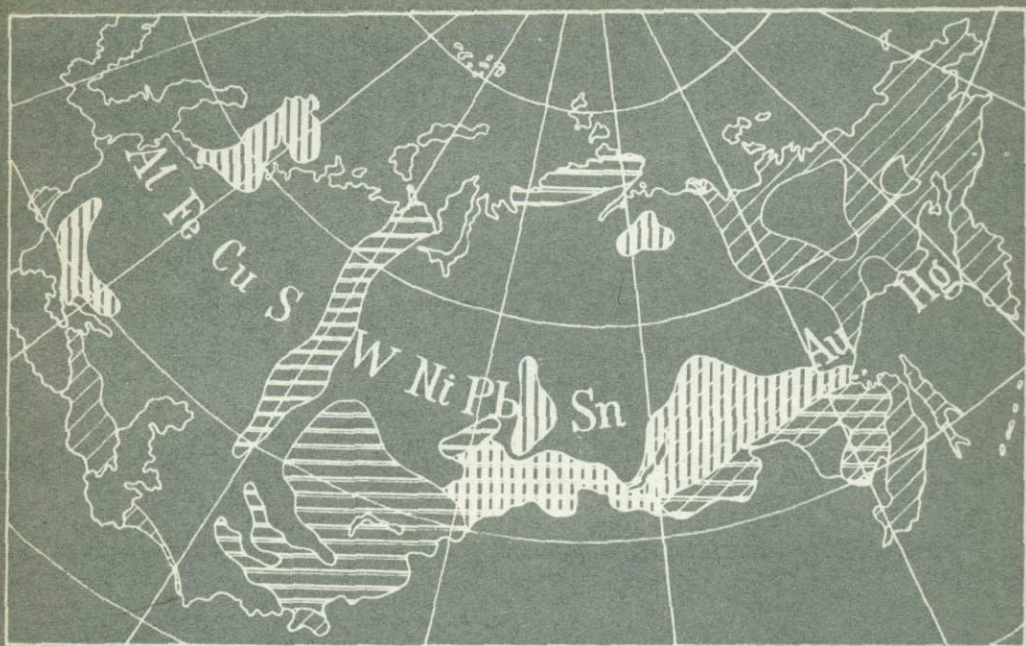


**РЕГИОНАЛЬНЫЕ
И ЛОКАЛЬНЫЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ
ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ
И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



Fe Zn Cu Pb Sn W Mo Ag Au

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

М. М. ВАСИЛЕВСКИЙ, А. В. ДОВБНЯ, Ж. А. НЕКРАСОВА

553.41.

892

РЕГИОНАЛЬНЫЕ
И ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ
ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ
[И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВЫПУСК 3

Материалы к совещанию «Разработка основ научного прогноза
месторождений полезных ископаемых»

ЛЕНИНГРАД

1970



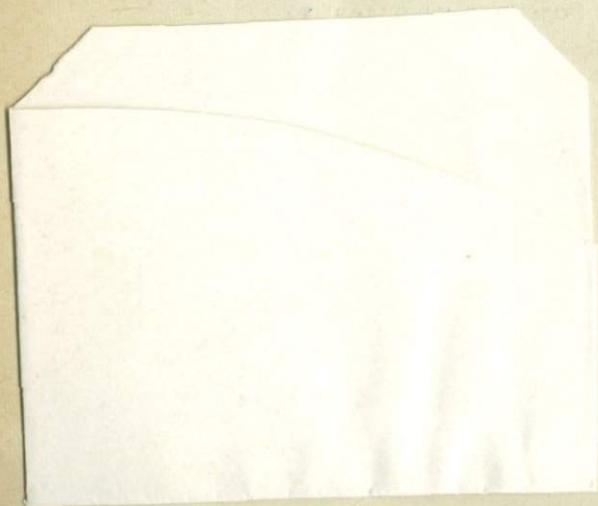
УДК 553.29 : 553.411/.412 + 553.44(47+57)

Региональные и локальные закономерности размещения золото-серебряных и полиметаллических месторождений. Василевский М. М., Довбня А. В., Некрасова Ж. А. Л., 1970, стр. 1—58.

Эпитермальные золото-серебряные и полиметаллические месторождения формируются в пределах внутренних вулканических дуг (интернид) складчатых областей. Определяющим признаком при оценке перспективных локальных площадей является благоприятное сочетание магматических, структурных и литологических рудоконтролирующих факторов.

Илл. 2. Библ. 44 назв.

Научные редакторы
Д. В. Рундквист и А. Д. Щеглов



ВВЕДЕНИЕ

Научный прогноз эндогенных рудных месторождений того или иного типа основывается на учете объективных закономерностей последовательно от мелкого к более крупному (локальному) масштабу, начиная от региональных закономерностей связи этих месторождений с планетарными геоструктурными зонами и кончая связями отдельных месторождений и их рудных тел с простейшими структурными элементами земной коры.

В настоящем выпуске суммированы данные о месте и времени развития золото-серебряных и полиметаллических месторождений в истории геологического развития земной коры и рассмотрены основные закономерности их размещения в пределах вулканогенных поясов.

Золотые, золото-серебряные, серебряные и связанные с ними полиметаллические месторождения широко развиты в вулканогенных поясах как Средиземноморского, так и особенно Тихоокеанского металлогенических поясов. В последнем они сосредоточены главным образом в западных штатах США (месторождения Крип-Крик, Комшток, Гольдфильд, Топопа, Теллурид, Ярбридж, Гольдспрингс, Сан-Жуан, Флэтхид-Майн, Рипаблик, Бонанца и др.), Мексике (Гуанахуата, Пачука, Эль-Оро, Сонора и др.), Южной Америке (Гуанако, Капилитас, Моготе, Рио Бланко, Сиера де Фаматина, Серро Бланко и др.), в Японии (Иосино, Нисикава, Комаки, Микава, Косака, Даира*, Читозе, Сенчоши, Огуши, Копомай, Тайхо, Тои, Касуга и др.), на Курильских островах (СССР) и Камчатке (СССР), в Новой Зеландии (п-ов Хаураки), на о. Новая Гвинея (Моробе), в Индонезии и других регионах.

В советском секторе Тихоокеанского пояса эпитермальные золото-серебряные месторождения известны также в Охотско-Чайном и Восточно-Сихотэ-Алиньском (Приморском) вулканогенных поясах. Единичные месторождения, например Балейское (Восточное Забайкалье), расположены вне вулканогенных поясов, будучи приуроченными к меловым наложенным впадинам или к их бортам. Вблизи впадин или непосредственно в них развиты поля поздне-

* Колчеданно-полиметаллическое месторождение типа «Куромоно», обнаруживающее, по данным японских геологов, переходы к жильным золото-серебряным месторождениям.

юрских и меловых эффузивов, палеовулканические аппараты и субвулканические образования, формирование которых, видимо, связано с развитием Тихоокеанского подвижного пояса.

В Средиземноморском подвижном поясе эпитермальные золото-серебряные и связанные с ними полиметаллические месторождения распространены широко. В пределах Советского Союза они известны в Закарпатье (Береговский и Вышковский районы), на Малом Кавказе (Севано-Амасийская и Аджаро-Триалетская металлогенические зоны). Известны они и в Урало-Тяньшаньском подвижном поясе (Зайлийский Алатау, Кураминский хребет).

I. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На приуроченность золоторудных месторождений к вулканогенным поясам впервые указал П. Н. Кропоткин (1950), отметив специфический андезитовый или несколько более кислый состав этих поясов. Наиболее ярким выражением этой закономерности является, с одной стороны, тесная связь с вулканизмом эпитермальных золото-серебряных месторождений. С другой стороны, теснейшую связь с андезитовым вулканизмом обнаруживают и некоторые полиметаллические месторождения, генетически связанные с золото-серебряными.

В дальнейшем мы рассмотрим поставленную проблему в приложении именно к этим двум тесно взаимосвязанным золоторудным* и полиметаллическим месторождениям областей проявления вулканизма.

Одним из важнейших и первоочередных вопросов проблемы золоторудных и полиметаллических месторождений является установление природы вулканогенных поясов и места указанных месторождений в истории их геологического развития.

Выяснение тектонической природы вулканогенных и интрузивных образований, характера и форм связей рудных месторождений и магматизма позволяют выделить типовые металлогенические зоны с развитием полиметаллической и золото-серебряной минерализации.

Прежде чем перейти к рассмотрению поставленных вопросов, необходимо сделать несколько предварительных замечаний относительно тех особенностей эпитермальных золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений, которые до настоящего времени почти не учитывались исследователями.

Среди рудных образований подвижных поясов земной коры, связанных с проявлениями послемагматической деятельности в связи с вулканизмом, есть два типа месторождений, контрастные как по возрасту, так и по месту в истории геологического развития

* Золото-серебряные месторождения представляют собой лишь частный случай «вулканогенных» золоторудных месторождений.

подвижных поясов. Это, с одной стороны, докембрийские месторождения железистых кварцитов, характерные для начальных этапов тектоно-магматического цикла развития докембрийских геосинклиналей, а с другой — третично-четвертичные комплексные эпитегрмальные рудные месторождения, характерные для конечных этапов развития молодых подвижных поясов. Если в отношении железистых кварцитов у большинства геологов не возникает сомнений в их исключительно докембрийском (возможно, частично нижнепалеозойском) возрасте, то по отношению к эпитегрмальным месторождениям, уже со времени В. Линдгрена, впервые выделившего и описавшего эту группу месторождений, существует представление о том, что подобные по типу месторождения формировались и в древние периоды геологической истории Земли, но затем были уничтожены эрозией. Поэтому из наличия или отсутствия эпитегрмальных месторождений часто выводится степень «размытости» вулканогенных толщ. Следует заметить, что «вследствие уничтоженности древних эпитегрмальных месторождений эрозией» примеры их очень малочисленны вообще, а в отечественной литературе отсутствуют вовсе.

Более того, Ю. А. Билибин указывает, что эпитегрмальные месторождения более древние, чем третичные, и, может быть, частично мезозойские, неизвестны. Сам В. Линдгрэн в качестве относительно достоверных примеров древних эпитегрмальных месторождений приводит лишь «малоценные месторождения в мезозойских мелафирах и кварцевых порфирах в Юсбаш, содержащие халькопирит, галенит и тетраэдрит в жильной породе, состоящей из кальцита, барита и родохрозита» и пирит-галенитовые кварцевые с адуляром и вторичными цеолитами жилы в триасовых излияниях диабаза в Берген Хилл и Нью Джерси (Bergen Hill, New Jersey). Г. Шмитт отмечает, что так называемый «эпитегрмальный» тип месторождений (на примерах около 60 месторождений) не образует переходов к «мезотермальному» типу (для тех же металлов) с глубиной и что мы имеем дело с изолированной от других групп месторождений «третичного» типа.

Специальный анализ материалов по древним складчатым системам позволяет предполагать, что либо эпитегрмальные месторождения в истории древних (каледонских и герцинских) подвижных поясов вообще не формировались и аналогами эпитегрмальных месторождений в однотипных вулканогенных формациях древних подвижных поясов являются мезотермальные месторождения тех же металлов, либо нуждается в пересмотре один из основных критериев отнесения того или иного месторождения к той или иной группе.

Высказанное выше альтернативное положение можно иллюстрировать сравнением примеров месторождений Центральной Камчатки, Центрального Казахстана, Урала и многих других регионов. Здесь с определенностью устанавливаются древние и молодые вулканические островные дуги в полном их развитии, с характер-

ными ассоциациями вулканоплутонических и вулканогенно-осадочных пород, формирующихся в определенных, свойственных островным дугам, палеотектонических и палеогеографических условиях. В зоне каледонской стабилизации (Кокчетавское поднятие, Чингиз-Тарбагатайская геосинклиналь) установлены спилитовые формации стадии раннегеосинклинального прогиба желоба, андезитовые формации стадии появления вулканических островов и, наконец, дацитовые и липаритовые формации вулканических кордильер и порфировая формация наложенного вулканогенного пояса. Установлены, таким образом, вулканогенные формации, однотипные с таковыми для Курило-Камчатской и Японской островных дуг.

Весьма сходны по составу металлов и тектонической позиции и рудные месторождения, связанные с вулканогенными формациями. Последовательному возрастному ряду рудной минерализации Центральной Камчатки — $\text{Cu} + \text{Mo} (\text{Cr}_2 - \text{Pb}) - \text{Pb} + \text{Zn} + \text{Cu} + \text{Au} + \text{Ag} (\text{Pb}_3 - \text{Ni}^1) - \text{Au} + \text{Ag} (\text{Ni}^2) - \text{As} + \text{Sb} + \text{Hg} (\text{Ni}^2, \text{Ni}^3 - \text{Ni}_2)$ — отвечает такой же последовательный ряд рудной минерализации каледонид Центрального Казахстана — $\text{Cu} + \text{Mo} (\text{Cr}_1 - \text{Cr}_2, \text{Boche-kul} \text{ и др.}) - \text{Pb} + \text{Zn} + \text{Cu} + \text{Au} + \text{Ag} (\text{Cr}_3 - \text{Cr}_4)$, месторождения Майкаин, Торткудук, Аксу, Александровская группа — $\text{Au} (\text{O}_3)$, Степнякская группа — $\text{Sb} + \text{Hg}$ (ранневарисское?), Тургайское месторождение. При этом последовательность развития рудных парагенезисов в рудах каледонских месторождений Центрального Казахстана аналогична таковой на молодых альпийских месторождениях Центральной Камчатки. Так, на золото-кварцевых месторождениях Степнякской группы, характеризующихся альбитовыми околорудными парагенезисами, последние стадии минерализации существенно обогащены минералами Sb и Hg ; на комплексных золото-полиметаллических месторождениях Майкаин, Торткудук и Александровском последовательность рудообразования определяется как $\text{Cu} - \text{Pb} + \text{Zn} - \text{Au} + \text{Ag}$ и соответственно размещение этих парагенезисов может интерпретироваться и как обусловленное зональностью и как результат пульсации, что характерно и для молодых месторождений Центральной Камчатки.

Таким образом, в обоих регионах наблюдаются однотипные вулканогенные формации с одинаковой степенью «размытости», обусловившей обнажение на современной дневной поверхности однотипных рудных образований. Прослеживание на глубину эпитепмальных руд $\text{Au} + \text{Ag}$ в Центральной Камчатке показывает, что они закономерно сменяются рудами полиметаллическими, а не более глубинными и высокотемпературными мезотермальными месторождениями Au и Ag . Следовательно, можно утверждать, что по степени «размытости» эпитепмальные руды альпийского рудного пояса Камчатки (и Курил) являются аналогами именно «мезотермальных» руд каледонских золоторудных месторождений Центрального Казахстана, а не каких-то гипотетических ныне размытых древних эпитепмальных месторождений.

Во внутренней зоне Джунгаро-Балхашской геосинклинали, для которой характерны варисский вулканизм и металлогения, вулканогенные формации и рудные месторождения также обнаруживают сходство с миоценовыми вулканогенными формациями и месторождениями Центральной Камчатки. Так, например, зеленоцветные эффузивно-осадочные серии девона и нижнего карбона весьма сходны по тектонической позиции и петрохимическим особенностям с толщей (формацией) «зеленых туфов» Центральной Камчатки. Балхашская (дацито-липаритовая) серия того же региона сравнима с верхами плиоценовой лахаровой формации Центральной Камчатки, характеризующимися проявлением дацитовых и более кислых липаритовых излияний.

Рудные месторождения поздневарисского периода Центрального Казахстана (а по данным ряда исследователей, также Рудного Алтая и Урала), миоценовые рудные месторождения Центральной Камчатки и Курильских островов также аналогичны. Прежде всего это относится к сравнению мезотермальных месторождений Акбастауского типа (комплексного медьсодержащего колчеданно-полиметаллического с баритом, золотом и серебром оруденения) с эпитермальными месторождениями типа «Куромоно» Курильских островов и Камчатки.

Рассмотрение приведенных примеров показывает, что характер послемагматических явлений в связи с однотипными вулканогенными формациями в разновозрастных подвижных поясах земной коры различен. Это различие состоит главным образом в том, что при однотипности и одинаковой степени размывости древних и молодых вулканогенных формаций минеральные парагенезисы гидротермально измененных пород и руд, связанные с древними формациями, отвечают большим глубинам образования, нежели их аналоги в молодых вулканогенных формациях.

Приведенные сопоставления позволяют подчеркнуть следующие основные признаки золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений, которые необходимо учитывать при разработке основ научного прогноза.

О месте эпитермальных золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений в истории геологического развития складчатых областей

Эпитермальные золото-серебряные месторождения мезозойско-кайнозойских складчатых областей, равно как и их более древние мезотермальные и гипотермальные аналоги, формируются на поздних, в понимании Ю. А. Билибина, этапах тектоно-магматического развития этих областей. Они связаны (в общем случае парагенетически) с андезит-дацит-гранодиоритовой формацией орогенного магматизма. В тех случаях, когда орогенный магматизм проявляется в зонах региональных разломов в пределах гетерогенного цоколя, вулканогенные структуры (пояса, поля) могут рассматри-

ваться как импозитивные, в понимании Т. Н. Спижарского, или как зоны активизации, в понимании А. Д. Щеглова (1966 и др.).

С орогенным андезитовым вулканизмом связаны и полиметаллические месторождения рассматриваемого типа. Однако в тех случаях, когда сульфиды Pb, Zn и Cu являются главными рудными минералами, эти месторождения обнаруживают генетическую связь с несколько более древней формацией, хотя очень часто полиметаллический или чисто золото-серебряный характер месторождения связан с глубиной эрозионного среза. Более глубокие горизонты золото-серебряных месторождений нередко сложены полиметаллическими рудами.

Изложенная точка зрения о природе магматизма, золото-серебряной и полиметаллической минерагении разделяется не всеми исследователями, что связано, вероятно, с неразработанностью теории вулканогенных поясов. По мнению В. Т. Матвеевко, М. И. Ициксона, Л. И. Красного, И. М. Сперанской, Л. Н. Пляшкевич и др., все типы поясов (внутриконтинентальные, окраинно-материковые и островных дуг) являются типичными анорогенными образованиями, поскольку они сформировались на полностью складчатых, консолидированных и частично размытых складчатых сооружениях.

Об общности и различиях критериев научного прогноза разновозрастных эпитермальных золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений

Гипо-, мезо- и эпитермальные золото-серебряные и связанные с ними полиметаллические месторождения встречаются в связи с одинаковыми, хотя и разновозрастными магматическими формациями, проявление которых в пространстве контролировалось одними и теми же структурно-тектоническими факторами, и обладают определенной общностью критериев научного прогноза. К их числу относится, в первую очередь, парагенетическая связь месторождений с посттектоническими интрузивами, адекватными рудогенерирующей магматической формации. Этот признак следует подчеркнуть особо, поскольку у многих исследователей наблюдается тенденция противопоставлять мезотермальные месторождения, связанные с интрузивами, эпитермальным, связанным «с вулканами» (их жерлами, трубками взрыва) или такими «субвулканическими» интрузивами, которые представляют собою неизлившийся эквивалент лав, вмещающих месторождение. Следует заметить, что «связь с вулканами» для месторождений, формирующихся вблизи поверхности, должна пониматься как структурная. Исследователи вулканов (Е. К. Мархинин, С. И. Набоко, Г. М. Власов и др.) показали, что лишь на тех вулканах имеются сольфатарные поля, т. е. интенсивно проявилась послемагматическая гидротермальная деятельность, которые прошли в своем развитии стадию кальдерообразования и внедрения по кальдерным разломам более поздних,

чем лавовые излияния и пирокластическая деятельность, интрузивов самой близповерхностной фации глубинности (экструзивов).

Общей для древних и молодых золоторудных месторождений орогенных этапов развития геосинклинальных (складчатых) областей является и приуроченность их к континентальным вулканитам, развивающимся в бортовых частях позднегеосинклинальных прогибов. Однако более древние полиметаллические месторождения нередко оказываются связанными во времени и пространстве с морскими осадочно-вулканогенными породами. Это обусловлено тем, что формирование рассматриваемых рудных концентраций происходило в условиях переходного тектоно-магматического режима, связанного с орогеническими движениями в позднегеосинклинальных прогибах. Продолжающиеся геоантиклинальные поднятия в этих прогибах обуславливают не только их осушение и смену морского режима континентальным, но и петрохимическую эволюцию магматизма и закономерно сопряженную с этим смену рудных формаций.

Признаки общности критериев научного прогноза эпитермальных и мезотермальных (и даже гипотермальных) месторождений рассматриваемого типа можно было бы умножить. Например, для золоторудных и полиметаллических месторождений, связанных с орогенным вулканизмом и интрузивным магматизмом, в целом характерен один и тот же генетический комплекс метасоматических преобразований вмещающих пород — преимущественно пропилитизация и гидротермальная аргиллизация.

Подчеркивая генетическое родство древних мезотермальных и молодых эпитермальных месторождений, необходимо обратить внимание и на целый ряд специфических черт этих месторождений, которые необходимо учитывать при прогнозировании и поисках руд. Рассматриваемые месторождения оказываются связанными (ассоциируют) не с относительно глубинными интрузивами, а с интрузивами субвулканической фации глубинности, иногда совсем близповерхностными. Эта связь с интрузивами становится на эпитермальных месторождениях особенно тесной. Если в мезотермальных месторождениях рудные тела чаще залегают в ореоле некоторых интрузивных массивов и их связь с этими интрузивами устанавливается только при изучении зональности рудной минерализации, то эпитермальные месторождения, как правило, размещаются в самих субвулканических интрузивах. Особенно ярко эта закономерность видна в тех случаях, когда месторождение приурочено к «вулканоструктуре», т. е. к ныне эродированному вулканическому аппарату центрального типа, вулканическая постройка которого прорвана близповерхностной интрузией. Связь месторождений с интрузивами субвулканической фации глубинности настолько тесная, что месторождения наблюдаются в пределах орогенных поясов вулканитов лишь там, где эти интрузивы вскрыты эрозией. Кроме того, следует иметь в виду, что эпитермальные месторождения, в отличие от мезотермальных, не образуют в плане сколько-

нибудь заметных линейно ориентированных зон. Они приурочены к локальным, нередко изолированным участкам наибольшей проницаемости (нередко это «вулканоструктуры»). Это, естественно, не относится к поясовому распространению самих вулканитов.

Специфика эпитермальных золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений проявляется, как уже отмечалось, и в особенностях минерального состава и закономерностях пространственного развития гидротермально измененных пород, вмещающих рудные тела этих месторождений. Основным признаком, по которому различаются окolorудные породы мезотермальных и эпитермальных месторождений и который подчеркнул еще В. Линдгрэн, является своеобразная полярность альбита и адуляра. Альбитизация вмещающих пород наиболее характерна для мезотермальных месторождений, адуляризация — для эпитермальных.

Типы металлогенических зон с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией

Металлогенические зоны, контролирующие размещение в пространстве эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений, могут быть классифицированы следующим образом: 1) орогенические вулканогенные пояса, 2) импозитивные структуры, 3) зоны активизации.

Эпитермальные рудопроявления Au, Pb и Zn встречаются иногда и во внешних складчатых дугах складчатых областей, однако крупных концентраций здесь неизвестно, и в дальнейшем эти зоны рассматриваться не будут.

В пределах орогенических вулканогенных поясов располагается основная масса эпитермальных месторождений Азии, Северной и Южной Америки, Европы. Характеристика металлогенических зон Тихоокеанского и Средиземноморского подвижного поясов приведена ниже.

Что же касается импозитивных (наложенных) вулканогенных структур (пояса, поля), выделенных Т. Н. Спичарским, то их главной особенностью, по сравнению с орогеническими (по Т. Н. Спичарскому, инверсионными) вулканогенными поясами, является наличие под ними гетерогенного геологического основания. Формирование этого цоколя импозитивного вулканогенного пояса не связано исторически с самим поясом. Классическими примерами таких импозитивных структур в пределах СССР считаются Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский (или Приморский) вулканогенные пояса.

Импозитивные вулканогенные структуры изучены в настоящее время крайне недостаточно. Существует мнение (М. М. Василевский) о полном или почти полном тождестве вулканогенных, интрузивных и рудных формаций таких импозитивных структур соот-

ветствующим формациям орогенических поясов. Известные здесь эпитермальные золото-серебряные и связанные с ними полиметаллические месторождения имеют альб-сеноманский и сеноманский возраст и связаны с андезит-дацит-гранодиоритовой формацией позднеорогенного этапа развития этих поясов.

Зоны активизации в приложении к вопросам научного прогноза золото-серебряных месторождений в настоящее время изучены также недостаточно. Достоверно известно лишь одно месторождение этого типа — Балейское в Восточном Забайкалье. Материалов для выделения и типизации металлогенических зон с месторождениями этого типа очень мало.

Ниже рассмотрим особенности проявления эпитермальной золото-серебряной и полиметаллической минерализации в главных орогенических вулканогенных поясах.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Тихоокеанский подвижный пояс исключительно богат проявлениями вулканизма. Можно сказать, что определение «тихоокеанское огненное кольцо», принятое для характеристики современной вулканической активности этой планетарной геоструктуры, в равной мере относится и к плиоценовой, и к миоценовой, и даже к позднемезозойской эпохам.

К числу геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса относятся островные складчатые дуги западной и юго-западной окраин пояса, а также позднемезозойская — кайнозойская геосинклиналь тихоокеанской окраины Северной Америки (Кордильеры) и позднекайнозойская геосинклиналь Анд (Южная Америка). В систему островных дуг, окаймляющих азиатский материк, входят Камчатско-Корякская, Алеутская, Курильская и Японская складчатые дуги, составляющие в сумме Охотско-Ниппонскую геосинклинальную область, а также Марианская, Филиппинская, Индонезийская и другие структуры (рис. 1).

Общей особенностью перечисленных молодых тектогенов является определенная синхронность тектонических и связанных с ними магматических и послемагматических процессов, которые проявлялись в них, начиная с позднего мела и в кайнозое, в несколько фаз, сопоставимых для всего Тихоокеанского подвижного пояса.

Заложение раннегеосинклинальных прогибов (поздний мел — ранний палеоген) происходило почти одновременно и для западного и для восточного секторов Тихоокеанского подвижного пояса. Одновременным и общим для большинства геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса является осушение первичных геосинклинальных прогибов и поднятие на их месте обширных возвышенностей (с проявлением несогласия приблизительно в начале палеогена).

Начало миоцена по всему Тихоокеанскому подвижному поясу характеризуется формированием вторичных интрагеосинклиналей

(орогенных прогибов), в которых проявляется раннеорогенный или субсеквентный магматизм и связанная с ним минерализация (полиметаллическая минерализация). Осушение этих прогибов и формирование орогенических вулканогенных поясов происходило почти во всех регионах на границе нижнего и среднего миоцена*. В конце среднего миоцена, после накопления уже субазральной вулканогенной формации (преимущественно дацитового состава), проявляется интрузивный магматизм, происходит внедрение весьма

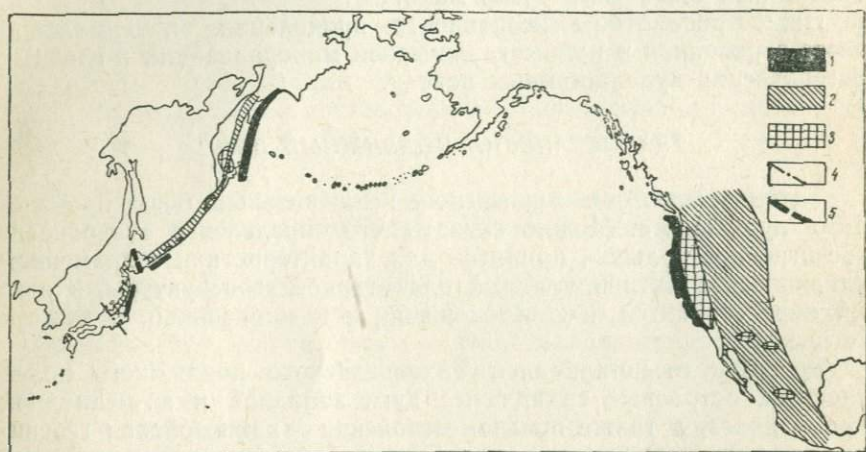


Рис. 1. Схема размещения вулканогенных формаций альпийских складчатых зон Тихоокеанского подвижного пояса, контролирующих размещение эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений. Складчатые дуги: 1 — внешние; 2 — внутренние; 3 — срединные массы (глыбы); 4 — зона поперечного разлома Японии; 5 — внешняя дуга юрской геосинклинали Хидака

характерных для всего Тихоокеанского подвижного пояса интрузивов субвулканической фации глубинности — гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и т. д.

Металлогеническая характеристика среднего миоцена Тихоокеанского подвижного пояса (за небольшими исключениями) удивительно однородна. На эту эпоху приходится формирование почти всех эпитермальных золото-серебряных месторождений. Несогласие на границе миоцена и плиоцена также является общим и одновременным для всего Тихоокеанского подвижного пояса. В плиоцене и в четвертичное время Тихоокеанское кольцо характеризуется интенсивнейшим вулканизмом, свойственным отчасти кордильерам, отчасти современным вулканическим островам.

* Эта закономерность характерна и для Средиземноморского подвижного пояса.

Пространственное размещение вулканогенных комплексов пород в пределах рассматриваемой области определяется в каждый данный этап геологической истории приуроченностью вулканического магматизма к наиболее активизированной в этот этап зоне. Еще Рихтгофен в 1892 г. выделил на Японских и Курильских островах внутренние и внешние зоны, характеризующиеся резкой контрастностью в отношении проявлений вулканизма. Аналогичное продольно-поясовое строение установлено Г. М. Власовым в 1957 г. и для Камчатки, выделившим внутреннюю и внешнюю дуги, существование которых определяет зональность в размещении мезокайнозойских вулканогенных образований.

Мезо-кайнозойская геологическая история Охотско-Ниппонской геосинклинальной области — это история развития системы двойных (внутренней и внешней) складчатых дуг (рис. 1). Внутренние дуги всех названных систем представляют собой области орогенного неогенового вулканизма, тогда как проявления вулканизма во внешних дугах относятся главным образом к позднему мелу — раннему палеогену и соответствуют раннегеосинклинальному периоду развития. Внутренние дуги в течение мезозоя и палеогена подвергались эрозии и лишь в неогене стали областями седиментации и интенсивной вулканической деятельности. Внешние дуги, наоборот, в мелу и палеогене являлись бассейнами осадконакопления, затем были приподняты и в неогене стали сушей.

На различных стадиях геологического развития рассматриваемой области формировались особые ассоциации вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород, отвечающие в совокупности понятию «геологическая формация». Для мезозойско-кайнозойской геологической истории Охотско-Ниппонской геосинклинальной области выделяются формации: вулканогенно-кремнистая, зеленых туфов, вулканогенно-молассовая. Вулканогенно-кремнистая формация характерна для внешних дуг и здесь не рассматривается. Следует отметить только, что для нее характерен вулканизм базальтового состава (спилито-диабазовая формация) и интрузивная деятельность, проявляющаяся в формировании массивов ультраосновных, основных и, на поздних стадиях, средних по составу пород (габбро, диориты, плагиограниты). Формация зеленых туфов, по В. К. Ротману и М. М. Василевскому, представляет собой вулканогенно-осадочную формацию, отвечающую по времени развития периоду формирования вулканических островов. В Центральной Камчатке к ней относятся образования анавайской серии, на Курильских островах ее аналогами являются породы кунаширской и урупской свит, в Японии — породы свиты «мисака». Некоторые особенности этой формации были установлены В. Н. Шиловым при изучении миоценового вулканизма на Сахалине. Характерными породами формации являются туфоконгломераты, вулканомиктовые породы, лавы, туфы. По химическому

составу туфы и лавы относятся к известково-щелочной серии андезит-диоритовой формации. Верхние части разрезов, нередко отделенные от нижних несогласием, имеют более кислый дацитовый или даже плагиолипаритовый состав.

Формация «зеленых туфов» характерна, по В. К. Ротману, для этапа дифференциации первичной геосинклинали на области поднятий и опусканий, вследствие чего возникают цепочки вулканических островов и связанных с ними желобов. Интрузивная деятельность проявляется во внедрении в толщу этих пород интрузивов диоритов, гранодиоритов, гранит-порфиров. Весьма характерно, что на всем протяжении Охотско-Ниппонской геосинклинальной области проявлены две фазы интрузивной деятельности. К первой фазе относятся нижнемиоценовые малые интрузии диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, к поздней (послесреднемиоценовой) — интрузивы гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров субвулканической фации глубинности.

Для вулканогенно-молассовой формации ($N_1^3-N_2$) характерны вулканические брекчии лахарового и пирокластического происхождения, туфы и лавы. Формирование ее происходило в условиях интенсивной денудации субаэральных вулканов.

Послемагматические процессы этапа накопления миоценовой вулканической формации зеленых туфов и формирования орогенического вулканогенного пояса привели к интенсивным гидротермальным изменениям вулканогенных и интрузивных пород и образованию разнообразной рудной минерализации. Среди гидротермально измененных пород наиболее распространены пропилизированные породы. Кроме них встречаются гидротермально аргиллизированные породы и вторичные кварциты, приуроченные к зонам тектонических нарушений или образующие согласные пластовые метасоматические залежи. Рудная минерализация в пределах внутренних дуг Охотско-Ниппонской геосинклинали локализована, как правило, именно в гидротермально измененных породах.

В пропилизированных породах размещаются полиметаллические месторождения и рудопроявления Камчатки (Лазурное, Вилючинское), Курильских островов (Бухта Красных скал на о. Уруп, месторождение мыса Докучаева, Валентиновское, Прибрежное — на о. Кунашир), а также многочисленные, уже упоминавшиеся месторождения типа «Куромоно» в Японии. Среди этих месторождений выделяется две морфологические разновидности: 1) пластовые тела массивных и вкрапленных руд (Валентиновское, Прибрежное и месторождения Японии, 2) кварцевые жилы с сульфидами Pb, Zn, Cu (месторождение мыса Докучаева). Нередко оба морфологических типа представлены на одном месторождении (месторождения Иосино, Камаки и др. в Японии, месторождение мыса Докучаева на о. Кунашир и др.).

Широко распространенной в пропилитах орогенических вулканогенных поясов является группа эпитермальных золото-серебряных месторождений, среди которых выделяется тип «Гингуро».

(Takashima, 1954) и тип обычных эпитермальных кварцевых жил с самородным золотом (электрумом) и адуляром. К типу «Гингуро» относятся месторождения Читозе, Сейгоиш, Огуши, о. Садо (Япония), а также месторождение Золотое (о. Кунашир, СССР).

Обычные эпитермальные месторождения развиты очень широко. В Японии к ним относятся уже упоминавшиеся месторождения о. Хоккайдо (Кономаи, Тайхо), на п-ве Идзу (Тои) и др. Часто эпитермальные золото-серебряные жилы залегают в верхних горизонтах полиметаллических месторождений типа «Куромоно». На Камчатке эпитермальные адуляро-кварцевые жилы с золотом и серебром известны в Срединном Камчатском хребте в верховьях р. Озерновской и в других местах.

Особое место среди руд эпитермальных золото-серебряных месторождений занимают золотосодержащие «кремнистые» породы — окварцованные пропилиты, — аналогичные месторождениям Касуга и Акеси на п-ве Сатсума в Японии (Takashima, Magijama, 1954).

Золото-серебряные месторождения известны и во вторичных кварцитах — месторождения Касуга (Tokunaga, 1955), Сета (Tapejima, 1954) в Японии. На Камчатке (СССР) золото-серебряная минерализация во вторичных кварцитах представлена ассоциацией электрума и киновари в минеральных образованиях, переходных от пропилитов к вторичным кварцитам.

Северная и Центральная Америка

В складчатых сооружениях западного обрамления Северной Америки Ф. Кинг различает эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны. В эвгеосинклинальной зоне Сьерра-Невады в основании разреза (серия Бедрок) развиты эвгеосинклинальные вулканогенные породы палеозойского и мезозойского возраста, ныне деформированные, нарушенные и измененные, и прорывающие их плутонические породы. Мезозойские толщи относятся к формации Калаверас и имеют, по Ф. Кингу, средне-позднеюрский возраст. По более поздним данным, сюда же включены и более молодые — сенонские вулканы.

На выровненной эрозионной поверхности, развившейся на эвгеосинклинальных комплексах в связи с Великой Деформацией (поверхность Пауэлла), отлагается формация Лоудербаки (по Дэвису) — третичные и четвертичные вулканогенные образования, часто переходящие в континентальные осадочные отложения. Более древние (олигоценовые и нижнемиоценовые андезитовые и дацитовые) вулканы в настоящее время в значительной степени эродированы в поднятых хребтах. Они служат вмещающими породами для многочисленных эпитермальных миоценовых месторождений этого региона США (месторождения Комшток, Топопа и мн. др.).

В ряде областей в среднемиоценовое время наблюдалось интенсивное развитие сбросов; породы испытали значительные блоковые перемещения, после чего на их эродированной поверх-

ности накопились «пострудные» позднемиоценовые и плиоценовые отложения, часто носящие лахаровый характер. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и в южных штатах запада США и в пределах Мексиканского нагорья. Здесь также развиты обширные поля миоценовых эффузивов среднего (с отклонениями к основному и кислым) состава, прорванные субвулканическими интрузивами гранодиорит-порфиров и др., в которых размещаются широко известные эпитермальные золотые и серебряные месторождения Мексики.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

В Средиземноморском поясе четко проявляется та же особенность развития геосинклиналей, которая была отмечена для Тихоокеанского подвижного пояса, и состоит в развитии в пределах геосинклинали систем двойных складчатых дуг — «внешней» и «внутренней». «Внешние» дуги характеризуются преимущественным развитием инициального или раннегеосинклинального осадконакопления и магматизма, «внутренние» — накоплением орогенических (субсеквентных) формаций, среди которых наиболее типична андезитовая. Развивая представление о строении двойных дуг, Г. М. Власов (1957) назвал «внешние» дуги «невулканическими», имея в виду, что в ходе развития вулканизма во времени орогенический андезитовый вулканизм смещается в сторону «внутренней» дуги и более поздние стадии развития «внешней» дуги проявляются, главным образом, в накоплении вулканогенно-флишевых отложений вокруг поднятий, возникших на месте раннегеосинклинальных прогибов. Наоборот, «внутренние» дуги характеризуются проявлением именно орогенического андезитового (так называемого «литогенного») вулканизма в широком смысле и, как показывают материалы по Западному и Восточному секторам Тихоокеанского подвижного пояса, будучи пространственно оторваны от раннегеосинклинальных формаций, отделяясь от них, как и в Средиземноморье, срединными массивами кристаллических пород, развиваются в виде наложенных прогибов на более древнем гетерогенном фундаменте.

Анализ размещения вулканогенных формаций Средиземноморского подвижного пояса в пределах Восточно-Средиземноморской и Ирано-Афганской металлогенических областей показывает, что здесь также имеют место двойные «внешние» и «внутренние» складчатые дуги, подобные, если не тождественные, двойным складчатым дугам Тихоокеанского подвижного пояса (рис. 2).

«Внешние» дуги заложившейся в позднем мелу Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали здесь соответствуют южному стволу Тэтиса, т. е. зоне Динарско-Эллинско-Таврско-Загросской, а «внутренние» — андезитовому поясу Суббалканско-Среднегорской, Аджаро-Триалетской, Мисхано-Зангезурской и Эльбурской структурно-формационных зон. Систему «внешней» и «внутренней» дуг

представляют собою и Северные Карпаты. Однако «внешней», т. е. характеризующейся проявлением инициальных вулканогенных формаций и офиолитового магматизма, здесь является северная (осевая) складчатая дуга — область развития карпатского (мелового) флиша. Каким образом соотносятся одновозрастные внешние дуги Северных Карпат и Балкан, в настоящее время неясно. Возможно, они являются продолжением одна другой, смыкаясь к западу от Паннионского (Венгерского) массива.

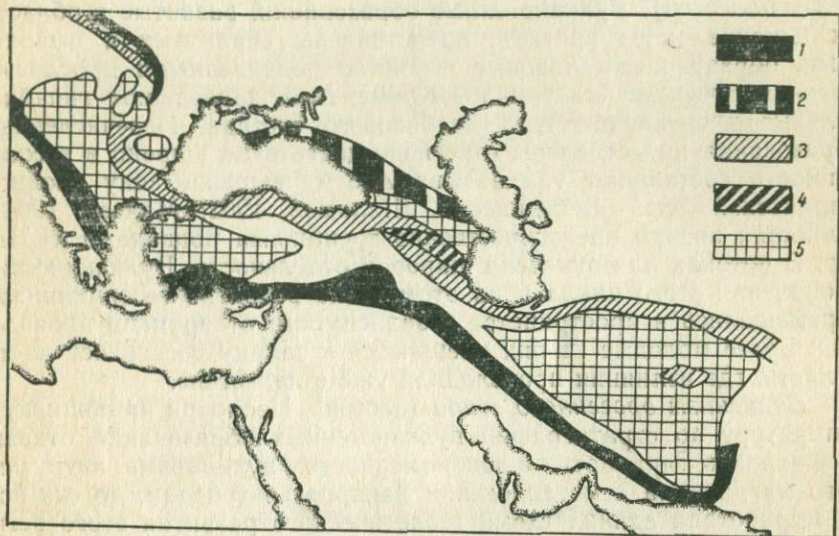


Рис. 2. Схема размещения вулканогенных формаций альпийских складчатых зон Средиземноморского подвижного пояса, контролирующего размещение эпitherмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений.

Складчатые дуги: 1 — внешняя дуга Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали; 2 — внешняя дуга Северных Балкан, Крыма и Кавказа; 3 — внутренняя дуга Балкано-Анатолийско-Иранской геосинклинали и Северных Карпат; 4 — внутренняя дуга геосинклинали Кавказа; 5 — срединные массы (глыбы).

Восточные Карпаты

Карпатский геосинклинали прогиб в пределах Альпийского складчатого пояса заложился в позднем мелу между двумя крупными жесткими элементами земной коры — Русской платформой на востоке и Паннионским (Венгерским) массивом на западе. Собственно геосинклинали (инициальный) этап развития этого прогиба завершился складчатостью в конце палеогена и после перерыва в осадконакоплении и вулканизме в период конца

эоцена — олигоцена (в этот период развиваются пестроцветные континентальные отложения) в начале неогена начался новый уже орогенный цикл развития геосинклинали, сопровождающийся так называемым субсеквентным вулканизмом. Область проявления субсеквентного магматизма представляет собой пограничную дизъюнктивную структуру между жесткой паннонской плитой и Закарпатским прогибом, образовавшимся вследствие начавшихся орогенических движений в осевой флишевой зоне Карпатской геосинклинали.

Вулканизм геосинклинального (инициального) этапа (поздний мел — палеоген). Вулканогенные образования, развитые в области геосинклинального прогиба, представлены спилитами и офиолитами, образующими лавовые потоки с подчиненными прослоями пирокластического материала. Кроме того, характерны гипабиссальные интрузивные тела диабазового состава. Перечисленные образования представлены в регионе достаточно широко и в совокупности составляют так называемую «внешнюю» зону двойной Карпатской дуги (Лебединский, Шалимов, 1962; Малеев, 1964). Излияния носили преимущественно трещинный подводный характер. В потоках лав отмечена шаровая отдельность. Вулканические проявления этого цикла и на этом этапе развития геосинклинали перемещались в пространстве в зависимости от времени проявления. Более молодые из них смещаются к западу до средней части области, где излияния происходили уже в палеогене.

Вулканизм орогенного этапа (неоген). Несмотря на обширную литературу по стратиграфии вулканогенных образований отдельных районов Закарпатья и закономерностям вулканизма, интрузивного магматизма и металлогении Закарпатья в целом, до сих пор не выработана единая схема геологического развития этого региона.

В. С. Соболев, В. П. Костюк и др. (1953) вслед за М. Кутаном (Kuthan, 1948) принимают трехчленное деление вулканогенных образований. К I фазе вулканизма ими относятся плагиолипаритовые туфы (Солотвинские), отложение которых началось уже в олигоцене и происходило в бурдигале, гельвете и тортоне. Кроме того, В. С. Соболев и В. П. Костюк выделяют фазу Ib — береговские липариты, сменяющиеся ниже по разрезу андезитами. II фаза вулканизма, наиболее интенсивная, представлена главным образом андезитовыми продуктами, III фаза — базальтовая. Пространственно продукты I, II и III фаз разобщены. Породы I фазы слагают в пределах советского Закарпатья Береговское холмогорье и Косинско-Запсоньские холмы (Бегань). В румынских Восточных Карпатах, для которых Д. Джошке (1960) в отношении I фазы вулканизма придерживается того же взгляда, породам I фазы соответствуют образования, залегающие в основании Гутинского массива: андезиты Сеинь, риолиты типа «Местекэнош». В Чехословакии и Венгрии (Западные Карпаты) I фаза вулканизма проявлена в Токайских и Прешовских горах (Kuthan, 1948). II и III фазы вул-

канизма проявлены, главным образом, в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде и на ее юго-восточном простирании в горах Калиман-Харгита.

В. С. Соболев и В. П. Костюк дают следующие возрастные границы для выделяемых ими циклов (фаз). I (Iб) фаза датируется как верхний тортон — нижний сармат, II — верхний сармат — паннон и III — плиоцен (главным образом верхний). В Гутинском массиве, согласно Д. Джюшке, возрастной объем II фазы ограничивается только сарматом, а с конца сармата и в плиоцене проявляется вулканизм III фазы. При этом, по мнению Д. Джюшке, II фаза включает такие образования, которые В. С. Соболев и В. П. Костюк относят главным образом к паннону (дациты, кварцевые андезиты, роговообманковые андезиты* и т. д.). Не совпадают и возрастные схемы рудообразования, выведенные В. С. Соболевым и В. П. Костюком для советской части Закарпатья и Д. Джюшке для Гутинского массива. Согласно В. С. Соболеву и В. П. Костюку, наблюдается два разновозрастных типа оруденения — полиметаллическое и золото-серебряное, с одной стороны, и главным образом ртутное — с другой. При этом первый тип оруденения имеет возраст Iб фазы вулканизма (верхний тортон — нижний сармат), а второй — главным образом паннон. Д. Джюшке рассматривает полиметаллическое и золото-серебряное оруденение как допаннонское, однако связывает его со своей II фазой вулканизма (так же и по Кутану), что соответствует III (ртутной) фазе В. С. Соболева и В. П. Костюка, если считать, что, выделив фазу Iб, эти авторы перешли на четырехчленное деление.

Свою схему металлогении неогенового вулканизма Закарпатья предложили Б. Н. Зайцева, И. А. Новодережкин и С. В. Расточинский (1963). Придерживаясь представлений В. С. Соболева и В. П. Костюка относительно последовательности магматических процессов, эти авторы связывают золото-полиметаллическое оруденение с III фазой (паннон), ртутное — с IV (верхний плиоцен). При этом с III фазой вулканизма (накопление пирокластов и лав основного и кислого состава, внедрение гипабиссальных интрузий кварцевых диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и т. д.) связано формирование Берегово-Байя-Марской металлогенической зоны, а с IV фазой (эффузивные и пирокластические породы среднего и основного состава, прорванные куполами дацитов и липаритов, завершающиеся покровами, дайками и штоками андезитов, базальтов и эксплозивных брекчий) — Выгорлат-Гутинской. Эти схемы наиболее близки металлогенической схеме Трансильвании по Гицулеску. Для Трансильвании также характерно четырехчленное деление вулканогенных комплексов, связь Pb—Zn—Cu—Au—Ag оруденения с III фазой (штоки Барца, Сакарарм), по возрасту датируемой как верхний миоцен (паннон), и ртутного оруденения пред-

* Румынские авторы до настоящего времени при описаниях не дифференцируют интрузивы и эффузивы.

положительно с IV фазой — верхний плиоцен. Для этой же фазы характерны и базальты «океанического» типа.

Подводя итог приведенному выше описанию металлогенических зон с золото-серебряными и полиметаллическими месторождениями, в дополнение к ранее сделанным выводам о времени и месте развития минерализации, подчеркнем следующие положения:

1. Проявление оруденения рассматриваемого типа соответствует по времени периоду эпейрогенических антиклинальных или блоковых поднятий позднеорогенного периода тектоно-магматического развития внутренних дуг складчатых (геосинклинальных) областей.

2. Место развития минерализации — внутренние дуги.

3. Определяющим фактором развития как вулканогенных поясов различного порядка, так и сопровождающих их месторождений и рудопроявлений золота является наличие различных по масштабу магмо- и рудовыводящих нарушений. В общем виде намечается три случая размещения локальных золотоносных площадей и месторождений: а) площади (узлы, поля), расположенные непосредственно в самих вулканогенных поясах и приуроченные к локальным тектоническим разрывам; б) размещающиеся как в самих вулканогенных поясах, так и вблизи них (в том числе в фундаменте) около изолированных полей вулканитов и парагенетически связанные с экстрезивными и субвулканическими образованиями и в) находящиеся вне региональных вулканогенных поясов и обнаруживающие пространственную и генетическую связь с локальными экстрезивными и субвулканическими аппаратами.

II. КЛАССИФИКАЦИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологоструктурная классификация золото-серебряных и полиметаллических месторождений

По форме рудных тел и геологической обстановке их нахождения золото-серебряные и связанные с ними полиметаллические месторождения могут быть подразделены на следующие типы:

1. Жилы: а) трещинные жилы (наиболее распространенный и в промышленном отношении важный тип месторождений); б) жилы на контактах штоков малых интрузий и окружающих пород. Очень часто жилные системы состоят из одной главной жилы, от которой (чаще от всякого бока) ответвляются второстепенные жилы.

2. Штокверки и рудные брекчии — месторождения Берегово и Бегань (Закарпатье), Камчатка, Курильские острова (Япония), Баица, Поркуреа, Станья (Baita, Porcurea, Stanija, Румыния) и др. Иногда штокверки с глубиной переходят в отдельные жилы и выклиниваются.

3. Золотоносные метасоматические залежи окварцованных гидротермально измененных пород (Япония).

4. Рудные (сульфидные) метасоматические залежи: а) в глинистых сланцах (Румыния), б) в кристаллических известняках (Румыния), в) в вулканогенных породах (Курильские острова, Япония).

Японские исследователи описывают случаи, когда колчеданно-полиметаллические золото- и серебросодержащие залежи вверх по восстанию рудных тел сменяются жильными и штокверковыми золото-серебряными месторождениями.

По вещественному составу среди руд рассматриваемых месторождений могут быть выделены:

1. Месторождения свободного золота. Нитевидное золото и вкрапленность в жилах исключительно кремнистого характера (кварцевых, халцедоновых и др.), содержащих небольшое количество карбонатов (кальцита, арагонита, доломита, родохрозита, сидерита и др.), сульфатов (барит, гипс), калиевого полевого шпата (адуляр) и цеолитов (десмин, анальцим, ломонтит). Встречается пирит.

2. Сульфидные месторождения со свободным золотом. Содержание сульфидов составляет 8—15%. Среди сульфидов преобладает пирит. Присутствуют скопления сфалерита, галенита, реже халькопирита. Среди прочих минералов отмечаются сульфосоли серебра — тетраэдрит, пираргирит, стефанит, аргентит, прустит, миаргирит, кераргерит, дискразит и др., которые образуют иногда богатые скопления («Гингуро» в Японии; «Каинел» (Câinel) в Румынии; Тонопа и др.). Встречаются также теллуриды — сильванит, нагиагит, алтаит, гессит, тетрадимит и др.

3. Месторождения золотоносных сульфидов. Видимое самородное золото является редким. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом (месторождения Камчатки, Курильских островов, некоторые жилы месторождений Сэкэрымб, Брэдизор и др. в Румынии и др.).

4. Месторождения теллуридов золота. Нагиагит, сильванит, петцит, креннерит, гессит образуют заметные количества и служат основой для эксплуатации (Сэкэрымб, Байя-Ариеш в Румынии, Крипл Крик в США, Зодское в СССР).

5. Золото-селенидный тип (Рипаблик в США).

6. Золото-алунитовый (Гольдфильд в США, некоторые месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса).

7. Золото-аргентитовый (Эль-Оро в Мексике, Комшток, Тонопа в США).

8. Колчеданно-полиметаллический с золотом и серебром (Курильские острова, Япония).

Между многими из выделенных типов месторождений имеются взаимопереходы, обусловленные вертикальной зональностью.

В общем случае в вертикальном разрезе месторождений выделяются три зоны, отличающиеся минеральными парагенезисами, текстурно-структурными особенностями руд, формой нахождения золота, соотношением золота и серебра и другими свойствами. Верхняя зона (100—200 м) — это зона золотоносного кварца, часто с родохрозитом и другими карбонатами, средняя зона (200—400 м) — золото-серебряная, содержащая сульфосоли сербра и серебро- и золотосодержащие сульфиды и, наконец, нижняя зона — зона развития золотоносных сульфидов свинца, цинка и меди.

Характеристика главных типов золото-серебряных и полиметаллических месторождений

Ниже рассматриваются типовые эпитермальные золото-серебряные и полиметаллические месторождения Камчатки, Курильских островов, Японии, Новой Зеландии, Новой Гвинеи, Америки и Закарпатья.

Камчатка

Полиметаллические месторождения Камчатки представляют собой системы кварцевых и кварцево-карбонатных жил, содержащих вкрапленность и гнездовые скопления сульфидов меди, свинца и цинка в пропилитизированных диоритовых порфиритах. Зальбанды кварцевых жил в пропилитах, как правило, сопровождаются серицитизацией пропилитов и весьма характерным покраснением — гематитизацией, вызванной тонким рассеянием гематитовых чешуек. Ширина ореола околожилных изменений пропилитизированных пород, как правило, не превышает 30—40 см. Кварцево-рудные жилы месторождения являются по времени образования более поздними, чем пропилитизация вмещающих их диоритовых порфиритов.

Характерные взаимоотношения руд и пропилитов наблюдаются и на эпитермальном золото-серебряном месторождении в районе перевала Оганчи. Здесь развит штокверк кварцево-адуляровых жил и прожилков в пропилитизированных эффузивах в кровле интрузива кварцевых монзонитов. Адулярово-кварцевые прожилки сопровождаются ореолами серицитизации пропилитизированных пород. Нередко более позднее окварцевание наблюдается в около-трещинных линейных зонах, вдоль которых в дорудную стадию формировались серицито-кварцевые метасоматиты, окруженные по периферии ореолом пропилитизированных пород.

Ю. М. Щепотьев (1968) выделяет в Среднем Камчатском хребте два типа золоторудной минерализации, отличающиеся как вещественным составом, формой отложения, так и местом своего развития: 1) серебро-золото-полиметаллический с обилием простых сульфидов цветных металлов (район Лазурное) и 2) золото-серебряный с незначительным развитием сульфидов и сульфосолей

(Оганчинское месторождение). Оба типа минерализации, несмотря на различие состава и формы проявления, локализируются в пределах одного и того же скрытого Оганчинского разлома, близки по возрасту и представляют собой результат единого процесса рудоотложения, носившего пульсационный характер. Серебро-золото-полиметаллические рудопроявления встречаются, главным образом, в нижнем структурном ярусе, золото-серебряные — в среднем, что подтверждает установленную для Центрально-Камчатской рудной зоны закономерную смену полиметаллических руд золото-серебряными и мышьяково-сурьмяно-ртутными с уменьшением глубины эрозии.

Курильские острова

В пропилитах размещаются также миоценовые полиметаллические и золоторудные рудопроявления Курильских островов. На о. Уруп подобные рудопоявления известны в бухте Красных скал у мыса Кастрикум на Охотском побережье, в центральной части острова на Тихоокеанском побережье и на юге острова у мыса Ван-дер-Линд.

Полиметаллическое рудопоявление бухты Красных скал представлено маломощными (10 см) кварцевыми жилами, содержащими вкрапленность и гнезда сфалерита, халькопирита, галенита и пирита, а также барит и каолинит. В отличие от пропицитизации, не обнаруживающей какой-либо связи с тектоническими нарушениями и равномерно развитой по всей площади, кварцево-сульфидные жилы приурочены к разрывным нарушениям типа сбросов, имеющих северо-западное простирание. По наблюдениям Ю. А. Неверова и О. А. Хведчени, сульфидоносные жилы выполняют полости, открытые в пропицитах в результате сбросовых движений.

Медно-цинковое рудопоявление в центральной части острова на Тихоокеанском побережье представляет собой зону окварцевания и пиритизации в пропицитизированных кварцевых порфирах. В осевых частях зон окварцевания наблюдаются кварцевые жилы, представляющие собой типичные жильные выполнения. Рудные минералы представлены главным образом сфалеритом и халькопиритом, причём халькопирит развит преимущественно в окварцеванной боковой породе, в то время как сфалерит образует крупные (до 1 см) хорошо образованные кристаллы в ассоциации с халькопиритом и в жильном кварце, а также наблюдается в виде прожилков мощностью 1—2 см. Полости трещин крустифицированы крупными (1,5 см в диаметре) кристаллами медово-желтого сфалерита. Южный рудный участок имеет ширину 1—2 км и протяженность около 20—25 км от мыса Ван-дер-Линд к северу. Рудопоявление контролируется южной частью «Охотского» разлома, проходящего вдоль охотского побережья о. Уруп. Район сложен пропицитизированными туфогенными и эффузивными породами миоценового возраста, прорванными малыми интрузиями диоритовых порфиров и дайками лампрофирового, диабазового и реже

кварцево-порфиритового состава. В районе рудопроявления наблюдается два типа руд, отличающихся как по вещественному составу, так и по форме слагаемых ими рудных тел. Первый тип руд — рудные жилы. Они простираются на северо-восток и северо-запад, длина их достигает 100—200 м, мощность колеблется от 10 см до 12 м; преобладают жилы мощностью 1—2 м. Иногда наблюдается разветвление жил на множество прожилков. Рудные минералы, образующие в жилах вкрапленность и отдельные гнезда, представлены халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом и мельниковитом. Преобладают пирит и халькопирит.

Наблюдаются две возрастных разновидности руд: 1) темно-серый кварц и пирит, по-видимому, сходные с продуктами зон «окремнения» в пропилитах, 2) более поздние молочно-белые кварцевые прожилки с халькопиритом.

Особенно четко проявляется более поздняя рудная стадия в мощных (до 12 м) жилах северо-западного простирания. Здесь в молочно-белом кварце заключены остроугольные обломки темно-серого кварца стадии окремнения. При этом в жилах часто наблюдаются линзовидные или щелевидные пустоты, вытянутые параллельно контактам жил иногда на несколько метров. Эти пустоты выполнены щетками кристаллов кварца совместно с хорошо образованными кристаллами пирита, халькопирита и сфалерита. Редко встречается галенит. Кварцево-рудные жилы пересекают как пропилизитизированные, так и околотрещинные каолинизированные (гидрослюдистые?) породы и кварциты.

На о. Кунашир известно четыре рудопроявления: три полиметаллических — Докучаевское, Валентиновское и Прибрежное, и одно золоторудное — Прасоловское. Все они размещаются в пропилизитизированных вулканогенных породах миоценового возраста, при этом некоторые рудные тела Докучаевского рудопроявления и золоторудное Прасоловское рудопроявление залегают в кровле интрузий плагиигранитов, гранодиоритов, диоритов, рвущих миоценовые вулканиты.

Докучаевское полиметаллическое рудопроявление находится в северной части острова на северной оконечности хр. Докучаева на берегу пролива Екатерины. В районе рудопроявления развиты гидротермально измененные туфы, туфогенные песчаники, эффузивы кислого состава, кварцевые порфиры, туфы кварцевых порфиров, дацитовые и андезитовые порфиры. Перечисленные образования прорваны интрузией, сложенной порфировидными гранодиоритами, роговообманковыми и кварцевыми диоритами.

По наблюдениям Ю. К. Гуменного (1962), все сколько-нибудь существенные рудопроявления описываемого района расположены в пределах площади развития кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров и их туфов.

Рудные тела представляют собой кварцевые жилы, содержащие сфалерит, халькопирит и галенит. В качестве жильных минералов присутствуют также барит и карбонат. Рудные жилы при-

урочены к зоне трещиноватости мощностью 12—15 м. В этой зоне наблюдаются отдельные брекчиевидные участки, содержащие в виде обломков гидротермально измененные кварцевые порфиры. Цемент брекчии глинистый.

Рудная жила, мощностью от 3—5 до 10 см, следует вдоль зоны каолинизированной брекчии в ее висячем боку, местами пересекая эту зону и переходя в ее лежачий бок. Юго-восточное продолжение жилы прослеживается в пределах вертикальной тектонической трещины в кварцевых порфиритах. Эти наблюдения свидетельствуют, по Ю. К. Гуменному, о том, что образование рудной жилы произошло позднее образования брекчии в дорудных гидротермально измененных породах. О таком взаимоотношении пропилитизации и оруденения свидетельствуют также и факты пересечения рудными жилами зон околотрещинного дорудного метасоматоза с выходом жил непосредственно в пропилитизированные породы. При этом около жил наблюдается уже собственно околорудное, околужильное осветление пропилитов, вызванное их серицитизацией.

Прасоловское рудопроявление золота расположено на охотском побережье о. Кунашир у мыса Прасолова. Рудные тела, представляющие собой эпитермальные кварцевые жилы и зоны дробления, залегают в кровле обнажающегося здесь интрузивного массива плагиогранитов — кварцевых диоритов. Кварцевые диориты развиты по периферии массива и являются образованиями более ранними сравнительно с плагиогранитами. Для обеих разновидностей интрузивных пород характерен зеленоватый оттенок, обусловленный их пропилитизацией — развитием хлорита, эпидота, альбита, вторичного кварца, карбоната.

Рудные тела Прасоловского рудопроявления делятся на три типа: 1) кварцево-рудные жилы северо-восточного простираения с преобладающей полосчатой структурой; 2) кварцево-рудные жилы северо-западного простираения с массивной текстурой и 3) минерализованные зоны дробления.

Наиболее мощные жилы приурочены к системе крутопадающих, почти вертикальных трещин северо-восточного простираения. Средняя мощность жил — 1 м, в раздувах увеличивается до 4—6 м.

Рудные жилы сложены кварцем молочно-белого, серого и темно-серого цвета. В сером и темно-сером кварце наблюдается очень тонкая вкрапленность сульфидов — пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, аргентита. Участки кварца, обогащенные сульфидами, окрашены в черный цвет и прослеживаются в виде черных лент среди молочно-белого кварца, который является образованием более поздним, чем оруденелый серый кварц. Ленточное строение и причудливые границы поверхностей кварцев различной генерации, тонкозернистое и подчас криптокристаллическое строение кварцевых прослоев в жилах свидетельствует о низкотемпературном характере жил и о значительной роли коллоидных растворов в ходе их формирования.

В настоящее время известно свыше 20 крупных золотоносных зон, приуроченных к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Самыми перспективными являются краевые вулканоструктуры крупных компенсационных прогибов — Ульяновского и Пегтымельского (Шило, Сидоров и др., 1968). Основание Ульяновского прогиба сложено породами архейского фундамента с палеозойским и мезозойским чехлом. Сам прогиб заполнен вулканогенными породами мелового — палеогенового возраста, объединенными в несколько свит. В сенон-дате шло накопление вулканогенных толщ среднего и основного составов (учуликанская и хетанинская свиты), в меньшей мере кислого (амкинская); в позднем мелу — палеогене сформировался урацкий эффузивно-интрузивный комплекс и в палеогене — плато-базальты.

Установлено, что золотоносность Ульяновского прогиба связана с урацким комплексом, для которого характерно широкое развитие субвулканических интрузий, повышенная калиеносность пород и высокая щелочность полевых шпатов. Рудные поля приурочены к краевым частям прогиба и контролируются разломами северо-восточного и субмеридионального направлений. Большинство рудопоявлений пространственно связаны с кислыми породами — субвулканическими телами трахилипаритов (участок Кварцевый у верховьев р. Курикан), субщелочных липаритов и гранит-порфиров (участок Ровный). Морфологические типы рудных тел весьма разнообразны. Наиболее развиты протяженные кварцевые жилы, прожилково-метасоматические залежи, золотоносные зоны дробления, штокверковые образования и др. Главными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, гематит, киноварь, аргентит и золото; из жильных преобладают кварц, адуляр, гидрослюды, карбонаты, каолинит. Рудная минерализация сопровождается иногда большими полями гидротермально измененных пород. Широко развиты окварцевание и гидрослюдизация, сульфидизация, адуляризация, алунитизация и каолинизация.

Интересным представителем золото-серебряной минерализации эпитермального типа в Ульяновском прогибе является участок Кварцевый, изученный А. С. Синдеевым, Р. Б. Умитбаевым и Е. Н. Жупахиным (1968). Участок сложен туфогенно-осадочными и вулканогенными породами позднемелового возраста, прорванными субвулканической интрузией трахилипаритов урацкого комплекса. Рудные тела, представленные серией кварцевых жил, расположены в эндо- и экзоконтакте субвулканического тела трахилипаритов.

Кварцевые жилы, локализованные в андезито-базальтах и трахиандезитах хетанинской свиты, практически не сопровождаются значительными изменениями вмещающих пород. Наоборот, для единичных кварцевых жил, встреченных в трахилипаритах, характерны мощные участки гидротермальных изменений (окварцевание, адуляризация и серицитизация вмещающих пород).

Как обширные поля гидротермально измененных трахилипаритов, так и кварцевые жилы имеют северо-восточное простирание и сопряжены с одними и теми же разрывными нарушениями. Кварцевые жилы богаче золотом и являются типичными эпitherмальными образованиями с плейчатými, каркасно-пластинчатыми, ритмично-полосчатыми текстурами и простым составом. Помимо мелкозернистого и халцедоновидного кварца, наблюдаются мелкие кристаллики горного хрусталя и аметиста, в верхних частях жил — карбоната.

Из рудных минералов в незначительном количестве отмечен пирит, а также аргентит и золото. В шлихах присутствует киноварь.

Золото пылевидное, мелкое с размером от 0,005 до 0,2 мм. Форма чешуйчатая, крючковатая, дендритовидная. Аргентит обычно встречается вместе с золотом. Опробование показало, что наиболее высокие концентрации золота и серебра распределены в интервале 350 м от поверхности.

Пегтымельский компенсационный прогиб расположен на северном фланге Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопряжен с глубинным разломом, отделяющим Аноийскую структурно-формационную зону от кайнозойской складчатой области. Золото-серебряная минерализация, развитая по периферии прогиба, относится А. А. Сидоровым к золото-пираргиритовому типу. Типичными представителями этой минерализации являются рудопроявления сопки Рудной (Сидоров, 1966).

Вулканогенная толща верхнемелового — палеогенового комплекса, сложенного конгломератами, туфами, липаритами и игнибридами, перекрывает в районе рудопоявлений песчано-сланцевые отложения верхнего триаса. Вулканогенные породы прорваны субвулканическими андезито-базальтами. Рудопроявления контролируются Паляваамской группой разломов, сопровождаются обширными полями гидротермально измененных пород и характеризуются значительным разнообразием морфологических типов рудных тел: межпластовые линзовидные жилы, жилы выполнения, метасоматические прожилково-вкрапленные рудные залежи и др. А. А. Сидоровым (1966) отмечается отчетливое телескопирование оруденения сопки Рудной, где в небольшом вертикальном интервале развита арсенипиритовая, золото-пираргиритовая и антимонитовая минерализация. С образованием ранних сульфидов связано окварцевание вмещающих пород и образование арсенипирит-кварцевой жилы. Следующая продуктивная золото-пираргиритовая стадия сопровождается адуляризацией и окварцеванием вмещающих вулканогенных толщ, иногда накладывается на арсенипиритовую и развита выше предыдущей. Кроме золота и сульфосолей серебра, образовалось незначительное количество сульфидов свинца и цинка. Завершающей рудную минерализацию сопки Рудной была антимонитовая стадия, в которую образовались также марказит и в незначительном количестве пирит. Сопровождается она интенсивной аргиллизацией пород.

К золото-аргентитовому типу принадлежат некоторые месторождения и рудопроявления, приуроченные к крупным зонам разломов, ограничивающим или секущим жесткие срединные или остаточные массивы (месторождения Хаканджа в Центрально-Охотской зоне, руч. Валунистого в Амгуемо-Канчаланской зоне и ряд других рудопоявлений в Восточно-Чукотской зоне разломов).

Месторождение Хаканджа изучалось Р. Б. Умитбаевым и В. Г. Корольковым. Рудное поле сложено вулканогенными отложениями мела, перекрывающими флишоидные толщи триаса и перми. В разрезе вулканогенных пород выделяются свиты: 1) амкинская, сложенная андезитами, их туфами и песчаниками; 2) ульбериканская — андезиты и туфы с нижнемеловой флорой. Заканчивают разрез верхнемеловые липариты и липаритовые туфы. Все перечисленные породы прорваны верхнемеловыми субвулканическими интрузиями липаритов и липарито-дацитов. Позже образовались мелкие тела и дайки щелочных гранит-порфиров и граносиенитов. В послерудный этап образовались самые молодые интрузии — палеогеновые субвулканические тела и дайки долеритов.

Месторождение представляет собой прожилково-вкрапленную зону в участке интенсивного дробления и брекчирования субвулканического тела липаритов, внедрившихся вдоль контакта андезитов ульбериканской свиты и липаритовых потоков амкинской свиты. Для андезитов и дацитов характерна низкотемпературная пропилитизация. Еще значительнее изменены кислые породы. Первичные минералы в липаритах, липарито-дацитах замещены агрегатом кварца, серицита, гидрослюда и пирита, каолинита. Отмечаются отдельные прожилки хлорита с гидроокислами железа. В результате интенсивной гидротермальной обработки в центральной части поля измененных пород образовались монокварцевые, кварц-адуляровые и кварц-серицитовые породы с широким развитием прожилкового окварцевания и марганцевой минерализации.

Штокверковое рудное тело сложено кварцем, адуляром, гидрослюдой, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, аргентитом, штернберgitом, золотом, киноварью, браунитом, манганитом, псиломеланом, пиролюзитом, гидроокислами железа. Наиболее распространенными рудными минералами являются окислы и гидроокислы марганца (до 25—30%), которые иногда образуют колломорфные агрегаты с халцедоновидным кварцем. Золото наблюдается в кварце и в ассоциации с галенитом, пиритом и сфалеритом. Сульфиды иногда замещаются аргентитом. Размер зерен золота небольшой — 0,05—2 мм. Проба низкая — 510—540 при отношении золота к серебру $1/10$ — $1/30$.

При изучении температурных особенностей формирования золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР В. И. Гончаров, В. И. Найбородин, А. А. Сидоров отмечают повышенную температуру образования месторождения Хаканджа. ими выделяется кварц нескольких генераций. Кварц I генерации ассоциирует с рудными минералами, аргентитом и электрумом. Кварц

II генерации образует зональные призматические кристаллы. Гомогенизация первичных включений корневой части кристаллов происходит при температурах 412—390° и по направлению к вершине снижается до 335—322°. Кальцит обнаружен также в двух генерациях: I—400—336° и II—240°. Таким образом, температура образования Хаканджинского месторождения — 410—200°, а продуктивной ассоциации — не ниже 410°.

Пепенвеевская группа рудопроявлений с золото-пираргиритовой и золото-полиметаллической минерализациями приурочена к Восточно-Чукотской зоне разломов, связанных с формированием сложных и разновозрастных структур и, в первую очередь, по-видимому, Колочинско-Мечигменского прогиба. На скрещении с поперечной Эргувеевской зоной разломов по вулканогенным породам нижнего и верхнего мела развиты многочисленные поля гидротермально измененных пород, вмещающие большинство рудопроявлений золота и серебра, свинца, цинка и молибдена. Нижнемеловые вулканогенные образования (андезиты и их туфы) лежат на терригенных толщах валанжина и перекрыты верхнемеловыми липаритами и пирокластами, а также палеогеновыми андезито-базальтами, андезитами и их туфами. Вулканогенные толщи прорваны многочисленными мелкими субвулканическими телами кислого состава и дайками палеогеновых андезито-базальтов.

В Эргувеевском рудном поле широко развиты гидротермальные измененные пород. Самое большое поле измененных пород, названное «Гигант», в центральной части сложено серицит-адуляровыми кварцитами с отдельными участками монокварцитов, последовательно сменяющимися к периферии серицитовыми кварцитами, окварцованными и серицитизированными и далее пропицитизированными липаритами. Во вторичных кварцитах локализовано и золото-серебряное оруденение. Ю. С. Берман и В. И. Найбородин выделяют следующие рудные ассоциации (в последовательности образования): 1) пирит-арсенопиритовую, 2) халькопирит-галенит-сфалеритовую, 3) золото-пираргиритовую и 4) гематитовую. Наибольшие содержания золота фиксируются в жилах с золото-пираргиритовой минерализацией. Помимо указанных минералов присутствуют аргентит (акантит), полибазит, штернберgit, самородное серебро и золото. Золото тяготеет к местам развития вкрапленности серебряных минералов. Наличие колломорфных, каркасно-пластинчатых и полосчатых текстур, постепенные переходы к халцедоновидным разностям, минеральный состав свидетельствуют о формировании рудопроявления в близповерхностных условиях при низкой температуре.

Агатовское месторождение золото-сфалерит-галенитового типа расположено в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рудное поле сложено гидротермально пропицитизированными андезитами малтанской свиты верхнего мела, которые рассеяны золотоносными кварц-карбонатными жилами и прожилками с переменным содержанием сульфидов. Жильные минералы пред-

ставлены кварцем и карбонатом (кальцит, доломит, родохрозит, сидерит), рудные — галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, марказитом, сульфосолями серебра, аргентитом. Распределение золота чрезвычайно неравномерное. В жиле Предсездовской найдено гнездо (бананца) с исключительно высоким содержанием золота среди бедных руд.

Изучение газово-жидких включений (В. И. Гончаров, В. И. Найбородин, А. А. Сидоров) показало, что месторождение формировалось в широком диапазоне температур — от 365° до 100° С в несколько стадий. В первую стадию образовался безрудный метаколлоидный кварц в температурном интервале 365—290°, во вторую — золото-полиметаллически-кварцевая ассоциация с тремя максимумами температур: 310°, 250° и 210°. Третья, золото-марказит-карбонатная (доломит, анкерит) стадия завершилась образованием розового ромбоэдрического кальцита при температуре 230—170°. Главными минералами четвертой, сульфидно-карбонатной стадии являются кальцит, родохрозит, сидерит, доломит, пирит-марказит, галенит, сфалерит, блеклая руда, пираргирит, миаргирит, аргентит. По газово-жидким включениям в кальците температура образования этих минералов была в пределах 300—262°. Пятая, барит-халцедоновая стадия протекала при температуре 200—100°. Таким образом, все три продуктивные стадии месторождения сформировались при одинаковой температуре, что соответствует мезотермальному типу согласно классификации Линдгрена.

Закарпатье

Береговское холмогорье. Золото-полиметаллическое месторождение Берегово представляет собой сложный комплекс жильных и неправильных по форме штокверковых и метасоматических рудных тел с массивными или вкрапленными золото-серебряными и золото-полиметаллическими рудами. Рудные минералы представлены главным образом галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, самородным золотом и серебром. Вмещающими породами для рудных тел являются гидротермально измененные плагиолипариты верхнего тортона — сармата. Различаются верхняя и нижняя части месторождения, разделенные прослоем аргиллитов, также подвергшихся гидротермальным изменениям. Месторождение сформировано в четыре стадии минерализации (Лазаренко и др., 1963). В первую стадию образовались кварцево-адуляровые метасоматические тела линзовидной, близкой к изометрической, трубообразной или неправильной формы. Отдельные метасоматические тела достигают в поперечнике десятков метров. Ранее предполагалось, что адуляризация проявлена только в нижней части месторождения, ниже горизонта аргиллитов (Соболев, Фишкин, 1953).

Э. А. Лазаренко установил наличие реликтов адуляризованных пород и выше горизонта аргиллитов. Проявление первой стадии минерализации приурочено к зонам разломов северо-западного, близкого к широтному простирания. Метасоматические тела квар-

цево-адулярового состава образуют в совокупности полосу шириной более 100 м. За пределами кварц-адуляровых тел во вмещающих породах также наблюдается окварцевание и калишпатизация, однако в этом случае наблюдается развитие триклинного адуляра с санидиновой оптикой. С кварц-адуляровыми метасоматитами ассоциирует синхронная им, по мнению Э. А. Лазаренко, рудная минерализация — самородное золото, медь, халькопирит, пирит, галенит, реже сфалерит. Минерализованные участки распределены в теле метасоматита очень неравномерно. Метасоматические изменения распространяются значительно шире, чем рудная минерализация (Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко, 1964). При этом рудная минерализация приурочена исключительно к кварцевым жилкам (часто с ромбиками адуляра) в теле метасоматита. Вне кварцевых жилок в кварц-адуляровом метасоматите наблюдается только пирит. В кварцевых жилках рудные минералы располагаются в призальбандовых частях и в центральных полостях, а также в «адуляровой сыпучке» (агрегат мелкокристаллического адуляра, образующего в сечении характерные ромбики).

Вторая, главная рудная стадия минерализации обусловила образование на месторождении зон золото-сульфидных руд, приуроченных к разломам северо-западного простирания. Рудные тела, сформированные в эту стадию, представляют собой линзовидные, часто кулисообразно расположенные относительно друг друга жилы, окруженные ореолом прожилково-вкрапленных руд. Различается три типа жил:

1) массивные сульфидные зоны, сложенные галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, золотом и серебром; жильные минералы — друзовидный кварц и каолин;

2) жилы симметрично-поясовой текстуры с гребенчатым кварцем в осевой зоне, сменяющимся к зальбандам зоной кварца с вкрапленностью галенита, сфалерита и гнездами каолинита. Призальбандовая часть сложена агрегатом галенита и сфалерита с примесью пирита, халькопирита, золота и серебра;

3) жилы «с существенной примесью глинистого материала». Отмечены переходы от одного типа к другому.

Рудные тела — жилы второй стадии минерализации — размещаются независимо от кварцево-адуляровых метасоматических тел, и вмещающими породами для них могут быть и «фоновые» адуляризованные породы, в которых плагиоклазы адуляризованы «зерно за зерно». Центральная часть рудных жил второй стадии иногда сложена каолинитами с рассеянными в нем «ромбиками» адуляра и кристаллами галенита и сфалерита, а зальбанды оторочены кристалликами адуляра. Состав жильного выполнения, по данным Е. К. Лазаренко и др., остается постоянным независимо, залегают ли жилы в плагиогранитах или (на нижних горизонтах) в диабазах и спилитах.

Третья стадия минерализации приводит к образованию квар-

цевых жилок с небольшим количеством сфалерита, галенита, пирита, редко халькопирита, золота и серебра. Жилки имеют уже северо-восточное простирание. Вмещающие эти жилки липаритовые туфы окварцованы, а обломки кристаллов плагиоклаза замещены калишпатом (Е. К. Лазаренко и др., 1963). Однако это изменение — «фоновое» для месторождения, и вряд ли может быть точно установлена связь между ним и жилками третьей стадии, тем более, что изменения распространяются равномерно, без видимого усиления около минерализованных трещин и на значительном удалении от них.

Четвертая стадия минерализации проявилась главным образом в верхних горизонтах месторождения и выразилась в алунитизации, каолинизации и окварцевании первоначально адуляризованных пород. Отмечены случаи алунитизации и ниже горизонта аргиллитов. С этой стадией минерализации связано ртутное оруденение (киноварь).

Вышковский район характеризуется наличием трех типов оруденения: а) полиметаллического (Вышковское месторождение), б) ртутно-полиметаллического (месторождение Грендеш) и в) ртутного (месторождение Б. Шаян и др.).

Вышковское полиметаллическое месторождение представлено системой рудных жил и зон оруденелых взрывчатых брекчий. Жилы имеют северо-восточное простирание, крутое падение и залегают как в массиве гранодиорит-порфиров, так и во вмещающих глинистых сланцах и туфах.

Мощность зон рудных брекчий колеблется от 1—5 см до 2—3 м. Жилы имеют четкообразную форму, контакты с вмещающими породами резкие. Строение жил полосчатое. Рудная брекчия состоит из обломков гранодиорит-порфиров и глинистых сланцев, сцементированных рудными минералами и кальцитом. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, пирротином, реальгаром, аурипигментом, антимонитом; жильные — кварцем, кальцитом, доломитом, флюоритом.

Месторождение Грендеш представлено минерализованными тектоническими зонами в пределах штока гипабиссальных кварцевых диоритовых порфиров. Оруденение приурочено к главной зоне нарушения и сопряженным с нею трещинам. Мощность зоны 5—50 см. Рудное тело представляет собой брекчию, обломками которой являются раздробленные кварцево-серицитовые (иногда с каолинитами) породы с пиритом. Рудные минералы представлены киноварью, пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Галенит, сфалерит и пирит слагают нередко массивные агрегаты, в которых киноварь развивается вдоль трещин. Подобное же оруденение наблюдается и во вмещающих туфогенных породах. Здесь развиты жилы мощностью до 10 см и достигающие по простиранию 60 м.

Горный округ Икуно. Здесь развиты породы миоценовой осадочно-вулканогенной формации «зеленых туфов», представленные снизу вверх песчанистыми сланцами, песчаниками, липаритовыми туфобрекчиями, окварцованными липаритами и пироксеновыми андезитами. Весь комплекс миоцена покрыт послетретичными базальтами. Пироксеновые андезиты залегают в виде массивных потоков, покрывающих липариты, или в виде даек. Для андезитов характерна интенсивная пропилитизация.

Рудные жилы на руднике Икуно залегают как в окварцованных липаритах, так и в пропилитизированных андезитах и прослеживаются также вниз по падению в подстилающие осадочные породы. Кроме стратифицированных вулканогенных образований, в районе наблюдаются дайки «пропилитов» (Kato, 1928), базальтов и др., которые секут как вмещающие породы, так и сами рудные жилы.

Полуостров Идзу. Этот район, богатый эпитермальными золото-серебряными жилами, согласно С. Косу (S. Kozu), характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

1. Плагиолипариты, их брекчии и туфы.
2. Калиевые липариты, их брекчии и туфы.
3. Пропилиты*, их брекчии и туфы.
4. Липариты.
5. Осадочные породы миоцена (в том числе угленосные).
6. Дациты и их агломераты.
7. Пироксеновые андезиты, их агломераты и туфы.

Наиболее характерным эпитермальным золото-серебряным месторождением п-ва Идзу является месторождение Тои (Kato, 1931). Жилы рудника секут все перечисленные стратифицированные осадочные и вулканогенные образования. Рудные жилы приурочены к трещинам сбросов. Самыми значительными из них являются жилы Нака, Санмуяку, Бирияма, Таксябу. Длина их по простиранию колеблется от 100 до 650 м, мощность от 1 до 20 м.

Вмещающие породы, состоящие главным образом из туфов, туфобрекчий, агломератов и пироксеновых (гиперстен-лабрадоровых) андезитов, широко пропилитизированы. Пропилитовое изменение встречается во всем районе, в котором широко развиты вулканические породы поздне-третичного периода.

Жилы рудника Тои, по Т. Като, были образованы в более позднюю, чем пропилитовая, стадию (стадии) минерализации вдоль трещин, повторно открытых в уже пропилитизированных породах. Таким образом, пропилитизация вулканогенных пород

* Такое понимание пропилитов свойственно и современным японским геологам.

в районе рудника Тои, как и на всем Идзу, предшествовала образованию золото-серебряных жил. Собственно околорудное изменение выражается здесь в силификации пропилитов. Все жилы рудника Тои кварцевые. В некоторых своих частях они имеют брекчьевую структуру, обусловленную присутствием многочисленных обломков пропилитов, в других участках текстура полосчатая. По наблюдениям Т. Като, жилы сформированы в четыре последовательные стадии минерализации: 1) хлорито-баритовую, 2) кварцево-адуляровую, 3) рудную и 4) кварц-кальцит-цеолитовую.

В кварцево-адуляровых жилах наблюдаются призматические удлиненные пустоты, образовавшиеся за счет растворения более ранних кристаллов барита. Нередко такие пустоты достигают длины 10 см при ширине 1—2 см. Они могут быть выполнены кварцем или кварцем и адуляром. Подобные выполнения известны в Японии как «псевдоморфозы кварца по бариту».

В кварцево-адуляровой массе в изобилии содержатся также мелкие кристаллы апатита. Присутствие апатита является характерным и для эпитермальных золото-серебряных жил Камчатки и Курильских островов.

В качестве примера рудных процессов миоценового возраста в вулканогенных толщах можно рассмотреть некоторые месторождения на о. Хоккайдо.

Рудные округа Тойя и Кунитами. Район сложен миоценовыми осадочными и вулканогенными породами — сланцами, липаритовыми туфами, туфогенными глинами, местами содержащими лигниты; выше залегают андезиты, подразделяющиеся по петрографическим особенностям на двупироксеновые, как правило, пропилитизированные и оливинсодержащие двупироксеновые андезиты. Известны также дайки порфиритов и малые интрузии того же состава.

Месторождения Тойя и Кунитами представляют собой месторождения «замещения» с массивными рудами сфалерит-галенит-пирит-халькопиритового состава с баритом в липаритах и туфах.

Все перечисленные выше породы в характерной для Северной Японии последовательности — липариты, андезиты, малые интрузии и дайки порфиритов — сильно изменены действием гидротермальных растворов. Липариты обычно окварцованы, иногда серицитизированы, в то время как андезиты и порфириты обычно пропилитизированы. При этом андезиты сначала подверглись широкой пропилитизации, а впоследствии интенсивному окварцеванию вблизи рудных жил. Характерна также околорудная серицитизация.

При формировании руд типа «Куромоно» предрудная пропилитизация в околотрещинных зонах сопровождается дорудным окремнением и серицитизацией, а также образованием серно-колчеданных залежей или зон пиритовой вкрапленности в зонах окремнения. Эти кремнистые руды, или руды «Кеико», впоследствии, в рудную стадию минерализации, замещаются халькопиритом с образо-

ваннем так называемых «желтых» руд «Око» и затем сульфидами свинца и цинка. В последнем случае образуются «черные» руды «Кууроко».

Большинство месторождений типа «Кууромоно», характерных для формации «зеленых туфов», размещается во внутренней зоне Северо-Западной Японии в префектурах Акита и Ниигата. Из 179 месторождений в этом районе известны 149, остальные расположены на Хоккайдо и в юго-восточной части Хонсю.

Район префектуры Акита сложен нижнемиоценовыми туфами Фуурокура. Это плотные тонкозернистые, трудно отличимые, как пишет К. Киношита, от «пропилитов» темно-зеленые породы, состоящие из хлорита, серицита и альбитизированного плагиоклаза, т. е. типичные пропилитизированные породы формации «зеленых туфов».

Туфы Фуурокура прорываются диоритами. И те и другие перекрываются лавовыми потоками серо-зеленых «апоандезитовых пропилитов», для которых, в свою очередь, характерны гидротермальные изменения — хлоритизация, эпидотизация, уралитизация, серицитизация и каолинизация. Выше залегают туфобрекчии пропилитизированных андезитов, вмещающие главные рудные тела района.

Зеленые туфы интродуцированы плагиолипаритами, являющимися одной из самых характерных разновидностей пород региона.

Для стратифицированных и интрузивных образований района, содержащего месторождения типа «Кууромоно», характерны уже упоминавшаяся пропилитизация, каолинизация (или точнее — аргиллизация) и силицификация.

Пропилитизация состоит в образовании вторичных хлорита, эпидота, уралита, альбита. Магнетит замещается пиритом и лейкоксеном. Полевые шпаты в зонах продвинутого изменения замещаются серицитом и кварцем, а затем и каолинитом.

Аргиллизация полевошпатовых пород — липаритов, андезитов, туфов и др. — проявлена в регионе настолько широко, что метасоматические тела аргиллизированных пород напоминают своеобразный пласт осадочных глин. Глины состоят либо из каолинита и серицита (видимо, гидросерицита), либо из гидрохлорита. В отличие от пропилитизации для аргиллизации характерна четкая приуроченность к ослабленным зонам и горизонтам пород с повышенной пористостью. При этом ближе к околотрещинным зонам располагаются гидросерицитовые глины, а хлоритовые образуют их внешнее окаймление.

Силицификация является результатом окремнения пород (плагиолипаритов) в околотрещинных зонах. Сопровождаясь пиритизацией, она приводит к образованию кремнистых руд, особенно характерных для внешних (и более ранних) ореолов рудных тел.

Основными рудными минералами месторождений «Кууромоно» являются сфалерит, галенит, барит (черные руды), пирит, халькопирит и кварц (желтые и кремнистые руды). Кроме того, для

всех месторождений «Куромоно» характерны золото и серебро, теллуриды золота и серебра, реальгар, аурипигмент, стибнит, тетраэдрит, аргентит, акантит, вюртцит, марказит, сильванит, кренерит, калаверит, тетрадимит, миаргирит, энаргит, киноварь и др. Нерудные минералы представлены кальцитом, арагонитом, ангидритом, флюоритом, гипсом, родохрозитом, родонитом, тридимитом и др.

Размеры рудных месторождений «Куромоно» самые различные. Черные руды («Кууроко») рудника Косака, например, слагают рудные тела — линзы длиной 800 м, шириной (мощностью) 300 м и прослежены по падению на глубину 100 м. Пиритовые залежи рудника Тахара — 100 м по простиранию, 60 м по мощности, 150 м по падению и т. д.

Из 139 месторождений черных руд 74 имеют массивную форму рудных тел, 33 — штокерковую, 15 — нодулярную, 10 — пластовую и 7 — жильную. Одиночные жилы в пропилитах также могут относиться к месторождениям типа «Куромоно» и часто находятся в тесной связи с этими месторождениями.

Месторождения Тайхо (Taiho) провинции Кусиро (Kushiro), о. Хоккайдо. В районе развиты пропилитизированные туфы («зеленые туфы»), песчаники и агломераты миоценового возраста, переслаивающиеся с «пропилитами», базальтами и андезитами. Месторождение представлено золото- и серебросодержащими кварцевыми жилами, залегающими в «пропилитовых потоках» (Saito, Watanabe, 1956).

Тот же комплекс вмещающих пород, по данным М. Сайто (Saito, 1953), характерен и для месторождения Огане (о. Хоккайдо). В пропилитах здесь залегает более 30 рудных жил ленточной, брекчиевидной и друзовой текстуры. Рудные минералы представлены самородным золотом, минералами серебра, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, тетрадимитом; жильные — кварцем, баритом, родохрозитом, псиломеланом. Наоборот, золотоносные кварцевые жилы месторождений Сета, также на о. Хоккайдо, залегают среди каолинизированных и окремненных пород (Тапетуга, 1954).

Месторождение Иман-Мотокура, о. Хоккайдо (Вамба Т., Jgarashi, Kikuchi T, 1958). Эпитермальные жилы трещинного выполнения, несущие полиметаллическое оруденение, также залегают в пропилитах. Пропилиты включают большое количество галек сланцев и известняков домелового возраста.

Кварцевые жилы с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и пиритом контролируются в своем размещении системой трещин в пропилитах. Поскольку пропилитами авторы называют породы стратифицированных покровов андезитового состава, претерпевших автометаморфические изменения, пропилиты, вероятно, имеют региональное развитие.

Для рудных жил характерны бананцы, сложенные ритмично чередующимися рудными минералами. Рудные бананцы разделя-

ются тонкими кварцевыми жилами, содержащими пустоты, выполненные баритом и гипсом. Аналогичным является и еще одно месторождение о. Хоккайдо — Ямагане (Takabatake, 1950). Для него, кроме того, характерны бонанцы родохрозита и родонита.

В отличие от месторождения Иман-Мотокура полиметаллические месторождения п-ва Симане в южной части о. Хонсю залегают в осадочных породах, также входящих в формацию «зеленых туфов». Здесь наблюдаются гипсовые пластовые линзовидные залежи, приуроченные к границе риолитовых туфов и туфобрекчий, и жилоподобные и штокверковые полиметаллические месторождения в черных сланцах. Рудные тела приурочены к определенным горизонтам пород и контролируются трещинными структурами. Массивные, полосчатые, брекчиевидные и другие руды представляют собой агрегат сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита, пирита, барита и кварца.

К трещинным жильным эпитермальным полиметаллическим месторождениям относится и месторождение Даира в префектуре Акита (Ito, 1950; Kato, 1928). Здесь наблюдается около 20 жил, приуроченных к зонам разломов в пропилитизированных породах «зеленых туфов». Рудные минералы в жилах — сфалерит, галенит, пирит и халькопирит. Жильных минералов мало — кальцит, кварц, хлорит, изредка марганцо-кальцит и родохрозит.

Собственно околорудные изменения, по данным С. Ито, представлены слабым окремнением, хлоритизацией и каолинизацией (гидрослюда —?). Т. Като указывал в 1928 г. на наличие в рудах месторождения Даира зональности. Галенитовые серебросодержащие руды с глубиной сменяются медными рудами.

Новая Зеландия

Вулканогенные породы п-ва Хаураки (Коромандел) представлены андезитами, дацитами и их туфами. Возраст пород эоцен-миоценовый. Миоценовые андезиты и дациты перекрыты плиоценовыми риолитами. Гидротермальные изменения характерны для миоценового вулканогенного комплекса.

В прогрессивном изменении от свежего андезита к полностью измененному различаются два типа метасоматитов: 1) хлоритизированные андезиты, или «гринштейны», 2) полностью измененные породы («пропилиты» новозеландских островов — серовато-белые рыхлые породы).

В первом типе пород ферро-магнезиальные минералы (гиперстен, авгит, роговая обманка) псевдоморфно замещены волокнистым хлоритом (главным образом, пеннинном), в то время как плагиоклазы остаются свежими или частично карбонатизируются и серицитизируются.

«Гринштейны», или пропилиты в нашем понимании, развиты регионально, и пород, не подвергавшихся пропилитизации, нет.

Осветление пород происходит в более узких линейных зонах, приуроченных к тектоническим элементам. Хлорит здесь замещен карбонатами и магнетитом, часто с лейкоксеном. В породе очень много пирита — вкрапленного, прожилкового, а также в псевдоморфозах по цветным минералам. Широко развит сидерит. Полевые шпаты подвергаются карбонатизации и серицитизации; при этом контуры плагиоклазов даже в полностью измененной породе сохраняются.

Очень интересной особенностью таких околотрещинных метасоматитов, установленной в 1898 г. еще В. Линдгреном, является развитие по плагиоклазам «валенцианита», или адуляра, с образованием стекловатых слабо поляризирующих псевдоморфоз. Более того, еще одна особенность этих пород состоит в том, что адуляр Вайши (Waihi) содержит много Na_2O и является средним между адуляром и альбитом.

По плагиоклазу в околотрещинных метасоматитах, по Р. Моргану, развиваются также и цеолиты — стильбит и ломонтит. Основная масса представляет собой тонкозернистый агрегат карбонатов, серицита, пирита и вторичного кварца.

Главными рудными минералами эпитермальных жил Хаураки (Haoraki, Gold-Field) являются: самородное золото, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, стибнит, пираргирит, аргентит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, адуляром. Наблюдается вертикальная зональность оруденения в жилах: самородное золото (Au 645) верхних горизонтов с глубиной сменяется первичными сульфидными рудами (Au:Ag=1:6), сначала вкрапленными, а затем и ленточными («Banded ore») — типа японских руд Гингуро (Au:Ag=1:30). В пределах рудного поля выделяются участки: Северный с месторождениями Тэймс (Thames) и Коромандель (Cotomandel), представляющие собой мелкие бонанцы и неправильные рудные скопления, и Южный с месторождениями Вайши (Waihi) и Карангахаке. На северном участке свободное золото сопровождается арсенипиритом и другими сульфидами. Бонанцевые зоны прослеживаются на глубину до 200 м. Наиболее богатые рудные столбы наблюдаются на пересечениях жил. Для месторождений Вайши и Карангахаке характерны более мощные жилы с описанным выше зональным вертикальным строением.

К собственно околорудным изменениям пропилитов вокруг жил относятся маломощные оторочки осветленных серицитизированных и окварцованных (нередко с адуляром) пород. Однако и эти изменения в некоторых случаях являются более ранними, чем жилы. Жила может выходить за пределы зоны осветления таким образом, что в одном из ее экзоконтактов осветление наблюдается, а в другом отсутствует. Для некоторых жил, таких как жила Эмпаир (Empire) на месторождении Вайши, характерно околожильное окремнение.

Эпитермальное золотое оруденение наблюдается здесь в округе Моробе (Fisher, 1939). Основными породами, слагающими этот округ, являются сланцы и филлиты с подчиненными им линзами известняков серии Каинди (Kaindi). Эти породы, возраст которых неизвестен (до Mz), покрыты осадками третичного возраста. Сланцы и филлиты серии Kaindi прорваны третичными интрузиями — «порфирами», среди которых по возрасту различаются: 1) ранние Эдди-порфиры (Edie-porphyr), 2) средние и 3) поздние.

Перед внедрением поздних «порфиров» имела место слабая вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощных (сотни футов) вулканических брекчий «Golden Ridges». «Порфиры» сложены кварцем, полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой (гранит-порфиры).

И «порфиры» и вмещающие их туфобрекчи, а также (и главным образом) окружающие филлиты серии Kaindi подверглись региональному или, как пишет Н. Фишер, «генеральному» дорудному метасоматозу. Филлиты при этом превращаются в хлоритовидные сланцы, «порфиры» — в аноксит-серицит-хлоритовую породу с реликтовым фенокристаллическим кварцем и массовой лейкоксена.

Неизменные филлиты Kaindi состоят главным образом из кварцевых зерен и слюдястых минералов, преимущественно биотита; в подчиненном количестве присутствует плагиоклаз (№ 30).

В результате «генерального» метасоматоза образуются породы, состоящие из хлоритоида, аноксита (оба эти минерала развиваются по биотиту), хлорита и железистого эпидота. Плагиоклаз также полностью разрушен и замещен серицитом.

Первичные филлиты и пропилитизированные филлиты или хлоритовидные сланцы особенно отчетливо различаются по продуктам выветривания, филлиты в ходе этого процесса почти не меняются. Хлоритовидные сланцы превращаются в глинистую породу («mudstone»), причем эта «аргиллизация» проникает на глубину 60 м.

При пропилитизации гранит-порфиров кварц переходит в измененную породу как реликтовый минерал. Биотит замещается серебристо-белым анокситом и хлоритом, полевые шпаты полностью серицитизируются. По краям кристаллов роговой обманки развивается лейкоксен, в основной массе — кварц, рутил, вторичный сфен, пирит.

Группа рудных жил этого района (так называемые жилы Эдди — Edie) размещаются в пропилитизированных биотитовых гранит-порфирах (жила Edie № 1) и в так называемых «mudstone» (пропилитизированные филлиты). Рудные минералы в кварц-кальцитовых с родохрозитом жилах представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, стефанитом, халькопиритом и тетраэдритом. Око-

ложильное изменение пропицитов на золоторудных месторождениях Новой Гвинеи выражается в окремнении, хлоритизации и пиритизации.

Филиппины

Золото-серебряные жилы эпитермального типа описаны К. Келлоу и Б. Уорли (Callow, Worley, 1965) в районе Baguio провинции Northern Luzon на Филиппинских островах. Залегают жилы в третичных андезитах, диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах, агломератах и осадочных породах. Отличительной особенностью минерализации является присутствие теллуридов: петцита, гессита, алтаита, калаверита, сильванита и колорадоита. Повышенное количество теллуридов отмечается лишь в богатых рудах. Они замещают золото и большинство из присутствующих сульфидов. Главными жильными минералами являются кварц и кальцит. Золото распространено очень неравномерно и наблюдается в оболочечных скоплениях, а также в виде тонких прослоев на границе зерен кварца и кальцита. Сульфиды рассеяны в жильной массе неравномерно и лишь в отдельных случаях образуют небольшие сегрегации. Согласно К. Келлоу и Б. Уорли, образование сульфидов происходило при температуре 600—350° С, калаверита при 184° С и гессита при 149° С, при высоких давлениях и на небольшой глубине.

США

Месторождение Комшток, район Уоаши (Washoe), Невада (Thompson and White, 1964; Coats, 1940). Район Уоаши известен как своим знаменитым месторождением серебра Комшток, так и ртутными проявлениями и гидротермальной деятельностью горячих источников Стимбоут Спрингс. В этом районе в наиболее типичной форме проявились главные особенности постмагматического гидротермального процесса, развивающегося, начиная с поздне-третичного времени, донныне. Начинается этот процесс послемагматическими преобразованиями вулканогенных и интрузивных пород на месторождении Комшток и вообще в районе Уоаши в среднем миоцене.

На площади рудного поля месторождения Комшток развиты так называемые альта-андезиты — серия потоков и брекчий пироксеновых и роговообманковых андезитов с прослоями пластов риолитовых туфов общей мощностью более 600 м. Вулканогенная толща прорывается штоком диоритов горы Дэвидсон.

В районе месторождения проходит крупный сброс Комшток. Перемещение по этому сбросу оценивается в 700 м до рудной минерализации и еще 450—500 м в постминерализационный период.

В висячем боку сброса Комшток, где сосредоточены рудные жилы, диориты отсутствуют. Наблюдаются лишь порфириновые породы, представляющие собою, возможно, апофизы интрузивного массива.

Альта-андезиты сложены основным андезином (Pl № 50—64), гиперстеном, диопсид-авгитом, роговой обманкой. Акцессорные — апатит, магнетит. Наиболее широко распространены те изменения альта-андезитов, которые Р. Коатс определяет как дейтерические. Они состоят в замещении первичного ромбического пироксена светло-зеленой псевдоморфозой бастита. Это явление распространено настолько широко, что свежего ромбического пироксена в породах почти нет. Согласно Р. Коатсу, этот тип изменений соответствует пропилитизации в понимании европейских исследователей, т. е. «автогидратации».

Собственно пропилитовые изменения, вызванные позднейшим гидротермальным метаморфизмом, характерны для тех пород, которые ранее, до Дж. Беккера (до 1882 г.), определялись как «пропилиты» в понимании Ф. Рихтгофена и Ф. Циркеля. Эти изменения также развиты чрезвычайно широко как во вмещающих интрузивный массив вулканогенных породах, так и в самих диоритах горы Дэвидсон. Первый внешний эффект пропилитизации, по Р. Коатсу, состоит в потере прозрачности полевых шпатов. Породы при этом становятся зеленовато-серыми. Под микроскопом устанавливаются новоминералообразования эпидота, хлорита, альбита, кальцита и серицита. Роговая обманка замещается кальцитом, хлоритом и магнетитом. Бастит из желтовато-зеленого становится голубовато-зеленым. В основной массе развиваются хлорит, альбит, кальцит и некоторое количество кварца. Полевые шпаты в полностью пропилитизированных породах замещаются агрегатом эпидота, клиноцоизита, альбита и кварца. Эпидот развивается также и в участках, сложенных Fe-Mg минералами, замещенными хлоритом, кальцитом и магнетитом. Эпидот замещает эти вторичные продукты.

Кварцево-кальцитовые рудные жилы месторождения Комшток, содержащие аргентит, полибазит в ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом, являются образованиями более поздними, чем пропилиты. В соседстве с жилами пропилиты подвергаются окремнению и серицитизации. Широкое развитие пропилитовых изменений и отсутствие связи с рудными жилами свидетельствует о том, что пропилитизация произведена не жидкообразующими растворами. Растворы, вызвавшие пропилитизацию, по Р. Коатсу, были более высокотемпературными, чем те, что приводят к образованию типичных эпитермальных рудных жил. Пропилитизация на месторождении Комшток вызвана гидротермальной деятельностью, независимой и предшествовавшей оруденению.

Месторождение Топопа. Гидротермальным изменениям подвергаются миоценовые трахиты. В околотрещинных зонах среди полей пропилитизированных пород здесь развиты агрегаты серицита,

кварцита, пирита и сидерита. За счет андезин-олигоклаза развиваются кварц, серицит и адуляр. Пропилитовое изменение окружающих пород выражается в развитии хлорита, кальцита, пирита и сидерита. Пирит и сидерит при этом кристаллизуются совместно. Эпидота в пропилитизированных породах, по указаниям В. Линдгрена (1935), мало. Руды месторождения Тонопа очень похожи по составу на руды «Гингуро» в Японии (серебристое золото, аргентит, полибазит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гюбнерит и шеелит).

Месторождение Рипаблик характеризуется развитием покровных андезитов и латеритов миоценового возраста. Эти образования прорваны латитовыми порфирами. И те и другие породы на значительных площадях подверглись пропилитизации. В них развиваются хлорит, землистые карбонаты и пирит. В пределах некоторых площадей пропилитизированных пород развит ряд параллельных трещинных кварцево-карбонатных (кальцитовых) с адуляром жил, содержащих самородное серебро, селенистое золото, тетраэдрит и халькопирит. Рудные жилы имеют резкие зальбанды из пропилитизированных пород. Околорудные изменения пропилитов не наблюдаются.

Рудник Флэтхид, Монтана. Прожилково-вкрапленные руды, сложенные пиритом, галенитом, сурьмянистым матильдитом, энаргитом и самородным серебром, залегают в пределах полей аргиллизации, в которых развивается бейделлит, галлуазит, алунит. Эти аргиллизированные породы или «фумарольная грязь» (Shenop, 1935) окружены ореолом пород, в которых, судя по зарисовкам шлифов П. Шенона, развивается водяно-прозрачный адуляр. Внутри полей аргиллизации наблюдаются участки окремнения. Оруденение является более поздним, чем гидротермальные изменения, и локализуется вдоль трещин в измененных породах.

В районе Мэрисвэйл (Юта) М. В. Молли и П. Ф. Керр описывают аналогичные глинистые изменения на участке развития урановой минерализации (Tushar Uranium Area). П. Керр различает здесь семь стадий изменения — аргиллизация, окремнение, образование смешанных аргиллито-алунитовых ореолов, алунитизация и цеолитизация. Наблюдается также зависимость типов изменения от состава и строения исходных пород. Так, в миоценовых кварцевых монцонитах каньона Буллон (Bullion) развиваются монтмориллонит, иллит и кварц, а во вмещающих более пористых вулканогенных породах — каолинит, алунит и кварц.

Оруденение как золото-серебряное, так и урановое является процессом более поздним, чем аргиллитовое и алунитовое изменения и накладывается на измененные породы вдоль трещинных зон.

На месторождении Гольдфильд рудные жилы, содержащие пирит, марказит, гольдфильдит, фаматинит, самородное золото и теллуриды, залегают в гидротермально измененных экстрозив-

ных дацитах, интродуцирующих миоценовые андезиты. Гидротермальные изменения продвинутого типа проявляются в каолинизации и пиритизации. Рудная минерализация является более поздней и локализована в зонах дробления в этих измененных породах.

Заканчивая рассмотрение миоценовых руд американского сектора Тихоокеанского подвижного пояса, остановимся еще на двух характерных рудных районах.

Мексика

Аргентитовые рудные жилы Мексики также залегают в пропилитизированных андезитах — месторождения Пачука Реаль-дель-Монте и Гуанахуата. Жилы сложены кварцем, родохрозитом, родонитом, адуляром и кальцитом. Рудные минералы представлены аргентитом, стефанитом, полибазитом, пиритом, галенитом и сфалеритом. Около рудных жил пропилитизированные андезиты подвергаются силицификации.

Рудный район Пачука Реаль-дель-Монте расположен в северо-восточной части гор Пачука и сложен брекчиями, туфами, вулканическими потоками олигоцена и позднего плиоцена. Разрез вулканитов делится Гейном (Geune, 1963) на 10 свит от риолитов до базальтов с преобладанием андезитов и дацитов. В позднем миоцене внедрились дайки дацитов и кварцевых порфиров. Вслед за образованием разломов меридионального направления протекал процесс рудообразования, который носил стадийный характер. Сначала образовались кварцевые жилы с небольшим количеством сульфидов, главным образом пирита, затем сфалерит, галенит, халькопирит и наконец минералы серебра — аргентит, акантит и в небольшом количестве полибазит, миаргирит и т. д. Мощность промышленных рудных тел колеблется от сантиметров до 40 м. Согласно Гейну, глубина образования месторождений составляла от 300 до 1000 м.

Изучение первичных геохимических ореолов рассеяния ртути (Friedrich and Hawkes, 1966) показало, что они могут служить одним из важных поисковых признаков на серебряные руды, скрытые от дневной поверхности. Почвы северного района, которые подстилаются обширной системой сильно минерализованных жил, содержат от 250 до 1900 *ppv* (частей миллиарда) ртути по сравнению с фоновым в 50 *ppv*. Почвы из южной части района содержат от 150 до 600 *ppv* с пиками, соответствующими местам, где ближе всего к поверхности (120 м) подходят рудоносные жилы. Г. Х. Фридрих и Х. Е. Хаукс приходят к выводу, что: 1) первичное рассеяние ртути из жил в неизменные боковые породы незначительно; 2) первичное рассеяние ртути в породы, перекрывающие слепые рудные залежи, устойчиво, и ореолы легко могут быть оконтурены содержанием в коре выветривания.

III. ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магматический контроль оруденения

Впервые после выделения В. Линдгреном класса эпитеpmальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений общие закономерности их связей с магматизмом на примере месторождений США рассмотрел Т. Нолан в 1937 г. Согласно Т. Нолану, среди золото- и серебросодержащих месторождений следует различать серебро-золотые, с отношением золота к серебру 1:100, и золото-серебряные — 7:3. Эти месторождения, по Т. Нолану, имели различную генетическую историю. Связь почти всех серебро-золотых месторождений с крупными сбросами, выдержанность их на глубину, относительно простой минеральный состав, увеличение с глубиной содержания цветных металлов, сильные изменения боковых пород (пропилитизация) и многие другие признаки указывают на существование большого глубинного магматического резервуара. Наблюдается парагенетическая ассоциация достаточно выдержанных на глубину месторождений с гипабиссальными интрузивами (диориты горы Дэвидсон, Комшток).

Золото-серебряные месторождения обычно залегают в пределах небольших интрузивных тел или в непосредственной близости от них. Неправильность форм месторождений и неоднородность характера руд, по Т. Нолану, исключают возможность их связи с большими залегающими на глубине интрузивами и указывают на то, что они связаны с местными и неглубоко залегающими магматическими центрами, быстрое остывание которых предотвратило образование термически слоистых месторождений, аналогичных тем, которые характерны для серебро-золотой группы. Рудные растворы в этих случаях связаны с небольшими и быстро остывающими очагами.

Названные выше закономерности характерны и для месторождений других регионов. Исследования золото-серебряных месторождений Камчатки, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР также показали, что месторождения с большей долей серебра и связанные с ними полиметаллические проявления тяготеют к гипабиссальным породам среднего состава (от гранодиорит-порфиров до кварцевых диоритов), а собственно золотые в ряде случаев находятся в пространственной связи с субвулканическими по глубинности интрузивными телами кислого состава.

Среди пород кислого состава наблюдаются тонкополосчатые, полно раскристаллизованные липариты, не содержащие вкрапленников кварца, нередко с широко развитыми автоматоматическими сферолитовыми новообразованиями. Часто характерна повышенная щелочность пород, природа которой, однако, еще неясна. Возможно, причина ее состоит в интенсивном проявлении дорудного

щелочного (калиевого) метасоматоза в породах субвулканических интрузивов.

В пределах Сихотэ-Алиньского отрезка материкового вулкано-генного пояса восточной окраины СССР исследователи связывают золото-серебряные месторождения с некками трахитового и дацитового состава в жерлах палеовулканов (палеогеновых).

Специальные исследования поведения золота в процессе кристаллизации гранитоидных магм, на примере миоценовых интрузий Камчатки (Шилин, 1968), показали, что содержания золота во всех типах интрузивных пород, с которыми оно парагенетически связано, на порядок выше соответствующих кларков. При переходе от основных пород к кислым содержание золота уменьшается. Минералами-концентраторами золота являются железисто-магнезиальные силикаты. Изучение парной корреляции содержаний золота с характерными элементами-примесями показало, что золото меняет свои геохимические связи: в габбро оно тесно связано с сидерофильными кобальтом и никелем, в гранодиоритах — с литофильными элементами — титаном, марганцем и ванадием. В гранитах золото находится в тесной связи с цинком. Повышенные фоновые содержания золота в магматических породах могут служить одним из поисковых критериев при выявлении близповерхностных рудопроявлений золота.

Структурный контроль оруденения

Структурный контроль оруденения рассматриваемого типа во многом определяет направление поисков рудных концентраций на всех этапах поисковых работ. Кроме уже отмеченной приуроченности рудных зон, полей и отдельных месторождений к региональным разломам, контролирующим размещение магматических образований, на морфологию рудных тел (пластообразные или трубообразные залежи, согласные или секущие жилы, жильные штокверки, зоны вкрапленности и т. д.) влияли формы залегания вмещающих пород и системы развитых в них тектонических нарушений. Большую роль играют экранирующие свойства пород, а также первичные или созданные при тектонических условиях коллекторские свойства пород. Это должно учитываться в процессе изучения морфологии рудных тел при поисках обогащенных металлами рудных бананц и столбов (Воларович и др., 1967). С эксплуатацией бананц связана основная ценность крупнейших золото-серебряных месторождений (Комшток, Крипл-Крик и др.).

Структурно-поисковые признаки, по-видимому, специфичны для каждого более или менее крупного региона. К сравнительно общим благоприятным признакам, установленным для территории Северо-Востока СССР, по А. А. Сидорову, Л. Н. Пляшкевич, И. М. Сперанской, В. Ф. Белому и др., относятся крупные разрывные нарушения, контролирующие размещение поздних вулканичес-

ких и субвулканических образований. Эти нарушения часто развиты в периферических частях различного рода прогибов и просядков, мощных плато-эффузивов и отрицательных вулканоструктур.

Большую роль играет также близость фундамента. Однако вопрос этот изучен еще очень мало.

Оценивая поисковое значение факторов структурного контроля по материалам Востока СССР (Северо-Восток, Камчатка, Забайкалье, Дальний Восток), можно вслед за Г. П. Воларовичем и др. (1967) наметить следующую классификацию районов проявления золото-серебряного и связанного с ним полиметаллического оруденения:

1. Районы, приуроченные к системам длительно развивающихся разломов. Такие районы имеют вытянутую форму площадей в соответствии с линейным типом геологических структур. В их пределах обычно наблюдается узловый характер концентрации золотоносности, обусловленный наличием поперечных разломов второго порядка. Для районов золотого оруденения, приуроченных к системам длительно развивающихся разломов, характерны преимущественно согласные и кососекающие протяженные рудные зоны в пределах золотоносных узлов, вытянутые формы рудных полей.

2. Районы, приуроченные к площадям пересечения региональных структур разных направлений. Рудные площади здесь имеют в общем изометричные формы. В их пределах ведущую роль в размещении оруденения играют разломы обоих направлений, создающие складчато-блоковую структуру. Характерны изометричные в плане тела интрузий и дайки различных направлений. Морфология рудных тел различная, часты штокверки.

3. Районы проявления оруденения в пределах жестких массивов. Для них характерны изометричные формы рудных площадей и отдельных полей. Особое развитие здесь приобретают лакколи-тообразные и пластообразные интрузии субвулканической фации глубинности. Среди рудных тел развиты по преимуществу пологие жилы, зоны, залежи, штокверки, трубообразные тела, приуроченные пространственно к жерлам, некам, штокам. При этом наиболее высокие содержания золота бывают приурочены к вертикальным столбам и гнездам, локализующимся в местах пересечения штокверковых зон различного простираня.

Материалы изучения золото-серебряных месторождений Востока СССР указывают также на большое значение при поисках таких месторождений учета золотоносности нижнего структурного яруса, являющегося цоколем, на котором формируются более поздние мезозойско-кайнозойские вулканогенные структуры. Установлено, что наложенная золотая минерализация дает крупные концентрации в районах проявления ранних золотоносных эпох (Восточное Забайкалье, Анойско-Анадырский район на Северо-Востоке СССР, Магаданский район, Нижне-Амурский и др.).

Литологический контроль оруденения

По мнению большинства исследователей, факторы литологического контроля имеют существенное значение при прогнозной оценке рудных районов в отношении возможности обнаружения в них золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений. Однако и этот вопрос исследован в настоящее время крайне недостаточно. Объяснения наблюдаемых явлений связи типа оруденения с литологией не идут далее предположений о формах миграции металлов и причинах их осаждения из растворов, природа в состав которых, а также источник металлов представляются в значительной мере гипотетическими. Кроме того, в тех случаях, когда вмещающие породы являются магматическими, значительную трудность представляет проблема различия факторов литологического и магматического контроля, поскольку литологическая характеристика пород и их магматическая природа оказываются лишь двумя сторонами одного и того же явления.

Сравнительно четко влияние литологических особенностей пород сказывается на морфологии рудных тел. Однако и здесь еще много неясного. Например, известные различия морфологии рудных тел в кислых вулканитах (сложные штокверки), с одной стороны, и в средних и основных породах (сравнительно простая морфология рудных тел) — с другой, могут объясняться не литологическим, а магматическим контролем. Еще Т. Нолан обратил внимание на то, что ассоциация с кислыми магматическими образованиями характерна для существенно золотых месторождений, связанных с неглубоко залегающими магматическими очагами. Именно положение очага и его быстрое остывание обуславливают сложную морфологию месторождений, а не кислотность магматических продуктов. Точно так же именно связью с глубоко залегающими магматическими очагами может объясняться сравнительно простая морфология и протяженность на глубину золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений в средних и основных породах. Наиболее четко литологический фактор проявляется во влиянии состава вмещающих месторождения пород на характер их гидротермального метаморфизма, т. е. на состав гидротермальных новообразований.

В общем случае при одинаковом составе рудоносных растворов в кислых породах возникают кварцево-серицитовые парагенезисы, а в средних — хлорито-карбонатные, хлорито-карбонатно-кварцевые. Отметим, однако, что Т. Нолан связывал широкое проявление пропилитизации в средних породах в районах серебро-золотых месторождений не столько с их составом, сколько с глубиной очага, питающего гидротермальный процесс. Кроме того, при достаточно длительном воздействии растворов на средние и основные породы в них формируются околотрещинные зоны метасоматитов также кварц-серицитового состава.

Недостаточно исследован и вопрос о литологическом контроле зональности в размещении золота различной пробыности. Известно, например, что проба золота из рудопроявлений, связанных с мезокайнозойскими рудными формациями, обычно составляет 500—650. При этом проба золота из рудопроявлений, залегающих в алюмосиликатных песчано-сланцевых породах нижнего структурного яруса, обычно выше — 720—750. Г. П. Волярович объясняет это явление медленным понижением температуры гидротермальных растворов под экраном перекрывающих пород, когда золото в рудах нижнего структурного яруса уже выпадает, а серебро в значительной части еще остается в растворе. При рудоотложении в верхнем структурном ярусе охлаждение растворов происходит быстрее, и золото выпадает в виде электрума.

Однако это объяснение не единственно возможное. Установлена значительная роль в осаждении золота органического вещества, характерного для песчано-сланцевых толщ. Возможно, именно этот литологический контроль и обуславливает зональность, проявляющуюся в различной пробыности золота. Точно так же именно литологический фактор, видимо, определяет ту особенность месторождений, что их руды, залегающие в карбонатных породах фундамента, обычно богаты серебром и бедны золотом (свинцово-цинковые месторождения Приморья), в то время как рудные тела в вулканитах богаче золотом. Возможно (Волярович и др., 1967), золото в карбонатной (щелочной) среде фундамента не выпадало из гидротермальных растворов.

Еще одним очень важным аспектом проблемы литологического контроля оруденения является источник металлов в рудах месторождений. Впервые после долгого господства латераль-секреционной теории происхождения руд вопрос об эндогенном глубинном источнике золота и серебра в рудах золото-серебряных месторождений поставил М. Пальфи (Palfy, 1907). Действительно, оруденение, являясь более поздним, чем широкие гидротермальные изменения вмещающих пород, не обусловлено выносом слагающих рудные тела элементов (металлов) из вмещающих пород. Заимствование рудных элементов из вмещающих пород наблюдается лишь при образовании синметасоматических руд (Василевский, 1968). Предположению о том, что металлы, выносимые совместно с магмой, равномерно рассеиваются в магматических продуктах и концентрируются затем лишь в результате их мобилизации в ходе послемагматического процесса, противоречит отсутствие этих концентраций в синметасоматических рудах.*

Неясным при этом остается вопрос о роли металлогенической специализации фундамента. Эмпирически установлено, что золотое

* Не имеются в виду серно- и медноколчеданные руды, для которых характерны в ряде случаев устойчивые содержания золота до 2 г/т.

оруденение в наложенных вулканогенных мезозойско-кайнозойских структурах проявляется в некоторых регионах, особенно интенсивно в районах проявления ранних золотоносных эпох.

Взаимосвязь минерального состава и структур месторождений с геологическими особенностями залегания

Эти вопросы могут быть рассмотрены в настоящее время лишь на примерах отдельных месторождений, где такая зависимость проявляется достаточно отчетливо. К числу этих месторождений относятся прежде всего месторождения Сутсу на о. Хоккайдо и месторождения Икуно-Акенобе и Нисидзава в провинции Огото (Япония).

По данным М. Исибаси (Ishibashi, 1952), на месторождении Сутсу главная часть рудных тел относится к характерным для месторождений типа «Куромоно» массивным, вкрапленным и жильным рудам — «black ore». Руды обычно залегают в пропилитизированных роговообманково-пироксеновых андезитах и состоят из сфалерита, галенита, пирита, халькопирита и жильных — кварца, мангано-кальцита, барита, гипса и глинистых минералов. Однако в отличие от всех подобных месторождений Японии, на месторождении Сутсу известна жила Окуда (Okuda), содержащая, помимо обычных минералов руд «Куромоно», касситерит, станнин, фаматинит, тетраэдрит, бисмутинит, люционит. Указанные минералы развиваются в краевых частях полиметаллических жил и во вмещающих окремненных породах экзоконтакта.

По мнению М. Исибаси, образование столь различных парагенезисов не связано с различными стадиями минерализации, а обусловлено последовательным отложением минералов из комплексно минерализованных растворов по мере падения температуры последних.

На комплексных W-Sn-Pb-Zn-Au-Ag-Hg месторождениях Икуно-Акенобе и Нисудзава, по наблюдениям Т. Като (1928), наблюдается непрерывная вертикальная зональность отложения, комбинирующаяся с пульсационной; выражается она в том, что наиболее глубоко залегающие, с одной стороны, и ранее образованные — с другой руды содержат вольфрамит и касситерит, а верхние горизонты рудных жил и более поздние стадии минерализации последовательно обогащаются сначала галенитом и сфалеритом, а затем золотом и серебром. Часто наблюдается и телескопирование руд. Так, например, одна из самых богатых медных жил Японии Канарае (месторождение Икуно-Акенобе) на глубине 200 м от поверхности содержала вольфрамит, касситерит, халькопирит, золото-серебряные руды. По данным Т. Като, эта жила была сформирована в четыре последовательных стадии минерализации: 1) кварцево-касситеритовую, 2) касситерит-вольфрамит-кварцевую, 3) халькопиритовую (халькопирит затем замещается сфалеритом и галенитом), 4) золоторудную, представлен-

ную кварцевыми жилами и прожилками, содержащими золото и сереброносные сульфиды.

Таким образом, месторождение Икуно-Акенобе размещается в «зеленых туфах», залегающих непосредственно на древних кристаллических породах и мезозойских гранитах провинций Уэцу и Симане, для которых характерна более древняя — мезозойская олово-вольфрамовая минерализация. Это нашло, видимо, отражение и в вещественном составе неогеновых руд. Примеры подобных явлений в геологической литературе не единичны.

О возможности использования гидротермально измененных пород при оценке перспектив локальных площадей

Большое значение при определении локальных перспективных площадей имеет правильная оценка типов гидротермально измененных, пропилитизированных и аргиллизированных пород и их отношения к оруденению. В областях регионального проявления пропилитизации направление поисков конкретных участков развития рудных жил в общем случае не определяется пропилитизацией, поскольку этот фактор проявлен во всей области одинаково. Однако в ряде случаев в областях региональной пропилитизации устанавливаются зоны более интенсивного ее проявления (вдоль зон региональных разломов), в которых преимущественно и концентрируется оруденение. Это объясняется совпадением факторов структурного контроля, обусловивших как максимальное проявление метаморфизма, так и последующего оруденения.

Более четко указывает районы возможных поисков рудных жил пропилитизация в молодых вулканогенных формациях, где она проявлена локально, либо в зонах тектонических нарушений, либо в околоинтрузивных. Более поздние рудные жилы, как правило, контролируются теми же факторами, которые обусловили и локализацию пропилитовых изменений, хотя возможны и исключения.

Большое поисковое значение имеет также тот факт, что разрыв во времени между пропилитизацией и оруденением в молодых подвижных областях невелик, в связи с чем условия локализации как дорудных пропилитизирующих растворов, так и более поздних рудных не меняются.

Весьма распространенным среди исследователей, рассматривавших пропилитизацию и образование сопряженных метасоматитов как процесс синхронный и взаимосвязанный с образованием рудных жил, является мнение о том, что спектрохимическое изучение пропилитов имеет поисковое значение. Однако тот факт, что оруденение почти всех пометальных типов (Cu, Cu+Mo, Pb+Zn+Cu+Au+Ag, Au+Ag, Hg+As—Sb и др.) является слепопропитовым, резко снижает ценность рудной специализации пропилитов как поискового признака. Наличие в пропилитах и сопряженных с ними метасоматитах тех или иных металлических при-

месей свидетельствует лишь о наличии тех или иных эндогенных ореолов рассеяния, связанных с наложенным оруденением.

Значительно большее поисковое значение имеют аргиллизированные породы. Глинистые минералы характерны для близповерхностных месторождений. Основными глинистыми минералами золото-серебряных месторождений являются слюды, гидрослюды и минералы группы каолинита, минералы которого представлены в большинстве случаев каолинитом и диккитом. Диккит образуется предпочтительно при отложении в открытых полостях, каолинит — при метасоматическом замещении исходного материала.

Очень важно при оценке перспективности локальных площадей отличать продукты гидротермального метаморфизма от кор выветривания. Исследования золото-серебряных месторождений Востока СССР показали, что это различие состоит в присутствии в гидротермальных новообразованиях диккита. При выветривании диккит не образуется.

Слюды и гидрослюды весьма широко распространены в месторождениях близповерхностного генезиса. Слюдистые минералы прерудного, собственно рудного и послерудного этапов довольно четко различаются по совокупности рентгеновской и оптической характеристик. Гидрослюды дорудного и послерудного этапов близки к гидрослюдам полиморфно политипной модификации 3Т, а гидрослюды продуктивных ассоциаций — 1М. Такие различия, установленные для подавляющего большинства изученных на Востоке СССР месторождений, позволяют рассматривать модификацию 1М как непосредственный оценочный признак на собственно рудную минералогическую ассоциацию, развитую в пределах локальной перспективной площади. Обычно участки наиболее интенсивного развития гидрослюды (1М), как и адуляра, характеризуются повышенным содержанием золота. Опыт работ показывает также, что подобная оценка локальных площадей может быть произведена и при помощи анализа пород методом пламенной фотометрии, устанавливающей участки и зоны повышенной калиеносности. На полиметаллических месторождениях прямым признаком рудоносности являются преобразованные аргиллизированные породы внутренних зон с железистым шамозитом — минералом щелочной среды образования.

Большое значение при оценке локальных перспективных площадей имеет установление соотношений между вертикальной зональностью продуктов дорудного гидротермального метаморфизма и собственно рудных минералогических ассоциаций. Развитие в пределах локальной площади «надрудных» метасоматитов указывает на перспективность и возможность обнаружения здесь незродированных рудных тел. Наоборот, широкое развитие «подрудных» метасоматитов свидетельствует о глубокой эрозии рудного поля и снижает его перспективы.

Таким образом, из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Проявление на какой-либо площади процесса аргиллизации пород может рассматриваться как благоприятный оценочный признак возможной рудоносности этой площади.

2. Внешние зоны слабого изменения пород (хлоритовые, хлорит-монтмориллонитовые, монтмориллонитовые, каолинит-монтмориллонитовые изменения) могут быть одинаковыми на рудоносных и безрудных участках и пока не могут быть использованы для оценки рудоносности полей аргиллизированных пород.

3. Предварительная оценка рудоносности аргиллизированных пород может быть произведена по составу внутренних зон. Достоверным признаком рудных зон являются аргиллизированные породы, содержащие гидрослюды, хлориты, адуляра.

4. При оценке рудоносности каолинизированных пород нет однозначного решения. Каолинизация может быть вызвана дорудным, рудосопровождающим и послерудным метасоматозом.

5. В приповерхностных условиях горизонты каолинизированных пород являются составной частью сольфатарной шляпы кварц-алунит-каолинитового состава, под которой могут находиться рудоносные блоки аргиллизированных пород. Глубина распространения сольфатарной шляпы обычно не превышает 250 м. Зоны тектонических нарушений, выявленные в поле сольфатарной шляпы, должны вскрываться скважинами на глубину не менее 300 м.

6. Наибольшее количество рудных минералов и наиболее широкий ореол их распространения обычно наблюдается в измененных породах около наиболее богатых рудных тел.

7. Если в аргиллизированных породах содержится повышенное по сравнению с материнской породой количество рудных элементов, то это свидетельствует о том, что аргиллизированные породы вмещают жилы или какие-либо другие рудные тела, минерализованные теми же элементами.

8. К прямым индикаторам оруденения можно отнести такие минералогические особенности руд, как полосчатый и каркасно-пластинчатый кварц, наличие в рудных жилах и метасоматически измененных породах адуляра, количество которого нередко прямо зависит от степени «рудоносности» жил. Важным оценочным признаком является цвет кварца. Известно, что в месторождениях Северо-Востока СССР, Камчатки, Курильских островов и многих других регионов наличие темных прослоев в полосчатом кварце свидетельствует о наличии в нем диспергированных рудных золото- и серебросодержащих минералов — сульфидов и сульфосолей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, изложенные в настоящем выпуске, свидетельствуют о том, что научное прогнозирование золото-серебряных и связанных с ними полиметаллических месторождений, представляет собой проблему, во многом еще неразработанную.

Подчеркнутые в выпуске особенности эволюции рудных образований во времени, приуроченность рассматриваемой минерализации к орогенному вулканизму внутренних вулканических дуг складчатых областей, связь оруденения с субвулканическими малыми интрузиями среднекислого состава (Au—Ag с более кислыми, Pb—Zn с более основными), выдержанная зональность оруденения и др. требуют еще дальнейшей разработки и уточнений. Особое внимание при этом должно быть уделено:

1. Выяснению структуры рудного района, особенно расшифровке отдельных вулканоструктур, имеющих большое значение для локализации золото-серебряного и полиметаллического оруденения.

2. Исследованию геохимической и металлогенической специализации всей серии интрузивных образований, развитых в рудном районе.

3. Установлению и детализации критериев связи оруденения с интрузивными образованиями вообще, а также с отдельными интрузивными телами в частности. Выявленные при этом петрографо-минералогические и геохимические критерии связи оруденения и интрузивов могут служить косвенными поисковыми признаками.

4. Выяснению морфологии отдельных интрузивов в рудных полях и глубины их залегания в случае наличия тел еще не вскрытых эрозией. Присутствие последних устанавливается по наличию косвенных признаков, каковыми являются криптобатолитовые ореолы контактово-метаморфических и гидротермальных новообразований.

5. Тщательному выяснению взаимоотношений оруденения с дайками различного состава, поскольку оруденение нередко тесно ассоциирует с дайками в пространстве и времени. Дайки служат также индикаторами тектонически ослабленных зон и косвенно фиксируют глубинные разломы. С точки зрения локализации оруденения, особо важно выявление участков пересечения различно ориентированных дайковых полей, контролируемых системой разломов.

Не менее детально, чем благоприятные геологические предпосылки (рудоконтролирующие факторы), должны выявляться и исследоваться поисковые признаки и устанавливаться их взаимосвязи с первыми. К числу этих признаков относятся все выходы полезных ископаемых и продукты их экзогенных изменений, характерные сопутствующие гидротермально измененные породы, а также первичные и вторичные ореолы рассеяния. При изучении ореолов рассеяния необходимо применение специальных геохимических методов и выделение типоморфных элементов — индикаторов оруденения и их типичных парагенезисов.

Все изложенное выше убедительно свидетельствует о недостаточности только сводки и обобщения накопленных к настоящему

времени данных. Для успешного прогноза рассматриваемых месторождений необходимы дополнительные специальные комплексные исследования с целью разработки критериев научного прогноза золото-серебряных и полиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Василевский М. М. Пропылитизация и оруденение. Автореф. докт. дисс., Л., 1968.

Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. В кн. «Совещ. по разраб. униф. стратигр. схем Северо-Востока СССР», Магадан, 1957.

Воларович Г. П. и др. Поиски и разведка месторождений золота. Разведка и охрана недр, № 10—11, 1967.

Гуменный Ю. К. К изучению рудопроявлений о. Кунашир. Тр. Сахалин. комплекс. науч.-иссл. ин-та, вып. 12, 1962.

Джюшкэ Д. Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре. Матер. Карпато-Балканской ассоциации, № 2, 1960.

Зайцева Б. Н., Новодережкин И. А., Расточинский С. В. Металлогения неогенового вулканизма Закарпатья. В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций», М., 1963.

Китаев Н. А., Поликарпочкин В. В. Особенности первичных ореолов рассеяния Балейского рудного поля и их использование при поисках эпitherмальных месторождений золота. В кн. «Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока», Магадан, 1967.

Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, М., 1950.

Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Львов, 1963.

Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. Особенности минерального состава верхнетретичных вулканических образований Украинских Карпат. В кн. «Проблемы вулканизма», Петропавловск, 1964.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Структура вулканогенного комплекса Лимен (Горный Крым). ДАН СССР, т. 147, № 6, 1962.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М., ОНТИ, 1934—1935.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966.

Синдеев А. С., Умитбаев Р. Б., Жупахин Е. Н. К вопросу о поисках эпitherмальных месторождений золота на Северо-Востоке СССР. Сов. геол., № 3, 1968.

Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и образование алунита. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.

Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Шилин Н. Л. Распределение золота в магматических формациях Центральной Камчатки как поисковый критерий. Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

Шило Н. А., Сидоров А. А. Геологическая позиция различных типов золоторудных месторождений и их роль в создании минерально-сырьевой базы Северо-Востока СССР». Матер. к II науч. совещ. по пробл. развития и размещения производит. сил Магаданской обл. Магадан, 1968.

Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. В кн. «Эндогенные и рудные формации Сибири и Дальнего Востока», М., 1966.

Щепотьев Ю. М. Оганчинский скрытый разлом и его роль в размещении золоторудной минерализации. Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

- Bamba T., Igarachi T., Kikuchi G. Copper-lead-zinc-sulphide ore deposits of the Imai-Motokura mine. Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 9, N 2, 1958.
- Callow K. J. and Worley B. W. Jr. The occurrence of telluride minerals at the Acupan Gold mine, Mountain province, Philippines. Econ. geol., vol. 60, N 2, 1965.
- Coats R. Propylitization and related types Alteration on the Comstock Lode. Econ. Geol., vol. 35, N 1, 1940.
- Fisher N. H. Metasomatism associated with tertiary mineralisation in New Guinea. Econ. geol., vol. 34, N 8, 1939.
- Friedrich G. H. and Hawkes H. E. Mercury as an ore guide in the Pachuca-Real del Monte district, Hidalgo, Mexico. Econ. geol., vol. 61, N 4, 1966.
- Geyne A. R. Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, State of Hidalgo, Mexico. Washington, 1963.
- Gōhara H. On the pyrrhotite deposits in Sacurago mine, Jamaguchi prefecture—with special reference to ore mineral. Bull. Geol. Surv. Japan., vol. 6, N 2, 1955.
- Ishibashi M. A Sn-Te-Bi-Sb paragenesis in ores from the Suttu mine Hokkaido. Journ. of the Faculty of Science Hokkaido Univ. Ser. IV Geol. and Mineral., vol. 8, N 2, 1952.
- Ito S. The lead-zinc deposits of the Daira-mine, Akita prefecture. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 1, N 4, 1950.
- Kato T. Some characteristic features of the ore deposits, related genetically by late-tertiary volcanism. Jap. Journ. Geol.-Geogr., vol. 6, N 1—2, 1928.
- Kato T. Mineralisation sequence in the formation of the gold-silver veins of the Toi Mine. Jap. Journ. Geol.-Geogr., vol. 9, 1931.
- Kuthan M. Undačhy vulcanizmus Karpatského orogenu a vulcanologické študia v sev. časti Prešovskych Hôr. Prace. Státn. geol. ústavu. Bratislava, soš. 17, 1948.
- Palfy M. Das goldvorkommen un Siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengesteine der Gänge. L. f. prant. Geol., 1907.
- Saito M. On the gold-silver ore deposits in Ogane mine, Utasutsu-gun, Hokkaido, Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 4, N 7, 1953.
- Saito M., Watanabe J. On the gold-silver ore deposits of Taiho mine, Kushiro province, Hokkaido. Bull. Geol. Surv., Japan, vol. 1, N 11, 1956.
- Shenon P. J. Genesis of the Ore at the Flathead mine Northwestern Montana. Econ. Geol., vol. 30, N 6, 1935.
- Takabatake A. Kanekazava mine Futoro county, Shiribeshi province. Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 1, N 5, 1950.
- Takashima K., Maruyama S. Gold deposits in the southern district of the Satsuma Peninsula, Kagoshima prefecture—mainly on the Kasuga and Akeshi mine. Bull. Geol. Surv. Japan., vol. 5, N 8, 1954.
- Takashima K. On some gold and silver ores—mainly on microscopical observation of «Ginguro». Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 5, N 10, 1954.
- Takashima K., Kishimoto F., Ito F., Kato K. On the mercury-dispersion on the environs of gold-silver veins, Okuchi mine, Kagoshima prefecture. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 4, N 11, 1963.
- Tanemura M. Report on kaolin at deposit Seta, Hokkaido. Bull. Geol. Surv. Japan., vol. 5, N 9, 1954.
- Thompson G. A. and White D. E. Regional geology of the Steamboat Springs area, Washoe county, Nevada. Washington, US Gov. print. off., 1964.
- Tokunaga M. Fundamental studies of the hydrothermal alteration at the Kasuga mine, Kagoshima prefecture. Min. Geol., Tokyo, vol. 5 (I), N 15, 1955.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
I. Региональные закономерности размещения эпитеpмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений	4
II. Классификация и общая характеристика эпитеpмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений	20
III. Локальные закономерности размещения эпитеpмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений	44
Заключение	52
Литература	54

*Михаил Михайлович Василевский, Анатолий Васильевич Довбня,
Жанна Анатольевна Некрасова*

**Региональные и локальные закономерности размещения
эпитеpмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений**

ВЫПУСК 3

Редактор *Т. М. Шиянова*

Художник *А. М. Гиман*

Технический редактор *А. А. Иванова*

Корректор *Л. В. Белова*

М—45608

Подп. в печать 14/VIII-1970

Печ. л. 3,5

Уч.-из. л. 3,653

Формат бумаги 60×90¹/₁₆

Цена 33 коп.

Тираж 500

Заказ 473

Ленинградская картфабрика ВАГТ

- Вып. 1. Региональные и локальные закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений.
- Вып. 2. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений.
- Вып. 3. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений.
- Вып. 4. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных флюоритовых месторождений.
- Вып. 5. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений.
- Вып. 6. Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений.