из нее	-	-	4,50	-	-	-
сидерит из нее	-	-	20,00	-	-	-
Кварцево-карбонатные жилы с сульфидами	10,00	Видимое золото		-	-	-
Карбонатно-кварцевая жила Б	-	-	20,00	-	-	-
с пиритом						
песчаник в 1 м от жилы Б	6,8	9,8	8,30	-	-	-
в 2 м	5,3	6,4	5,85	-	-	-
в 5 м	4,2	5,6	4,90	-	-	-

верхнеюрских кварцевых диоритов и гранодиоритов, сопровождающаяся значительным привносом в них также и золота. Таким образом, не вызывает сомнения относительная глубинность источника золота на рудопроявлении 3.

В контактовом ореоле расположенного южнее нижнемелового гранитного массива широко развиты процессы сульфидизации вмещающих пород, известны здесь и мелкие рудопроявления золота. Это соображение позволяет предполагать, что рудопроявление 3 может быть генетически связано с глубоко залегающим гранитным массивом, но на современном уровне изученности района это предположение пока недоказуемо.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Магматические породы (гранитоиды), сопровождающиеся золотым оруденением, характеризуются повышенными против кларка содержаниями золота, вне зависимости от его концентрации во вмещающих породах. Синхронные и петрохимически близкие к ним гранитоиды, не сопровождаемые золотым оруденением, отличаются весьма низким кларком золота.

2. В процессе внутрикамерной дифференциации золото накапливается в периферических частях интрузивных тел.

3. Для неизмененных гранитоидных пород установлена прямая зависимость содержаний золота с количеством в них серы (акцессорных сульфидов), величиной петрохимических параметров n и b и обратная — с общей железистостью. Противоположные закономерности характеризуют поведение золота в интенсивно автотермически переработанных гранитах.

4. В ореолах золотоносных массивов отмечается привнос золота во вмещающие породы из магмы вместе с серой и щелочами. В ореолах незолотоносных массивов золото перемещается из зоны ороговывания и накапливается в породах более низких степеней контактового метаморфизма.

5. В районе установлено золотое оруденение двух возрастов, генетически связанное: а) с добатолизовыми верхнеюрскими-нижнемеловыми дайками кислого состава; б) с батолитическими гранитными массивами нижнемелового возраста.

6. Обращает на себя внимание повсеместная связь золота с сульфидами как в магматическом, так и в гидротермальном процессах.

Литература

- Аношин Г.Н., Кебезинская В.В. Распределение золота в кайнозойских вулканических породах Курило-Камчатской провинции в связи с их петрохимическими особенностями. — Геохимия, 1972, № 8.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.

- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов северного Казахстана. — Геохимия, 1968, № 4.
- Гамянин Г.Н., Соловьев В.И. Золоторудные формации Восточной Якутии. — В кн. "Строение земной коры Якутии и закономер. размещ. полезн. ископ". М., "Наука", 1969.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Коробицын А.В., Трунилина Б.А. Распределение золота в магматических породах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 4, № 10.
- Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск. кн. изд-во, 1965.
- Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И. Геохимия золота. — В сб. "Геохимия", МГК, 24-я сессия, докл. сов. геологов. М., "Наука", 1972.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской складчатой области. М., "Наука", 1968.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., "Наука", 1964.
- Фирсов Л.В. Содержание химических элементов в жилах золоторудных месторождений Яно-Колымской складчатой зоны и некоторые вопросы генезиса рудоносных растворов. — В сб. "Генетич. особенности и общие закономер. разв. золотой минерализации Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.
- Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.
- Шербаков Ю.Г., Пережогин Г.А. Геохимические условия золотоносности гранитоидов западной Чукотки. — В сб. "Генетич. особенности и общие закономер. развития золотой минерализации Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.
- Юдин С.С., Юдина В.Н., Шилин Л.Н. К вопросу о золотоносности вулканогенных серий центральной части Охотского вулканического пояса. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ИЗВЕРЖЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ХР. КУЛАР

Куларский золотоносный район располагается в низовье р. Яны в пределах одноименного горст-антиклинория. Основными структурами его, по Ю. П. Ивенсену и Г. С. Гусеву (Ивенсен и др., 1974), являются Центрально-Куларская, Улахан-Сисская, Солурская и Магыл-Хаянтинская антиклинали, разделенные узкими шелевидными синклиналями — Туогучанской, Кюегелюрской и Черча-Босхончонской (рис.). Характерной особенностью сундучных антиклиналей является пологое залегание пород в их сводах и интенсивная складчатость с разрывными нарушениями на крыльях. Куларский горст-антиклинорий ограничивается глубинными разломами: с севера — Куйгинским и Казачинским, с юга — Бакы-Бытантайским, а с северо-запада и юго-востока соответственно Омолонским и Янским. Многочисленные дизъюнктивные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания более высоких порядков обусловили блоковое строение антиклинория.

В геологическом строении района участвуют верхнепермские, ниже- и среднетриасовые породы верхоянского терригенного комплекса, а также кайнозойские отложения. Интрузивные образования представлены позднеюрскими-раннемеловыми добатолитовыми дайками диоритовых порфиритов и диоритов, гранитоидами Куларского массива, обнажающимися в сводовой части Центрально-Куларской антиклинали, секущими их адамеллитами позднемелового возраста и послебатолитовыми (?) дайками среднего состава (Невойса и др., 1969).

Эндогенное оруденение района представлено: редкометальными пегматитами, альбитизированными гранитами, касситерито-кварцевой, вольфрамито-кварцевой, золото-редкометально-кварцевой, золото-кварцевой малосульфидной, антимонитово-кварцевой и золото-киноварно-антимонитовой рудными формациями. Коренные рудопоявления золота на Куларе представлены двумя морфологическими типами: а) минерализованными зонами дробления и б) секущими жилами или свитами сближенных жил. Оруденение золото-кварцевой малосульфидной формации является наиболее древним, добатолитовым и охватывает два минеральных типа: арсенопиритовый и галенит-сфалеритовый. Первый из них распространен в экзоконтактной зоне гранитного массива и в южной части Улахан-Сисской антиклинали, где предположительно выделяются поля роговиков (?), второй — на значительном удалении (до 5–10 км) от гранитного

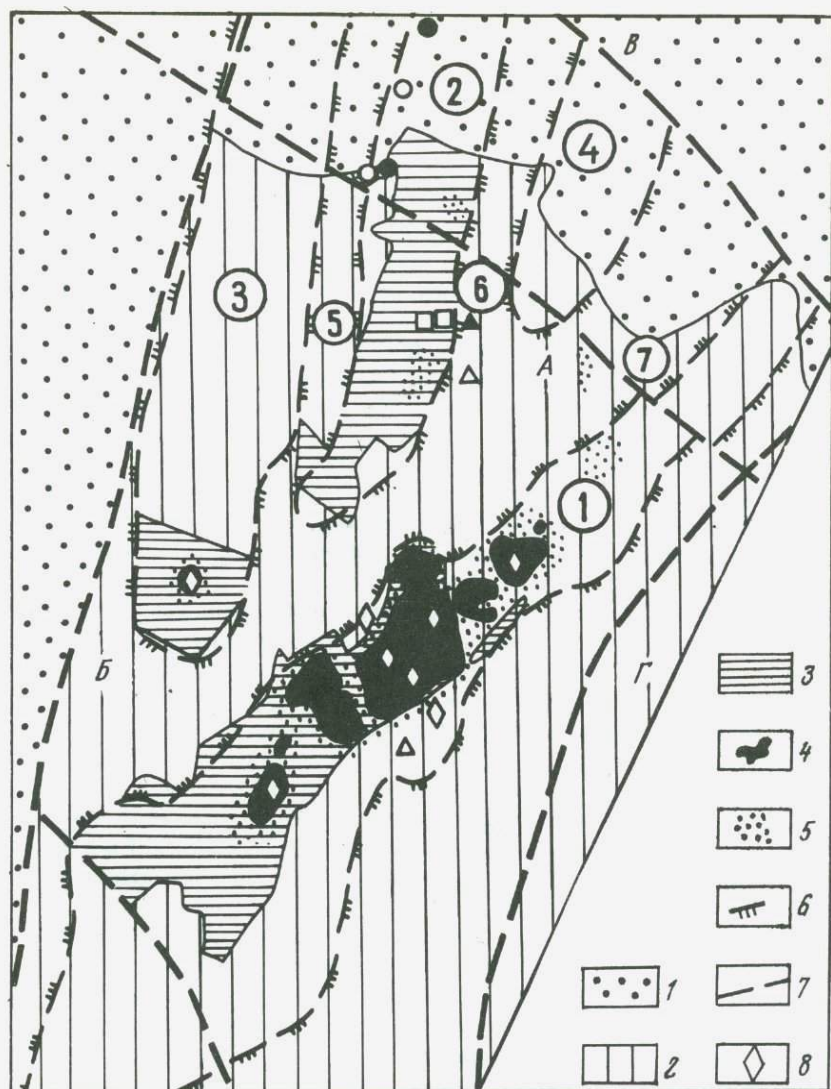


Схема тектонического строения Куларского горст-антиклинория

1 - кайнозойские рыхлые отложения; 2 - ниже- и среднетриасовые отложения; 3 - верхнепермские отложения; 4 - гранитоиды; 5 - контактово-метаморфизованные породы; 6 - границы тектонических структур (Цифры в кружках - антиклинали: 1 - Центрально-Куларская, 2 - Улахан-Сисская, 3 - Солурская, 4 - Магыл-Хаяттинская; синклинали: 5 - Кюегелюрская, 6 - Туогучанская, 7 - Черча-Босхончонская); 7 - глубинные разломы: А - Куйгинский, Б - Омолонский, В - Казачинский, Г - Янский; 8 - геохимическое опробование

массива, преимущественно в центральной части этой же антиклинали. Рудные жилы и минерализованные зоны дробления золото-редкометальной кварцевой формации, представленные золото-касситерит-кварцевым и золото-вольфрамит-кварцевым минеральными типами, располагаются в непосредственной близости к гранитному массиву. Наиболее молодое (поздний мел-палеоген) золото-ртутно-сурьмяное оруденение эпitherмального типа контролируется Янским глубинным разломом (Невойса, Сергеевко, 1972, Ивенсен Ю.П. и др., 1974).

Минерализованные зоны дробления и свиты жил широко развиты на участках взаимного пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания или в местах пересечения их с зонами изоклинальной складчатости. Указанные морфологические типы оруденения развиты на юго-западном периклинальном погружении Центрально-Куларской антиклинали, а также в крыльях и сводовой части Улахан-Сисской, где широко развиты разрывные нарушения упомянутых направлений. При этом основная масса рудопроявлений и россыпей золота сосредоточена в районе пересечения последней антиклинали Куйгинским глубинным разломом.

Россыпная золотоносность кайнозойских отложений пространственно и генетически связана с коренными рудопроявлениями золота указанных выше участков. Наиболее богатые россыпи залегают в долинах водотоков, приуроченных к разрывным нарушениям с широким развитием минерализованных зон дробления. Такой структурный контроль обусловил зонально-узловое размещение коренных рудопроявлений и образованных за их счет золотоносных россыпей. На основании этого в пределах района выделяются четыре металлогенические зоны: Центрально-Куларская, Улахан-Сисская, Солурская и Кюндолон-Кючюсская. Ко второй из них приурочены многие россыпи золота.

Нами проведено впервые комплексное петрографо-геохимическое изучение изверженных и осадочных пород этого региона с целью выявления особенностей распределения в них золота. Были изучены петрографически и частично петрологически главные типы интрузивных пород района и вмещающие их и золотое оруденение осадочные верхнепермские, ниже- и среднетриасовые терригенные отложения, а также кайнозойские, содержащие золотоносные россыпи. Определение золота в породах производилось методом нейтронной активации в лаборатории ядерного анализа Уральского ТГУ (Н.Д. Гутиним). Чувствительность определения $n \times 10^{-9}\%$. Проверка закона распределения методом моментов в выборках проб однородных по составу пород показала, что золото распределено по нормальному, реже по логнормальному законам. В связи с этим для сравнительного анализа были использованы среднеарифметические значения содержаний. Золото в кайнозойских пробах анализировалось спектрохимически в лаборатории физических методов исследования Института геологии ЯФ СО АН СССР (Н.Н. Олейниковой и Л.С. Сук-

невой). Чувствительность определения $n \times 10^{-8}\%$. Сходимость результатов анализов, выполненных этими двумя методами, удовлетворительная. Распределение золота в кайнозойских отложениях подчинено логнормальному закону.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

Как уже отмечалось, интрузивные породы района представлены диоритами и диоритовыми порфиритами, биотитовыми гранитами и адамеллитами. Наиболее древние из них, дайки диоритового состава, секутся и метаморфизуются гранитами, т.е. их возраст явно добатолитовый. Они интенсивно окварцованы, хлоритизированы. Залегают главным образом в пределах сводовой части Улахан-Сисской антиклинали. Породы эти сложены плагиоклазом (№ 48-65, степень упорядочности 0,2-0,5) - 65%, зеленой роговой обманкой ($+2Y = 80^\circ$, $N_g : z = 18^\circ$) - 15%, биотитом (соответствует биотиту гранитов III нормальной группы щелочности, по А.А. Маракушеву и И.А. Тарарину) - 15%, диоксидом ($+2Y = 52^\circ$, $N_g : z = 40^\circ$) - 5%. По петрохимическому составу это слабо пересыщенные кремнеземом породы, бедные щелочами ($Q = 11,8 - 14,7$; $a : c = 1,68 - 1,73$). Они близки к типовым диоритам, включая кварцевые диориты, по Р.Дэли¹.

Тела гранитоидов формировались в две фазы: в первую образовался крупный Куларский гранитный массив, во вторую - мелкие штоки и дайки адамеллитов. Куларский массив - это горизонтальный или слабо наклонный на северо-запад плутон с суммарной площадью выходов на современном денудационном срезе в 560 км². Поверхность контакта полого наклонена к вмещающим породам и конкорданта с их залеганием. Массив является позднескладчатым плутоном. Формирование его сопровождалось интенсивным магматическим замещением (гранитизацией) вмещающих пород, вероятно, при подчиненной роли, собственно, интрузивных процессов (внедрения). На это указывает постепенная смена в контактах массива метаморфических сланцев гранитизированными породами и далее - метасоматическими гранитами, а также близость химических составов гранитов с составом вмещающих осадочных пород верхоянского комплекса. Граниты характеризуются незначительным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, стандартными содержаниями кварца и биотита. Их средний минеральный состав следующий: калиевый полевой шпат (слабо триклинный, промежуточный - до низкого ортоклаз) - 34,6%, кварц - 31,9%, плагиоклаз (№ 18-28, промежуточный - до максимального) - 28,6%, биотит

¹ Подробное петрографическое описание интрузивных пород района и их петрохимических особенностей приведено в книге Ю.П. Ивенсена с соавторами (Ивенсен и др., 1974).

(соответствует биотиту I группы щелочности) - 4,9%. По петрохимическому составу граниты принадлежат ко II классу пересыщенных кремнеземом пород ($Q = 27,5-33,6$), умеренно богатых и богатых щелочами ($a : c = 5,6-14,7$) и пересыщенных глиноземом ($a = 25,71-71,84$). Наиболее характерной чертой их химизма является преобладание натрия над калием ($Na_2O = 4,01\%$, $K_2O = 3,75\%$, $n = 53,6-66,5$).

Породы жильной фации, сопровождающие граниты, представлены немногочисленными дайками и линзовидными телами мелкозернистых биотитовых гранитов, аляскитовых гранитов и аплитов (перечислены в порядке их возрастной последовательности). Сравнительно с гранитами главной фации в них постепенно возрастают содержания ортоклаза и кварца, уменьшается содержание и основность плагиоклаза (до № 10-16 в аплитах) и исчезает биотит. В химическом составе жильных пород в том же направлении увеличивается роль K_2O (до 4,95%), возрастает пересыщенность пород щелочами ($a : c$ - до 30,2), и глиноземом (Q - до 68,0) при одновременном снижении железистости (от 66,1% в гранитах до 42,9% в аплитах) и полевошпатовой извести (c - уменьшается от 1,9 до 0,9).

Адамеллиты отличаются от гранитов преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и большим содержанием темноцветных. Их средний минеральный состав следующий: плагиоклаз (№ 32-46) - 36,6%, кварц - 31,7%, калиевый полевой шпат - 21,9%, биотит - 9,8%. Характер минералов близок к таковому же в гранитах. В петрохимическом отношении адамеллиты - пересыщенные кремнекислотой породы ($Q = +22,9+29,1$), умеренно богатые щелочами ($a : c = 2,9-9,0$), нормальные или пересыщенные глиноземом (a - до 27,1). По сравнению с гранитами в них выше содержание полевошпатовой извести ($c = 1,57-3,90$) и больше роль калия (в среднем $K_2O = 3,96\%$, $Na_2O = 3,69\%$). В гранитах с увеличением глубины эрозионного среза возрастает доля плагиоклаза в сумме полевых шпатов, его основность и содержание в нем калия. Т.е. на глубоких горизонтах происходит сближение состава гранитов с составом адамеллитов, что позволило нам рассматривать адамеллиты как продукты кристаллизации расплава, интродуцировавшего из локальных магматических очагов, длительно сохранявшихся в глубоких частях Куларского батолита.

Терригенно-осадочные породы вблизи выходов гранитов подверглись регионально-контактовому метаморфизму (с образованием во внутренней зоне метаморфических сланцев и гранитизированных пород вместо роговиков; Трунилина, 1972). Общая мощность экзоконтактового ореола около 3 км, внутренней зоны - до 0,5 км. Граниты и сопровождающие их жильные породы интенсивно изменены постмагматическими породами. Неизмененные их разности в куполовидных выступах массива устанавливаются только на глубинах свыше 500 м от кровли. Метасоматически измененные граниты представлены микроклинизированными, альбитизированными и грейзенизированными разностями, последовательно сменяющими друг

Таблица 1

Содержание золота (Au, мг/т) в магматических, метасоматических и контактово-метаморфизованных породах Куларского массива

Порода	Число проб	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}
Микродиориты и диоритовые порфириды	9	2,66	15,90	7,83
Граниты главной фации	12	3,11	13,20	7,09
То же жильные, мелкозернистые	2	2,51	4,19	3,35
То же жильные аляскитовые	1	5,02		
Адамеллиты	6	3,53	12,70	7,49
Граниты микроклинизированные	3	2,42	3,40	2,84
То же альбитизированные	3	4,09	6,55	5,09
То же грейзенизированные	2	0,80	3,00	1,90
Глинистые сланцы во внешней зоне контактового метаморфизма	5	1,52	5,47	3,91
То же во внутренней зоне контактового метаморфизма	5	5,00	9,18	6,48

друга во времени и пространстве. В целом процессы имеют площадное распространение, в связи с чем намечается общая зональность, выражающаяся в смене снизу вверх микроклинизированных гранитов альбитизированными и далее — грейзенизированными (название дано по преобладающему процессу).

Определение золота проведено в 47 пробах интрузивных, метасоматически измененных и контактово-метаморфизованных пород района (табл. 1). Результаты анализов показывают, что граниты главной фации Куларского массива и адамеллиты можно рассматривать как потенциально золотосные (содержание золота в них в 3–4 раза выше кларкового). В целом распределение золота довольно равномерное, максимальные различия не превышают половины порядка. В жильных гранитах по сравнению с биотитовыми гранитами главной фации содержание золота резко падает. Значительное по масштабу перераспределение его имело место при пост-

Таблица 2

Баланс золота при постмагматических и контактово-метаморфических процессах

Порода	Au мг/т	Плотность, т/м ³	Количество Au в 1 км ³ , усл.ед.	Привнос (+), вынос (-), усл.ед.
Граниты				
неизмененные	7,09	2,58	18,3	
микроклизированные	2,84	2,56	7,0	-11,3
альбитизированные	5,09	2,54	12,9	-5,4
грейзенизированные	1,90	2,51	4,8	-13,5
Общий вынос				-30,2
Осадочно-метаморфические				
алеврито-глинистые	2,32	2,65	6,1	
слабо метаморфизованные	3,91	2,65	10,4	+4,3
метаморфизованные	6,48	2,70	17,5	+7,1
Общий привнос				+11,4
Итого.				-18,8

магматической переработке гранитов. Интенсивный вынос золота происходил при микроклизации и грейзенизации. Незначительное его количество вновь переотлагалось при альбитизации микроклизированных разностей, но подавляющая часть выносилась из магмы растворами во вмещающие породы. Средние содержания золота в породах зоны экзоконтактового ореола близки к его содержанию в неизменных этим процессом породах и возрастают почти в два раза в породах внутренней зоны экзоконтактового ореола (в метаморфических сланцах, менее в узловатых сланцах). Привнос золота из магмы во вмещающие породы устанавливается на расстоянии до 1 км от контакта гранитного массива.

При проведении металлогенических исследований (Ивенсен и др., 1974) нами была установлена металлогеническая специализация гранитов и адамеллитов на золото и бериллий, а адамеллитов и метасоматически измененных гранитов также на олово. Эти металлы являются ведущими компонентами рудопроявлений и постоянно присутствуют в рудных кварцевых жилах и минерализованных зонах дробления. Этот факт может служить прямым указанием на генетический характер связи отмеченных рудопроявлений с гранитоидным магматизмом Кулара. Для подтверждения этого нами рассчитан баланс золота при постмагматических и контактово-метамор-

фических процессах на примере Куларского массива гранитов (табл. 2).

Приведенный баланс, безусловно, является приближенным, однако расчеты явно показывают, что только часть золота (38%), вынесенного гидротермальными растворами из 1 км^3 гранитов, концентрируется в породах зоны контактового метаморфизма, а 62% оказываются "избыточными". Это количество металла могло пойти на формирование золоторудных минерализованных зон дробления и золото-кварцевых жил соответствующих рудных формаций района.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Наиболее древние осадочные образования в Куларском горст-антиклинории вскрываются в осевых зонах Центрально-Куларской, Улахан-Сисской и Салурской антиклиналей. По стратиграфическому положению, особенностям литологического состава и очень редким фрагментарным остаткам брахиопод, пелелипод и криноидей они условно относятся к верхней перми и подразделяются на тарбаганахскую и туогучанскую свиты (Бендебери, 1970). Тарбаганахская свита, залегающая в основании разреза, наиболее полно представлена в Улахан-Сисской антиклинали. Она состоит внизу из толщи черных и темно-серых аргиллитов и углисто-глинистых серицитовых сланцев с прослоями рассланцованных алевролитов; в верхних горизонтах толщи отмечаются прослои серых мелкозернистых рассланцованных песчаников. Верхняя часть свиты имеет аналогичный состав, но количество и мощность (до 10–20 м) прослоев и пластов песчаников в верхней ее части значительно больше. Видимая мощность свиты более 900 м. Залегающая выше туогучанская свита отличается преобладающим аргилито-сланцевым составом пород и регионально выраженной пиритизацией нескольких горизонтов нижней части свиты. В верхней ее части отмечаются очень редкие прослойки серых алевритистых мелкозернистых рассланцованных песчаников. Контакт с перекрывающими нижнетриасовыми песчаниками тектонический. Видимая мощность свиты 1500–1700 м.

Породы триасового возраста представлены здесь нижним и средним отделами (Бендебери, 1970; Архипов, 1971; Спектор, 1973). Нижнетриасовые отложения в основании образуют толщу серых мелкозернистых песчаников, внизу с редкими прослоями темно-серых аргиллитов и алевролитов, туффигов и туфогенных песчаников, а сверху – внутриформационных конгломератов и брекчий. Эта толща условно относится к индскому ярусу и имеет мощность около 400 м. Отложения оленекского яруса, фаунистически охарактеризованного аммоноидеями, сложены пачками и толщами чередующихся темно-серых алевролитов, аргиллитов и серых мелкозернистых песчаников. Преобладают алевролиты, песчаники распространены в нижней половине разреза. Мощность яруса 2000–2300 м.

Отложения среднего триаса слагают крылья горст-антиклинория. Они представлены здесь наиболее полно, охарактеризованы фаунистически и подразделяются на анизийский и ладинский ярусы по остаткам пелеципод и аммоноидей. Оба яруса сложены сравнительно однообразной толщей преобладающих темно-серых алевролитов и аргиллитов, с прослоями песчаников в верхней части ладинского яруса. Мощность среднетриасовых пород 3000–3600 м. В смежных с горст-антиклинорием структурах – в Омолойском синклинии на западе и Полоусненском – на востоке, – среднетриасовые отложения согласно перекрываются песчано-алевритовыми карнийскими.

Как видно из общей литостратиграфической характеристики верхнепермских, нижне- и среднетриасовых отложений Кулара, они представляют довольно однообразную терригенную толщу общей мощностью около 9000 м, сложенную внизу и вверху преимущественно алеврито-глинистыми породами, а в середине – песчаными. Изучение вещественного состава этих отложений, проведенное А.В. Коробицыным петрографическим методом (Ивенсен и др., 1974), показывает, что, несмотря на литофациальное однообразие, они имеют сравнительно отчетливые различия, обусловленные не только различными по интенсивности *постдиагенетическими* изменениями, сколько особенностями состава первичных осадков. Прежде всего эти отличия выражаются в присутствии большого количества дисперсного органического вещества, характерного для пород верхней перми, и почти отсутствующего в нижнем триасе, который в свою очередь выделяется наличием преобразованных продуктов основного вулканизма (преимущественно хлорит, развивающийся в цементе и по некоторым обломочным компонентам, а также в трещинках). Для среднетриасовых пород характерно незначительное содержание дисперсной органики и широкое распространение карбонатных цемента.

Наиболее крупнозернистые из терригенных пород – песчаники и крупнозернистые алевролиты верхней перми, по исходному составу граувакково-аркозовые, реже аркозовые с широко развитыми новообразованными гранобластовыми и шиповидными структурами. Они содержат сложные лапчато-бластические зерна кварца и плагиоклазов, а также обломки кремнистых пород, сцементированные субпараллельно ориентированными листочками серицита (мусковита) с редкими новообразованными кристаллами турмалина, титанистых минералов и стильпномелана.

Алеврито-псаммитовые туфогенные породы нижнего триаса имеют граувакковый и граувакково-аркозовый состав обломочных зерен, сцементированных агрегатами хлорита и серицита. Характерны шиповидные структуры, хлоритовые и сидеритовые прожилки. Алеврито-песчаные породы среднего триаса отличаются от нижнетриасовых аркозовым и аркозово-кварцевым составом. Среди них распространены регенерационно-конформные структуры, порово-плотный хлоритово-гидрослюдистый, регенерационный плагиоклазово-кварцевый и коррозийный карбонатный цементы.

Наиболее широко распространенные в районе глинистые алевролиты и аргиллиты верхней перми преобразованы в углеродистые филлитовидные сланцы, состоящие из агрегатов кварца, серицита, хлорита, дисперсной органики, редких идиоморфных новообразованных зерен турмалина, стильпномелана, лейкоксена, сидерита, пирита. В них широко распространены лепидо-гранобластовые, лепидобластовые и порфиробластовые структуры и сланцеватые текстуры. Для углисто-глинистых разностей характерно присутствие равномерно распределенных по породе идиоморфных кубиков пирита размером до 1 см, обычно окаймленных кварцевой оторочкой. Алеврито-глинистые породы нижнего триаса обычно серицитово-хлоритового состава, близкие, вероятно, к паратуффитам или туфоаргиллитам. Основная масса этих пород сложена агрегатами хлорита, реже - серицита с выделениями эпидота. В сильно измененных и хлоритизированных разностях наблюдаются тонкие прожилки, выполненные раскристаллизованным хлоритом или сидеритом. Глинистые алевролиты и аргиллиты среднего триаса менее изменены и отличаются от нижнетриасовых хлоритово-гидрослюдистым и гидрослюдистым (серицитовым) составом, иногда со значительным содержанием сидерита и кальцита в основной массе.

Таким образом, судя по вещественному составу терригенных компонентов и характеру минерально-структурных новообразований, в породах мощной толщи верхней перми, нижнего и среднего триаса можно отчетливо установить три градации постдиагенетических преобразований. Наименее измененные породы характерны для среднего триаса, в них хорошо выражены признаки зоны позднего катагенеза - регенерационно-конформные структуры, хлорит-гидрослюдистая ассоциация в цементе и в составе алеврито-глинистых пород. К зоне метагенетических изменений относятся породы почти всего нижнего триаса за исключением его верхних горизонтов. Для них характерно развитие шиповидных структур в песчаниках (с хлоритовым цементом) и алеврито-глинистых туффитах. Наиболее четко выражены минеральные, структурные и текстурные преобразования в породах туогучанской и особенно тарбаганаской свит верхней перми, залегающих в сводах сундучных антиклиналей. По совокупности эти изменения соответствуют зоне раннего метаморфизма или зелено-сланцевой фации метаморфизма. В пользу этого свидетельствуют минеральные парагенезисы, грано-, лепидо- и порфиробластовые структуры, а также сланцеватые текстуры пород. Эти преобразования обусловлены региональными процессами динамотермального прогрессивного метаморфизма.

По вещественному составу терригенных и вулканогенно-осадочных пород в рассмотренной толще отчетливо выделяются три терригенно-петрографических комплекса: полимиктовый в верхней перми, вулканогенно-полимиктовый в нижнем и олигомиктовый в среднем триасе, что в целом согласуется с аналогичными по составу и возрасту комплексами, развитыми в соседнем Верхоянском мегантиклинории и Сартангском синклинории (Коробицын, Семенов, 1970).

По литофациальному составу и строению, а также условиям образования рассмотренные отложения соответствуют следующим формациям. Верхнепермская толща, по-видимому, является восточным флангом известковисто-алевроито-глинистой формации соседних с запада Хараулахского и Орулганского антиклинориев (Коробицын, 1971; Ивенсен и др., 1974). Породы нижнего триаса образуют северо-западный фланг пестроцветной вулканогенно-осадочной формации Верхоянского мегантиклинория и прилегающей территории, а среднетриасовые отложения – аналоги олигомиктовой алевролитово-песчаной формации Сартангского синклинория (Семенов, Ивенсен В.Ю., 1970).

Определение золота в осадочных и вулканогенно-осадочных породах Куларского горст-антиклинория проведено в 87 пробах, представляющих три основные гранулометрические группы пород по каждому из стратиграфических подразделений в ранге отделов, литологически изученных и опробованных в разрезах, удаленных на значительное расстояние как от магматических пород, так и от зон гидротермальной переработки. В целом по изученному стратиграфическому разрезу золото распределено довольно равномерно (табл. 3), имеет разброс крайних значений от 0,1 до 17,4 мг/т; его среднее содержание – 3,17 мг/т (местный кларк), что несколько ниже кларка литосферы (4,3 мг/т).

Наибольшее среднее содержание (см. табл. 3) золота характерно для пород среднего триаса, где его концентрация приближается к кларку литосферы. Минимальным содержанием отличаются верхнепермские породы, а среди них – самые древние (тарбаганахской свиты). В породах нижнего триаса концентрация золота ниже, чем в среднетриасовых, но превышает местный кларк.

Распределение золота по типам пород рассмотренных стратиграфических подразделений обнаруживает следующие особенности. В наименее измененных и самых молодых отложениях (средний триас) отчетливо проявляется процесс механической концентрации золота: его средние содержания увеличиваются от аргиллитов через алевролиты к песчаникам. В вулканогенно-осадочных породах нижнего триаса характерна обратная тенденция – максимальная концентрация золота имеет место в наиболее тонкозернистых породах – туфоаргиллитах, а минимальная – в самых крупнозернистых – туфопесчаниках, что, по-видимому, связано с разубоживанием вулканогенного материала, с которым здесь связано золото в псаммитовых разностях пород, терригенным материалом. В породах верхней перми максимальное содержание золота характерно для алевролитов, т.е. здесь отмечается более сложный тип распределения, обусловленный, видимо, кроме первичных факторов концентрации наиболее интенсивными проявлениями постседиментационных преобразований.

В связи с этим интересно сравнить с верхнепермскими среднетриасовые породы, которые претерпели только позднекатагенетические изменения, а по вещественному и литофациальному составу близки к верхнепермским. Такое сравнение дает возможность оценить разницу как в средних содержаниях золота по типам пород,

• Таблица 3

Содержание золота (Au, мг/т) в верхнепермских, нижне- и среднетриасовых породах Кулара

Возраст	Порода	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Количество анализов	Зона преобразования	Терригенно-петрографический комплекс	Формация
T ₂	Песчаник	1,3	11,2	4,65	8	Поздний катагенез	Олиго-миктовый	Олиго-миктовая
	Алевролит	0,7	7,2	3,87	13			
	Аргиллит	1,8	2,3	2,05	2			
	Среднее	0,7	11,2	3,98	23			
T ₁	Туфопесчаник	0,4	14,4	2,54	13	Метагенез	Вулканогенно-полимиктовый	Вулканогенно-осадочная
	Туфоалеврит	0,6	17,4	4,36	11			
	Туфоаргиллит	4,1	6,7	5,79	3			
	Среднее	0,4	17,4	3,64	27			
P ₂	Метапесчаник	0,6	3,6	1,65	9	Ранний метаморфизм	Поли-миктовый	Известковисто-алевритоглинистая
	Метаалевролит	0,4	9,8	3,22	11			
	Глинистый сланец	0,1	6,6	2,09	17			
	Среднее	0,1	9,8	2,32	37			
P ₂ + T _{1,2}		0,1	17,4	3,17	87			

так и различия, обусловленные их принадлежностью к разным зонам постдиагенетических изменений. Как видно из табл. 3, в аргиллитах из разных зон разницы в содержании золота почти не отмечается. В алевролитах зоны позднего катагенеза концентрация золота возрастает на 0,65 мг/т, а в песчаниках этой зоны разница максимальная и составляет 3,0 мг/т. Следовательно, в условиях рассматриваемого региона максимальное перераспределение золота происходило в песчаных породах при фильтрации через них гидроксильно-порových метаморфогенно-гидротермальных растворов. Однако это заключение явно еще недостаточно обосновано фактическим материалом. В частности, среднетриасовые аргиллиты охарактеризованы лишь двумя пробами. Тем не менее при сравнении алевролитов с песчаниками эта закономерность отчетливо видна,

В целом для сравниваемых толщ можно ориентировочно рассчитать количество вынесенного золота на 1 км^3 метаморфизируемых пород алеврито-глинистого состава. Действительно, при разнице средних содержаний, равной $1,66 \text{ мг/т}$, и средней плотности этих пород $2,65 \text{ т/м}^3$, 1 км^3 метаморфизируемых пород мог высвободить несколько тонн золота.

Количество золота, которое могло выноситься при метаморфизме, возрастет, если при расчетах (подобно тому, как это сделано в статье А.В. Коробицына в данном сборнике) принять в качестве "эталоны" содержание золота в позднекатагенетически преобразованных алеврито-глинистых породах соответствующей формаций Орулганского и Куранахского антиклинориев. Выполнив эти расчеты, мы увидим, что 1 км^3 метаморфизируемых до условий зелено-сланцевой фации метаморфизма алеврито-глинистых пород высвобождал более десяти тонн золота. Еще большее его количество было бы высвобождено, если принять за таковой "эталон" содержание золота в еще неизмененных постседиментационными процессами современных алеврито-пелитовых осадках Черного и Балтийского морей (Аношин и др., 1969). Проведя соответствующий пересчет содержаний золота в них на породы, которые могли возникнуть из этих осадков в условиях раннего метаморфизма, можно заключить, что из 1 км^3 наших верхнепермских сланцев высвободились бы десятки тонн золота.

Эти расчеты, при всей их очевидной приблизительности, указывают на принципиальную возможность мобилизации значительного количества золота из вмещающих толщ алеврито-глинистого состава, подвергшихся ранним процессам прогрессивного регионального метаморфизма. Это золото, вероятно, частично было перераспределено между гранулометрическими разностями терригенных пород, частично вынесено гидроксильно-поровыми метаморфогенно-гидротермальными растворами и сконцентрировано в эпигенетических сульфидных и кварцевых жилах. В пользу этого свидетельствует следующее: по данным Ф.С. Сатарова, в осадочных пиритах из пород верхней перми Кулара, составляющих до 5% объема породы, концентрация золота достигает 100 мг/т . Поскольку жилы малосульфидной золото-кварцевой формации Кулара являются доботолитовыми, можно думать, что они по генезису близки к альпийским жилам и заимствовали свое золото из вмещающих пород¹.

¹ В статье В.А. Амузинского, помещенной в данном сборнике, приведены важные аргументы против подобного генезиса жил малосульфидной золото-кварцевой формации Верхоянского мегантиклинория, от которых ничем не отличаются жилы этой формации, развитые в Куларе. Не дают основания для подобных построений также данные о распределении золота в метаморфизованных породах экзоконтакта Куларского массива, изложенные в настоящей статье (Прим. ред.).

Таким образом, проведенные исследования по особенностям распределения золота в изверженных, метаморфических и осадочных породах Куларского горст-антиклинория и выполненные сравнительные расчеты показывают принципиальную возможность образования как гидротермальных золоторудных жил, генетически связанных с Куларским гранитоидным плутоном, так и кварцевых жил метаморфогенного типа, заимствующих свое золото из метаморфизируемых осадочных пород верхней перми и триаса. Это позволяет думать, что первичные источники и пути миграции рудного золота были более сложными, чем считалось до сих пор большинством исследователей. Полученные результаты, безусловно, необходимо учитывать при металлогенических исследованиях и прогнозировании рудного золота.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В орогенный этап развития Куларского горст-антиклинория значительные по объему толщи мезозойских, частично верхнепалеозойских осадочных пород и гранитоидов Куларского массива были денудированы. Разрушению в условиях физического и химического выветривания подверглись и золоторудные тела, которые при благоприятных геоморфологических и палеогеографических условиях служили коренным источником кайнозойских россыпей золота. Кроме свободного (относительно крупного) золота, концентрировавшегося в основном в аллювиальных кайнозойских отложениях, при формировании кор выветривания высвобождалось и накапливалось также тонкодисперсное золото, а при размыве материала кор выветривания оно переоткладывалось в терригенных отложениях различного генезиса.

Наиболее древние палеоцен-эоценовые ($P_{g1}-P_{g2}$) озерно-аллювиальные отложения вскрыты скважинами колонкового бурения в бассейне р.Диринг-Юрюйэ на глубине около 400 м. По изученной скважине № 14 эти осадки представлены переслаивающимися глинами, песками, лигнитами, гравием и галечниками, состоящими преимущественно из кварца. Мощность их около 250 м. Они лежат на довольно мощной коре химического выветривания (15–20 м). В основании ее прослеживаются ожелезненные выветрелые конгломераты с прослоями также ожелезненных глин (P_{g1}). Анализ последних показал, что глины состоят в основном из каолинита (около 30%) и гидрослоды. Подсчет соотношений глинистых минералов здесь и ниже проведен по методике М.Б. Куцыкович и Ю.С. Дьяконова (1971). В скважине № 15 палеоценовые осадки представлены слабопесчаными белыми глинами, содержание каолинита в которых достигает 40%. По данным споро-пыльцевого анализа климат в это время был близок к субтропическому. В эоцене произошло вскрытие эрозией гранитоидов Куларского массива, на что указывает наличие их галек в эоценовых отложениях (скв. 14).

Эти наиболее древние из кайнозойских отложений выполняют ос-
нование Приморской низменности, к которой непосредственно при-
мыкает Улахан-Сисская металлогеническая зона, ограниченная на
севере Куйгинским глубинным разломом.

Олигоценовые отложения, выделяемые в омолойскую свиту, име-
ют более широкое распространение и по литологическому составу
подразделяются на два горизонта (Сергеенко и др., 1971; Серге-
енко, 1972). Нижний горизонт (Pg_3^1) представлен галечно-валун-
ными (во впадинах) и галечными (в речных долинах) осадками
мощностью 10–50 м. Валуны и галька состоят из песчаников, гли-
нистых сланцев, гранитоидов и кварца, содержание которого дос-
тигает 40–50%. Цемент глинистый, песчано-глинистый. Верхний го-
ризон (Pg_3^{2-3}) состоит из песчано-глинистых отложений с прос-
лоями и линзами лигнитов. Мощность его достигает 50–60 м. Кли-
мат во время формирования омолойской свиты теплый и влажный.
Под описанными осадками сохранились реликты кор химического вы-
ветривания.

В миоцене (N_1) накапливался более грубообломочный материал
(урасалахская свита) – валунно-галечный во впадинах и галечный и
гравийно-галечный – в речных долинах, с песчано-глинистым цемент-
ом. Характерной особенностью является ожелезнение этих осадков.
Климат становится более умеренным.

Плиоценные отложения (N_2), выделяемые в тимирдахскую сви-
ту, представлены в основном песчанистыми и песчано-глинистыми
отложениями мощностью 10–30 м. Климат в это время характе-
ризуется большей суровостью, но в растительных ассоциациях еще
сохранились теплолюбивые широколиственные породы деревьев.

В последующий этап, охватывающий ранний плейстоцен и начало
среднего плейстоцена (Q_2^1), происходит поднятие южной и средней
частей района. На поднятой площади формировались аллювиальные
галечники. Галька состоит из местных пород, сцементирована пес-
чаным материалом. По периферии поднимающегося блока отлагались
песчано-глинистые осадки с обломочным кварцем. Мощность их
5–15 м. Климат становится холоднее, в связи с чем полностью
исчезают широколиственные и другие представители теплолюбивой
растительности.

В конце среднего и в верхнем плейстоцене ($Q_2^2-Q_3$) при опус-
кании территории формируются песчано-алевритовые отложения раз-
личного генезиса. В приподнятой части они мощным плащом (до
30 м) покрывают склоны (делювий). Севернее они имеют озерно-
аллювиальное происхождение и перекрывают разновозрастные осадки,
достигая мощности 40–50 м. Климат становится суровым, аракти-
ческим, растительность – тундровой.

Таким образом, на протяжении кайнозойского времени Куларский
горст-антиклинорий превратился в современный Куларский хребет
в результате устойчивого и небольшого по амплитуде поднятия от-

дельных блоков, служивших основным источником сноса в район опускающейся Приморской низменности и в окружающие впадины. Климат за это время постепенно изменился от субтропического в раннем палеогене, через умеренно теплый и влажный в миоцене, до сурового арктического в конце плейстоцена. На определенных этапах геологического развития, при благоприятных геоморфологических и климатических условиях, происходило формирование мощных кор химического выветривания, способствовавших высвобождению как свободного кластогенного золота россыпей, так и тонкодисперсного золота, сорбированного глинистыми частицами и химически осажденного в присутствии органического вещества и гидроокислов железа при образовании кор выветривания.

Для выяснения особенностей распределения золота в кайнозойских отложениях района и определения степени химического выветривания материнских и подстилающих пород по ряду разрезов была проанализирована глинистая фракция (менее 0,001 мм), выделенная из терригенных осадков различного возраста. Определение минерального состава глин производилось с использованием рентгеноструктурного, химического и других видов анализа. Как показали эти определения, глинистая фракция кайнозойских отложений представлена в основном каолинитом и гидрослюдой, но в различных количественных соотношениях. Из табл. 4 видно, что наиболее древние осадки формировались за счет размыва более зрелых кор химического выветривания, на это указывает постепенное уменьшение содержания каолинита вверх по сводному разрезу кайнозоя.

Для выявления особенностей распределения дисперсного золота и условий его накопления кроме глинистой фракции были исследованы мелкие фракции осадков из различных горизонтов кор химического выветривания. Пробы были отобраны в бассейне руч. Бургуат из маломощных (слабо сохранившихся) кор выветривания (табл. 5). В связи с небольшим количеством проанализированных проб по этому разрезу отчетливой закономерности в распределении золота не выявляется. Однако таблица показывает, что максимальное содержание золота установлено в самых мелких глинистых фракциях.

Наиболее полно изучен разрез линейной коры выветривания до-олигоценного возраста, вскрытый буровыми скважинами в северной части района на водоразделе ручьев Кыра-Онкучах и Улахан-Онкучах (табл. 6). Эта кора химического выветривания приурочена к минерализованной зоне дробления. Ширина зоны достигает 30 м, падение ее близко к вертикальному. Глубина залегания материала коры от современной поверхности 30 м. Мощность коры 20 м.

Из табл. 6 следует, что накопление дисперсного золота увеличивается в наиболее разложившихся при выветривании породах, с наибольшим содержанием каолинита и повышенным коэффициентом окисления ($Fe_2O_3 : FeO$). Отмечается обогащение золотом наиболее мелких фракций отложений.

Таблица 4

Содержание каолинита (%) и золота (мг/т) в кайнозойских породах

Состав отложений	Мощность, м
Алевриты темно-серые, льдистые	20
Глина песчаная, зеленовато-серая	15
Гравий, гравийный песок, зеленовато-серый	4
Песок мелкозернистый с глиной, серый, с охристыми пятнами	15
Гравелито-галечники серые. Галька кварца, глинистых сланцев, сцементирована среднезернистым песком	4
Лигнит с прослоями и линзами бурой глины	22
Песок мелкозернистый глинистый с прослоями их линзами лигнитов	15
Галечник. Галька песчаников, глинистых сланцев, гранитоидов, кварца. Цемент песчаный, осветленный	28
Глина песчаная, светло-серая, с обломками трещиноватого кварца, постепенно переходит в неизменные черные глинистые сланцы	15

Таблица 5

Содержание золота в материале коры химического выветривания в бассейне руч. Бургуат

Состав отложений	Фракции, мм	Au, мг/т
Глина песчаная, красновато-желтая	< 0,25	Нет
Глина песчаная, палевая	< 0,25	10
То же	< 0,001	400
Песчано-глинистые сланцы, кирпично-красные	< 0,25	Нет
Глина песчаная, желтая	< 0,25	100
То же	< 0,25	10
"	0,01-0,02	70
"	< 0,1	10

Кулара (руч. Кюсентей-Салата)

Возраст	Содержание каолинита, фракция < 0,001 мм	Содержание золота по фракциям		
		0,1-0,01	0,01-0,001	< 0,001
Q ₂ ¹ -Q ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Q ₂ ¹	10	10	20	20
Q ₁	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
N ₂	17	20	20	100
N ₁	20	20	Не опр.	300
Pg ₃ ²⁻³	Не опр.	Не опр.	То же	Не опр.
"	23	20	300	100
Pg ₃ ¹	24	20	20	100
Pg ₃ ¹	30	Не опр.	100	50

Помимо продуктов кор химического выветривания были опробованы терригенные отложения кайнозойского разреза трех долин. Содержания золота были определены в гранулометрических фракциях от 0,25 до < 0,001 мм (см. табл. 4,7). Табл. 4 и 7 показывают, что в наиболее древних осадках палеогена, сформированных при выравненном рельефе и субтропическом климате за счет размыва зрелых кор химического выветривания, накапливалось максимальное количество золота, содержание которого в отдельных пробах достигает 2000 мг/т. В более молодых осадках содержание золота понижается, при наличии гидроокислов железа концентрация золота в них также высока. Во всех этих осадках происходит также накопление золота в более мелких фракциях.

Следует отметить, что повышенная золотоносность проб фракций менее 0,25 мм может быть обусловлена свободным золотом только в гравийно-галечных осадках. В песчано-глинистых осадках содержание свободного золота должно быть минимальным или оно

Таблица 6

Содержание золота в материале линейной коры химического

Состав отложений	Мощность, м	Содержание	
		< 0,1	
Глина светло-серая, кремовая	0,6	Не опр.	
Песчаник зеленовато-серый, слабо-выветрелый	0,4	2	
Глина песчаная, светло-серая с включениями слабовыветрелых пород	1,2	Не опр.	
Песчаник выветрелый, с прожилками молочно-белого кварца, с гнездами выщелоченного пирита	5,5	5	
		50	
Песчаник светло-серый, сильно выветрелый	8,3	10	
		20	
		10	
		100	
		2	
		100	
Песчаник зеленовато-серый, слабо выветрелый, сильно трещиноватый	0,7	2	
		-	
		-	
Песчаник зеленовато-серый, слабо выветрелый	0,3	-	
Глинистый сланец черный, неизменный	0,4	-	
Песчаник темно-серый, неизменный	1,1	Следы	
Песчаник черный, слабо выветрелый	0,1	Следы	
Глинистый сланец, черный, углистый, неизменный		Следы	

выветривания (водораздел ручьев Кыра-Онкучах, Улахан-Онкучах)

Содержание золота (мг/т) по фракциям (мм)	Содержание каолинита во фракции < 0,001 мм, %	Коэффициент окисления $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$		
			0,1-0,01	0,01-0,001
100	50	5000	Не опр.	7,56
20	100	500	19	6,86
50	20	100	29	Не опр.
Не опр.	20	50	Не опр.	3,43
	50	100		
2	20	200	49	12,21
20	100	200	65	16,24
20	1000	50	38	Не опр.
20	40	100	73	11,95
20	Не опр.	1000	Не опр.	Не опр.
Не опр.	200	200	52	18,80
100	100	1000	12	Не опр.
20	40	500	35	8,78
Не изучен	Не изучен	-	-	-
То же	То же	-	-	-
120	50	Не опр.	24	0,52
100	500	300	19	34,40

полностью отсутствует, что обусловлено большой разностью удельных весов зерен золота и терригенного материала таких осадков.

Таким образом, проведенные исследования вещественного состава кайнозойских кор химического выветривания и терригенных отложений Куларского хребта и характера распределения в них тонкодисперсного золота (исключая кластогенное золото россыпей)

позволяют сделать вывод о преимущественной концентрации золота в составе наиболее тонких глинистых фракций, обогащенных или органическим веществом, или гидроокислами железа и содержащих много каолинита. Наиболее перспективными золотоносными осадками являются палеогеновые коры химического выветривания и продукты их переотложения.

Таблица 7

Содержание золота по гранулометрическим фракциям кайнозойских осадочных пород

Состав отложений	Возраст	Фракция, мм	Au, мг/т
Бассейн руч. Диринг-Юрях			
Глина песчаная, кирпично-красная, ожелезненная	P ₁	0,25-0,1	2
		0,1-0,01	20
		0,01-0,001	400
		< 0,001	2000
То же	P ₁	0,25-0,1	100
Глина слабопесчаная, белая	P ₁	0,25-0,1	2
		0,1-0,01	400
		0,1-0,001	400
		< 0,001	2000
Руч. Безымянный, правый приток руч. Бургуат			
Галечник с желтоватым глинистым цементом	N ₁	< 0,25	500
Галька песчаников, глинистых сланцев, кварца			
Глина песчаная, голубовато-серая	P ₃ ²⁻³	< 0,25	Следы
	P ₃	< 0,001	100
	P ₃	< 0,25	2
Глина песчаная, бурая, лигнитизированная	P ₃	< 0,25	50
	P ₃	< 0,25	500
Галечник с песчаным охристым цементом	P ₃ ¹	< 0,25	20
Галька глинистых сланцев кварца		< 0,25	Нет
Руч. Кыра-Онкучах			
Глина вязкая, зеленовато-серая	Q ₁	< 0,25	2
	Q ₁	< 0,001	20
	Q ₁	< 0,25	5

Таблица 7 (окончание)

Состав отложений	Возраст	Фракция, мм	Au мг/т
Глина песчаная, серая и бурая, лигнитизированная	P^{2-3}	< 0,25	2
	P^3	< 0,25	5
Гравелито-галечники с гли- нистым серым цементом.	P^1_3	< 0,25	10
Галька песчаников, глинис- тых сланцев, кварца	P^1_3	< 0,001	100

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

В результате проведенных комплексных исследований вещественного состава интрузивных, осадочных и вулканогенно-осадочных пород верхней перми – триаса и кайнозойских рыхлых осадков и особенностей распределения в них кларковых содержания золота для Куларского горст-антиклинория впервые установлено следующее.

1. Золото в интрузивных гранитоидах распределено довольно равномерно, подчиняясь нормальному, реже – логнормальному законам. Среднее содержание золота в гранитах Куларского массива в 3–4 раза превышает кларк для гранитов. В жильных гранитах его содержание резко падает. Интенсивный вынос золота происходил при микроклинизации и грейзенизации гранитов. Оно концентрировалось частично в контактово-метаморфизованных терригенных породах, особенно в непосредственной близости к контакту.

2. Расчет баланса золота при постмагматических и контактово-метаморфических процессах показывает, что наибольшая часть золота, вынесенного из гранитоидного очага, оказалось "избыточным" и могла быть вовлечена гидротермальными постмагматическими растворами в процесс рудообразования.

3. Распределение золота в осадочных и вулканогенно-осадочных породах горст-антиклинория также оказывается равномерным, согласуясь с нормальным законом. При этом среднее его содержание по всем породам несколько ниже кларка литосферы. Минимальные концентрации золота характерны для наиболее измененных постдиагенетическими процессами верхнепермских пород, а максимальные – для наименее преобразованных этими процессами средне-триасовых пород.

4. Сопоставления средних содержаний золота в измененных процессах раннего метаморфизма верхнепермских алевроито-глинистых отложениях с их литофациальными и формационными аналогами в соседних районах, а также с современными морскими осадками показывают значительный дефицит золота в наших породах. Это зо-

лото могло быть мобилизовано метаморфогенно-гидротермальными растворами и сконцентрировано частично в эпигенетических сульфидных и в кварцевых жилах доботолитовой золото-кварцевой мало-сульфидной формации.

5. Распространенные в горст-антиклинории золоторудные формации имеют различный возраст и генезис. Установленные нами факты выноса золота из пород в ходе магматического процесса и раннего метаморфизма необходимо учитывать при проведении формационных и металлогенических исследований для прогнозирования рудного золота.

6. Распределение тонкодисперсного золота в кайнозойских рыхлых отложениях и корах химического выветривания крайне неравномерно, но подчиняется определенной закономерности - его содержание резко увеличивается в наиболее тонких фракциях глинистых каолиновых пород, обогащенных органическим веществом или гидроокислами железа.

7. Наиболее благоприятные палеогеографические условия для формирования золотоносных зрелых кор выветривания и связанных с ними осадков характерны для палеогенового времени.

Выявленные особенности распределения золота в магматических и осадочных породах, а также в кайнозойских рыхлых отложениях необходимо учитывать при прогнозной оценке территории Куларского горст-антиклинория на золото.

Литература

- Аношин Г.Н., Емельянов Е.М., Пережогин Г.А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана. - *Геохимия*, 1969, № 9.
- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений бассейна реки Яны. Автореф. канд. дисс. Л., 1971.
- Бендебери А.А. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Куларского антиклинория. - В кн. "Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутск. АССР", вып. XVI. Якутск, 1970.
- Ивенсен В.Ю. Литолого-геохимические особенности пестроцветной вулканогенно-осадочной формации нижнего триаса Вилуйской синеклизы и Предверхоянского прогиба. Автореф. кандидат. дисс. Владивосток, 1973.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойска Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Коробицын А.В. Осадочные формации и основные стадии развития Верхоянской миогеосинклинали в позднем палеозое. - В сб. "Мезозойский тектогенез". Магадан, 1971.
- Коробицын А.В., Семенов В.П. Терригенно-петрографические комплексы верхнего палеозоя и мезозоя Верхоянья и их ритмичность. - В сб. "Геол. и полезн. ископ. Якутии". Якутск, кн. изд-во, 1970.
- Кушыкович М.Б., Дьяконов Ю.С. Простой полуколичественный рентгенографический метод определения глинистых минералов. - *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 1.

- Невойса Г.Г., Орлов Ю.С., Трунилина В.А. О связи эндогенных месторождений Куларского района с магматизмом. - В сб. "Рудообразование и его связь с магматизмом". Якутск, 1969.
- Невойса Г.Г., Сергеенко А.И. Закономерности размещения россыпей и их коренных источников золота в Куларском районе. - В сб. "Россыпи золота и их связи с коренными местор. в Якутии". Якутск, 1972.
- Семенов В.П., Ивенсен В.Ю. Осадочные формации триасовых отложений Верхоянья. - В сб. "Геол. и полезн. ископ. Якутии". Якутск, 1970.
- Сергеенко А.И. История развития рельефа и условия формирования золотоносных россыпей Яно-Омолуйского междуречья. - В сб. "Россыпи золота и их связи с коренными местор. в Якутии". Якутск, 1972.
- Сергеенко А.И., Сапоева А.С., Томская А.И. Палинологическое обоснование возрастного расчленения кайнозойских отложений Яно-Омолуйского междуречья. В сб. "Палинологич. характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии". Якутск, 1971.
- Спектор В.Б. Структура и тектоническое развитие Северного Верхоянья в верхнем палеозое и мезозое. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Трунилина В.А. О проявлении гранитизации в контактах Куларского гранитного батолита. - Геол. и геофиз., 1972, № 7.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛАРКОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХОЯНСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА

Среди важнейших проблем металлогении первостепенной в настоящее время является выяснение источников рудного вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Согласно представлениям многих исследователей, одним из основных источников золота и других элементов рудных месторождений являются вмещающие породы (Нифонтов, 1960; Щербаков, Пережогин, 1963; Чайковский, Степанов, 1963; Чайковский, 1963; Фирсов, 1963; Матвеевко, Шаталов, 1964; Буряк, 1965; 1966; Бадалов, 1966; Щербаков, 1967; Моисеенко и др., 1971; Шило и др., 1972; Boyle, 1961). В этой связи в последние годы опубликовано много работ, посвященных распределению золота в осадочных и вулканогенно-осадочных породах различных регионов Советского Союза, а также в современных морских осадках северной части Атлантического океана. Этими исследованиями, основанными на использовании наиболее точных нейтронноактивационного и спектрохимического методов анализа кларковых количеств золота, удалось установить относительно повышенные его концентрации в осадочно-вулканогенных породах основного состава (Щербаков, 1967), в грубообломочных (Ивенсен, 1963; Михайлов и др., 1971; Левин, 1972; и др.) и в тонкообломочных, обогащенных органическим углеродом (Аношин и др., 1969; Легедза, 1969; Коротаева, 1971) или гидроокислами железа (Коротаева, 1971). Получены также первые данные о повышенных содержаниях этого элемента в современных ракушниках (Аношин и др., 1969).

Интересные в практическом отношении сведения о приуроченности повышенных концентраций золота к пиритизированным глинистым толщам, а также отдельным генетическим типам пиритов этих пород, в различной степени измененных постседиментационными процессами, приводятся в работах многих авторов (Буряк, 1966; Легедза, 1966; Гуреев и др., 1968; Гапон, 1968; Жуков, 1969; Юдин, 1971; Хрячков, 1972; Силичев, Белозерцева, 1973; Старова, 1973; и др.). Повышенные содержания золота в пиритах осадочных пород, преобразованных в метасланцы низких ступеней метаморфизма, позволили В.А. Буряку (1970) выделить золото-пиритовую формацию.

Изучение распределения золота в осадочных породах имеет весьма важное значение также в связи с тем, что большинство проявлений и месторождений золота Северо-Востока СССР и дру-

гих регионов представлено золото-кварцевой малосульфидной формацией, которая, по мнению многих исследователей (Радкевич, Моисеенко, 1966; Шило и др., 1972; Ивенсен и др., 1974; и др.), не связана генетически или парагенетически с проявлениями магматизма. Жилы этой формации, по-видимому, формировались по типу альпийских. Источником золота в них могли быть вмещающие породы (Коробицын, 1970, 1971) или гидротермальные растворы мантийного происхождения (Амузинский, 1973).

Таким образом, изучение распределения золота в осадочных породах помимо общего теоретического имеет важное практическое значение, позволяя выявить толщи и районы, перспективные на обнаружение месторождений как типа погребенных россыпей, так и типа золото-пиритовой или золото-кварцевой малосульфидной формаций. Поскольку подавляющее большинство золоторудных проявлений и месторождений (и образованных за их счет кайнозойских россыпей золота) Северо-Востока СССР заключено в осадочных образованиях верхоянского терригенного комплекса, выявление особенностей распределения кларковых содержаний золота в этих породах представляется весьма актуальным.

В настоящей статье сделана одна из первых попыток на основе изучения литофациального и вещественного состава верхнепалеозойских отложений верхоянского комплекса осветить некоторые особенности геохимии золота в осадочных породах. Прежде всего это выяснение различий распределения золота в разных терригенно-петрографических комплексах, зонах постдиагенетического преобразования и геологических формациях (литофациальных комплексах).

Исследование проводилось с использованием петрографического, стадийного, фациального, формационного и других методов. Определение золота производилось методом нейтронной активации в лаборатории ядерного анализа Уральского геологического управления (под руководством Н.Д. Гутина) с пределом чувствительности в $p \times 10^{-9}\%$. Обработывались аналитические данные с использованием методик И.П. Шарапова (1966), А.А. Беуса и др. (1966) и некоторых других.

Объектами изучения служили частные, опорные и стратотипические разрезы верхнего палеозоя центральной части Верхоянской антиклинальной зоны (рис.), включающей южную половину Орулганского и Куранахский антиклинорий (междуречье Сынча-Тумара). Выбор этой территории обусловлен тем, что она охватывает две литофациальные зоны (Южноорулганскую и Западноверхоянскую) и соответствующие им типы разрезов верхнего палеозоя, литологически и формационно изученных ранее автором (Коробицын, 1968; 1970а, 1971а, 1972а,г и др.). Учитывалось также то обстоятельство, что в сводовой части Орулганского и на западном крыле Куранахского антиклинорийев располагается выделенная Ю.П. Ивенсенем и др. (1970, 1973) западная металлогеническая зона с характерным для нее оруденением золото-кварцевой малосульфидной

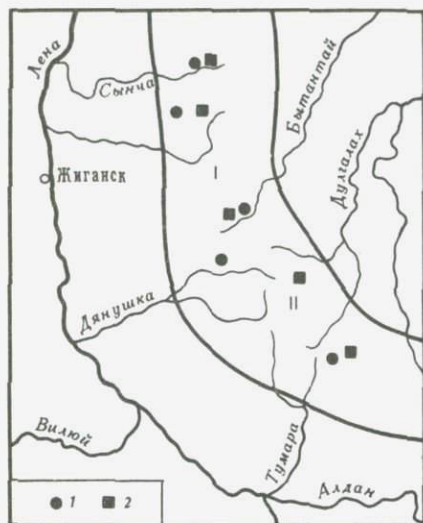


Схема расположения опробованных разрезов верхнего палеозоя (1 - карбона, 2 - перми) и литофациальные зоны (I - Южно-Орулганская, II - Западно-Верхоянская)

формации, не имеющим генетической связи с проявленным на этой территории магматизмом.

Верхнепалеозойские отложения рассматриваемой территории сохраняют на огромной площади однообразный терригенный состав и большую мощность (более 10000 м). За основу стратиграфического расчленения верхнего палеозоя южной части Орулганского

антиклинория принята схема, разработанная Л.А. Мусалитиным и Р.В. Соломиной (1971), а для Куранахского антиклинория - В.Н. Андриановым (1966), с учетом изменений и дополнений, принятых и утвержденных МСК в 1968 г. для легенды геологической карты СССР среднего масштаба этой территории.

Наиболее древние породы здесь вскрываются в осевой части Орулганского антиклинория и относятся к нижнему карбону, условно к намюрскому ярусу, представленному былькатской свитой, в которой по составу выделяются подсвиты: нижняя - песчаниково-алевролитовая, средняя - алевролитовая и верхняя - алевролитопесчаниковая с каменными углями. Видимая мощность этих пород более 1700 м.

Среднекаменноугольные отложения распространены шире. В основании их, согласно на подстилающих, залегает сетачанская свита, состоящая из нижней песчаниково-алевролитовой и верхней песчаниковой подсвит, общей мощностью 1000-1300 м. Залегаящая на ней согласно без следов видимого перерыва юпенчинская и ее аналог в Куранахском антиклинории имтанджинская свиты характеризуются аргиллито-алевролитовым составом, с преобладанием песчаников в верхней части последней. Мощность юпенчинской свиты 1000-1200 м. Видимая мощность имтанджинской - более 800 м.

Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные породы имеют еще более широкое распространение, слагая крылья Орулганского и сводовую часть Куранахского антиклинория. Они представлены соответственно суорганской и солончанской свитами, состоящими преимущественно из разнозернистых песчаников, чередующихся с редкими прослоями алевролитов. Последние заметно преобладают

в разрезах восточного крыла Орулганского антиклинория. Мощности свит 1000–1200 м.

На крыльях антиклиналей и в мульдах синклиналей Куранахского антиклинория обнажены пермские отложения. В основании нижнего отдела согласно на отложениях карбона залегает песчано-алевритовая толща халданской свиты (мощность 200–350 м), стратиграфически выше которой лежат породы мегенской свиты¹, представленные песчаниками с прослоями алевролитов и линзами полимиктовых конгломератов, мощность их 200–500 м. Перекрывает мегенскую эчийская свита, которая является маркирующей, распространена в обоих антиклинориях и характеризуется алевролито-аргиллитовым составом. Мощность 1000–1200 м на западном крыле Орулганского антиклинория сокращается до 200 м. Эчийскую свиту перекрывают породы халджинской (Орулганский антиклинорий) и ее частичного аналога хабахской (Куранахский антиклинорий) свит, представленных толщами чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, с преобладанием двух первых типов пород. Мощности свит соответственно 600–1000 и 350–500 м. Аналогом верхней части халджинской в Куранахском антиклинории считается часть тумаринской свиты, состоящей внизу из аргилито-алевролитовой, а вверху – алевролитопесчаниковой подсвит. Мощность свиты 1000–1200 м.

Верхнепермские породы внизу представлены сюренской и деленжинской свитами (соответственно по антиклинориям). Первая состоит из толщи чередования преобладающих песчаников с алевролитами (мощность 700–1400 м), а вторая внизу сложена алевролитами и вверху – песчаниками, иногда с пропластками каменного угля (мощность 500–900 м). Венчает разрез верхнего палеозоя дулгалахская свита, которая выделяется в обоих антиклинориях и представлена внизу алевролитами, а вверху – песчаниками с прослоями алевролитов, пластов каменного угля и линзами полимиктовых конгломератов. Мощность свиты 500–1000 м.

На дулгалахской свите согласно и без видимых следов перерыва залегают индские отложения.

Как видно из обобщенной литостратиграфической характеристики, верхнепалеозойские отложения центральной части Верхоянской антиклинальной зоны представлены довольно однообразным набором терригенных пород преимущественно ряда песчаник – аргиллит, различные количественные соотношения и особенности стратификации которых, в сочетании со сравнительно бедными остатками фауны и флоры, позволяют относительно подробно расчленять разрезы и коррелировать их в двух соседних литофациальных зонах. Однако в послед-

¹Стратиграфический аналог обеих свит в Куранахском антиклинории – кыгылтасская свита (Андрианов, 1966), которая расчленена здесь на две свиты Р.В. Соломиной, А.В. Коробицыным, Л.А. Му-салитиным и В.В. Масюлисом (1973).

нее время формационным анализом верхнепалеозойских отложений установлено региональное возрастное скольжение литостратиграфических границ отдельных подразделений в продольном и поперечном направлениях относительно осевой части как всей антиклинорной зоны, так и каждого из антиклинориев (Коробицын, 1969, 1970, 1971а, 1972а,б, 1973). Вместе с этим изучение вещественного состава алеврито-песчаных пород позволило выделить терригенно-петрографические комплексы и ассоциации, сменяющиеся на одних и тех же стратиграфических уровнях в этих литофациальных зонах, и тем самым получить дополнительные петрографические критерии для межрегиональной корреляции (Коробицын, 1966, 1968, 1970, 1972в, 1973; Израилев, 1973).

На основании проведенного петрографического и минералогического изучения верхнепалеозойских пород рассматриваемой территории и использования классификации этих образований, предложенной А.Г. Коссовской (1962), рассмотрим последовательно, снизу вверх, выделенные терригенно-петрографические комплексы (толщи пород, характеризующиеся общностью петрографического состава по преобладающей минеральной группе алевролитов и песчаников). Отдельные горизонты внутри комплексов по преобладанию соответствующих семейств или типов этих пород выделены в "ассоциации". В верхнем палеозое установлено два олигомиктовых и два полимиктовых комплекса с несколькими ассоциациями внутри последних.

Нижний олигомиктовый комплекс, охватывающий породы нижнего и основания среднего карбона, распространен в пределах Орулганского антиклинория. Осадочные породы комплекса представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Преобладают песчаники. Конгломератов мало, в пределах рассматриваемой территории они встречаются в нижней и верхней частях комплекса в виде линз и пропластков (до 1,5 м мощностью) среди песчаников и состоят из мелких хорошо окатанных галек кремнистых пород, сланцев, алевролитов, кварца, кварцитов, гранитоидов. Песчаники представляют мощные пласты и толщи. Они светло-серые и серые средне- и мелкозернистые. По петрографическому составу среди них установлены олигомиктовые кварцевые и аркозово-кварцевые (кварца 50-75%, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов 20-30%, обломков кремней, основной массы кислых эффузивов, сланцев 8-15%). В нижних и верхних горизонтах комплекса в подчиненном количестве распространены граувакково-аркозовые и полевошпатово-граувакковые их разновидности, содержащие большее количество полевых шпатов и обломков пород. Песчаники имеют сложный по составу и типам цемент (до 10%): регенерационный кварцевый, порово-коррозионный хлоритово-серицитовый и карбонатный. Широко распространены регенерационно-мозаичные, микростилолитовые и шиповидные структуры. Алевролиты образуют отдельные прослои, а в средней части комплекса - толщу. Они темно-серые и черные мелко- и крупнозернистые, углистые, часто песчаные или глинистые. По составу обломочных компонентов алев-

ролиты олигомиктовые кварцевые (кварц до 65–80%). Цемент (до 40%) представлен кварцево–хлоритово–серицитовой (мусковитовой) основной массой со стильпноmelаном. Характерны лепидобластовые и порфиробластовые структуры в наиболее преобразованных породах. Глинистые породы (алевритистые аргиллиты и филлитовидные сланцы) представлены кварцево–хлоритово–мусковитовой ассоциацией с отдельными мелкими выделениями пирита. Мощностъ комплекса (видимая) превышает 3000 м.

Вероятными материнскими породами комплекса являлись богатые кварцем терригенные осадочные и слабо метаморфизованные, а также кислые изверженные и метаморфические породы.

Нижний полимиктовый комплекс в обоих антиклинориях объединяет породы среднего и верхнего карбона. На западном крыле Орулганского и в Куранахском антиклинории в составе комплекса преобладают серые и зеленовато–серые мелко– и среднезернистые песчаники, на восточном крыле Орулганского и северном периклинальном окончании Куранахского – существенное распространение получают темно–серые глинистые алевролиты, которые в нижних горизонтах комплекса иногда изменены до филлитовидных сланцев. В Куранахском антиклинории с песчаниками ассоциируют линзы и пропластки конгломератов и гравелитов, состоящих из мелких и средних по размеру хорошо окатанных галек и угловатого гравия гранитоидов, эффузивов кислого и среднего состава, песчаников, кремней, кварцитов (Коробицын, 1971б). В резко подчиненном количестве среди пород комплекса распространены также аргиллиты, известняки, каменные угли. Песчаные породы образуют пласты, пачки, толщи. По составу среди них преобладают, собственно, аркозовые и граувакково–аркозовые разности (кварца 25–40%, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов 40–50%, обломков кремней, кислых и средних эффузивов, слюдистых сланцев 5–25%).

В средних горизонтах комплекса имеются прослои аркозово–кварцевых песчаников. Верхние горизонты его в обоих антиклинориях представлены граувакковой ассоциацией, в которой преобладают граувакково–аркозовые и полевошпатово–граувакковые песчаники, содержащие обломки эффузивных кислых, средних и основных (?) пород (15–45%). Цемент песчаников (5–15%) пленочно–поровый, хлоритово–гидрослюдистый и серицитовый, регенерационный, плагиоклазово–кварцевый и коррозионный, карбонатный. Широко распространены конформно–регенерационные, а в сильно измененных разностях – гранобластовые и шиповидные структуры. Алевролиты темно–серые, обычно мелкозернистые глинистые, аркозовые (кварца до 40–50%). Цементирующая масса (до 40%) хлоритово–гидрослюдистая и серицитовая, иногда со стильпноmelаном. В интенсивно измененных разностях развиты лепидобластовые и порфиробластовые структуры и сланцеватые текстуры. Глинистые породы и цемент алевролитов и песчаников характеризуются хлоритово–гидрослюдистой и хлоритово–серицитовой ассоциациями. Мощностъ комплекса 2000–3000 м.

Материнскими для него являлись кислые и средние изверженные и метаморфические, а также осадочные терригенные и слабометаморфизованные породы.

Верхний олигомиктовый комплекс включает большую часть нижнепермских отложений (до кровли эчийской свиты) и распространен в обоих антиклинориях. Повсеместно нижнюю часть комплекса слагают серые и светло-серые мелко- и среднезернистые песчаники, чередующиеся с темно-серыми алевролитами, а в верхней — преобладают темно-серые и черные глинистые алевролиты и аргиллиты, содержащие очень редкие прослои песчаников. В Куранахском антиклинории в нижних горизонтах комплекса встречаются редкие линзы и пропластки конгломератов с хорошо окатанными средних размеров гальками песчаников, алевролитов, кварца, кремнистых пород, гранитоидов и их эффузивных аналогов (Коробицын, 1971б, 1972в), песчаные породы комплекса имеют преобладающий аркозово-кварцевый состав (кварца 50–65%, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов 30–40%, обломков сланцев, кремней и кислых эффузивов 5–15%). Олигомиктовые кварцевые, аркозовые и граувакково-аркозовые песчаники встречаются реже в виде подчиненных прослоев в нижних и верхних горизонтах комплекса. Цемент (5–10%) регенерационный, плагиоклазово-кварцевый, пленочно-поровый, гидрослюдистый и серицитовый и коррозионный, карбонатный. Алевролиты мелкозернистые, углисто-глинистые. По составу обломочных зерен аналогичны преобладающим песчаникам. Глинистые породы и цемент песчаников и алевролитов представлены хлорит-гидрослюдистой ассоциацией. Мощность комплекса 800–1000 м, в восточном направлении увеличивается до 2000 м.

Материнскими для комплекса служили богатые кварцем осадочные терригенные, карбонатные (с кремнями), кислые изверженные и метаморфические породы.

Верхний полимиктовый комплекс характеризует породы верхней части нижней и всей верхней перми и наиболее широко распространен на рассматриваемой территории. Он представлен чередующимися алевролитопесчаниковыми и песчаниково-алевролитовыми толщами; первые преобладают на западном и юго-западном крыльях антиклинориев. Здесь с песчаниками ассоциируют пропластки каменных углей, а на восточных крыльях — редкие линзы конгломератов, состоящих из хорошо окатанных мелких и средних галек кислых и щелочных эффузивов, гранитоидов, кремнистых пород, кислых и щелочных эффузивов, гранитоидов, кремнистых пород, кислых туфов и туфолов, кварцитов, кварца (Коробицын, 1971б, 1972в). Песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые образуют прослои, слои, пачки, толщи. По петрографическому составу среди них преобладают граувакково-аркозовые (кварца 35–45%; плагиоклазов и калиевых полевых шпатов 30–50%, обломков кислых, средних и основных (?) эффузивов, кремней, сланцев 10–25%). В средних горизонтах комплекса распространены прослои аркозово-кварцевых песчаников (кварца 50–60%), а в верхних — полевошпатово-граувакковых (обломков

пород 25–50%), близких к туффитам. Внутри комплекса по преобладающим семействам и типам установлены две аркозовые, аркозово-кварцевая и граувакковая ассоциации. Последняя характерна для верхнего горизонта и является маркирующей. В песчаниках кровли перми повсеместно распространены прослои малой мощности олигомиктовых кварцевых разновидностей, на востоке ассоциирующих с конгломератами, содержащими значительное количество галек кварца и кварцитов совместно с кислыми эффузивами. Цемент песчаников (5–15%) пленочно-поровый, хлоритово-гидрослюдистый, регенерационный, плагиоклазово-кварцевый и коррозионный, карбонатный. Алевролиты образуют прослои и пачки значительной мощности. Они темно-серые, мелкозернистые, углисто-глинистые, по составу обломочных зерен аркозовые (кварца и полевых шпатов по 35–45%, обломков кремней и эффузивов до 15%). Глинистые породы и цемент представлены хлоритово-гидрослюдистой ассоциацией. Мощность комплекса 1500–3500 м, увеличивается в восточном направлении.

Вероятными материнскими для комплекса являлись кислые, средние и основные (%) изверженные, метаморфические, осадочные терригенные, а также щелочные эффузивные породы.

Таким образом, в верхнем палеозое рассматриваемой территории отчетливо проявляются два крупных ритма, каменноугольный и пермский, каждый из них внизу представлен олигомиктовым, а сверху полимиктовым терригенно-петрографическими комплексами. Различие областей питания для каждого олигомиктового и следующего за ним полимиктового комплекса выражается не только и не столько в составе слагающих питающую провинцию пород, сколько в характере переживаемого ею геолого-тектонического режима. Качественно близкий вещественный состав пород, образующих эти ритмы, отражает смену по крайней мере двух крупных сходных по геологическому строению областей питания, на определенных этапах развития которых денудировались материнские породы, поставлявшие близкий по минеральной зрелости обломочный материал. Перестройка областей питания произошла на рубеже этих ритмов, совпадающем с границей карбона и перми по современным представлениям биостратиграфов (Абрамов, 1974; Андрианов, 1966).

Краткая характеристика вещественного состава основных типов пород терригенно-петрографических комплексов показывает, что эти отложения претерпели значительные постдиагенетические преобразования, отразившиеся в формировании новых некластогенных структур и текстур и минеральных парагенезов. На основе метода стадийного анализа, разработанного Н.М. Страховым (1960), А.Г. Коссовской (1962), А.В. Копелиовичем (1965), Н.В. Логвиненко (1968), Н.В. Логвиненко и В.Н. Швановым (1973) и другими литологами, в рассматриваемой толще пород верхнего палеозоя устанавливаются следующие зоны постдиагенетических преобразований: катагенеза, метагенеза и раннего метаморфизма.

Наименее измененные породы характеризуются преобразованиями зоны позднего катагенеза (или глубинного эпигенеза, по А.Г. Кос-

совской, 1962). Среди алеврито-песчаных пород широко распространены конформные и регенерационные структуры, а также инкорпорационные и микростилолитовые, возникшие вследствие растворения соседних зерен под давлением и переотложения растворенного вещества в поровых пространствах. Многие из неустойчивых минеральных зерен (биотит, средние плагиоклазы и другие) полностью уничтожены или преобразованы, а более устойчивые (мусковит, кварц, полевые шпаты) несут следы механических деформаций (гибких и хрупких) и растворения (вогнуто-выпуклые, инкорпорационные и зубчатые контакты). Алеврито-глинистые породы и первичный глинистый цемент характеризуются хлоритово-гидрослюдистым составом. Минеральные новообразования представлены кварцем, альбитом, гидрослюдой, хлоритом, кальцитом, сидеритом, пиритом. Тонкие трещинки, а также скелет некоторых организмов выполняются кварцем. Преобразования зоны позднего катагенеза характерны для пород верхнего карбона и перми Куранахского и перми Орулганского антиклинориев.

Зона метагенетических преобразований определяется возникновением качественно новых структур и минералов в результате воздействия более высоких температуры и давления. Она выражается в формировании кварцитовидных мозаичных, микростилолитовых и шиповидных структур и в интенсивной серицитизации первичного глинистого цемента и полевошпатовых зерен алеврито-песчаных пород. Структурные преобразования характерны для пород с небольшим количеством первичного цемента. Минеральные новообразования, кроме обильного серицита представлены хлоритом (магнезиально-железистым), стильномеланом, а также кварцем, плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами, карбонатами, пиритом. Эта зона распространена в породах среднего карбона Куранахского антиклинория, карбона южного окончания Орулганского и среднего-верхнего карбона его центральной части (бассейн р. Сынчи).

Отчетливо выделяются породы, испытавшие раннеметамоρφические (или, по А.Г. Коссовской, 1962, — позднеметагенетические) преобразования, для которых характерно широкое развитие гранобластовых и шиповидных структур в песчаниках, лепидобластовых и порфиробластовых структур и сланцевых текстур в алевритовых и глинисто-песчаных породах. Последние обычно представлены филлитами со сланцевой текстурой. Первично цементирующая масса этих пород состоит из субпараллельных агрегатов серицита с выделениями мусковита, хлорита, кварца, стильномелана и других минералов.

Тонкие секущие и субпараллельные сланцеватости трещинки, часто наблюдаемые в раннеметамоρφически преобразованных породах, обычно выполнены кварцем, альбитом, хлоритом, карбонатами, пиритом. Наиболее распространены кварцево-карбонатные и хлоритово-кварцевые прожилки. Для этих пород характерна также площадная пиритизация, выражающаяся в относительно равномерном распределении мелких, реже крупных (первые сантиметры) кристал-

лов пирита в толщах филлитовых сланцев, обогащенных дисперсным органическим веществом.

Раннеметаморфические преобразования претерпели породы нижнего и среднего карбона (включая юпенчинскую свиту) в центральной части Орулганского антиклинория в бассейне р. Сынчи. Учитывая существенно отличные структурные особенности этих пород, по сравнению с метагенетически измененными их аналогами, при качественно однотипном парагенезе тех и других, а также их пространственную приуроченность к широкой зоне Центрально-Верхоянского глубинного разлома наиболее вероятно можно связывать эти преобразования с процессами метаморфизма.

В заключение общей литологической характеристики верхнего палеозоя кратко рассмотрим осадочные формации (или литофациальные комплексы), представляющие близкие по литофациальному составу, строению и условиям образования толщи пород, регионально выдержанные по площади рассматриваемых антиклинориев.

Олигомиктовая алевроито-песчаная формация залегает в основании верхнего палеозоя Орулганского антиклинория и объединяет нижне- и частично среднекаменноугольные отложения. Нижняя граница формации не вскрыта. На северо-западе антиклинория отложения формации трансгрессивно перекрывают турнейские и визейские известняки (Булгакова и др., 1969). Верхняя ее граница литофациальная, резкая, выдержанная, совпадает с кровлей сетачанской свиты. Формацию образуют сероцветные разнозернистые песчаные породы, содержащие прослои и пачки алевролитов, а также полимиктовых конгломератов и очень редкие линзы каменных углей. Алевроито-песчаные породы принадлежат петротипам нижнего олигомиктового терригенно-петрографического комплекса. Для строения формации характерны ритмы "регрессивного" типа. Мощность ритмов составляет 350-400 м в центральной части антиклинория, а на юге - до 1000 м. В формации широко представлены разнообразные прибрежно-континентальные фации (аллювиальные, болотные, заливо-лагунные и др.), а в верхних горизонтах - прибрежно-морские (фации пляжевого мелководья). Мощность формации увеличивается с 400 до 1000 м в направлении с запада на восток на севере антиклинория. В пределах рассматриваемой территории ее видимая мощность достигает 3000 м.

Олигомиктово-полимиктовая песчаная формация устанавливается в основании верхнепалеозойских отложений Куранахского антиклинория, где она охватывает породы среднего и верхнего карбона и нижних горизонтов перми. Нижняя граница формации не вскрыта, а верхняя - литофациальная резкая, выдержанная, совпадает с кровлей мегенской (или кыгылтасской) свиты. Формацию слагают преобладающие сероцветные с зеленоватым оттенком разнозернистые песчаники, содержащие прослои и пачки аргиллитов и алевролитов, и редкие линзы полимиктовых и внутриформационных конгломератов, а также очень редкие линзы гравелитов и каменных углей. Алевроито-песчаные породы представлены петротипами нижнего полимикто-

вого терригенно-петрографического комплекса и только верхние горизонты формации характеризуются аркозово-кварцевыми песчаниками верхнего олигомиктового комплекса. В строении формации проявляется ритмичность "регрессивного" типа. Мощность ритмов 150-200 м. Верхнюю часть формации повсеместно представляет такого же типа ритм мощностью до 700 м, сложенный в свою очередь более мелкими ритмами (до 100-150 м мощностью). Формацию характеризуют разнообразные прибрежно-континентальные (аллювиальные, озерные, болотные) и прибрежно-морские (дельтовые, пляжевые, мелководные шельфовые) фации. Первая группа фаций распространена в юго-западных, а вторая - в северо-восточных выходах формации. Видимая мощность формации 2500 м.

Известковисто-алевроито-глинистая формация распространена в обоих антиклинориях, объединяет отложения от среднего карбона до нижней перми включительно и согласно залегает на охарактеризованных выше формациях. В пограничной зоне этих регионов нижняя граница формации зигзагообразно "поднимается" из среднего карбона в нижнюю пермь. Верхняя ее граница литофациальная отчетливая. На западном крыле Орулганского антиклинория она соответствует кровле юпенчинской свиты, а на его восточном крыле и в Куранахском антиклинории совпадает с кровлей эчийской. Формация сложена преобладающими темноокрашенными аргиллитами, алевролитами и переходными между ними разностями, в различной степени преобразованными постдиagenетическими процессами. Песчаники имеют резко подчиненное распространение. Глинистые и органогенные известняки представлены очень редкими линзами (до 0,3 м мощностью) в нижних и средних горизонтах формации. Характерно широкое распространение горизонтов глинисто-карбонатных стяжений, мелких конкреций и отдельных кристаллов пирита, примеси дисперсной органики. Алевроито-песчаные породы имеют полимиктовый состав. В Куранахском антиклинории в нижних горизонтах формации и в средней ее части в Орулганском распространены олигомиктовые разновидности этих пород. В строении формации неповсеместно проявляется неотчетливая ритмичность "регрессивного" типа. Мощность ритмов до 100-150 м. Формацию характеризуют морские глубоководные и мелководные шельфовые фации. Мощность формации достигает 3500-4000 м на восточном крыле Орулганского антиклинория и сокращается до 800-1200 м и менее на его западном крыле и в Куранахском антиклинории.

Полимиктовая алевроито-песчаная формация преимущественно распространена на восточных крыльях антиклинориев в нижне- и верхнепермских отложениях, где ее верхняя граница (резкая литофациальная) совпадает с кровлей перми. На западном крыле Орулганского антиклинория формация включает верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, а на юго-западном Куранахского - нижнепермские. Верхняя граница формации здесь условная и проводится примерно в основании верхней перми по появлению в разрезах пропластков каменного угля. Формацию слагают преобладаю-

шие сероцветные с зеленоватым оттенком разнозернистые песчаники и подчиненные им алевролиты и аргиллиты. В песчаниках характерны линзы внутриформационных и полимиктовых конгломератов. Алевроито-песчаные образования представлены петротипами нижнего и верхнего полимиктовых терригенно-петрографических комплексов, а на западном крыле Орулганского антиклинория в средних горизонтах формации распространены аналогичные породы верхнего олигомиктового комплекса. В строении формации проявляется отчетливая ритмичность "регрессивного" типа. Мощность ритмов 400-1000 м. Более мелкие ритмы, мощностью 20-30 м, характерны для всей формации. В фациальном составе формации преобладают прибрежно-морские отложения (фации пляжа, мелководного шельфа и др.) и незначительно распространены прибрежно-континентальные (дельтовые и заливо-лагунные фации). Мощность формации в области преимущественного распространения 2500-3500 м. На западном и юго-западном крыльях антиклинориев она сокращается до 1000 м.

Угленосная паралическая формация распространена на западных крыльях Орулганского и Куранахского антиклинориев в верхнепермских отложениях. Нижняя ее граница проводится условно, а верхняя - литофациальная резкая, совпадает с кровлей перми. Характерной чертой формации является угленосность. Каменный уголь представлен линзообразными пропластками мощностью до 0,2-0,5 м и редкими пластами до 1-2 м, распространенными в ее верхних горизонтах. В зоне максимального распространения формации на юго-западном крыле Куранахского антиклинория внутри нее отмечаются три выклинивающихся на северо-восток угленосных горизонта. Вмещающие породы представлены преобладающими сероцветными и зеленоватыми разнозернистыми песчаниками, содержащими прослой и пачки алевролитов, а также редкие линзы внутриформационных конгломератов и брекчий. Алевроито-песчаные отложения характеризуются аркозовой и граувакковой ассоциациями верхнего полимиктового терригенно-петрографического комплекса. В строении формации отмечаются два "регрессивных" ритма мощностью до 900 м каждый. Ритмы более мелкого порядка, мощностью 15-30 м, характеризуют нижние горизонты формации и верхние части крупных ритмов. Для данной формации типично разнообразие прибрежно-континентальных (аллювиальных, дельтовых, озерных, болотных) и прибрежно-морских (мелководный шельф, заливы) фаций. Последние менее распространены и выклиниваются в юго-западном направлении. Максимальная мощность формации, 2500 м, установлена на юго-западном крыле Куранахского антиклинория.

Заканчивая рассмотрение формаций верхнего палеозоя Орулганского и Куранахского антиклинориев, необходимо подчеркнуть однотипность вертикальных формационных рядов этих антиклинориев, свидетельствующую о том, что эти регионы в позднем палеозое прошли одинаковые стадии геологического развития, протекавшие не синхронно, но завершившиеся одновременно, в конце перми. Отсутствие синхронности в развитии антиклинориев связано с бло-

ковыми подвижками их основания, наиболее активными в карбоне, в связи с заложением в это время и последующим развитием Верхоянской миогеосинклинали.

Таким образом, установленные терригенно-петрографические комплексы и осадочные формации отражают палеотектоническую обстановку областей питания и седиментации, которые развивались взаимосвязанно и вместе с тем достаточно независимо, что показывает несоответствие возрастных границ петрографических комплексов и геологических формаций. Последующие постседиментационные процессы сформировали современные разнообразные терригенные горные породы и выделяемые зоны ката- и метагенеза, а также раннего метаморфизма.

Как уже упоминалось выше, для установления особенностей распределения кларковых содержаний золота в терригенных породах верхнего палеозоя было проведено по возможности систематическое опробование ряда разрезов в двух соседних литофациальных зонах Верхоянского мегантиклинория (см. рис. 1) и в 234 пробах определено содержание золота методом нейтронной активации. В связи с небольшим количеством анализов и значительной мощностью исследуемых отложений, а также площадью их распространения правомерен вопрос о представительности и обоснованности интерпретации полученных результатов, проводимых в качестве средних содержаний. В связи с этим при статистической обработке полученных данных в обоих регионах по однотипным породам как каменноугольного, так и пермского возраста был определен закон распределения методом моментов, предложенный в работах И.П. Шарипова (1966), А.А. Беуса и др. (1965). Расчеты показали, что, как и следовало ожидать, в большинстве случаев распределение золота подчиняется логнормальному закону. Однако при небольших выборках и отсутствии аномальных содержаний распределение золота близко к нормальному. В этой связи для простоты расчетов во всех приводимых таблицах даны средние арифметические содержания и крайние значения. Из подсчета средних величин аномальные содержания исключались, поскольку они резко искажают действительное содержание золота, особенно в небольших выборках. Результаты анализов в обобщенном виде сведены в табл. 1, в которой показано распределение золота по типам пород каждой из свит верхнего палеозоя южной части Орулганского и Куранахского антиклинориев, а также по регионам и в целом по изученной территории. Следует отметить, что для первого из антиклинориев количество проанализированных пород почти в два раза меньше по сравнению со вторым, в связи с небольшим числом изученных разрезов. В этой таблице, как и в остальных, из расчета средних содержаний исключены пробы, отмеченные звездочкой, как аномально высокие.

Как видно из табл. 1, в подавляющем большинстве свит среднее содержание золота превышает кларк литосферы (4,3 мг/т, по А.П. Виноградову, 1962) в 1,5–3 раза и более. Исключение составляют только породы халданской и мегенской свит Орулганского и

имтанджинской Куранахского антиклинориев, где содержание золота значительно ниже кларка.

В целом по верхнему палеозою обращает на себя внимание (если учитывать результаты анализа всех проб) значительный разброс значений от 0,4 до 826 мг/т, хотя такие содержания золота встречаются в исключительных случаях. Однако достаточно высокие концентрации золота, достигающие 100 мг/т и более, характерны для верхнекаменноугольных и верхнепермских отложений, а наиболее низкие — для нижне-, среднекаменноугольных и нижнепермских пород.

Распределение содержаний по типам пород отдельных литостратиграфических подразделений обнаруживает следующие особенности. В нижне- и верхнекаменноугольных и верхнепермских отложениях почти во всех свитах намечается отчетливая тенденция повышения средних содержаний от песчаников к аргиллитам. Обратная тенденция наблюдается редко и отмечена для юпенчинской и хабахской и тумаринской свит. В нижнепермских свитах отмечаются обе эти тенденции, т.е. в ряде песчаник-алевролит-аргиллит минимальные содержания часто характерны для алевролитов.

Таким образом, в распределении золота по типам пород устанавливается отчетливая приуроченность повышенных средних значений в одних случаях к наиболее крупнозернистым, в других — к самым тонким разностям терригенных пород, что, по-видимому, обусловлено наличием двух генетических типов концентрации золота: а) механического (в песках); б) химического (в глинистых илах, обогащенных дисперсным органическим веществом). В этой связи понятна отмеченная выше относительно высокая золотосодержательность аргиллитов нижнего, верхнего карбона и верхней перми, с которыми ассоциирует угленосность, так как возможность хемогенного осаждения золота в средах, обогащенных органическим веществом, признается большинством исследователей, а в последнее время экспериментально доказана И.Я. Коротаевой (1971). В целом для верхнего палеозоя выявляется, что относительно низкие содержания золота характерны для нижних толщ карбона и перми, а более высокие — для верхних. Резких различий на площади в распределении золота в породах карбона и перми не устанавливается. Исключением являются среднекаменноугольные породы, которые в Орулганском антиклинории содержат золота в 3—4 раза больше по сравнению с возрастными аналогами в Куранахском антиклинории.

Более детально характер распределения золота по гранулометрическим типам пород рассмотрим на примере разреза верхнего палеозоя по р. Деленже (бассейн р. Тумары), где имеется возможность наиболее дифференцированно расчленить их, и в каждой из трех групп терригенных пород — в песчаниках, алевролитах и аргиллитах были выделены при микроскопическом изучении по три разновидности (табл. 2).

Приведенная таблица со всей очевидностью показывает довольно широкий разброс содержаний золота и относительно высокую его концентрацию, которые особенно характерны для песчаников и от-

Таблица 1

Содержания золота (Au, мг/т) в породах верхнего палеозоя центральной части Верхоянского мегантиклинория

Система	Отдел	Свита	Порода	Орулганский антиклинорий				Куранахский антиклинорий				
				Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Кол-во анали-зов	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Кол-во анали-зов	Свита
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ	дуга-лахская	Песчаник	12,8	20,6	16,70	2	3,9	190,0 *	7,31	9	дуга-лахская
			Алевролит	-	-	-	-	5,5	11,4	8,22	3	
			Аргиллит	-	-	-	-	3,1	14,3	9,86	3	
			Среднее	12,8	20,6	16,70	2	-	-	8,05	15	
		сюрен-ская	Песчаник	6,1	8,0	7,05	2	4,7	13,8	8,30	6	делен-жинская
			Алевролит	-	-	-	-	4,7	23,2	12,22	5	
	Аргиллит		-	-	-	-	4,3	27,8	13,96	3		
	Среднее	6,1	8,0	7,05	2	4,3	27,8	10,91	14			
	НИЖНИЙ	халд-жинская	Песчаник	4,0	12,5	7,73	3	4,2	117,0 *	8,32	21	хабах-кая, тумарин-ская
			Алевролит	9,2	11,9	10,55	2	4,1	182,0 *	7,16	11	
			Аргиллит	-	-	-	-	4,4	12,2	6,95	4	
			Среднее	4,0	12,5	8,86	5	4,1	182 *	7,82	36	
		эчийская	Песчаник	-	-	-	-	2,0	23,0	8,20	11	эчийская
			Алевролит	3,8	6,5	5,15	3	3,5	12,8	4,88	9	
			Аргиллит	4,6	7,8	6,20	2	1,9	12,8	7,12	10	
			Среднее	3,8	6,5	5,56	5	1,9	23,0	6,48	30	
халдан-ская, мен-генская		Песчаник	1,9	4,7	3,67	3	1,7	9,0	7,37	18	кагыл-тасская	
		Алевролит	0,2	7,2	3,20	2	1,2	21,0	6,48	6		
	Аргиллит	-	-	-	-	5,9	18,7	12,30	2			
	Среднее	0,2	7,2	3,48	5	1,2	21,0	7,46	26			

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	СРЕДНИЙ + ВЕРХНИЙ	суорган-ская	Песчаник	1,5	46,1*	7,80	8	0,1	46,3*	5,48	11	солон-чанская
			Алевролит	1,5	9,0	4,85	7	6,7	8,9	7,80	2	
			Аргиллит	-	-	6,34	1	6,7	12,7	9,70	2	
			Среднее	1,5	46,1*	6,25	16	0,1	46,3*	6,41	15	
	юленчин-ская	Песчаник	4,7	31,8	13,58	6	0,04	11,2	3,20	15	имтанд-жинская	
		Алевролит	7,4	13,4	10,66	5	0,3	4,9	2,35	14		
		Аргиллит	4,3	14,4	7,69	8	-	-	-	-		
	Среднее	4,3	31,8	10,33	19	0,04	11,2	2,79	29			
	НИЖНИЙ	сета-чанская	Песчаник	2,3	12,3	5,50	6					
			Алевролит	-	-	-	-					
			Аргиллит	-	-	4,95	1					
			Среднее	2,3	12,3	5,42	7					
	былы-катская	Песчаник	3,3	826,0*	5,50	6						
		Алевролит	-	-	5,80	1						
		Аргиллит	-	-	6,50	1						
		Среднее	3,3	8,26*	5,68	8						
Пермь	Песчаник	1,9	16,70	8,17	10	1,7	190*	7,90	65			
	Алевролит	0,2	11,9	6,14	7	1,2	182*	7,28	34			
	Аргиллит	4,6	7,8	6,20	2	1,9	27,8	8,78	22			
	Среднее	0,2	16,7	7,21	19	1,2	190*	8,09	121			
Карбон	Песчаник	1,5	826*	8,19	26	0,04	46,3	4,11	26			
	Алевролит	1,5	13,4	7,16	13	0,3	8,9	3,03	16			
	Аргиллит	4,3	14,4	6,63	11	6,7	12,7	9,70	2			
	Среднее	1,5	826*	7,56	50	0,04	46,3	6,29	44			
Верхний палеозой	Песчаник	1,5	826*	8,18	36	0,04	190*	6,82	92			
	Алевролит	0,2	13,4	7,16	20	0,3	182*	5,89	50			
	Аргиллит	4,6	16,7	6,57	13	1,9	27,8	8,85	24			
	Среднее	0,2	826*	7,56	69	0,04	190*	6,28	165			

Среднее содержание золота в породах верхнего палеозоя обоих антиклинориев; песчаники - 7,20; алевролиты - 6,15; аргиллиты - 8,05 мг/т. В целом по породам верхнего палеозоя - 7,02 мг/т

Таблица 2

Распределение золота в породах верхнего палеозоя (% от общего числа анализов) в бассейне р. Тумары

Порода	Содержание Au, мг/т						Количество анализов
	< 1	1-5	5-10	10-50	50-100	> 100	
Песчаники							
крупно-, среднезерни- стые	-	-	40,0	53,4	-	6,6	15
мелкозер- нистые	-	6,3	37,4	50,0	6,3	-	16
алевритистые	-	37,5	50,0	-	-	12,5	8
Алевролиты							
крупнозер- нистые	14,3	-	85,7	-	-	-	7
мелкозер- нистые	-	-	83,3	16,7	-	-	6
глинистые и углистые	-	16,7	50,0	16,7	-	16,7	6
Аргиллиты							
алевритистые	-	36,4	27,2	36,4	-	-	11
без примесей	-	33,3	66,7	-	-	-	3
углистые	-	20,0	30,0	50,0	-	-	10

части для алевролитов. Наиболее высокие концентрации имеют крупно- и среднезернистые песчаники, среди которых 100% проб содержит более 5 мг/т золота. В мелкозернистых песчаниках свыше 5 мг/т содержит 93,7% проб, а в алевритистых их разностях — лишь 62,5%. Следовательно, здесь отчетливо проявляется тенденция повышения концентрации золота в более крупнозернистых песчаных породах, что должно быть результатом накопления кластогенного золота, хотя, судя по небольшому различию его концентрации в первых двух разновидностях песчаников, достаточно дисперсного.

Среди разновидностей алевролитов такой четкой зависимости не проявляется. Здесь наблюдается сложная картина распределения: относительно низкие содержания приурочены к крупнозернистым (более 5 мг/т — 85,7% проб), высокие — к мелкозернистым (более 5 мг/т — 100% проб) и наиболее значительные, с максимальным разбросом значений, — к углисто-глинистым разновидностям (свыше 5 мг/т — 83,3%, в том числе более 100 мг/т — 16,7% проб), т.е. намечается тенденция проявления двух типов концентрирования золота — механического (тонкодисперсного) и химического (хемогенного осадения в присутствии органического вещества).

Для глинистых пород характерны следующие особенности. Наиболее низкие содержания отмечаются для аргиллитов, не имеющих ка-

кой-либо примеси (100% проб — меньше 10 мг/т). Вместе с этим более 10 мг/т содержат 36,4% проб алевритистых (обычно также несколько углистых) и 50% проб углистых разностей аргиллитов. Следовательно, в аргиллитах намеченная тенденция хемогенной концентрации золота проявлена еще более отчетливо.

В целом же по породам данного разреза среди преобладающих и наиболее "чистых" их разностей отмечается общее понижение содержаний золота от песчаников к алевролитам, а затем к аргиллитам. Эта закономерность механической дифференциации нарушается хемогенной садкой растворенного в морской воде золота в присутствии органического вещества, которым относительно богаты глинистые алевролиты и большинство аргиллитов. Действительно, обобщенные данные В.А. Каширцева (устное сообщение) по распределению $C_{\text{орг}}$ в верхнепалеозойских породах Верхояныя показывают, что средние содержания органического углерода в аргиллитах составляют 1–1,6%, в алевролитах — 0,5–0,8%, а в песчаниках — только 0,1–0,2%.

Очевидно, что установленные выше закономерности образования повышенных концентраций золота в определенных породах и толщах не являются единственно возможными. Работами Ю.Г. Щербакова (1967), И.К. Давлетова (1970) и других исследователей определены содержания золота в породообразующих минералах изверженных пород, которые показывают, что минимальные количества золота характерны для кварца, несколько больше его в полевых шпатах и примерно в 2 раза выше в темноцветных минералах. В связи с этим определенный интерес представляет сравнительное рассмотрение особенности распределения золота в выделенных нами олигомиктовых и полимиктовых терригенно-петрографических комплексах. Для этих целей в каждом из регионов и комплексов по трем главным группам пород рассчитаны средние содержания золота (табл. 3).

Таблица 3 выявляет достаточно четко главную закономерность: породы олигомиктовых комплексов в обоих антиклинориях содержат золота в 1,5–2 раза меньше, чем однотипные породы полимиктовых комплексов. Нижний полимиктовый комплекс Куранахского антиклинория отличается по сравнению со всеми остальными минимальными концентрациями золота. К сожалению, породы нижнего олигомиктового комплекса в этом антиклинории не вскрыты, поэтому сравнение между двумя нижними комплексами здесь не может быть произведено.

Закономерности распределение золота по типам пород внутри комплексов менее отчетливы. В верхнем полимиктовом Куранахского антиклинория отмечается четкая тенденция повышения содержания от песчаников к аргиллитам. В остальных комплексах эта тенденция нарушается и здесь минимальные содержания характерны чаще всего для алевролитов (за исключением верхнего полимиктового комплекса Орулгана).

Для подтверждения установленной закономерности, выражающейся в более высокой золотоносности пород полимиктовых комплексов

Таблица 3

Распределение золота в породах олигомиктовых и полимиктовых комплексов

Комплекс, порода	Орулганский антиклинорий			
	содержание Au, мг/т			количество анализов
	от	до	среднее	
Верхний полимиктовый				
Песчаник	4,0	20,6	9,96	7
Алевролит	9,2	11,9	10,9	2
Аргиллит	-	-	-	-
Верхний олигомиктовый				
Песчаник	1,9	4,7	3,67	3
Алевролит	0,2	7,2	4,37	5
Аргиллит	4,6	7,8	6,20	2
Нижний полимиктовый				
Песчаник	1,5	46,1	10,46	14
Алевролит	1,5	13,4	7,03	12
Аргиллит	4,3	14,4	7,54	9
Нижний олигомиктовый				
Песчаник	2,3	826,9	5,50	12
Алевролит	-	-	5,80	1
Аргиллит	4,9	6,5	5,70	2

относительно олигомиктовых, было проведено изучение характера распределения золота в петрографических типах песчаников, с количественным подсчетом в шлифах главных породообразующих компонентов. В качестве примера взят разрез верхнего палеозоя по р. Деленже (бассейн р. Тумары) как стратотипический и наиболее изученный (табл. 4).

Из табл. 4 видно, что содержания золота, превышающие 10 мг/т, характерны для половины проб полимиктовых песчаников (граувакко-аркозовых и полевошпатово-граувакковых).

Большинство проб аркозово-кварцевых песчаников (71,7%) содержит золота менее 10 мг/т. Но зато в этом типе песчаников одна проба из 7 содержала 190 мг/т золота. Видимо, в аркозово-кварцевых песчаниках чаще встречаются относительно более крупные частицы кластогенного золота, не связанные (срастанием) с породообразующими минералами или же находящиеся в зернах кварца жильного происхождения. Оба эти предположения для данной пробы вероятны, так как проанализированный песчаник кровли перми содержит кварца 70,0% и ассоциирует с полимиктовыми конгломератами,

терригенно-петрографических

Куранахский антиклинорий			
содержание Au, мг/т			количество анализов
от	до	среднее	
3,9	190,0	8,08	36
5,5	182,0	8,74	19
3,1	27,8	9,93	10
1,7	23,0	7,68	29
1,2	21,0	5,72	15
1,9	12,3	7,98	12
0,04	46,3	4,10	26
0,3	8,9	3,03	16
6,7	12,7	9,70	2
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-

золота в осадочно-вулканогенных и полимиктовых терригенных породах, содержащих продукты основного и среднего вулканизма. Таким образом, кроме отмеченных кластогенного и хемогенного типов концентраций золота в осадочных породах верхоянского комплекса намечается и третий "петрогенный" тип, связанный с повышенным содержанием в осадках обломков и породообразующих минералов вулканогенных пород, отличающихся относительно высоким содержанием золота.

Установленные закономерности в распределении золота в верхнепалеозойских породах, вероятно, были бы еще более отчетливыми, если бы имелась возможность "снять" влияние всех постседиментационных процессов, которым подверглись эти отложения с момента осадконакопления до настоящего времени. Как уже указывалось выше, породы рассматриваемых регионов претерпели диагенетическую, катагенетическую и метагенетическую стадии породообразования и частично этап раннего метаморфизма. В результате этих процессов в терригенных породах произошли значительные минеральные, структурные и текстурные преобразования, уве-

среди галек которого много (до 15%) молочно-белого кварца (Коробицын, 1972в).

В связи с этой закономерностью было проведено вычисление коэффициентов корреляции между содержаниями золота и количеством обломков пород в песчаниках. В целом по песчаникам обоих регионов установлена слабая положительная связь (коэффициент корреляции +0,27) между этими компонентами и золотом. Коэффициент корреляции между золотом и обломками эффузивных пород несколько выше и равен +0,36 для этой же выборки $n=17$). В песчаниках Орулгана этот коэффициент еще выше и равен +0,60 $n=11$, уровень значимости 95%).

Следовательно, в данном случае аналитически подтверждается вывод Ю.Г. Шербакова (1967) о повышенной концентрации

Таблица 4

Распределение частот встречаемости (в %) петротипов песчаников по рангам содержаний золота

Содержание, мг/т	Песчаники		
	аркозово-кварцевые	граувакково-аркозовые	полевошпатово-граувакковые
1-5	14,3	11,1	12,5
5-10	57,1	38,9	37,5
10-50	14,3	44,5	50,0
50-100	-	5,5	-
> 100	14,3	-	-
Всего анализов	7	18	8

личилась их плотность. Как показывают массовые измерения плотности, проведенные в породах ряда разрезов верхнего палеозоя, она изменяется от 2,50 до 2,80 г/см³ и в среднем составляет для песчаников 2,65, алевролитов и аргиллитов - 2,68 г/см³. Для наиболее измененных пород плотность увеличивается. В песчаниках, измененных катагенетически, плотность составляет 2,63, метagenетически - 2,65 и раннеметаморфически - 2,68 г/см³. В алевролитах и аргиллитах плотность соответственно - 2,65; 2,68; 2,70 г/см³. Приняв среднюю плотность первичных песков, алевролитов и пелитовых илов соответственно равной 1,90; 1,30 и 1,20 г/см³ (Копелиович, 1965, и др.), простейшим расчетом, исходя из средних содержаний золота в породах различных зон преобразований, можно определить содержание его в первичных рыхлых осадках стадий седиментогенеза и сравнить с содержаниями в современных морских отложениях. Для этой цели по зонам преобразований рассчитаны средние содержания золота в породах и пересчитаны на соответствующие осадки (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что средние содержания золота в песчаниках зон различных преобразований в Орулганском антиклинории примерно равны, как и в соответствовавших им песках, в которых содержания при этом ниже. В Куранахском антиклинории, где вторичные преобразования достигли только стадии метagenеза, отмечается понижение содержания золота в метagenетически преобразованных песчаниках почти в 2 раза по сравнению с песчаниками зоны катагенеза этого антиклинория, а также зоны метagenеза Орулгана. Аналогичное понижение средних содержаний намечается в соответствующих песках.

В алевролитах Орулганского антиклинория в зоне раннеметаморфических преобразований имеет место повышение среднего содержания золота почти в 2 раза по сравнению с алевролитами зон

Таблица 5 Содержания золота (Au, мг/т) в постседиментационно преобразованных породах и в соответствующих им первичных осадках позднего палеозоя

Зона преобразования	Порода Осадок	Орулганский антиклинорий				Куранахский антиклинорий			
		Количество анализов	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	количество анализов	Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}
Катагенеза	Песчаник	10	1,9	20,6	8,07	65	1,7	190	7,77
	Песок				5,83				5,63
	Алевролит	7	0,2	11,9	6,13	34	1,2	182	7,58
Алеврит	3,01				3,72				
Метагенеза	Аргиллит	2	4,6	7,8	6,20	22	1,9	27,8	8,86
	Пелит				2,81				4,01
	Песчаник	22	1,5	826	8,23	26	0,04	46,3	4,10
Песок	5,90				2,94				
Раннего метаморфизма	Алевролит	10	1,5	9,0	5,45	16	0,3	8,9	3,03
	Алеврит				2,65				1,47
	Аргиллит	8	4,3	14,4	7,34	2	6,7	12,7	9,70
Пелит	3,29				4,34				
Раннего метаморфизма	Песчаник	4	4,7	12,3	7,92	3	9,4	13,4	11,90
	Песок				5,62				5,73
	Алевролит	3	9,4	13,4	11,90	3	5,2	8,6	6,67
Алеврит	5,73				2,97				
	Аргиллит	3	5,2	8,6	6,67				2,97
	Пелит				2,97				

позднего катагенеза и метагенеза, как и в отвечающих им осадках. В соответствующих породах и осадках Куранахского антиклинория в зоне метагенетических изменений золота содержится более чем в 2 раза меньше по сравнению с зоной позднего катагенеза.

В аргиллитах обоих антиклинориев проявляется, хотя и недостаточно отчетливо, тенденция относительного повышения содержаний по мере усиления степени постседиментационных преобразований по отношению к реконструированным первичным осадкам.

Проведенные пересчеты позволили выявить следующую интересную особенность в распределении золота в первичных осадках, достигших условий позднекатагенетических преобразований. Если в породах этой зоны минимальные содержания золота отмечаются в алевролитах, то в соответствовавших им осадках содержания золота закономерно уменьшаются от песков через алевриты к пелитам. Эта тенденция нормальной механической дифференциации не проявляется в реконструированных осадках, соответствовавших породам зон метагенеза и раннего метаморфизма. Она, по-видимому, нарушена значительными по масштабу минеральными и структурно-текстурными вторичными преобразованиями. В осадках зоны метагенеза наименьшие содержания характерны для алевритов, а в зоне раннего метаморфизма содержание золота в алевритах достигает максимума. Таким образом, в результате вторичных процессов алевритовые породы претерпели наиболее существенные изменения, которые нарушили кластогенный тип распределения золота по гранулометрии осадков.

Вторая особенность, связанная со степенью уплотнения и обезвоживания и вторичных преобразований осадочных пород при постседиментационных процессах, также со всей очевидностью вытекает из обсуждаемой таблицы. Она заключается в том, что максимально реагируют на эти процессы глинистые осадки, которые в зонах метагенеза и раннего метаморфизма обогащаются золотом по сравнению с исходным содержанием почти в 2,3 раза. Соответственно в алевролитах оно повышается при этом в 2 раза, а в песчаниках — только в 1,4 раза. Следовательно, помимо установленных выше трех типов концентрирования золота, влияющих на его распределение в наших породах, может быть установлен четвертый тип, который можно назвать "метаморфогенным".

Определенный интерес в связи со сказанным представляет сравнение расчетных содержаний золота в осадках позднего палеозоя с таковым в современных отложениях Балтийского и Черного морей (Аношин и др., 1969), т.е. акваторий, близких по физико-географическим условиям к позднепалеозойским бассейнам Верхоянья. Среднее содержание золота в кварцевых песках Балтийского моря составляет 1,1 мг/т, в алевритах — 5,1, а в пелитах — 6,9 мг/т. В алевропелитовых и пелитовых илах Черного моря золота содержится 6 мг/т. Характерно, что в ракушниках этого моря, представленных преимущественно остатками моллюсков, отмечено довольно высокое среднее его содержание (45,2 мг/т) при максимальном

150 мг/т. В карбонатных илах золота также много (в среднем 6,7 мг/т).

Сравнение этих данных с нашими расчетными показывает, что в алевритовых и пелитовых осадках позднего палеозоя золота содержалось примерно в 2 раза меньше. Если же принять за эталон содержание золота в современных осадках этих морей и рассчитать его увеличение в процессе уплотнения осадков на стадиях метагенеза и начального метаморфизма, то мы получим довольно высокую его концентрацию в породах, которые должны при этом возникнуть.

Выполнив такие расчеты, мы увидим, что в кварцевых песчаниках зон метагенеза и раннего метаморфизма, возникших из осадков Балтийского моря, будет содержаться около 1,5 мг/т золота, в алевролитах соответственно 10,5 и 11,0 мг/т, а в аргиллитах — 15,4 и 15,5 мг/т золота. В аргиллитах, образованных из осадков Черного моря, содержание в этих зонах будет 13,4 и 13,5 мг/т. Если при этом учесть, что плотность морских осадков перед анализами была явно завышена в связи с потерей поровой воды при подготовке проб и принять истинную плотность для пелитов, равной $1,30 \text{ г/см}^3$, то и тогда расчетные содержания золота в породах будут довольно высокими и равны соответственно по бассейнам и зонам — 14,1; 14,2; 12,3; 12,4 мг/т. Сравнение этих цифр со средними содержаниями золота в наших верхнепалеозойских породах (см. табл. 5) показывает значительное расхождение. Оно значительно выше в породах, которые должны возникнуть из рассмотренных осадков, особенно в алевролитах и аргиллитах, превышая на 5–8 мг/т кларки наших пород.

Если учесть, что процессы метагенетических и, возможно, раннеметаморфических преобразований происходили при довольно высоких значениях температуры (до $350\text{--}400^\circ\text{C}$) и давлении порядка $3000\text{--}3400 \text{ кг/см}^2$ (Коробицын, 1970а), а минеральной и структурной переработке были подвергнуты колоссальные объемы осадочных пород, то эта разница в средних содержаниях золота, вполне вероятно, могла возникнуть в результате извлечения значительной доли золота из пород поровыми и гидроксильными гидротермальными растворами (Германов, 1953; Блох, 1969; и др.), которые при таких термодинамических условиях должны обогащаться кремнеземом, бикарбонатами и теми рудогенными элементами, которые присутствовали в неустойчивых в этих условиях порообразующих минералах и компонентах осадочных пород. В открытых трещинных полостях осадочных пород, возникавших при складчатости и после нее, могли при этом формироваться альфинотипные кварцевые жилы (Шер, 1963, 1966; Аплонов, 1970; Хрячков, 1972; и др.). Следовательно, установленная автором (Коробицын, 1970а) парагенетическая связь золото-кварцевой малосульфидной рудной формации Орулгана и Западного Верхоянья с процессами метагенетических и раннеметаморфических преобразований находит обоснование в особенностях распределения золота в породах этих зон.

Таблица 6

Содержание золота (Au, мг/т) в породах осадочных формаций территории

Формация	Порода	Орулганский			
		Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Кол-во анализов
Полимиктовая алеврито-песчаная	Песчаник	4,0	20,0	9,96	7
	Алевролит	9,2	11,9	10,55	2
	Аргиллит	-	-	-	-
	Среднее	4,0	20,0	10,10	9
Известковисто-алеврито-глинистая	Песчаник	1,5	46,1	9,19	17
	Алевролит	0,2	13,4	6,24	17
	Аргиллит	4,3	14,4	7,29	11
	Среднее	0,2	46,1	7,60	45
Олигомиктовая алеврито-песчаная	Песчаник	2,3	826	5,50	12
	Алевролит	-	-	5,80	1
	Аргиллит	4,9	6,5	5,70	2
	Среднее	2,3	826	5,55	15

Следует еще добавить, что отмеченная Г.Н. Аношиным с соавторами (1969) повышенная золотоносность ракушников и органогенных известковых илов интересна в свете того, что зоны постседиментационных преобразований наших пород характеризуются полным растворением раковинного вещества брахиопод и пелеципод, часто встречаемых в алеврито-глинистых морских толщах. Характерно также, что метагенетически и раннеметаморфически измененные породы практически вообще лишены каких-либо остатков организмов. Следовательно, арагонит и другие карбонаты раковинного вещества и содержащиеся в них рудные элементы были растворены поровыми и трещинными растворами и переотложены в благоприятных условиях. Учитывая высокие концентрации в первичных ракушниках золота и других компонентов и отсутствие раковинного вещества в ископаемом состоянии, можно с определенной условностью говорить и об "органогенном" источнике или концентраторе золота, считая его разновидностью хемогенного типа.

Конечной целью проведенных исследований являлось установление литогеохимического фона золота в верхоянском терригенном комплексе и толщ пород и формаций, относительно обогащенных золотом. В связи с этим данные анализа были обобщены по формациям (табл. 6).

верхнего палеозоя по антиклинариям и в целом по изученной

Куранахский				Формации Куранахского антиклинория
Au _{мин}	Au _{макс}	Au _{ср}	Кол-во анализов	
3,9	190	8,08	36	Полимиктовая алеврито-песчаная
5,5	182	8,74	19	
3,1	27,8	9,93	10	
3,1	190	8,58	65	Известковисто-алеврито-глинистая
2,0	23,0	8,20	11	
3,5	12,8	4,88	9	
1,9	12,8	7,12	10	
1,9	23,0	6,83	30	
0,04	46,3	5,47	44	
0,3	7,8	3,97	22	Олигомиктовая, Поликтовая, Песчаная
5,9	18,7	10,92	4	
0,04	46,3	5,30	70	

Как следует из приведенной таблицы, максимальная концентрация золота характерна для полимиктовой алеврито-песчаной формации, несколько ниже его содержание в известковисто-алеврито-глинистой и оно достигает минимума в формациях: олигомиктовой алеврито-песчаной Орулганского антиклинория и олигомиктово-полимиктовой песчаной Куранахского антиклинория. Если в первой из названных формаций количество золота превышает более чем в 2 раза кларк литосферы, то в двух последних оно приближается к кларку, незначительно его превышая. В известковисто-алеврито-глинистой формации среднее содержание золота более чем в 1,5 раза превышает кларк.

В целом по породам верхнего палеозоя исследованной территории среднее содержание золота (по 234 анализам) составляет 7,02 мг/т, что в 1,63 раза превышает кларк литосферы. Эта величина принимается нами за местный кларк. Среднее содержание золота во всех песчаниках почти равно местному кларку, в алевролитах оно несколько меньше, а в аргиллитах больше (см. табл. 1). По отношению к местному кларку повышенными содержаниями золота отмечается в обоих антиклинориях полимиктовая алеврито-песчаная формация; породы известковисто-алеврито-глинистой формации характеризуются близкой к местному кларку его концентрацией, а в олигомиктовой

алевроито-песчаной и олигомиктово-полимиктовой песчаной формациях содержание золота ниже уровня местного кларка.

* В распределении средних содержаний золота по породам формаций отмечаются следующие тенденции. В полимиктовой алевроито-песчаной формации (совместно с паралической угленосной) намечается тенденция повышения средних содержаний золота от песчаников через алевролиты к аргиллитам. В известковисто-алевроито-глинистой формации минимальные содержания золота характерны для алевролитов, а максимальные — для песчаников. В остальных двух формациях проявляются неотчетливо обе эти тенденции при общем минимальном содержании золота.

Таким образом, наиболее высоким содержанием золота характеризуются породы полимиктовой алевроито-песчаной формации и ее латерального аналога паралической угленосной, представленными прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными отложениями. Повышенные количества золота в этих образованиях связаны, по-видимому, с одной стороны, с петрогенным источником (полимиктовые песчаники и алевролиты), а с другой — с кластогенным (алевроито-песчаный состав) и хемогенным (угленосность) источниками. Дополнительно в качестве органогенного источника золота могли быть скопления раковин пелеципод, так как ядра и слепки представителей рода колымий встречаются здесь сравнительно часто.

Минимальными содержаниями золота, как уже указывалось, отличаются "базальные" формации верхнего палеозоя обоих антиклинориев, хотя палеогеографические условия их образования были сравнительно близкими с рассмотренной выше формацией. Следовательно, одной из возможных причин низкой концентрации золота являлось ослабление петрогенного (олигомиктовый состав песчаников и алевролитов) и отсутствие органогенного факторов концентрации.

Примечательной особенностью известковисто-алевроито-глинистой формации является то, что, несмотря на разновозрастность ее в рассмотренных антиклинориях, характер распределения золота в типах ее пород одинаков. Отмечается только незначительное повышение концентрации золота в Орулганском антиклинории (влияние метаморфогенного фактора), хотя в целом по формации содержание его близко к местному кларку. Это обстоятельство, по-видимому, связано со сравнительно однообразным набором фаций этой формации, представленной преимущественно морскими шельфовыми отложениями. Учитывая почти постоянное присутствие в этих породах дисперсной органики и остатков морских организмов, одним из основных источников золота следует считать хемогенную и органогенную садку, не отрицая присутствия тонкодисперсного кластогенного золота.

Для подтверждения приуроченности повышенных содержаний золота к песчаникам определенных фаций изученной территории проанализированные на золото песчаные породы были разделены на фациальные типы и для них вычислены частоты встречаемости проб с золотом по рангам содержаний (табл. 7).

Таблица 7

Распределение частот встречаемости проб с золотом (%) по фациальным типам песчаников

Содержание Au, мг/т	Тип песчаников		
	Прибрежно-континентальный	Прибрежно-морской	Мелководно-морской
1	-	3,3	-
1-5	26,7	26,1	47,1
5-10	53,3	41,0	32,1
10-50	20,0	23,0	18,9
50-100	-	3,3	1,9
> 100	-	3,3	-
Всего анализов	15	61	53

Из табл. 7 видно, что наибольшей дисперсией содержаний золота характеризуются прибрежно-морские, а наименьшей - прибрежно-континентальные фации. В этих типах песчаников наибольшая частота встречаемости проб с золотом приходится на интервал содержаний 5-10 мг/т золота, а в мелководно-морских - на интервал 1-5 мг/т. Все это прямым образом указывает на кластогенную природу золота в них и процесс его механической дифференциации.

В заключение необходимо подчеркнуть, что, хотя полимиктовая алеврито-песчаная формация и отмечается наиболее высокими средними содержаниями золота, по составу пород она менее перспективна для высвобождения золота при постседиментационных процессах, уплотнения и минерально-структурных преобразованиях. Однако, как потенциально золотоносная, эта формация могла поставлять золото в гранитоидные магматические очаги с достаточно развитой ассимиляцией, а при участии последующих гидротермальных процессов - в рудные жилы.

Более высокие возможности к продуцированию метаморфогенных концентраций золота имеет известковисто-алеврито-глинистая формация, которая характеризуется огромным объемом слагающих формацию пород и максимальным их уплотнением в результате постседиментационных преобразований.

Различие средних содержаний золота в гранитоидах Куранахского антиклинария (3,1 мг/т, по В.А. Амузинскому, 1973) и вмещающих эти гранитоиды породах известковисто-алеврито-глинистой и полимиктовой алеврито-песчаной формаций составляет соответственно 3,7 и 5,4 мг/т. Следовательно, в гидротермальные постмагматические растворы из 1 км³ ассимилированных пород (средняя плотность 2,65 т/м³) могло поступать более десяти тонн золота.

Различие средних содержаний золота между нашими верхнепалеозойскими породами и породами, которые должны возникнуть при соответствующих преобразованиях из современных осадков Черного и Балтийского морей, составляет еще большую величину, от 5 до 8 мг/т. Это показывает, что в Верхоянском мегантиклинории при метагенетических и раннеметаморфических преобразованиях из 1 км³ алевроито-глинистой породы (средняя плотность 2,68 т/м³) могло быть высвобождено более пятнадцати тонн золота. Оно могло концентрироваться в эпигенетических сульфидах, мобилизоваться порово-гидроксильными гидротермальными растворами и отлагаться в благоприятных структурных и термодинамических условиях в альпитипных кварцевых жилах¹.

Таким образом, проведенные расчеты указывают на реальную возможность, в конкретных условиях нашего региона, заимствования значительных количеств золота из вмещающих пород как при магматогенном, так и метаморфогенном рудообразовании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований по литологии верхнепалеозойских отложений и выявлению особенностей распределения в них кларковых содержаний золота в центральной части Верхоянского мегантиклинория впервые установлено следующее.

1. Распределение золота в целом по верхнему палеозою обнаруживает широкий разброс крайних значений (до пяти порядков), в общем подчиняясь логнормальному, реже — нормальному законам. Среднее содержание золота в породах верхнего палеозоя в 1,63 раза превышает кларк литосферы. В большинстве свит карбона и перми средняя концентрация золота превышает этот кларк. В распределении золота по типам пород отчетливо выявляется приуроченность его повышенных содержаний, с одной стороны, к наиболее крупнозернистым, а с другой — к самым тонким разностям терригенных пород, обычно обогащенным дисперсной органикой. Установлены также и другие особенности в распределении золота по разновидностям основных групп терригенных пород, подтверждающие соответственно как кластогенную, так и хемогенную концентрацию золота в них.

2. В выделенных в верхнем палеозое олигомиктовых и полимиктовых терригенно-петрографических комплексах наиболее высокие концентрации золота приурочены к породам полимиктовых комплексов,

¹ Эти расчеты справедливы при условии равенства содержаний золота в первичных осадках Черного, Балтийского морей и Верхоянского палеобассейна. Однако допускаемое автором равенство содержаний остается предположением, не подкрепленным какими-либо фактами (*Прим.ред.*).

что нашло также подтверждение в характере распределения золота по петрографическим типам песчаников и в установлении прямой корреляции между содержаниями в песчаниках обломков пород (особенно эффузивных) и золота. На этом основании нами установлен третий, петрогенный тип концентрации золота.

3. Изучение вещественного состава, минеральных и структурно-текстурных новообразований, а также плотностей пород позволило выделить в позднем палеозое зоны постдиагенетических преобразований: позднего катагенеза, метагенеза и раннего метаморфизма. Содержания золота по зонам в песчаниках почти постоянно, но в алевролитах в зоне раннего метаморфизма повышается в 2 раза. В аргиллитах содержание золота постепенно увеличивается по мере усиления вторичных преобразований и увеличения плотности пород. Все это позволило наметить четвертый метаморфогенный тип концентрации золота.

4. Повышенные содержания золота в современных ракушниках некоторых морей, известные по литературным данным, позволяют условно предполагать наличие пятого, органогенного типа концентрации золота, который является составным элементом его хемогенной миграции.

5. Распределение золота в породах и осадочных формациях верхнего палеозоя показывает, что минимальные его количества характерны для "базальных" формаций обоих регионов. Самыми высокими содержаниями этого элемента отличается полимиктовая алевритопесчаная формация. На близком к местному кларку уровне золото содержится в известковисто-алеврит-глинистой формации.

6. Проведенные сравнительные расчеты по разнице средних содержаний золота в гранитоидах и во вмещающих их формациях, а также в метагенетически- и раннеметаморфически измененных породах и их современных морских аналогах со всей очевидностью указывают на реальную возможность заимствования значительного количества золота из вмещающих пород как при магматогенном, так и при метаморфогенном рудообразовании.

Полученные результаты по особенностям распределения золота в породах, комплексах, зонах и формациях следует учитывать при металлогенетических исследованиях и прогнознй оценке на рудное золото рассмотренной территории.

Литература

- Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Амузинский В.А. Распределение золота в магматических комплексах и малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1973.
- Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., "Наука", 1966.

- Аношин Г.Н., Емельянов Е.М., Пережогин Г.А. Золото в современных осадках северной части бассейна Атлантического океана. — Геохимия, 1969, № 9.
- Аплов В.С. Об источнике кремнезема хрусталеносных кварцевых жил Северного Верхоянья. — Уч. зап. НИИГА, регион. геол., 1970, вып. 18.
- Ахмедов А.М., Гавриленко Б.В., Предовский А.А. К геохимии золота в метаморфизованных осадочных породах Печенгского комплекса. — В сб. "Материалы по геол. и металлогении Кольск. п-ва", вып. 3. Апатиты, 1972.
- Бадалов С.Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных золоторудных месторождениях. — В сб. "Минералогия и геохим. сульфидн. местор. Узбекистана". Ташкент, "Фан", 1966.
- Беус А.А., Григорян С.В., Ойзерман М.И., Чолакян П.Г., Стояновский А.А. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., "Недра", 1965.
- Блох А.М. О рудообразующей роли гидроксильной воды. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Булгакова М.Д., Лазебник К.А., Сукнева Л.С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса (нижний карбон, хр. Орулган). — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
- Буряк В.А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патамское нагорье). — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2.
- Буряк В.А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района. — В сб. "Генетич. особенности и общие законы. золотой минерализации Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.
- Буряк В.А. Золотоносность западного и северо-западного Прибайкалья. — В сб. "Геол. золоторудн. местор. Сибири". Новосибирск, "Наука", 1970.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Гапон А.Е. О генезисе золотоносного пирита в метаморфических толщах бассейна реки Бодайбо. — В сб. "Вопросы геол., petrol. и металлог. метаморфических комплексов Востока СССР.". Владивосток, 1968.
- Германов А.Н. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.
- Гуреев В.Ф., Константинов М.М., Алышева Э.Н. О соотношении сингенетического (тонкодисперсного) и наложенного золота в пирите. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5.
- Давлетов И.К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6.
- Жуков А.Н. О золоте в осадочных породах. — Колыма, 1969, № 5.
- Ивенсен Ю.П. Месторождения типа золотоносных конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР. — В сб. "Геохимия, петрогр. и минерал. осадочных образований". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ивенсен Ю.П., Невойса Г.Г., Амузинский В.А. и др. Металлогеническая карта Верхоянской складчатой зоны. — В сб. "Рудообразование и его связь с магматизмом", Якутск, 1969.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Закономерности размещения эндогенного оруденения в Верхоянском мегантиклинории и Сартангском синклинории. — В сб. "Геол. и полезн. ископ. Якутии". Якутск, 1970.

- Ивсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Структура, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Израилов Л.М. Литология, строение и условия формирования верхнепалеозойских отложений южной части Орулганского антиклинария (Северное Верхоянье). Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., "Наука", 1965.
- Коробицын А.В. Характер изменения минеральной зрелости и ассоциации песчаников пермских отложений Западного Верхоянья. - Труды IX науч. конф. ИТФ ЯГУ. Якутск, 1966.
- Коробицын А.В. Ассоциации песчаников и комплексы аксессуаров пермских отложений бассейна р. Тумары в Западном Верхоянье. - В сб. "Тектоника, стратигр., литол. осадочной формации Якутии". Якутск, 1968.
- Коробицын А.В. Литология верхнепалеозойских отложений центральной части Верхоянья. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970а.
- Коробицын А.В. Постседиментационные преобразования пород верхнего палеозоя и некоторые вопросы рудоносности Северного Верхоянья. - В сб. "Геол. и полезн. ископ. Якутии". Якутск, 1970б.
- Коробицын А.В. Осадочные формации и основные стадии развития Верхоянской миогеосинклинали в позднем палеозое. - В сб. "Мезозойский тектогенез". Магадан, 1971а.
- Коробицын А.В. Петрографический состав галек конгломератов верхнего палеозоя в районе р. Эндыбала (Западное Верхоянье). - Геол. и геофиз., 1971б, № 3.
- Коробицын А.В. К вопросу об осадочных формациях верхнего палеозоя Верхоянской антиклинальной зоны. - В сб. "Петрогр. и минерал. осадочных формаций Якутии". Якутск, 1972а.
- Коробицын А.В. Фациальная характеристика пермских отложений в бассейне р. Тумары (Западное Верхоянье). - В сб. "Петрогр. и минерал. осадочных формаций Якутии". Якутск, 1972б.
- Коробицын А.В. Петрографический состав пермских конгломератов Курнахского антиклинария Западного Верхоянья. - В сб. "Петрогр. и минерал. осадочных формаций Якутии". Якутск, 1972в.
- Коробицын А.В. Корреляция верхнепалеозойских отложений верхоянского комплекса по петрографическому составу. - В сб. "Литолого-геохим. методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири". Новосибирск, "Наука", 1972г.
- Коробицын А.В. Терригенно-петрографические комплексы и формации палеозойских и мезозойских отложений. Палеозой. - В кн. "Строение, история развития, магматизм и металлогения сев. части Верхоянской складчатой зоны." Новосибирск, "Наука", 1963.
- Коротаева И.Я. Геохимия золота в мезозойских континентальных отложениях Ундино-Даинской депрессии (Восточное Забайкалье). - В сб. "Ежегодник, 1970", СибГЕОХИ". Иркутск, 1971.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. - Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Левин В.И. Литология протерозойских отложений Давагро-Худгинского грабена (Алданский шит) и их золотоносность. Якутск, 1972.
- Легедза В.Я. О проявлении хемогенной золотоносности осадочных пород. - В сб. "Генетич. особенности и общие закономер. разв. золотой минерализации Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.

- Легедза В.Я. К вопросу об условиях концентрации тонкодисперсного золота в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М., "Наука", 1968.
- Логвиненко Н.В., Иванов В.Н. К характеристике границы между осадочными и метаморфическими породами. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 3.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Золоторудные формации и их связи с магматическими формациями. — В сб. "Эндоген. рудн. формации Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, 1964.
- Михайлов М.А., Мельников В.Д., Моисеенко В.Г. Особенности распределения золота в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях юга Дальнего Востока. — В сб. "Вопросы литол. и геохим. вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока". Владивосток, 1971.
- Моисеенко В.Г., Щека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1971.
- Мусалитин Л.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта. — В кн. "Стратигр. каменноугольных и пермских отлож. Северного Верхоянья". Л., "Недра", 1970.
- Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности россыпных месторождений. — В сб. "Законом. размещ. полезн. ископ." М., Госгортехиздат, 1960.
- Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. — В сб. "Генетич. особенности и общие закономер. золотой минерализации Дальнего Востока". М., "Наука", 1966.
- Силичев М.К., Белозерцева Н.В. Распределение золота в осадочных и изверженных породах района Неждановского золоторудного месторождения. — Геохимия, 1973, № 6.
- Соломина Р.В., Коробицын А.В., Мусалитин Л.А., Масюлис В.В. Выделение халданской и мегенской свит в Западном Верхоянье. — Сов. геол., 1973, № 2.
- Старова М.М. Пирит как индикатор условий образования пород и руд кырчического рудного поля. III совещ. по физ. методам исслед. осадочных пород (тезисы докл). Александров, 1973.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Фирсов Л.В. О некоторых вопросах рудной золотоносности Яно-Колымского складчатого пояса. — В сб. "Геол. и металлог. Советского сектора Тихоокеанск. рудн. пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хрячков М.А. О происхождении золота центральной части острова Сахалин. — Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Чайковский В.К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения. — В сб. "Геохимия, петрогр. и минерал. осадочных образований". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Чайковский В.К., Степанов А.А. Некоторые особенности эндогенного рудного процесса. — Сов. геол., 1963, № 6.
- Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М., "Недра", 1966.
- Шер С.Д. К вопросу об источниках кварца в жильных месторождениях. — Изв. вузов, серия геол. и разв., 1963, № 1.
- Шер С.Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе. — В сб. "Метасомат. изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". М., "Недра", 1966.

- Шило Н.А., Сидоров А.А., Желнин С.Г. Проблемы металлогении золота и перспективы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. - Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972. вып. 44.
- Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.
- Щербаков Ю.Г., Перегожин Г.А. О генетической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибири. - Геохимия, 1963, № 9.
- Юдин И.М. Тонкорассеянная сульфидная минерализация вмещающих осадочно-метаморфических толщ месторождения Мурунтау и некоторые вопросы его генезиса. - Геол. рудн. местор., 1971, № 2.
- Boyle R.W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposit of the Yellowknife district. - Geol. Surv. Canada, 1961, N 10.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ГЕНЕЗИС РАННЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА И ВЛИЯНИЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛАРКОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА

Важность изучения закономерностей распределения кларковых содержаний золота в толщах осадочных пород, вмещающих золоторудные месторождения, не требует специальной аргументации. В западной части Верхояно-Чукотской складчатой области вмещающими породами для всех типов золоторудных месторождений (исключая отдельные части немногих месторождений, заключенные в массивах магматических пород) служат толщи пород верхоянского терригенного комплекса, охватывающего поздний палеозой – мезозой. Раннетриасовые отложения, начинающие мезозойский цикл развития региона (как будет показано), отличаются повышенной ролью вулканических процессов в их формировании и в связи с этим приобретают особый интерес с точки зрения выяснения закономерностей распределения в них золота. Важно выяснить возможные пути поступления золота в осадок в отложениях подобного типа и роль вулканогенного материала в образовании повышенных концентраций золота.

Некоторые исследователи отмечали повышенное содержание золота в вулканитах и вулканогенно-осадочных породах основного состава и даже связывали генезис золоторудных месторождений с заимствованием золота из таких пород гидротермальными растворами, генерированными гранитной магмой (Щербаков, 1967). Однако названный автор не изучал закономерности распределения золота в вулканогенно-осадочных формациях, формы поступления его в осадок и объяснял повышенные содержания золота в основных вулканитах концентрацией золота в их породообразующих минералах, особенно в темноцветных.

Но, как известно, при преобладании химического выветривания пород питающей провинции и последующего переотложения материала кор выветривания закономерности первичного распределения золота (как и других элементов) существенно изменяются. Если ведущая роль принадлежит физическому выветриванию, то характер коррелятивных связей золота с другими минералами также изменяется в результате процессов гранулометрической сортировки материала, механического разрушения и истирания слабо устойчивых минералов и т.д. Именно поэтому для понимания особенностей золотоносности вулканогенно-осадочных отложений необходимо изучить не только распределение золота и его концентрацию в материнских (магматических) породах, но и выявить формы поступления золота в осадок.

Изучая вопросы концентрации золота в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях юга Дальнего Востока М.А. Михайлов, В.Д. Мель-

ников и В.Г. Моисеенко (1971) приходят к выводу "о подавляющей роли механической дифференциации при накоплении тонкодисперсного золота. Это лишний раз подтверждает положение, что при изучении закономерностей распределения первично-осадочного золота необходимо исходить из того, что оно переносится в виде взвесей, без какого-либо существенного влияния растворов". И.Я. Коротаева (1971), в отличие от названных исследователей, рассматривая причины повышения концентраций золота в осадочных породах, подчеркивает существенную роль химического осаждения золота из растворов органическим веществом в сероцветных или гидроокислами железа в красноцветных отложениях. Большинство авторов, изучая вопрос о концентрации золота в осадочных породах подразумевают, что этот процесс происходил в результате резкого изменения физико-химических условий первичной среды.

В своей статье в данном сборнике А.В. Коробицын выделяет кроме кластогенного и хемогенного также "петрогенный" тип концентрации золота, который характеризуется прямой зависимостью между содержанием золота в осадке и долей обломков эффузивных пород в терригенной составляющей песчаников и алевролитов; т.е. А.В. Коробицын присоединяется к точке зрения Ю.Г. Щербакова (1967).

Нами предпринята попытка рассмотреть один из возможных способов влияния магматического источника золота на возникновение относительно повышенных концентраций его в вулканогенно-осадочных отложениях нижнего триаса. Особый интерес представляет выяснение способов поступления золота в осадок. В связи с этим нижнетриасовые отложения изучались автором на территории Куранахского и южной части Орулганского антиклинориев, в смежной части Предверхоанского прогиба и Вилойской синеклизы. Столь широкое площадное исследование разновозрастных отложений, находящихся в различных структурно-тектонических зонах, позволило детально выяснить генезис и постседиментационные преобразования исходного материала осадков.

Индский ярус нижнего триаса, совпадающий с объемом усть-кельтерской свиты, характеризуется выдержанным на всей территории типом разреза, с нижней пелитовой и верхней псаммитовой частями. Нижняя пелитовая часть разреза содержит покровы эффузивных диабазов, образующие несколько изолированных полей. Наибольшей мощности (100-150 м) эта толща достигает в Вилойской синеклизе и центральной части Верхоянья; севернее и южнее в пределах Верхоянского мегантиклинория ее мощность сокращается до 15-20 м (Семенов, Ивсен В.Ю., 1970). Мощность верхней части свиты значительно более выдержана и составляет 400-450 м. На всей территории в отложениях устькельтерской свиты заключены многочисленные прослой туфов и туффитов псаммитовой и алевроитовой размерности, которые внешне не отличаются от обычных терригенных пород.

Отложения оленекского яруса включают две свиты: нижнюю - момскую, раннеоленекский возраст которой хорошо обоснован палеон-

тологическими находками, и верхнюю — сыгынканскую, относимую к оленекскому ярусу (на исследованной территории) по ряду геологических соображений. Мономская свита представлена глинистыми породами, мощность и распространение которых делают ее идеальным маркирующим горизонтом для всего региона. Максимальная мощность свиты отмечена в районе Китчанского выступа (170–175 м), западнее она незначительно сокращается, но почти нигде не опускается ниже 100 м. В разрезе этой свиты А.Е. Киселевым (1970) отмечено несколько десятков прослоев туфов и туффитов псаммитовой и алевритовой размерности. Сыгынканская свита в основном представлена песчаниками и алевролитами, ее верхняя граница проводится нами по поверхности размыва (Ивенсен В.Ю. и др., 1972). Наименьшая мощность свиты (120–160 м) отмечается на Хапчагайском поднятии Вилойской синеклизы. На западном и восточном крыльях Верхоянского мегантиклинория мощность ее увеличивается до 350 м.

Средне- и верхнетриасовые отложения отличаются от нижнетриасовых своим олигомиктовым (преимущественно кварцевым) составом, грубозернистостью, сероцветностью, наличием многочисленных прослоев гравийно-галечных конгломератов, отсутствием вулканогенно-осадочных пород.

Таким образом, по результатам наших исследований в нижнетриасовых отложениях выделяются пять основных типов пород: песчаники, средне- и мелкозернистые, алевролиты, туфы и туффиты (средне- и мелкообломочные) псаммитовой размерности, туфы и туффиты (тонкообломочные) алевритовой размерности и туфоаргиллиты.

Перед описанием названных типов пород необходимо подчеркнуть, что такие породы, как песчаники и алевролиты, туфы и туффиты этих же размерностей, выделялись при микроскопическом описании прозрачных шлифов. Разграничить терригенные и пирокластические породы даже под микроскопом довольно трудно. В геосинклинальных условиях (в пределах Верхоянского мегантиклинория) значительная часть вулканогенного материала, определяющая пирокластическое происхождение породы, превращена в комплекс глинистых минералов, которые визуально не отличимы от аллотигенных глинистых минералов. Таким образом, разделение тонко- и мелкообломочных пород на песчаники, алевролиты и туфы достаточно условно; впрочем, наиболее типичные туфы хорошо отличимы от терригенных пород по составу своей клас-тической части, и выделение их не вызывает сомнений.

Песчаники обычно мелкозернисты, реже среднезернисты. По своему составу они относятся (по классификации А.Г. Коссовской, 1962) к аркозовым или граувакково-аркозовым, подчиненное значение имеют аркозово-кварцевые и граувакково-кварцевые типы (Семенов, Ивенсен В.Ю., 1970). Намечается пространственная зональность в распространении полевых шпатов разного состава и обломков горных пород. Если на западе (Вилойская синеклиза) и на севере (Орулганский антиклинорий) существенную роль играют средние плагиоклазы, обломки средних и основных эффузивов, то на восточном крыле Верхоянского мегантиклинория абсолютно преобладают кислые плагиокла-

зы и практически исчезают обломки основных эффузивов (Ивенсен В.Ю., 1973).

Цемент песчаников поровый и порово-пленочный, в глинистых и известковых разностях – базальный. Состав глинистых минералов цемента идентичен их составу в глинистых породах соответствующей свиты, несколько отличаясь повышенным содержанием каолинита. Наиболее сложна по составу ассоциация глинистых минералов в породах, распространенных в пределах платформы и юго-западного склона Орулганского антиклинория, где она представлена монтмориллонитом, смешанно-слоистыми образованиями монтмориллонита-хлорита, монтмориллонита-гидрослоды, хлоритом, гидрослодой и каолинитом в различных количественных соотношениях. В Куранахском антиклинории, там, где породы наиболее изменены, ассоциация глинистых минералов упрощается и состоит из смеси хлорита и гидрослоды. Структурные преобразования пород в двух названных районах также различны. В Куранахском антиклинории они достигают максимума, что выражается в возникновении регенерационно-конформных и инкорпорационных микро-структур в алеврито-песчаных разностях пород. В Вилойской синеклизе структурные преобразования минимальны.

Алевролиты повсеместно характеризуются теми же кластогенными компонентами, что и песчаники, хотя обломки пород в них распознаются значительно труднее, чем в песчаниках, поскольку они сливаются с глинистой массой цемента и глинизированы значительно сильнее. Тип цементации обычно базальный, количество цемента варьирует в широких пределах, обуславливая существование переходных разностей от алевролитов к аргиллитам.

Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы образуют на всей описываемой территории единое поле развития. Отмеченные в литературе туфы и туффиты псаммитовой и алевритовой размерности (Вихерт, 1959; Иванов, Комарова, 1958; Андрианов, Андрианова, 1970; Киселев, 1970; и др.) не исчерпывают ни набора типов вулканогенно-осадочных пород, ни границ их распространения. По нашему мнению, широко представленные в толщах пород нижнего триаса аргиллиты и большая часть глинистого материала, принимающего участие в составе описанных выше алевритовых и песчаных пород нижнего триаса, являются преобразованным пепловым материалом. Именно поэтому даже среди наиболее чистых терригенных пород в том или ином количестве всегда удается обнаружить вулканокластический материал.

Как уже отмечалось, в основании нижнетриасовых отложений заключены горизонты эффузивных диабазов. Эффузивные породы не составляли предмета нашего изучения, поэтому необходимые данные о них заимствованы из опубликованной литературы. Средне- и мелкообломочные туфы и туффиты окрашены в серо-зеленые, реже в буро-красные тона и сложены зернами кварца, плагиоклазов, вулканического стекла, обломками основной массы эффузивов, редкими обломками слюд и глинисто-кремнистых пород. В них содержится кварц (в %): 5-35, полевые шпаты 6-40, пирокласты стекла основного состава 15-45,

обломки основной массы эффузивов 15–40. В прослойках витрокластических туфов содержание обломков стекла возрастает до 90%. Классические зерна кварца и полевых шпатов чаще обладают остроугольной, оскольчатой формой, плаггиоклазы иногда сохраняют первичный призматический облик, кварц бывает оплавлен, обломки стекла имеют овальную и каплевидную форму.

Важным компонентом таких пород является вулканическое стекло. Зерна его претерпели значительные изменения, они окрашены в зеленый цвет и не плеохроируют. В скрещенных николях обнаруживается их агрегатное строение, раскристаллизация и слабое двупреломление. Основное количество стекла хлоритизировано. Часто сильно измененные зерна обволакиваются гидроокислами железа и микрокристаллическими агрегатами титанистых минералов, при этом стекло приобретает вид обломков основной массы эффузивов. Показатель преломления неразложенных глобул стекла равен 1,563–1,575, соответствующий показателю преломления основного стекла.

Тонкообломочные туфы и туффиты обладают всеми характерными чертами состава и строения, свойственными описанными нами средне- и мелкообломочным разностям, но, кроме этого, имеют и свои специфические особенности. Туффиты, богатые терригенным материалом, отличаются несколько более высоким содержанием кварца и полевых шпатов за счет сокращения числа обломков пород. Чистые литокластические разности среди них отсутствуют, видимо, потому, что мелкие обломки пород легко глинизируются и становятся неразличимыми среди цемента. Содержание глинистых минералов обычно велико, обуславливая этим преобладающий базальный тип цементации. Большое содержание глинистого цемента обязывает уделить специальное внимание выяснению его состава и генезиса. При увеличении содержания обломков кварца, а отчасти и полевого шпата, тонкообломочные туффиты становятся практически не отличимыми (даже под микроскопом) от обычных терригенных пород этой же размерности. Именно поэтому расшифровка генезиса минералов цемента приобретает особое значение. Если среди них доминируют аутигенные глинистые минералы, возникшие за счет преобразования вулканокластического материала, то смешанный генезис породы становится очевидным, хотя внешне она может быть неотличимой от обычных алевролитов.

Туфоаргиллиты по принятой нами классификации должны быть отнесены к паратуффитам (Хворова, Сибиркина, 1968). Но поскольку в нашем случае на основании минералогических и геохимических исследований сделан вывод о преобладающей роли вулканогенного материала в образовании глинистых минералов, все глинистые породы нашей территории также соответствуют этому термину.

Туфоаргиллиты окрашены в разнообразные оттенки красного и зеленого цветов, причем красно-бурые окраски преобладают. Они сложены тонкодисперсной глинистой массой с беспорядочной или ориентированной микроструктурой. Минеральный состав глинистого вещества изучался с помощью рентгеноструктурного анализа.

Полученные данные показывают, что во всех перечисленных выше породах и туфоаргиллитах состав и набор глинистых минералов идентичен. Намечаются лишь некоторые изменения количественных соотношений глинистых минералов. Так в туфоаргиллитах каолинит всегда имеет резко подчиненное значение, а в туффитах псаммитовой размерности и песчаниках — часто оказывается доминирующим. Распространенность монтмориллонита обратная: наибольшая концентрация его достигается в пелитовых породах, а в псаммитах он является второстепенным компонентом среди минералов цемента.

Ясно выражена территориальная закономерность в изменении комплекса глинистых минералов. В Вилойской синеклизе и в Орулганском антиклинории (юго-западное крыло) этот комплекс наиболее сложен. Он заметно упрощается в центральной части Предверхоаянского прогиба и Куранаском антиклинории, где сохраняются лишь наиболее устойчивые минералы — гидрослюда и хлорит, тогда как в Вилойской синеклизе комплекс глинистых минералов включает монтмориллонит, смешанно-слоистые образования монтмориллонит-хлорита и монтмориллонит-гидрослюды, гидрослуду, каолинит и хлорит (Ивенсен В.Ю., 1973).

Таким образом, как в породах, принадлежность которых к туфам и туффитам четко устанавливается под микроскопом, так и в туфоаргиллитах и терригенных породах псаммитовой и алевритовой размерности, визуально неопределимых, большая часть глинистых минералов является аутигенной. При этом состав и изменения глинистых минералов свидетельствуют в пользу того, что эти аутигенные минералы развивались преимущественно за счет вулканического материала. Природа этого материала (основное стекло, обломки стекловатого базиса основных эффузивов) благоприятствовала в силу своей неустойчивости широкому развитию процесса глинизации.

Ранние этапы процесса глинизации зафиксированы в породах, распространенных в платформенной и приплатформенной частях региона. В центральной части прогиба и в самом мегантиклинории, где породы глубже погружались и испытали воздействие больших давлений, возникшие на раннем этапе катагенеза аутигенные глинистые минералы испытали дальнейшие преобразования, с сохранением лишь парагенезиса наиболее устойчивых минералов (Ивенсен В.Ю., 1973).

Своеобразие состава раннетриасовых пород и распределение концентраций золота, зависящее как от состава материнского материала, так и от условий осадконакопления, может быть правильно интерпретировано только при учете ряда геохимических особенностей пород. Нами были проанализированы закономерности распределения и взаимные корреляционные связи породообразующих компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe^{++} , Fe^{+++} , $\text{Fe}_{\text{общ}}$, K_2O , Na_2O) и золота.

Аналитические данные по эффузивам нижнего триаса заимствованы из литературы (Ивенсен Ю.П. и др., 1974), остальной материал был изучен нами. Средние значения содержаний перечисленных компонентов были подсчитаны для трех групп пород, выделенных по гранулометрическому признаку (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав (вес.%) раннетриасовых пород

Компонент	Эффузивные диабазы	Средне- и мелкообло- мочные туфы и туффиты	Тонкообло- мочные туфы и туффиты	Туфоаргил- литы
SiO ₂	44,66	61,24	49,92	52,62
TiO ₂	1,60	1,48	2,25	1,88
Al ₂ O ₃	15,57	12,00	16,65	17,61
Fe ₂ O ₃	5,65	3,41	8,28	8,35
FeO	8,60	6,62	5,96	4,34
MnO	0,38	0,18	0,12	0,09
MgO	5,37	2,79	2,89	2,67
CaO	10,06	1,95	1,62	1,15
Na ₂ O	1,99	1,44	1,69	1,25
K ₂ O	0,26	1,27	1,69	2,22
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,30	0,25
Количество анализов	23	11	12	19

Туфы и туффиты разных гранулометрических типов отличаются от базальтоидных эффузивов в 3–4 раза более низким содержанием магния и кальция, несколько пониженным – натрия и повышенным в 7–8 раз калия. Они на 20–35% богаче кремнеземом. Содержания остальных компонентов находятся в близких пределах. Из рассмотренных трех групп ближе всего стоят к эффузивам тонкообломочные (алевроитовые) туффиты, что, возможно, объясняется подбором для анализа наиболее чистых вулканогенных разностей; затем идут туфоаргиллиты и туффиты псаммитовой размерности. В составе изученных пород степень "загрязнения" терригенным материалом лучше всего выражена содержанием кремнезема. Отклонения от эффузивов в содержании магния, кальция и щелочей обусловлены различными процессами. Перераспределение щелочей происходит, несомненно, при переносе пеллового материала в воздушной и особенно в водной среде. Уменьшение содержания магния и кальция определяется процессами катагенеза. Содержание глинозема в псаммитовых туфах по сравнению с эффузивами уменьшается пропорционально увеличению содержания кремнезема, но оно

вновь несколько увеличивается в туфоаргиллитах, что указывает на привнос в эти породы некоторого количества аллотигенных глинистых минералов. Содержание железа в эффузивах и туффилах близко, но в туффилах алевритовой и пелитовой размерности резко возрастает степень окисленности железа, что связано с высвобождением части его из вулканического стекла в процессе катагенеза.

Для оценки генезиса пород наиболее показательны соотношения триады титан-железо-алюминий. И.В. Хворова и А.А. Гаврилов (1969) описали характерный для вулканогенно-осадочных (пирокластических) пород тип соотношения этих элементов в породах кумайской свиты Ишимской Луки. Нами были рассчитаны на материале наших пород коэффициенты корреляции между титаном - железом и титаном - алюминием. Коэффициент корреляции между титаном и алюминием равен 0,34 (с 95%-ным уровнем значимости при выборке в 42 анализа типичных туффитов), а между титаном и общим железом он достигает 0,59 (99%-ный уровень значимости). Наиболее тесная связь внутри данной триады между титаном и железом несколько необычна для осадочных пород. Она может осуществиться лишь при условии, если концентрация этих элементов в породах обусловлена наличием терригенных минералов, содержащих совместно титан и железо. В нашем случае содержание минералов тяжелой фракции в породах незначительно, а железо и титан связаны почти целиком в продуктах разложения вулканического основного стекла. Все сделанные выводы подтверждаются наличием отрицательной (обратно пропорциональной) связи между содержанием в наших породах титана и кремнезема (коэффициент корреляции $-0,76$), а также железа и кремнезема (коэффициент корреляции $-0,80$ по той же выборке).

Источники пирокластического материала для отложений некоторых стратиграфических интервалов в нашем регионе выявляются достаточно четко, для других они менее ясны. Однако сделанный вывод о преимущественно вулканогенном происхождении всей толщи ранне-триасовых осадков требует их выявления. В базальной части разрезов нижнего триаса многими исследователями описаны туфы и туффиты, пространственно связанные с покровами эффузивных диабазов. По нашему мнению, эти единичные описания отвечают не изолированным проявлениям пирокластов, а характеризуют собой фрагменты непрерывно прослеживающегося на очень большой территории поля развития пирокластических пород. Наличие помимо излияний базальтов трещинного типа вдоль Западно-Верхоянского краевого шва, многочисленных вулканических аппаратов центрального типа доказывается широким распространением в туфах вулканических бомб и морфологией преобладающей массы кристаллокластов полевых шпатов в туффилах.

В верхней половине усть-кельгерской и в мономской свите эффузивы, синхронные с ними, неизвестны. Однако широкое распространение в этих свитах пирокластических пород и наличие региональной пространственной зональности в размещении пирокластов псаммитовой размерности указывает, что в верхнеиндское и оленекское время вулканогенный материал привносился с северо-восточной части Си-

бирской платформы. На этой территории многими исследователями констатировано широчайшее развитие в раннем триасе вулканической деятельности. Ю.С. Глухов и В.Н. Катков (1970) указывают, что объем образовавшихся при этом пирокластов значительно превосходит объем лавовых покровов. Д.И. Мусатов и В.С. Порядин (1970), приводя аналогичные подсчеты, отмечают, что на севере Сибирской платформы 65–70% объема пирокластов приходится на нижний триас. Все это позволяет считать, что пирокластический материал, заключенный в вулканогенно-осадочных породах нашего региона, в значительной степени связан с вулканизмом Сибирской платформы.

Сохранение в вулканогенно-осадочных породах многочисленных кристаллокластов облика интрателлурических вкрапленников показывает, что эти породы не являются вулканотерригенными образованиями. Крайне незначительная окатанность или полное ее отсутствие для большинства кристаллокластов говорит о том, что пирокластический материал скорее всего почти не переносился временными потоками, а поступал в бассейн седиментации непосредственно из атмосферы. Гранулометрическая дифференциация его происходила во взвешенном состоянии как в воздушной, так и в водной среде.

Глинистый материал вулканического происхождения, определяющий специфический облик нижнетриасовых отложений, содержится в трех гранулометрических типах пород (среднее по всем разрезам нижнего триаса) в различном количестве. Наибольшую роль он играет в составе пелитовых пород, в которых он также получает значительно более широкое территориальное распространение.

Все изложенное позволило нам сделать вывод о возможности использования данных о концентрации таких пороодообразующих компонентов, как двуокись титана, глинозем и общее железо, в качестве индикатора содержания вулканогенного материала в составе отложений раннего триаса (табл. 2).

Сопоставляя достаточно большое количество анализов типичных туфов и туффигов, принятых за эталоны, с анализами всех пород нижнего триаса определенной гранулометрической размерности, (без разграничения их по генезису), мы приходим к выводу, что содержание вулканогенного материала в каждой из трех гранулометрических разновидностей пород достаточно велико. Наиболее значительно оно в пелитовых породах, которые ближе всего стоят по своему химическому составу к типичным туфоаргиллитам, выделенным на основании петрографо-минералогического изучения. В породах алевритовой размерности различия между их средним составом и составом эталонных алевритовых пирокластов увеличивается, однако он ближе к последнему, чем к среднему составу обычных терригенных алевролитов. Псаммиты нижнего триаса в целом наиболее резко отличаются от туфов идентичной размерности, но высокие содержания в них двуокиси титана и железа все же подчеркивают существенную роль основного вулканогенного материала в их составе.

Определения кларковых содержаний золота в наших породах выполнены нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерных мето-

Таблица 2

Индикаторы содержания вулканогенного материала
в отложениях нижнего триаса (в вес.%)

Группы пород	Число проб	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}
Вулканические и пирокластические породы нижнего триаса				
эффузивные диабазы	23	1,60	15,57	10,63
туфоаргиллиты	19	1,88	17,61	9,21
тонкообломочные туфы и туффиты	12	2,25	16,65	10,42
средне- и мелкообломочные туфы и туффиты	11	1,48	12,00	7,52
Среднее по гранулометрическим разностям всех пород нижнего триаса				
пелиты	44	1,65	16,96	7,73
алевролиты	39	1,49	13,99	6,89
песчаники	113	0,92	11,44	5,33

дов анализа Уральского геологического управления под руководством Н.Д. Гутина. Золото определено в 99 образцах пород. Разброс полученных содержаний охватывает интервал от $p \cdot 10^{-6}$ до $p \cdot 10^{-8}$ %. Лишь в двух пробах была установлена более высокая концентрация золота.

Для выявления принципиальных отличий распределения золота в осадочно-вулканогенных породах и типичных терригенных осадочных нами было проанализировано 14 проб среднего триаса. Отложения среднего триаса представлены более грубозернистыми разностями: кварцевыми и олигомиктовыми кварцевыми гравелитами, крупно- и среднезернистыми песчаниками, которые образовались в отличие от мелкозернистых нижнетриасовых прибрежно-морских отложений преимущественно в прибрежно-континентальной обстановке (озерно-аллювиальные и дельтовые фации).

Расчеты средних содержаний золота по гранулометрическим типам пород производились двумя способами. В первом варианте (табл. 3) все аномально высокие значения (превышающие среднее на порядок и выше) исключались. Во втором варианте — они заменялись средними значениями, вычисленными с учетом аномальных содержаний, после

Таблица 3

Расчеты средних содержаний золота в гранулометрических типах пород в них золота, титана, железа и глинозема по сравнению с эффузивными

Порода	I способ		II способ	
	Au, мг/т	число проб	Au, мг/т	число проб
Нижний триас				
Эффузивные диабазы	-	-	6,7	31
Пелиты	7,3	14	7,2	15
Алевриты	4,8	23	6,6	27
Мелкозернистые псаммиты	3,6	33	5,4	45
Средний триас				
Средне- и крупнозернистые песчаники	6,9	13	8,8	14

* Коэффициент концентрации золота определен по средним содержаниям,

чего повторно вычислялось среднее содержание золота по всей сумме проб. В обоих вариантах, несмотря на различные абсолютные значения средних величин, тенденция их изменения от одного типа пород к другому осталась идентичной. Таким образом, можно считать, что метод вычисления для нашего материала особой роли не играет, несмотря на различие числа аномальных значений исключенных при подсчете среднего для разных типов пород.

Так, при подсчете первым способом из выборки в 14 анализов средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов было исключено одно аномальное значение, из выборки в 45 анализов псаммитов нижнего триаса - 12, из 27 проб алевритовой размерности - 4 и, наконец, из 15 проб пелитов - 1. Средние содержания, рассчитанные с исключением аномально высоких значений содержаний золота, в большинстве случаев оказываются значительно заниженными по сравнению со средними, вычисленными вторым способом. Лишь в пелитовых породах зависимость оказалась обратной (+0,1 мг/т). В породах алевритовой размерности она составила -2,2 мг/т, в мелкозернистых псаммитах нижнего триаса -1,8 мг/т, а в грубозернистых породах среднего триаса - 1,9 мг/т.

Считая основным источником вулканогенного материала в бассейне осадконакопления базальтоидный вулканизм, мы принимаем за эталон

и коэффициенты концентрации диабазы

Коэффициент концентрации			
Au*	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}
1	1	1	1
1,07	1,03	1,08	0,73
0,98	0,93	0,90	0,65
0,81	0,57	0,73	0,50
-	-	-	-

вычисленным вторым способом.

эффузивные диабазы нижнего триаса и сравниваем их с вулканогенно-осадочными породами. Из табл. 3 видно, что повышение концентрации золота по сравнению с диабазы имеет место только в пелитовых породах (на 0,5 мг/т). Это может быть объяснено выпадением в процессе седиментогенеза небольшого количества хемогенного золота в результате адсорбции глинистыми аллотигенными минералами части золота, растворенного в воде морского бассейна. Но, во-первых, все рассмотренные выше особенности изученных пород говорят о том, что участие аллотигенных глинистых минералов в их составе весьма ограничено, во-вторых, параллельно с увеличением коэффициента концентрации золота в пелитах возрастают коэффициенты концентрации титана и алюминия. Коэффициенты концентрации этих трех элементов взаимно коррелируются. Поэтому для объяснения этого явления приходится искать другую причину. Нам представляется, что увеличение содержаний золота, титана и алюминия в пелитах может быть вызвано процессом воздушной сортировки пеплового материала.

Баланс золота в эффузивных диабазы, к сожалению, еще не изучен, и мы не знаем, как оно распределяется между главными породообразующими минералами и стеклом. Но в пелитах, образованных за счет вулканогенного материала, явно изменяется количественное соотношение вещества, заимствованного из различных компонентов эффузивной породы. Значительную часть объема диабазов занимают вкрапленники полевых шпатов и темноцветных минералов, между тем аутигенные глинистые минералы пелитов образуются в результате преобразования наиболее тонкого пеплового материала, т.е. целиком из вулканического стекла. Это находит подтверждение в данных микроскопического изучения пирокластических пород разных гранулометрических групп: в туфах и туффитах псаммитовой размерности кристаллокласты полевых шпатов и темноцветных минералов встречаются достаточно часто; в более тонкозернистых пирокластических породах

преобладают вигрокластические разности. Придавая основное значение в изменениях концентрации золота воздушной сортировке вулканического материала, нельзя все же автоматически отрицать возможность его химической садки в бассейне седиментации. Сорбентами золота могут быть аллотигенные глинистые минералы (количество которых, однако, незначительно), органическое вещество и гидроокислы железа. Концентрация органического вещества в отложениях нижнего триаса также крайне мала по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями верхоянского комплекса, поэтому сорбция золота органическим веществом явно не могла обеспечить существенного изменения его коэффициента концентрации. Гидроокислы железа в отложениях нижнего триаса, напротив, широко распространены, но нами ранее было показано, что железо высвобождается из вулканогенного материала в процессе постседиментационных преобразований осадков (Ивенсен В.Ю., 1973). Следовательно и гидроокислы железа не могут рассматриваться как потенциальные сорбенты золота в процессе седиментации. Поэтому гравитационную и гранулометрическую сортировку вулканогенного материала еще в воздушной среде приходится рассматривать в качестве главного фактора увеличения концентрации золота в пелитах.

В породах алевритовой размерности, по сравнению с пелитами содержание золота заметно уменьшается, но если сравнить алевриты с диабазами, то мы увидим незначительное уменьшение коэффициента концентрации золота (на 0,1 мг/т). Это подтверждает наше представление о существенной роли вулканогенного материала в составе алевритовых пород, в которых глинистое вещество (точно такого типа, как и в пелитах) составляет до 50% объема. Коэффициенты концентрации золота, титана и алюминия в алевритах по сравнению с диабазами снижаются взаимно пропорционально, коэффициент концентрации железа — более резко. Но если сопоставить алевролиты с пелитами, то снижение коэффициентов концентрации всех четырех элементов будет пропорциональным. Это позволяет сделать вывод, что основным носителем золота в алевритах также является вулканогенный материал, а снижение концентрации золота в них по сравнению с пелитами обусловлено разубоживающей ролью терригенного материала.

В мелкозернистых псаммитах нижнего триаса по сравнению с пелитами и алевролитами содержание золота уменьшается соответственно на 1,8 и 1,2 мг/т. Коэффициент его концентрации по отношению к диабазам снижается до 0,81 (см. табл. 3), в то время как для титана, алюминия и железа снижение коэффициентов концентрации еще более резко (0,57; 0,73; 0,50). Нам представляется, что нарушение пропорциональности между изменением концентрации рассматриваемых четырех элементов в псаммитах вызвано воздействием нового фактора концентрации золота — привносом (совместно с другим терригенным материалом, которым наши псаммиты обогащены по сравнению с алевритами и пелитами) некоторого количества золота. В пользу такого объяснения говорит значительное увеличение содержа-

ния золота (до 8,8 мг/т) в грубозернистых терригенных породах среднего триаса (см. табл. 3), состав которых и его фациальные особенности указывают на обстановку, благоприятную для накопления терригенного золота.

Таким образом, закономерности распределения золота в вулканогенно-осадочных (пирокластических) и терригенно-осадочных породах нижнего и среднего триаса Верхоянского мегантиклинория, примыкающей части Предверхоянского прогиба и Виллойской синеклизы позволяют установить для них два источника золота и связанные с этим два различных фактора его концентрации.

Первым источником, главным для отложений нижнего триаса служит основной вулканогенный материал. Фактором концентрации такого золота является гравитационная и гранулометрическая дифференциация пеплового материала в воздушной среде, приводящая к накоплению глинистых пород (пелитов) пирокластического происхождения. В них достигается максимальное среди пирокластических пород содержание золота.

Вторым источником является привнос кластогенного золота. Он определяет более высокую по сравнению с вулканогенно-осадочными породами нижнего триаса золотоносность грубозернистых терригенных пород среднего триаса. Среди вулканогенно-осадочных пород алевриты и псаммиты беднее золотом, чем пелиты. Это обусловлено тем, что золото, связанное с вулканогенным материалом в них, разубоживается некоторым количеством терригенного материала. Но уже в мелкозернистых псаммитах нарушается пропорциональность изменения концентрации элементов, связанных с вулканогенным материалом (золота - титана - алюминия), что указывает на слабое еще проявление второго фактора концентрации - гравитационной дифференциации терригенного материала в водной среде, обеспечивающей накопление в породе некоторого количества кластогенного золота.

Литература

- Андрианов В.Н., Андрианова В.А. Некоторые новые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов в области Верхоянской геосинклинали. - В кн. "Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутск, АССР". Якутск, 1970.
- Вихерт А.В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности и хр. Сетта-Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. - Труды Якутск. фил.-ла АН СССР, серия геол., сб. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Глухов Ю.С., Катков В.Н. Строение, фации и условия формирования триасовой взрывно-осадочной надформации юго-западной части Сибирской платформы. - В кн. "Проблемы палеовулканизма Средней Сибири". Красноярск, 1970.
- Иванов А.П., Комарова А.Е. Пепловые туфы нижнего триаса северной части хр. Орулган. - Информ. бюлл. НИИГА, 1958, вып. 10.
- Ивенсен В.Ю., Ивенсен Г.В., Семенов В.П. Некоторые корреляционные литолого-петрографические особенности нижнетриасовых отложений централь-

- ной части Предверхоянского прогиба и Виллойской синеклизы. – В кн. "Литолого-геохим. методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири." Новосибирск, "Наука", 1972.
- Ивенсен В.Ю. Литолого-геохимические особенности пестроцветной вулканогенно-осадочной формации нижнего триаса Виллойской синеклизы и Предверхоянского прогиба. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1973.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойс Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Киселев А.Е. Аквагенные и пепловые туфы Лено-Виллойской нефтегазоносной провинции. – Сов. геол., 1970, № 3.
- Коротаева И.Я. Геохимия золота в мезозойских континентальных отложениях Ундино-Даинской депрессии (Восточное Забайкалье). – В кн. "Ежегодник, 1970, СибГЕОХИ". Иркутск, 1971.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья. – Труды ГИН. М., 1962, вып. 63.
- Михайлов М.А., Мельников В.Д., Моисеенко В.Г. Особенности распределения золота в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях юга Дальнего Востока. – В кн. "Вопросы литол. и геохим. вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока". Владивосток, 1971.
- Мусатов Д.И., Порядин В.С. Вулканизм триаса и его роль в истории развития Земли. – В кн. "Проблемы палеовулканизма Средней Сибири". Красноярск, 1970.
- Семенов В.П., Ивенсен В.Ю. Осадочные формации триасовых отложений Верхоянья. – В кн. "Геол. и полезн. ископ. Якутии". Якутск, 1970.
- Хворова И.В., Гаврилов А.А. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков. – Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Хворова И.В., Сибиркина Л.М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. – "Литол. и полезн. ископ.", 1968, № 5.
- Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК КРИТЕРИИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Самородное золото по ряду своих свойств (химический состав, крупность выделений, их морфология и т.д.) обладает гораздо более широким диапазоном колебаний по сравнению с другими минералами золоторудных месторождений. Колебания эти, разумеется, не случайны, а обусловлены физико-химическими условиями рудоотложения. Следовательно, есть основания предполагать, что золото является более чутким индикатором условий рудоотложения, чем все другие ассоциирующие с ним рудные минералы (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и т.д.). И тем не менее при изучении золоторудных месторождений эти минералы обычно исследуются более детально, чем золото, и на этом основании строятся выводы об условиях рудоотложения. Что касается золота, то чаще всего ограничиваются описанием его внешних признаков (размер золотин, их морфология, цвет и т.д.), даже пробность определяется далеко не всегда, а полные химические анализы являются редким исключением. Такое невнимание к золоту вряд ли можно объяснить лишь одними трудностями его изучения. Более важной причиной является то, что мы еще плохо знаем, какие факторы определяют те или иные минералогические особенности золота и соответственно не можем их правильно интерпретировать.

Занимаясь в течение ряда лет сравнительным изучением минералогических особенностей золота месторождений Якутии, мы пришли к выводу, что такие свойства золота, как пробность, крупность выделений и микрзернистость золотин, могут служить критериями степени пересыщения рудоносных растворов при формировании золоторудных месторождений. Основанием для такого вывода служит установленная нами зависимость между химическим и гранулометрическим составом золота в месторождениях Северо-Востока СССР (Самусиков, 1970), показанная на рис. 1. На графике представлено 314 месторождений. Из них по Верхне-Индигирскому району - 175, по Верхне-Колымскому - 102, по Аллах-Юньскому - 21 и по другим районам - 17. Представительность ситовых анализов характеризуется следующими данными: по 68 россыпям суммарный вес проситованного золота составляет более 1 кг, по 187 - от 100 г до 1 кг, по 36 - менее 100 г, по 23 - вес неизвестен (литературные данные).

При сборе фактического материала по месторождениям Якутии использовались первичные материалы геологоразведочных партий,

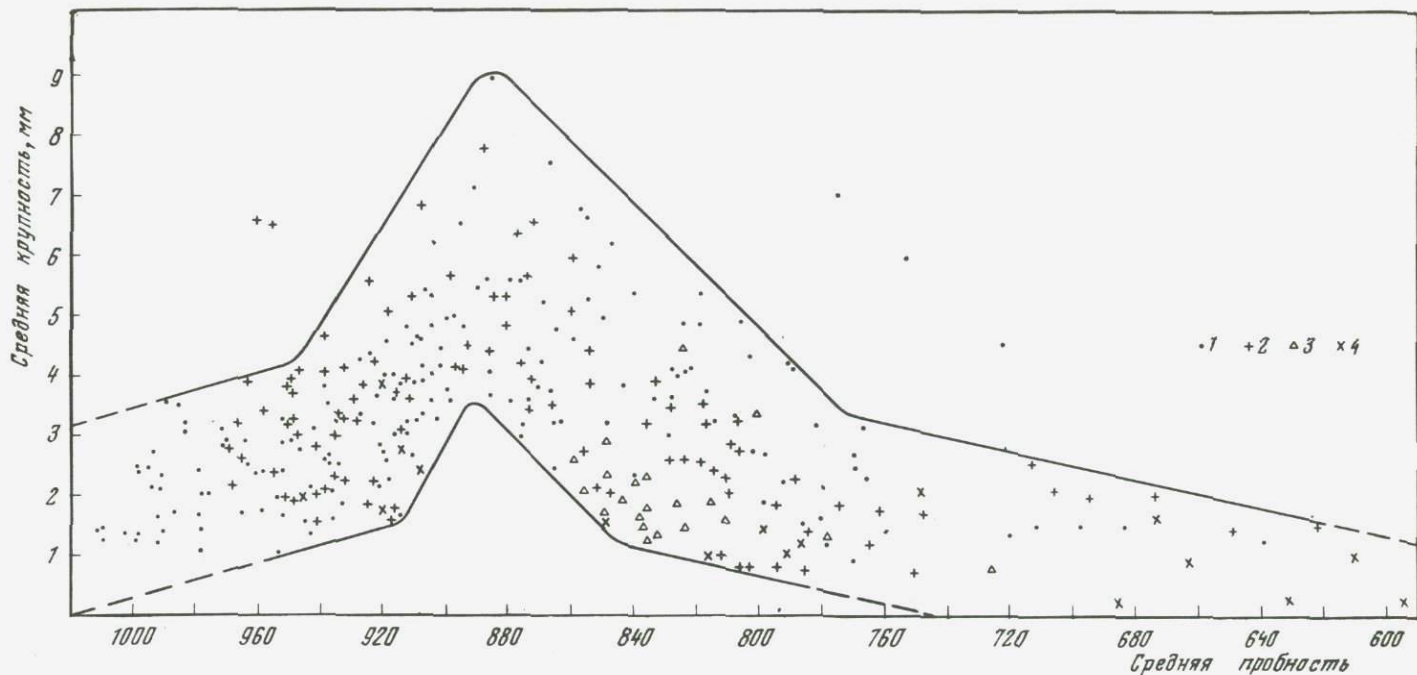


Рис. 1. График зависимости пробность - крупность самородного золота по россыльным месторождениям Северо-Востока СССР

Золотоносные районы: 1 - Верхне-Индибирский, 2 - Верхне-Колымский, 3 - Аллах-Юньский, 4 - Адычанский, Куларский, Чукотский

по другим районам СССР сведения заимствованы из отчетов и опубликованных работ. Пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность геологам Якутского геологического управления - В.А. Биланенко, Б.Г. Бычку, Ю.И. Данилоторской, В.П. Переяслову, Г.Д. Литкову; геологам объединения "Якутзолото" В.С. Буракову, Ф.Ф. Ильину, С.И. Служаеву, В.И. Сумцову, В.А. Чичинадзе, а также работникам золотоприемных касс за помощь и содействие, оказанные при сборе фактического материала. Весьма признателен автор также сотруднику института геологии ЯФ СО АН Г.Н. Гамянину за предоставление образцов по некоторым золоторудным месторождениям Якутии.

Вычисление средней крупности $D_{\text{ср}}$ производилось методом средневзвешенного по следующей формуле:

$$D_{\text{ср}} = \frac{x_1 P_1 + x_2 P_2 + \dots + x_n P_n}{100} = \frac{1}{100} \sum_{i=1}^n x_i P_i,$$

где $x_1; x_2 \dots x_n$ - средние диаметры присутствующих в ситовом анализе классов крупности в мм; P_1, P_2, \dots, P_n - процентное содержание соответствующих классов крупности.

В тех случаях, когда выход последних классов (наиболее крупных) резко превышал выход непосредственно им предшествующих классов (в 2-3 раза и более), их значение при вычислении средней крупности учитывалось с поправочным коэффициентом. Это вызвано тем, что данные классы представлены главным образом самородками, которые при их полном учете резко завышают среднюю крупность золота по месторождению. Вычисление коэффициента производилось по аналогии с учетом самородков при подсчете запасов металла в россыпях (Смирнов, 1957).

$$K = \frac{P}{P_1};$$

P - общий вес проситованного золота по месторождению; P_1 - вес проситованного золота без фракции с самородками.

В целом формула для вычисления средней крупности золота в таких россыпях имеет следующий вид:

$$D_{\text{ср}} = \frac{K}{100} \sum_{i=1}^n x_i P_i.$$

При этом данные ситового анализа предварительно пересчитывались без учета исключенных фракции, т.е. за 100% принимался вес P_1 .

За среднюю пробу золота принималось среднеарифметическое значение всех анализов по месторождению. В тех случаях, когда имелись данные о пробности и шлихового и лигатурного золота

(около 80% всех месторождений), использовалась проба лигатурного золота¹.

Месторождения Северо-Востока СССР. Как видно из рис. 1, между пробностью и крупностью золота в месторождениях Северо-Востока СССР существует отчетливая статистическая связь. Для месторождений с пробностью золота более 920-930 характерно сравнительно мелкое золото, причем с повышением пробности его крупность несколько уменьшается. Средняя крупность на этом участке графика колеблется от 1 до 4 мм и лишь в двух россыпях она достигает 6,5 мм. Наибольшее развитие во всех этих россыпях имеют золотины размером менее 4 мм, их содержание колеблется от 70 до 100%. Золотины размером более 10 мм (по разведочным данным) встречаются редко и не во всех россыпях. Самородки для этих месторождений не характерны, а в тех россыпях, где они иногда встречаются, их вес обычно составляет первые десятки, реже первые сотни граммов, исключительно редко 1-2 кг.

В месторождениях с пробностью золота менее 920-930 его средняя крупность увеличивается, достигая максимума при пробности 860-870 (от 3,5 до 9 мм). С понижением пробности средняя крупность золота почти столь же быстро уменьшается и при пробности 750-760 она уже не превышает 3 мм. Для большинства месторождений, концентрирующихся на этом участке графика, характерно крупное и весьма крупное золото. Для россыпей, тяготеющих к области максимума на графике (т.е. со средней пробностью золота примерно от 840 до 890), фракции свыше 4 мм составляют от 30 до 70%, причем на долю фракций свыше 10 мм приходится от 5 до 35%. Характерной особенностью многих месторождений рассматриваемой группы является значительное количество самородков различного веса вплоть до 10 кг (Самусиков, 1966). При этом, чем больше средняя крупность золота, тем больше частота встречаемости самородков. Например, при обработке россыпи, которой на графике соответствует точка с максимальной крупностью (9 мм) около 7% всего металла, добытого в течение года, составляли самородки весом от 50 г до 3,5 кг.

Россыпи с пробностью менее 750 характеризуются наиболее мелким золотом. Как видно из графика, средняя крупность, за исключением трех россыпей, не превышает 3 мм. Преобладающее развитие имеют золотины размером менее 2 мм. Их содержание колеблется от 60 до 100%. Самородки весьма редки и по весу незначительны - в основном первые граммы, редко первые десятки граммов. Характерной чертой данной группы является постепенное уменьшение крупности золота с понижением его пробности. Если верхнюю линию графика провести до пересечения с осью абсцисс, то точка пересечения будет соответствовать пробности порядка 450-500.

¹ Разница между средней пробой шлихового и лигатурного золота в месторождениях Северо-Востока СССР обычно не превышает 2-3%.

Иными словами, в рудных месторождениях с пробностью золота менее 500 оно должно быть в основном субмикроскопическим. Возможно, что именно этим главным образом и объясняется отсутствие золоторудных месторождений с видимым золотом с пробностью ниже 500. Вопрос о причинах отсутствия в природе непрерывного ряда твердых растворов золота–серебра был поставлен В.И. Вернадским (1955) более полувека тому назад, но и до сих пор он не имеет удовлетворительного объяснения.

Микроскопическое изучение образцов золота из россыпей, характеризующихся различной пробностью золота, показывает, что последнее различается и по характеру микроструктур и, если вместо средней крупности золотин, по оси ординат откладывать средний размер кристаллитов, слагающих эти золотины, мы получим примерно аналогичный график. Для россыпей с высокопробным золотом (более 930) характерно мелкозернистое строение золотин – размеры кристаллитов колеблются от сотых долей до 0,5 мм, редко больше, преобладает размер 0,1–0,3 мм. В россыпях с пробностью золота менее 930 размеры кристаллитов с понижением пробности увеличиваются и при пробности 860–880 достигают 1,5–2 мм (в среднем 0,6–0,8 мм). Многие золотины в рассматриваемом интервале пробности вообще не обнаруживают мелкозернистого строения, т.е. являются монокристаллами. Для россыпей с пробностью от 870 до 750 в отношении размерности кристаллитов наблюдается обратная картина – чем ниже пробность, тем мельче микроструктура, и при пробности 700–750 размер кристаллитов в основном не превышает 0,1–0,2 мм. Дальнейшее понижение пробности также сопровождается уменьшением мелкозернистости, но уже более постепенно. Отличительной чертой микроструктуры низкопробного золота является частая встречаемость золотин с зональным и дендритовидным строением.

Для рудного золота в связи с трудностью его выделения ситовые анализы при разведке золоторудных месторождений Северо-Востока СССР, как правило, не производятся, поэтому дать количественную характеристику зависимости пробность – крупность не представляется возможным, но качественно она устанавливается достаточно четко.

В Верхне-Индибирском рудном районе в месторождениях и рудопроявлениях с высокопробным золотом (более 920) размеры золотин в основном не превышают 1–2 мм, с преобладанием частиц в десятые, а иногда и сотые доли миллиметра (Пиль, Малтан, Мальй Тарын, Талалах, Кинясь–Юрях и др.). В месторождениях с пробой золота порядка 780–920 золотины размером более 1 мм составляют от 30 до 75% (Сана, Кокарин, Базовское, Жданное, Стрелка, Хангалас, Сох, Сохатинный и др.).

Наиболее крупное золото (до 30–50 мм) установлено в месторождениях Сана (проба 875–900, средняя 884) и Базовское (проба 830–870, средняя 858). В россыпях, связанных с ними, при обработке были найдены самородки весом в десятки и сотни

граммов, а по Сане до 5 кг (Самусиков, 1966). По данным эксплуатационного ситового анализа золота из россыпи руч. Сана (из навески 14 390 г), самородки весом свыше 10 г (до 330 г) составили 9,7%. Проба металла в самородках из этой россыпи аналогична пробы рудного золота (865-915, средняя 878).

В рудопроявлениях с более низкой пробой размеры золотин вновь не превышают 1-2 мм (Халтагай-Хая, Эбир-Хая), а в некоторых рудопроявлениях (Эргелях, Чугулук) золото вообще представлено в основном макроскопически невидимыми частицами (Апельцин, Савельев, 1960; Гавриков, Данилогорский, 1961).

Ситовые анализы рудного золота по некоторым из вышеназванных месторождений приведены в табл. 1.

То же самое наблюдается и в Южном Верхоянье. Наиболее высокопробное золото в этом районе установлено в рудопроявлении Новинка - 956-959. Размеры золотин в этом рудопроявлении, по данным Г.Н. Гамянина, следующие: меньше 0,25 мм - 30%, от 0,25 до 0,5 - 60% и свыше 0,5 мм - 10%. В месторождении Юр, проба золота в котором колеблется от 822 до 860, оно значительно крупнее. Здесь размеры золотин достигают 10 мм и более (весом до 5 г), а в целом фракции свыше 1 мм составляют 54-55% (табл. 2). При отработке россыпи руч. Юр, непосредственно связанной с этим месторождением, встречались самородки весом до 1050 г (Самусиков, Цабул, 1972).

В месторождении Задержное, где проба золота, судя по связанной с ним россыпи 760, золотины размером более 0,5 мм, по дан-

Таблица 1

Ситовые анализы рудного золота по некоторым месторождениям Верхне-Индигирского района*

Месторождения (жины)	Фракции (мм) и их содержание (%)				Общий, вес, г	Проба золота
	-0,5	+0,5	+1	+2		
Малый Тарын	98	2	-	-	1,72	980-990(ср.985)
Талалах (жила № 2)	36,2	33,9	25,9	4,0	2,10	960-980(ср.970)
Кокарин (жила № 4)	30,6	31,3	27,4	10,7	2,23	900-930(ср.920)
Стрелка	14,0	11,5	43,5	31,0	3,94	880-910(ср.890)
Сох	8,2	32,8	46,6	12,4	26,60	860-909(ср.878)
Сохатиный	13,1	56,4	23,7	6,8	7,03	792

* Ситовые анализы по месторождениям Сох и Сохатиный приводятся по материалам разведки, а по остальным месторождениям анализы выполнены автором (образцы обрабатывались плавиковой кислотой).

Таблица 2

Ситовые анализы рудного золота месторождения Юр (по материалам А.П. Строна)

Жилы	Фракции (мм) и их содержание (%)				Проба золота
	-0,2	+0,2	+1	+2	
№ 6	12,5	32,5	38,3	16,6	822-860
№ 7	6,3	40,0	26,5	27,2	

ным разведки, составляют всего лишь 10-15%, причем золотины свыше 2 мм единичны. Из этой россыпи нами было проситовано 16 200 г золота и не встречено ни одной золотины размером более 3,5 мм. Еще более мелкое золото содержит Нежданинское месторождение. Здесь, по данным В.И. Соловьева и Л.И. Борисовой, значительная часть его вообще представлена субмикроскопическими частицами, а размер визуальнo наблюдаемых золотинок редко превышает 0,5 мм (Рожков, Соловьев, 1967). Проба золота по микро-спектральным анализам (данные М.К. Силичева) колеблется от 725 до 845, средняя - 775. По химанализу (данные Л.И. Борисовой) - 740.

В Адычанском районе (северо-западная часть Яно-Колымского пояса) очень показательным примером может служить месторождение Дарпир. В жиле "Виктория", где средняя проба золота 973, золотины размером более 1 мм, по данным разведки, составляют 17%, а в жиле "Незаметная" со средней пробностью золота 838 на их долю приходится 60%, причем даже при предварительной разведке встречались самородки весом до 20 г. Расстояние между этими жилами около 800 м.

Исключительно мелкое золото характерно для золотых и золото-серебряных близповерхностных рудопроявлений и месторождений, открытых в последние годы в ряде районов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР (Сидоров, 1966; Волярович, 1967; Пляшкевич, 1967; и др.). Проба золота в них колеблется в основном от 500 до 700, а размер золотинок составляет сотые и десятые доли миллиметра, лишь единичные золотины достигают 1-2 мм. Например, в рудопроявлении "Сопка Рудная" (Сидоров, 1966) золотины менее 0,1 мм составляют 64,4%, от 0,1 до 0,25 мм - 12,4%, от 0,25 до 0,5 - 12,3%, и свыше 0,5 мм - 10,9%. Размер наиболее крупных золотинок не превышает 1,5 мм. Пробность золота по делювиальной россыпи 665. В рудопроявлении Валунистом (Бермен, Тренина, 1968) золотины размером менее 0,104 мм составляют 18%, от 0,104 до 0,295 мм - 37,1%, от 0,295 до 0,495 - 32,7%, от 0,495 до 0,833 - 11,2% и свыше 0,833 мм (до 1,65 мм) - 1,0%. Проба золота в пределах 500-600. В рудопроявлении Пепенвеем, по данным этих же авторов, золотины разме-

ром более 0,5 мм составляют всего лишь около 1% (средняя проба россыпного золота 610). Судя по качественной характеристике ряда других рудопроявлений данной формации, крупность выделений золота в них либо сопоставима с приведенными данными, либо оно еще мельче, вплоть до дисперсного (Сидоров, 1966; Вельдяксов и др., 1967; Казаринов и др., 1967; Новиков, 1968; и др.). Наиболее крупное золото среди месторождений этого типа, насколько нам известно, установлено в месторождении "Белая гора" (Югай, 1970). Средний гранулометрический состав золота связанной с ним россыпи руч. Колчан, таков: менее 0,3 мм - 38,6%, от 0,3 до 0,5 - 29,5%, от 0,5 до 1 - 12,7%, от 1 до 2 - 13,9% и свыше 2 мм - 5,3%. Если средний диаметр фракции +2 мм принять равным 3 мм, то средняя крупность золота по россыпи будет равна 0,63 мм. При обработке россыпи встречались самородки весом в граммы и десятки граммов. Проба рудного золота колеблется от 643 до 672.

Характерной особенностью внутреннего строения золотин субвулканических и вулканических месторождений, которую отмечают все исследователи, является их зональность, обусловленная зональным ритмическим изменением пробности золота.

Несмотря на всю специфичность условий образования приповерхностных месторождений, взаимосвязь пробности и крупности выделений золота в них сохраняется. Так, Г.П. Волярович (1967) отмечает, что в рудопроявлениях, где проба золота достигает 720-750, оно заметно крупнее, чем в рудопроявлениях с пробой 500-600. В отношении россыпных проявлений аналогичное указание имеется в упоминавшейся выше статье Ю.С. Бермана и Т.И. Трениной (1968). В рудопроявлениях с пробой золота менее 500 оно в основном является субмикроскопическим. Примером может служить месторождение Карамкен в котором лишь единичные золотины достигают размера 0,1 - 0,2 мм. (Некрасова, 1972),

Интересно отметить, что во всех приповерхностных месторождениях и рудопроявлениях мелкие размеры выделений характерны не только для золота, но и для всех других рудных минералов (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и т.д.). Этот факт указывает на то, что причины, определяющие размеры выделений всех рудных минералов, в том числе и золота, являются едиными.

Сопоставление микроструктур рудного и россыпного золота, проведенное нами по ряду месторождений Верхне-Индибирского района, показывает, что между ними наблюдается полная аналогия.

Качественный анализ морфологических особенностей золота месторождений Восточной Якутии (Верхне-Индибирский, Аллах-Юньский и Куларский районы) позволяет говорить, что и морфология выделений золота то же в какой-то мере координируется с его пробностью. В самом общем виде эта связь выражается в том, что чем ниже проба золота, тем сложнее и многообразнее формы золотин. Для месторождений с высокопробным золотом более характерны монолитные пластинчато-таблитчатые и комковидно-угловатые золо-

тины, а с низкопробным — выделения неправильной формы (зазубренно-крючковатые, комковато-ямчатые, ноздреватые, дендритовидные, сложные сростки и т.д.). Особенно показательны дендриты. Они встречаются главным образом в месторождениях с пробой золота порядков 800 и ниже. Судя по литературным данным, широкое развитие дендритов является одной из характерных черт приповерхностных месторождений Северо-Востока СССР. Выделения с кристаллографической огранкой в том или ином количестве встречаются в месторождениях как с высокопробным, так и с низкопробным золотом, но в последних они отличаются более сложными формами.

Все рассмотренные параметры золота в совокупности обнаруживают коррелятивную связь с минеральным составом рудных проявлений. Для рудопроявлений с преобладающим развитием минералов сульфидной и антимонитовой ассоциации характерно в основном мелкое золото с пробностью более 900, в рудопроявлениях с полисульфидной продуктивной ассоциацией преобладает среднее и крупное золото с пробностью от 750 до 930, в рудопроявлениях висмутового типа¹ золото вновь мелкое и проба его обычно не превышает 800. Характерно, что рудопроявления висмутового типа пространственно очень часто ассоциируют с рудопроявлениями олова и вольфрама (известны также их комплексные рудопроявления), в то время как для месторождений с высокопробным золотом такие случаи неизвестны (Апельцин, Савельев, 1960).

Описанная зависимость между пробностью и крупностью золота не является специфической чертой только месторождений Северо-Востока СССР. Изучение литературных данных показывает, что аналогичная связь закономерна и для других золотоносных районов. Рассмотрим в качестве примера Ленский и Верхне-Селемджинский районы, которые с интересующей нас точки зрения наиболее полно освещены в литературе.

Ленский район. По данным Л.А. Николаевой (1961), в Ленском районе выделяются пять разновидностей золота, различаемых по ряду признаков, в том числе пробности и крупности: мараканская, желтухтинская, догалдынская, накатаминская и хомолхинская. Наиболее высокопробная мараканская разновидность (930–960). Основная масса этого золота в россыпях представлена частицами менее 3 мм. Примером может служить россыпь руч. Маракан (табл. 3). Проба золота в ней 940–960 (средняя 952). Если средний диаметр фракции +2,68 мм принять равным 4 мм, то общая средняя крупность золота по россыпи будет равен 1,7 мм. Интересно отметить, что в верховьях руч. Маракан, где проба золота 920, оно значительно крупнее, чем в основной россыпи. Здесь встречались самородки весом до 14 г, когда в основной россыпи они редко достигают 1 г. Для верховий руч. Маракан предполагается самостоятельный коренной источник (Казакевич, 1958).

¹ Золото-редкометалльно-кварцевой формации (Прим. ред.)

Таблица 3

Гранулометрический состав золота россыпи руч. Маракан (по материалам тонов и др.)

Полу-шахта	Фракции (мм) и их содержание (%)					
	-0,21	0,297	-0,42	-0,59	-0,84	-1,84
№ 7	1,76	6,05	10,45	14,5	13,9	33,10
№ 21	0,1	0,11	0,48	1,71	3,9	37,21
№ 2	0,3	1,2	2,5	4,9	6,8	34,3
Среднее	0,72	2,45	2,48	7,04	8,2	34,87

Золото желтухтинской разновидности, с пробой 890-910, более крупно, встречаются самородки весом в десятки граммов (россыпи рек Баракун и Малый Ходокан). Размер кристаллитов, слагающих золотины, колеблется от 0,08 до 0,5 мм.

Исключительно крупное золото характерно для догалдынской разновидности (проба 850-930). "Во многих россыпях преобладающая масса золотинок этой разновидности относится к классу +4 мм; в ряде россыпей от 25 до 47% золота (по весу) составляют золотины крупнее 8 мм. Вес отдельных самородков до 10-16 кг; самородки весом свыше 300 г насчитываются сотнями. В коренном залегании встречено небольшое количество золота, но и в нем отмечены выделения до 50 мм в поперечнике" (Николаева, 1961, стр. 108). Микроструктура золотинок крупнозернистая с размерами кристаллитов от 0,25 до 1,6 мм. Ситовой анализ по одной из россыпей данной разновидности приводится в табл. 4. Если средний диаметр фракции +8 мм принять равным 12 мм, то общая средняя крупность золота по россыпи будет равна 7 мм. Наиболее крупные самородки, найденные в этой россыпи, имели следующий вес (в граммах): 12 370, 10 040, 5900, 5200. Примечательно, что самый крупный самородок Ленского района, имевший чистый вес 16,2 кг (Обручев, 1961), найден в россыпи со средней пробой золота 879 (руч. Широкий). В 1966 г. в этом же ручье был найден самородок весом 5567 г.

Накатаминская разновидность (проба 800-830) представлена более мелким золотом. "Размеры золотинок преимущественно средние; преобладают частицы, относящиеся к классу (-3 +0,5) мм. Изредка вес отдельных самородков достигает несколько граммов" (Николаева, 1961, стр. 110). В рудных телах встречались золотины размером до 10-15 мм. По микроструктуре это золото отличается от догалдынской разновидности несколько меньшими абсолютными размерами кристаллитов (от 0,2 до 1,2 мм) и заметным преобладанием мелких кристаллитов над крупными. Ситовые анализы золота данной разновидности отсутствуют, так как в россыпях оно всегда встречается совместно с догалдынским.

Ю.П. Казакевич, А.А. Ан-

		Общий вес, г
2,68	+2,68	
18,60	2,0	294,3
44,10	12,48	6408,4
34,0	16,0	167,9
32,23	10,16	6870,7

Еще более мелким золотом характеризуется хомолхинская разновидность. Размеры золотинок менее 2 мм, самородки встречаются исключительно редко и невелики, проба 760-830. Микроструктура золотинок мелкозернистая - от 0,01 до 0,18 мм. Ситовой анализ показывает выход фракции - 0,5 в 15%, 0,5-1 в 25%, 1-3 в 40%, 3-5 в 10%, 5-7 в 10% и +7 сл. Средняя крупность золотинок, по данным этого анализа, 2 мм. Средняя проба по россыпи около 800, с колебаниями по отдельным участкам от 789 до 832 (Горбачев, 1905). Рудное золото этой разновидности, по данным В.А. Бурыка (1969), имеет следующий гранулометрический состав (голец Высочайший - проба 795-808): меньше 0,5 мм - 40-50%, от 0,5 до 1 мм - 30-40%, свыше 1 мм (до 5 мм) - около 10%.

Верхне-Селемджинский район. В этом районе, по данным А.Г. Моисеенко (1965), также наблюдается отчетливая взаимосвязь между пробностью и крупностью золота. А.Г. Моисеенко выделяет здесь пять зон, которые наряду с геологическими особенностями различаются также по пробности и крупности рудного и россыпного золота. В месторождениях, приуроченных к пятой зоне, преобладает золото с пробой 850-900. Золото сравнительно крупное (для данного района); нередко встречались самородки - в рудных телах "в 5 г и более", в россыпях до 1 кг. Содержание фракций свыше 1 мм в рудных месторождениях колеблется от первых процентов до 67% (по отдельным жилам), составляя в среднем 30-35% (табл. 5). Относительно крупности золота в россыпях приводятся следующие данные. "В десяти основных россыпях, локали-

Таблица 4

Гранулометрический состав золота (средняя пробность 885) россыпи руч. Большой Догалдын (по материалам А.С. Кривенкова)

Шахта	Фракция (мм) и их содержание (%)				Вес золота, г
	-2	2-4	4-8	+8	
Шахта № 49	8,4	15,6	32,4	43,6	19 200
То же № 46	9,2	23,1	30,2	37,5	29 600
" № 43	8,4	11,6	33,0	47,0	27 400
" № 41	17,1	27,1	29,2	26,0	149 600
" № 40	13,5	21,5	38,5	26,5	26 200
Среднее	11,3	19,8	32,7	36,1	252 000

зующихся в пятой зоне, фракция золота +1,2 мм составляет 35,9 весового процента от общего количества золота".

В месторождениях, расположенных в четвертой зоне, проба золота колеблется примерно от 800 до 875 и крупность его в целом несколько меньше, чем в пятой зоне. Так, в россыпях на долю фракций свыше 1,2 мм приходится в среднем уже лишь 12%. В то же время для месторождений с повышенной пробой и здесь характерно крупное золото. Например, в Харгинском месторождении (см. табл. 5) фракции свыше 1 мм составляют 34,2%. Средняя проба золота по месторождению около 860, с колебаниями по отдельным жилам от 850 до 870. Характерно, что именно в этом месторождении найдены два наиболее крупных самородка рудного золота, каждый из которых весил "более 300 г". Самородки в "5 г и более" встречались во всех жилах этого месторождения.

К третьей зоне приурочены месторождения с пробой золота порядка 700-800. Крупность золотинок как в рудных, так и в россыпных месторождениях практически не превышает 1 мм. Например, в месторождении Ясенском (средняя проба 720) среднее содержание фракции более 1 мм составляет 1,9%, а в месторождении Ингаглинском (средняя проба 740) золотинок размером более 1 мм вообще отсутствуют. В россыпях фракция размером +1,2 мм в целом по зоне составляет всего лишь 0,6%.

Для второй зоны конкретные примеры в работе А.Г.Моисеенко не приводятся, но указывается, что здесь "золото имеет самую низкую в районе пробу (650-710) и самые мелкие размеры золотинок".

Таким образом, из приведенных данных видно, что наиболее крупное золото в Верхне-Селемджинском районе наблюдается в месторождениях пятой и четвертой зон, которые характеризуются пробой золота 800-900, а наиболее мелкое в месторождениях и рудопроявлениях третьей и второй зон, где проба золота менее 800. В первых двух зонах наряду с повышенной крупностью золота нередко встречались и самородки - в рудных телах от первых граммов до 300 г, в россыпях до 1 кг.

Отдельные примеры по другим районам. Кроме этих районов нами проанализированы данные и по некоторым другим районам Сибири и Дальнего Востока, и насколько можно судить по качественной характеристике крупности золота (мелкое, среднее, крупное), по единичным ситовым анализам и по встречаемости самородков, взаимосвязь между пробностью и крупностью золота намечается всюду. Например, по данным С.Г.Мирчинк и С.Д.Шера, в Баргузинской тайге для рудных месторождений с пробой 850-950 характерно крупное золото (самородки в россыпях до 1300 г и более), а в месторождениях с пробой 650-750 оно в основном макроскопически невидимое. В Ниманском районе, по данным Г.П.Воларовича и С.С.Николаева (1967), в большинстве россыпей встречается золото трех разновидностей (проба: 920-930, 790 и

Таблица 5

Ситовые анализы рудного золота месторождений Верхне-Селемджинского района (по В.Г.Моисеенко, 1965).

Месторождение (жилы)	Фракции (мм) и их содержание (%)					Зона
	-0,25	+0,25	0,5	+1	+2	
Рудник Третий (Главная, Шеелитовая, Южная)	13,1	19,5	36,6	18,6	12,1	Пятая
Афанасьевское (Третья)	15,2	20,5	27,2	25,8	11,3	
Албынское (Огородная)	6,0	18,4	60,8	4,8	-	
Харгинское (Тишинская)	5,8	25,2	34,8	34,2		Четвертая
Ясенское (Новая, Первая, Решающая)	34,9	38,9	24,3	1,9		Третья
Ингаглинское (Ингаглинская)	19,7	59,6	20,7	-		

615), но последние две разновидности присутствуют лишь во фракциях менее 0,8 мм, в то время как для первой разновидности преобладающими являются золотины более 1 мм, причем нередко самородки весом в первые десятки, иногда первые сотни граммов, а в отдельных россыпях до 1 кг. По Зейскому району аналогичный пример приводится в работе Ю.А.Билибина "Основы геологии россыпей" (1963, стр.464); "... в россыпи прииска Маристого в Зейском районе (ключ Ботомо, левый приток Иликана) ... золото в главной своей массе мелкое (около величины льняного зерна), пластинчатое и тонкочешуйчатое, проба его 937. Одна полоса в пределах россыпи отличалась значительно большей крупностью (самородки от 4,5 до 38,4 г), проба его 885".

Примером месторождений с большим количеством самородков может служить Королонская группа россыпей в Северо-Байкальском районе, краткая характеристика которого имеется в работе В.А.Обручева (1934, стр.277). "Почти все золото из россыпей Королона было крупное, совершенно чистое, пробы 900-908; отдельные золотины чаще всего имели форму пластин с гладкой поверхностью, весом от десятков долей до фунтов; такое золото составляло почти 3/4 всего количества. Золото с кварцем попадалось редко, но зато часто встречались самородки от 1 до 20 золотников, ноздреватые с остrokонечными краями, необтертые, с небольшим количеством кварца. Было найдено несколько самородков, одна сторона которых была ноздревата, а другая совершенно гладкая. Самые

крупные самородки (в 2-4 фунта) попадались в узкой русловой части россыпи, которая была вместе с тем и самой богатой¹.

Примером месторождений с очень мелким золотом может служить Балея. По данным Н.В.Петровской и П.С.Бернштейн (1961), а также О.Е.Звягинцева (1941), проба золота в этом месторождении 700-780, а преобладающие размеры золотинок - сотые и десятые доли миллиметра (табл. 6). Размеры кристаллитов, слагающих золотины, редко превышают 10-20 мк. В то же время в соседнем с Балеем Казаковском рудном узле, где проба золота около 900, значительная часть его представлена частицами около 1 мм и более. Известны находки рудных самородков весом до 100 г. В отличие от Балея здесь рудные месторождения сопровождаются промышленными россыпями. "Золото в россыпях большей частью крупное, окатанное, проба его 900-920" (Калугин, 1970, стр.232).

Список подобных примеров можно значительно увеличить, но и приведенных уже вполне достаточно, чтобы с большой долей уверенности говорить, что взаимосвязь между пробностью и крупностью золота, установленная на примере месторождений Северо-Востока СССР, является не частным случаем, характерным только для данной металлогенической провинции, а скорее всего общей закономерностью золоторудных месторождений мира. При этом необходимо подчеркнуть, что приведенный нами фактический материал относится к месторождениям золото-сульфидно-кварцевого ряда формаций (в понимании Н.В.Петровской, 1960), поэтому распространять этот вывод можно лишь на месторождения данной группы формаций. Правомочность его в отношении месторождений золото-сульфидной² формации не ясна из-за отсутствия фактического материала, необходимого для статистического обобщения. Пока можно лишь отметить, что в целом для месторождений данной формации характерно значительно более мелкое золото, чем для золото-сульфидно-кварцевых месторождений, и россыпи в связи с ними, как правило, отсутствуют. Решить вопрос взаимосвязи пробности и крупности для этих месторождений, вероятно, можно лишь путем сравнительного изучения микроструктуры золотинок.

Обсуждение фактического материала. Согласно современным представлениям физики твердого тела (Уманский, Финкельштейн и др., 1955), основными факторами, определяющими размер зерен (D) кристаллических тел, являются линейная скорость кристаллизации (C) и скорость возникновения центров кристаллизации (N), которые связаны между собой следующим соотношением:

$$D = \frac{C}{N}$$

C и N в свою очередь являются функциями степени пересыщения растворов. С увеличением пересыщения их величины сначала растут,

¹ Доля - 0,044 г, золотник - 4,266 г, фунт - 409,5 г.
² Колчеданной формации (Прим.ред.).

Таблица 6

Гранулометрический состав рудного золота Балейского месторождения

Участок месторождения	Фракции (мм) и их содержание (%)					Примечание
	-0,04	+0,04	+0,08	+0,17	+0,38	
Северный (Балейский)	1,79	4,27	16,09	57,94	19,91	Н.В. Петровская и др. (1961)
Южный (Тасеевский)	21,54	23,96	22,05	20,49	11,95	
Жила Утешиательная	10 (-0,01)*	75 (+0,01)	10 (+0,05)	5 (+0,1)	-	О.В. Звягинцев (1941)

* В скобках указана размерность фракции, мм.

достигают определенного максимума, а затем уменьшаются. Характер изменения размеров зерен от степени пересыщения будет зависеть от того, как взаимно расположены максимумы кривых *N* и *C*. Экспериментально установлено (Уманский, Финкельштейн и др., 1955), что для большинства веществ максимум кривой *N* обычно несколько смещен относительно максимума кривой *C* в сторону большего пересыщения. Кроме того, максимум кривой *C* всегда является более плавным (более растянутым по оси абсцисс) по сравнению с кривой *N* (рис. 2). При таком расположении кривых на участке I будут формироваться сравнительно мелкие зерна, так как линейная скорость кристаллизации очень незначительна. При длительной кристаллизации (постоянный приток новых порций питающего раствора) могут образоваться и крупные зерна, но условия для возникновения крупных агрегатов при данном пересыщении неблагоприятны, так как мало центров кристаллизации. При большем пересыщении (участок II), где рост *C* значительно опережает рост *N*, размер зерен будет резко увеличиваться. На участке III в связи с резким увеличением количества центров кристаллизации размер зерен будет уменьшаться. При еще более глубоком пересыщении (участок IV) будут образовываться мелкие зерна, причем размер их с увеличением степени пересыщения будет уменьшаться постепенно, так как соотношение между *C* и *N* на данном участке меняется незначительно. Таким образом, наиболее благоприятные условия для формирования крупных зерен и их агрегатов соответствуют средней степени пересыщения растворов (участки II и III).

Если рассмотренная схема применима для природных гидротермальных процессов, то из нее следует, что проба золота в золоторудных месторождениях (или, иначе говоря, содержание серебра в золоте) является показателем степени пересыщения рудоносных растворов в отношении золота.

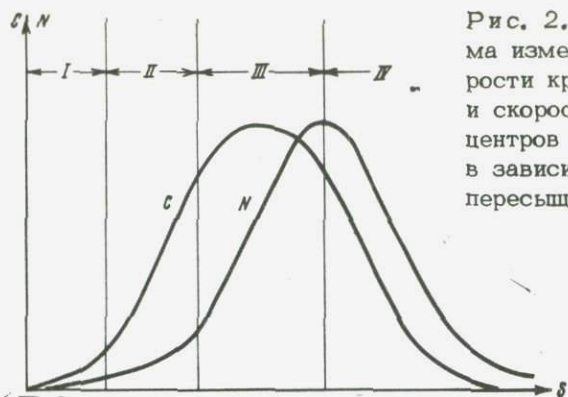


Рис. 2. Принципиальная схема изменений линейной скорости кристаллизации (C) и скорости возникновения центров кристаллизации (N) в зависимости от степени пересыщения растворов (S)

Этот вывод находится в полном соответствии с существующим представлением об увеличении содержания изоморфных примесей в минералах с повышением степени пересыщения растворов, из которых они отлагаются (Шербина, 1968). При слабом пересыщении кристаллизация идет медленно и процессы диффузии практически полностью обеспечивают растущие кристаллы ионами основного элемента. С увеличением степени пересыщения процессы диффузии уже отстают от процесса кристаллизации и в окружении растущих кристаллов создается недостаток ионов основного элемента, который компенсируется за счет находящихся поблизости кристаллохимически сходных ионов других элементов. Для золота таким элементом в первую очередь является серебро, которое способно неограниченно смешиваться с ним и всегда присутствует в рудоносных растворах вместе с золотом. Другим благоприятным моментом для вхождения серебра в растущие кристаллы золота является то обстоятельство, что насыщение растворов серебром, в силу его большей растворимости по сравнению с золотом, наступает несколько позднее, и в период кристаллизации золота оно еще в избытке находится в растворе. Судя по тому, что самостоятельные минералы серебра встречаются только в месторождениях с пробой золота порядка 700–750 и ниже, можно полагать, что насыщение рудоносных растворов в отношении серебра достигается лишь на участке IV (см. рис. 2).

В правомерности этого вывода мы можем убедиться также путем сопоставления пробыности и крупности золота из месторождений, сформировавшихся в различных термодинамических условиях. Рассмотрим две крайние группы месторождений: близповерхностные и глубинные. Как известно, эти месторождения резко различаются между собой многими особенностями (минеральный состав, последовательность выделения минералов и их габитус, вертикальный размах оруденения, среднее содержание золота и т.д.), которые в совокупности позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что в месторождениях, сформировавшихся на больших глубинах, рудоотложение происходило из слабо пересыщенных, а в близповерх-

ностных условиях — из сильно пересыщенных растворов. Следовательно, в месторождениях больших глубин должно преобладать мелкое, но высокопробное золото, а в месторождениях малых глубин — мелкое, но низкопробное. Анализ фактического материала по многим золоторудным месторождениям мира (по литературным данным) в первом приближении хорошо согласуется с этими следствиями. О близкоповерхностных месторождениях мы уже говорили. Можно добавить лишь, что и в других золотоносных районах мира для этих месторождений то же характерно мелкое и низкопробное золото. В качестве примеров можно назвать такие всемирно известные месторождения, как Комсток, Топопа и Голдфилд в Северной Америке, Эль-Оро в Мексике, Нагиаг в Венгрии, Руда в Румынии, Конома и Куикино в Японии, Хаураки в Новой Зеландии (Обручев, 1934; Берг, 1936; Щербина, 1956; Шнейдерхен, 1958; Уайт, 1958; Emmons, 1937). Примерами месторождений повышенной глубинности в нашей стране являются рудник Коммунар в Кузнецком Алатау и рудник Советский в Енисейском крае. Из крупных зарубежных месторождений можно назвать Колар в Индии, Боттлфилдс в Южной Родезии, Морро-Велло и Рапосос в Бразилии, районы Паркюпайн и Кирклэнд-Лэйк в Канаде (Линдгрэн, 1932; Обручев, 1934; Берг, 1933; Шнейдерхен, 1958; Парк, Мак-Дормид, 1966; Рожков, 1966; Emmons, 1937; Eales, 1961). Проба золота во всех этих месторождениях не ниже 900, крупность разная (в зависимости от пробности), но в целом преобладает мелкое. Так, в месторождениях Коммунарского рудного поля, где проба золота в среднем около 950 (Звягинцев, 1941), основная масса его представлена частицами размером в сотые и десятые доли миллиметра (Коробейников, Кузьмин, 1964), которые в сумме составляют от 85% (месторождения Калиостровское и Масловское) до 96–98% (месторождения Подлунный голец и Северная зона). Судя по качественной характеристике, имеющейся в работе В. Линдгрена (1932), аналогичное, а может быть и еще более мелкое золото характерно и для канадских месторождений. "Хотя золото и находится в свободном состоянии, оно настолько мелко, что не поддается ни амальгамации, ни промывке в лотке" (стр. 187). Проба золота, по-видимому, высокая. "Примесь серебра в золоте очень незначительная" (стр. 184). Мелкое золото характерно и для месторождения Морро-Велло. "Золото довольно равномерно распределено по всему телу. . . Оно очень тонкозернистое, редко бывает видимым" (Парк, Мак-Дормид, 1966, стр. 323). В месторождении Советском, где проба золота в среднем 920–930, оно заметно крупнее, чем в выше названных месторождениях. По данным Н.В. Петровской, здесь преобладают частицы размером от десятых долей миллиметра до 1–2 мм. При обработке встречались самородки весом до 200 г.

Для месторождений средних глубин в целом характерен большой диапазон колебаний как пробности, так крупности золота, но абсолютное большинство их концентрируется в интервале пробности

750–950. Примеры этих месторождений весьма многочисленны как в Советском Союзе, так и за рубежом. Большинство россыпей во всех золотоносных районах мира связано именно с этой группой месторождений, так как они отличаются резко повышенной крупностью золота. Практически все самородки также найдены в этих месторождениях.

Таким образом, все вышеизложенные данные дают основания предполагать, что пробность, крупность выделений и микрозернистость самородного золота могут служить критериями оценки степени пересыщения рудоносных растворов при формировании золоторудных месторождений золото–сульфидно–кварцевого ряда формаций. Поскольку степень пересыщения растворов зависит главным образом от скорости их охлаждения, то все эти параметры одновременно являются и показателями скорости охлаждения растворов.

Пересыщение растворов, безусловно, не единственный фактор, влияющий на пробность и крупность выделений золота. Вполне вероятно, что и такие факторы, как pH и Eh растворов, давление, состав вмещающих пород и т.д., прямо или косвенно, играют какую-то роль. При этом одни факторы могут влиять на пробность и не оказывать никакого влияния на крупность, другие – наоборот. Возможно, именно этим в основном и объясняется широкий диапазон колебаний средней крупности золота в месторождениях с одинаковой средней пробностью (см. рис. 1). Например, размеры трещин и пустот в жильной массе вряд ли оказывают какое-либо воздействие на пробность кристаллизующихся в них выделений золота, в то же время крупность золотин, в частности размер самородков, несомненно, тесно связана с этим фактором.

В заключение считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что связь между пробностью и крупностью золота является не функциональной, а статистической и как для всякой статистической закономерности отдельные отклонения от нее не только не исключаются, а, наоборот, являются вполне закономерными. Как видно из рис. 1, из числа представленных на нем месторождений пять из них являются явно "аномальными". Характерно, что коренными источниками этих россыпей являются рудопроявления дайкового типа (по классификации Н.А. Шило, 1960)¹. По нашему мнению, "аномальные" месторождения (рудные) представляют особый интерес для детального изучения, так как их образование, вероятно, связано с какими-то специфическими условиями, где одни факторы были резко подавлены, а другие, наоборот, проявились во всей своей полноте. Выяснение специфики подобных месторождений, несомненно, будет способствовать более глубокому пониманию и самой закономерности. Само собой разумеется, что, говоря об исключениях, прежде всего необходимо быть твердо уверенным в исключительности фактического материала. При анализе гранулометрического состава золота по

¹ Месторождения малосульфидной золото–кварцевой сингранитоидной формации (Прим. ред.).

россыпным месторождениям (особенно при сопоставлении одного района с другим) необходимо учитывать и геоморфологические условия, т.е. учитывать возможный вынос мелкого золота. Кроме того, необходимо иметь в виду и возможное изменение пробы россыпного золота за счет гипергенных процессов.

Литература

- Апельцин Ф.Р., Савельев А.К. Особенности геологического строения Эргеляхского редкометалло-золоторудного месторождения. - Сов.геол., 1960, № 9.
- Берг Г. Геохимия рудных месторождений полезных ископаемых. М.-Л., 1933.
- Берман Ю.С., Тренина Т.И. Золото в золоторудных рудопроявлениях Чукотки и связанных с ними россыпей. - Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Билибин Ю.А. Избранные труды, т. IV. М., 1963.
- Буряк В.А. Генетические типы и закономерности золотого оруденения Ленского района. - В сб. "Вопросы геол. и золотоносн. Ленского района". Иркутск, 1969.
- Вельдяков Ф.Ф., Рябов А.В. и др. Новый тип эпитермального золото-серебрянного месторождения. - В кн. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан, 1967.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения, т. II. М., 1955.
- Воларович Г.П. Золотое оруденение мезозойских вулканогенных поясов Востока СССР. - В кн. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан, 1967.
- Золарович Г.П., Николаев С.С. Характеристика золота россыпей Ниманского золотоносного района (Дальний Восток). - Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 72.
- Гавриков С.И., Данилогорский Е.П. Эбир-Хаинский интрузив и особенности связанного с ним оруденения. - Геол. рудн. местор., 1961, № 7
- Горбачев М.Ф. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Ленского горного округа. СПб., 1905, т. 1.
- Звягинцев О.Е. Геохимия золота. М., 1941.
- Казакевич Ю.П. Месторождение россыпного золота р. Маракан. - В сб. "Материалы по геол. цветных, редких и благородных металлов", 1958, вып. 2.
- Казаринов А.И., Фомин П.С., Жданко И.А. О некоторых особенностях золотого оруденения, связанного с молодыми вулканогенными формациями, в Нижне-Амурском районе. - В кн. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан, 1967.
- Калугин И.С. Погребенные россыпи золота Балецкого района в Восточном Забайкалье. - В кн. "Проблемы геологии россыпей". Магадан, 1970.
- Коробейников А.Ф., Кузьмин А.М. Морфология золотин из района Коммунарковского рудника. - Изв. Томск. Политехн. ин-та, 1964, т. 127, вып. 1.
- Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. М., 1932.
- Моисеенко А.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Некрасова А.Н. Особенности минерального состава руд Карамкенского золото-серебрянного месторождения. - Геол. рудн. местор., 1972, № 3.

- Николаева Л.А. Некоторые морфологические особенности золота различных генетических типов в Ленском золотоносном районе. — Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Новиков В.М. Особенности морфологии и внутреннего строения золота из близповерхностных месторождений, связанных с вулканогенными формациями (на примере месторождений Приамурья). — Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. М.—Л., Гореонефтеиздат, 1934.
- Обручев В.А. Избранные труды, т. III. М., 1961.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М., "Мир", 1966.
- Петровская Н.В. Золотоносные минеральные ассоциации и формации золотых руд СССР. В кн. "Генетические проблемы руд". М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Петровская Н.В., Бернштейн П.С. Геологическое строение, минералогия и особенности генезисов золоторудных месторождений Балейского рудного поля. — Труды ЦНИГРИ, 1961, ч. 2, вып. 45.
- Пляшкевич Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. — В кн. "Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока". Магадан, 1967.
- Рожков И.С. Золоторудное месторождение Колар (Южная Индия, штат Майсур). — Геол. рудн. местор., 1966, т. VIII, № 6.
- Рожков И.С., Соловьев В.И. Некоторые особенности геологического строения, условия локализации золотого оруденения в Нежданнинском рудном поле. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 68.
- Самусиков В.П. О крупности золота в россыях Верхне-Индибирского района. — В кн. "Геология россыпей золота". М., 1966.
- Самусиков В.П. Взаимосвязь пробыности и крупности золота в месторождениях Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3.
- Самусиков В.П., Цабул Л.Н. Химический и гранулометрический состав золота россыпей Аллах-Юньского района. — В сб. "Россыпи золота и их связь с коренными месторождениями в Якутии". Якутск, 1972.
- Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., "Наука", 1966.
- Смирнов В.И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М., 1957.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения. — В сб. "Пробл. рудн. местор." М., 1958.
- Уманский Я.С., Финкельштейн Б.Н. и др. Физическое металловедение. М., 1955.
- Шило Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. Магадан, 1960.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- Щербина В.В. О геохимическом значении количественного отношения золота к серебру. — Геохимия, № 3, 1956.
- Щербина В.В. Влияние степени пересыщения сульфидных растворов на характер эндогенного рудообразования. — В кн. "Эндоген. рудн. местор." М., "Наука", 1968.
- Югай Т.А. Россыпи золота в районе эпитермального месторождения Белая гора. — В кн. "Пробл. геол. россыпей". Магадан, 1970.
- Eales H.V. Fineness of gold in some Southern Rhodesian mines. — Bull. Institution of Mining and Metallurgy, 1961, N 660.
- Emmons W.V. Gold Deposits of the World. N. Y. 1937.

НАХОДКА АНТРАКСОЛИТА В РУДНЫХ ЖИЛАХ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Вдоль сводовой части Верхоянского мегантиклинория от побережья моря Лаптевых до среднего течения р. Томпо простирается золоторудный пояс (Ивенсен и др., 1974), металлогенический профиль которого определяется развитием многочисленных кварцевых и карбонат-кварцевых жил малосульфидной золото-кварцевой формации. При изучении минерального состава золоторудных образований, распространенных в среднем течении р. Дянышки впервые в этих жилах обнаружен твердый битум.

Битум наблюдается в карбонат-кварцевых жилах и прожилках, локализованных в зонах дробления. Распределен он в жильной массе крайне неравномерно, причем преимущественно в виде тонких прожилковидных выделений, небольших гнезд ($10-15 \text{ см}^2$) и мелких вкрапленников (рис. 1). Макроскопически битум представляет собой твердую массу черного цвета с раковистым изломом и сильным блеском. Форма выделений обычно неправильная, иногда выделения имеют прямоугольные очертания. Микроскопическое исследование твердого битума в аншлифах и шлифах показывает, что крупные его выделения размерами до $1-3 \text{ мм}$ имеют изометричную или близкую к изометричной форму и прямолинейные очертания; мелкие выделения преимущественно неправильные с неровными краями. Битум хорошо полируется и в отраженном свете проявляет сильную анизотропность. Внутренних включений в битуме не наблюдается ни в шлифах, ни в аншлифах, хотя минерал и проявляет тесную ассоциацию с мелкозернистым кварцем, серицитом, карбонатом и апатитом. Зернистость жильного кварца по мере удаления от выделений битума возрастает в $6-8$ раз.

Для определения элементарного состава битума использован метод, разработанный коллективом геологов ВНИГРИ и ВНИГНИ (Руководство..., 1966). Зольность битума равна $4,37\%$, содержание углерода — $91,84\%$, водорода — $2,04\%$. Удельный вес битума, определенный пикнометрическим методом, около $2,3 \text{ г/см}^3$. На инфракрасном спектрометре UR-10 получен спектр твердого битума. ИК-спектр носит характер сплошного фона поглощения с очень слабой полосой при 1600 см^{-1} , обусловленной наличием ароматических колец (рис. 2). Согласно исследованиям Е.М. Файзуллиной (1968), подобные спектры типичны для антраксолитов высшей стадии метаморфизма. На это же указывает отсутствие каких-либо признаков люминесценции изученного битума.

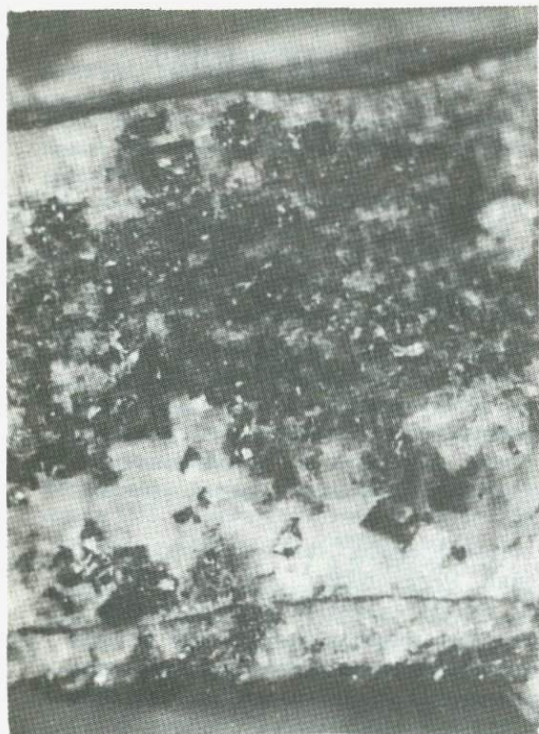


Рис. 1. Антраколит (черное с сильным блеском) в кварце

Увел. 2,5

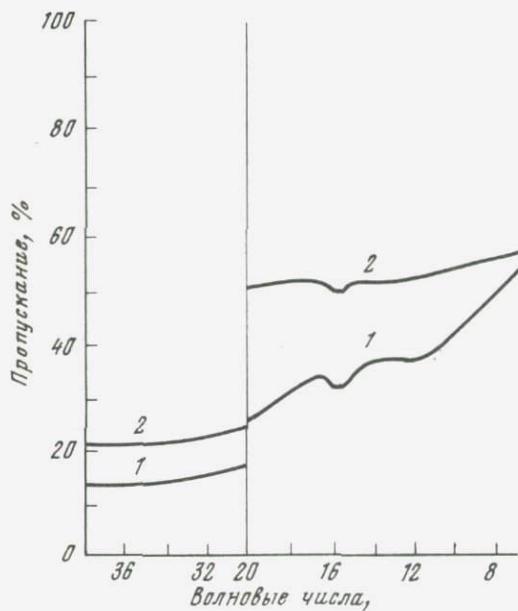


Рис. 2. Спектр поглощения антраколитов

1 - исследованный образец; 2 - по данным Е.М. Файзуллиной

Методом гомогенизации на высокотемпературном столике конструкции Ю.А. Долгова и Л.Ш. Базарова произведено определение температуры образования жильного кварца, находящегося в тесном сростании с битумом. Температура равна 180°C, что не соответствует вышеназванной степени метаморфизма твердого битума и не находит пока удовлетворительного объяснения. По этим данным, в частности, можно предположить гидротермальное происхождение исследованного вещества, выделившегося из термального раствора в конечную стадию рудного процесса.

Приведенные данные позволяют отнести исследованное органическое вещество к антраксолитам (Успенский и др., 1964). Ранее этот минерал уже наблюдался в гидротермальных и магматических объектах в СССР и других странах, но на территории Восточной Якутии антраксолит встречен впервые. Вместе с тем наши исследования показывают, что битумы в рудных жилах Верхоянья не являются редкостью. Однако они обычно ошибочно принимаются за углистый или глинистый материал осадочных пород, за черный сфалерит и т.п.

Авторы надеются, что данное сообщение приведет к более тщательному изучению углеродных минералов Восточной Якутии.

Литература

- Ивеенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л., "Недра", 1966.
- Успенский В.А., Радченко О.А. и др. Основы генетической классификации битумов. Л., "Недра", 1964.
- Файзулина Е.М. Исследование твердых битумов методом инфракрасной спектроскопии. — Химия твердого топлива, 1968, № 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Ю.П. Ивенсен, В.И. Левин. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации	5
В.А. Амузинский. Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория	121
Л.Н. Индóлев. Золото-антимонитовая рудная формация	154
А.Т. Хитрунов, Г.Г. Кухтинский, М.Л. Мельцер. Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклинория и связь с ними золоторудных месторождений	179
В.А. Трунилина. Распределение золота в гранитоидах и связь с ними золотого оруденения бассейна р. Чаркы	216
В.А. Трунилина, А.В. Коробицын, А.И. Сергеенко. Распределение золота в изверженных и осадочных породах хр. Кулар	236
А.В. Коробицын. Особенности распределения кларковых соединений золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса	260
В.Ю. Ивенсен. Вулканогенно-осадочный генезис раннетриасовых отложений верхоянского комплекса и влияние пирокластического материала на распределение кларковых соединений золота	294
В.П. Самусиков. Минералогические особенности самородного золота как критерии физико-химических условий рудоотложения	309
В.А. Амузинский, И.Н. Зуева, П.Д. Зыкова, Д.С. Попов. Находка антраксолита в рудных жилах Западного Верхоянья	329

Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации.
Ивенсен Ю.П., Левин В.И. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Рассмотрены критически основные типы классификаций рудных месторождений и формаций, намечены основные предпосылки для создания новой формационной классификации золоторудных формаций, основанной на логической структуре классификаций перечисления с объяснением с включением в нее минералогических и геологических признаков. Предложенная классификация позволяет наметить в конкретных геологических регионах наиболее перспективные формации для выявления крупных золоторудных месторождений.

Табл. 11, библи. 383 назв.

УДК 553.078 (571.56)

Малосульфидная золото-кварцевая формация Верхоянского мегантиклинория.
Амузинский В.А. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

На территории региона золоторудные образования малосульфидной формации подчинены структурам глубинного заложения и проявляют пространственную связь с интрузивными диабазами сводовой части мегантиклинория. В пределах золоторудной зоны выделены Орулганская, Куранахская и Баранская металлогенические подзоны, а также двенадцать рудных зон. Распределение некоторых элементов в ведущих рудных минералах (пирит, сфалерит и галенит) свидетельствует в пользу глубинного источника гидротерм. Наибольшее возражение встречает гипотеза связи жил с метаморфогенными процессами, наименьшее — гипотеза парагенетической связи с интрузивными базальтоидами.

Табл. 2, илл. 8, библи. 86 назв.

УДК 553.411'497.2 (571.56)

Золото-антимонитовая рудная формация. Индолев Л.Н. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Рассматриваются закономерности размещения золото-сурьмяных месторождений, их возраст, последовательность образования минеральных ассоциаций и место в них самородного золота. Показано, что золото-сурьмяные месторождения Верхояно-Кольмской металлогенической провинции являются результатом пространственного совмещения минерализации золото-кварцевой малосульфидной формации, по-видимому, позднеюрского возраста и минерализации антимонитовой формации, вероятно, послемелового возраста, которая обогащается золотом за счет его растворения из ранних минеральных ассоциаций и переотложения в парагенезисе с антимонитом. Подчеркивается ведущая роль глубинных разломов в локализации оруденения.

Илл. 3, библи. 21 назв.

УДК 552.30+553.41 (571.56)

Геохимические особенности гранитоидов Южно-Верхоянского синклиниория и связь с ними золоторудных месторождений, Хигрунов А.Т., Кухтинский Г.Г., Мельцер М.Л. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

В пределах Южно-Верхоянского синклиниория выделены магматические формации: раннемеловая субвулканических гранодиорит-порфиров, постранимеловая, габбро-диоритовая, диорит-гранодиоритовая и гранитная. Изучено распределение золота, олова, цинка и свинца в магматических породах, зависимость их концентрации от петрохимических факторов. Среди золоторудных месторождений выделена малосульфидная и умеренносульфидная формации. Устанавливается парагенетический характер связи золоторудных месторождений с магматическими породами.

Табл. 4, илл. 10, библи. 59 назв.

УДК 550.4+551.2:553.2 (571.56)

Распределение золота в гранитоидах и связь с ними золоторудного бассейна р. Чаркы, Трунилина В.А. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Рассмотрены петрографические и петрохимические особенности крупных "батолитических" гранитных массивов и добатолитовых даек и субвулканических тел среднего - основного состава. На основании 180 определений золота в породах методом нейтронной активации установлено, что магматические породы, сопровождающиеся золотым оруденением, а синхронные и петрохимически близкие к ним гранитоиды, не сопровождающиеся золотым оруденением, отличаются низкими количествами золота. Установлено накопление золота в периферических частях интрузивных тел и привнос его из магмы во вмещающие породы вместе с серой и щелочами в ореолах золотоносных массивов. Рассмотрена взаимосвязь содержания золота в гранитоидах с их петрохимическими параметрами.

Табл. 6, илл. 5, библи. 14 назв.

УДК 550.4:551.2+551.3 (571.56)

Распределение золота в изверженных и осадочных породах хр. Кулар, Трунилина В.А., Коробицын А.В., Сергеенко А.И. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Изучен вещественный состав магматических, осадочных пород и кайнозойских осадков и характер распределения в них золота, определенного нейтронно-активационным и спектрохимическим методами. Приводятся количественные данные по перераспределению его при постседиментационных и постмагматических процессах, установлена принципиальная возможность заимствования значительных его количеств как при магмотогенном, так и при метаморфогенном рудообразованиях. Отмечена повышенная концентрация дисперсного золота в продуктах кор глубокого химического выветривания золотосодержащих пород и руд региона.

Табл. 7, илл. 1, библи. 16 назв.

Особенности распределения кларковых содержаний золота в верхнепалеозойских отложениях верхоянского терригенного комплекса, Коробицын А.В. Сб. "Золоторудные формации и геохимия Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

На основании изучения литологии верхнепалеозойских пород и характера распределения в них золота выявлены четыре генетических типа его относительной концентрации, особенности перераспределения при постдиagenетических процессах. Установлены терригенно-петрографические комплексы и осадочные формации с относительно повышенным кларковым содержанием золота, показана принципиальная возможность заимствования его значительных количеств при процессах магматогенного и метаморфогенного рудообразования.

Табл. 7, илл. 1, библи. 65 назв.

Вулканогенно-осадочный генезис раннетриасовых отложений верхоянского комплекса и влияние пирокластического материала на распределение кларковых содержаний золота. Ивенсен В.Ю. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Рассматривается генезис пород и доказывается пирокластический характер их вулканогенного материала. Оценивается его роль в составе разных гранулометрических типов пород. Отмечается, что содержание золота в породах пелитовой и алевроитовой размерности соответствует количеству вулканогенного материала основного состава. В песчаных породах наблюдается некоторое нарушение этой закономерности в связи с добавлением некоторого количества кластогенного золота. В грубозернистых породах среднего триаса превалирует кластогенное золото, что объясняется благоприятными фаціальными условиями и гравитационной дифференциацией осадочного материала.

Табл. 3, библи. 16 назв.

Минералогические особенности самородного золота как критерии физико-химических условий рудоотложения. Самусиков В.П. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

Приводятся результаты сравнительного изучения минералогических особенностей золота месторождений Северо-Востока СССР. Доказывается, что такие свойства золота, как пробыность, крупность выделений и микррозернистость золотин, статистически взаимосвязаны между собой. Анализируются литературные данные по другим золотоносным районам Сибири и Дальнего Востока СССР и делается вывод, что взаимосвязь этих параметров является общей закономерностью золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевого ряда формаций. Рассмотрение возможных причин этой закономерности позволяет сделать вывод, что указанные параметры золота являются в основном функциями степени пересыщения рудоносных растворов при формировании золоторудных месторождений.

Табл. 7, илл. 2, библи. 43 назв.

Находка антраксолита в рудных жилах Западного Верхоянья. Амузинский В.А., Зуева И.Н., Зыкова П.Д., Попов Д.С. Сб. "Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области". Изд-во "Наука", 1975 г.

В карбонат-кварцевых жилах на одном из участков протяженной золоторудной зоны Верхоянского мегантиклинория впервые в Восточной Якутии обнаружен антраксолит. Минерал обладает черным цветом и сильным блеском. Проявляет в отраженном свете сильную анизотропность. Состав антраксолита (в %): углерод - 91,84, водород - 2,04, зольность - 4,37. ИК-спектр соответствует органическим образованиям, метаморфизованным в высшей степени. Предполагается гидротермальное происхождение антраксолита на завершающих стадиях рудного процесса.

Илл. 2, библи. 4 назв.



477

1 p. 98 к.

1443