

М. М. ВАСИЛЕВСКИЙ

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕНЕЗИС ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Камчатская рудная зона протягивается узкой (30—35 км) полосой вдоль всего полуострова Камчатка. В своей северной части, имеющей протяженность около 700 км, зона располагается на юго-восточных склонах Срединного Камчатского хребта и имеет северо-северо-восточное (20°) простирание. От широты перевала Оганчи до широты верховьев р. Быстрая — Плотникова (200 км) зона простирается строго меридионально. На широте верховьев р. Быстрой зона поворачивает на юго-восток и в районе Авачинской губы (южный берег) выходит на юго-восточное побережье Камчатки. Протяженность указанного отрезка, примерно, 180 км. Далее к югу зона прослеживается вдоль юго-восточного побережья Камчатки еще на 180—200 км. Общая протяженность Центрально-Камчатской рудной зоны составляет, таким образом, около 1200—1300 км.

В структурном отношении рудная зона приурочена к Центрально-Камчатскому глубинному разлому, проходящему в сводовой части Камчатско-Корякского антиклинория, представляющего собою внутреннюю вулканическую дугу Камчатки (Власов, 1958; Власов, Ярмолюк, 1959). Разлом выражен системой кулисообразно расположенных друг относительно друга тектонических нарушений, к которым приурочены интрузивные тела, а также поля гидротермального изменения пород и рудопроявления (рис. 1).

В связи с неоднократными воздыманиями и погружениями шарнира антиклинория при его простирании с севера на юг, а также в связи со значительной нарушенностью антиклинорной структуры послескладчатыми субширотными разломами и блоковыми перемещениями вдоль них, на различных участках структуры наблюдаются различные глубины эрозионного среза. При этом устанавливается отчетливая ярусность строения антиклинория. Представляется возможным выделить трех структурных ярусов — нижнего, среднего и верхнего.

Нижний ярус характеризуется широким развитием пород различного состава (древние граниты, кристаллические сланцы, осадочно-вулканогенные образования и др.), но не моложе палеогеновых. Для нижнего структурного яруса характерны также многочисленные третичные интрузии диоритового, монзонитового, шонкинитового, гранодиоритового, реже гранитного составов и многочисленные основные дайки — различные разновидности диоритовых порфиров.

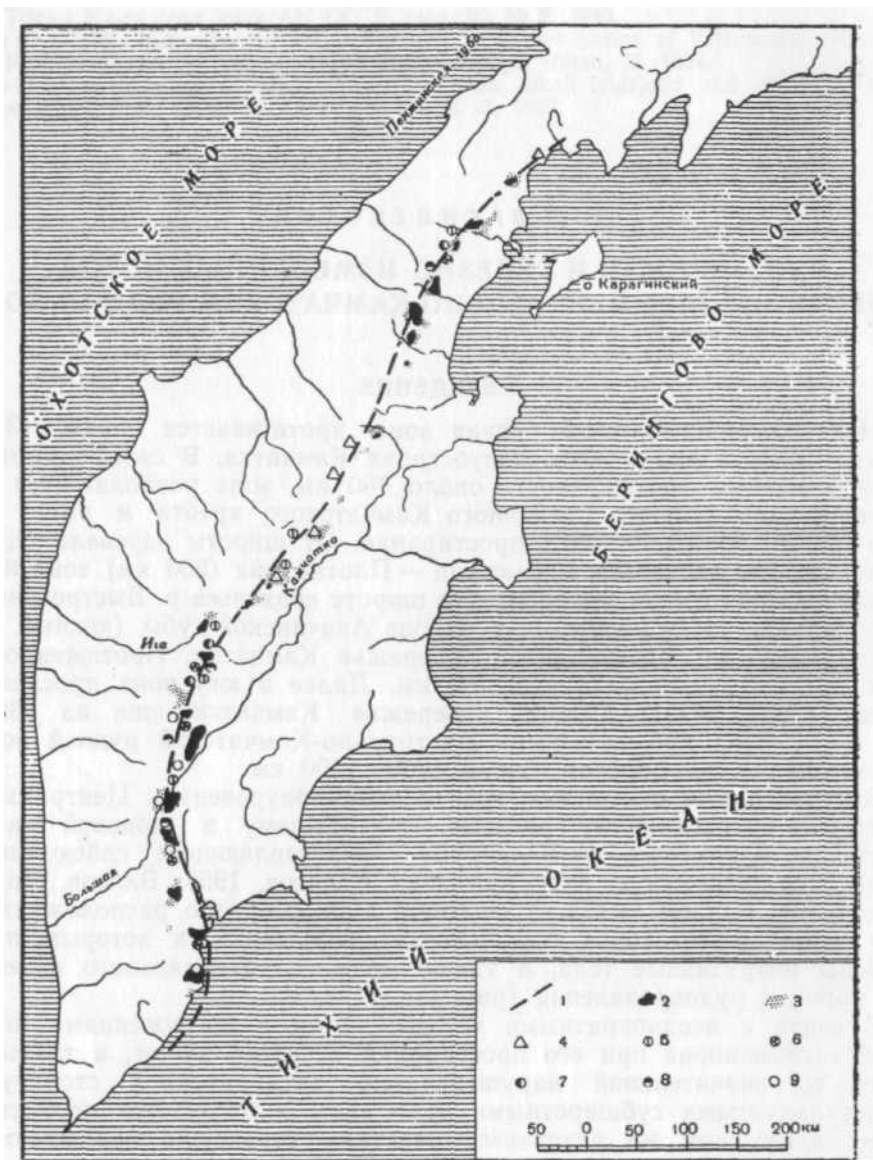


Рис. 1. Центральнo-Камчатская рудная зона.

1 — Центральнo-Камчатский глубинный разлом; 2 — неогеновые малые интрузии; 3 — гидротермально измененные породы; 4 — самородная сера; 5 — мышьяково-сурьмяно-ртутные рудопроявления; 6 — полиметаллические рудопроявления; 7 — золото и серебро; 8 — медно-молибденовые рудопроявления; 9 — медные рудопроявления

Более мелкие условные знаки на севере рудной зоны относятся к шлиховым проявлениям металлов

Средний структурный ярус характеризуется в основном развитием ниже- и среднемиоценовых вулканогенных образований, частично верхнепалеогеновых. Кроме того, для среднего структурного яруса характерны небольшие штоки и неправильные по форме, иногда пластообразные тела субвулканических диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, нередко микрогранодиоритпорфиритов.

Верхний структурный ярус сложен верхнемиоценово-плиоценовыми эффузивно-пирокластическими образованиями, прорванными экстрезивными куполами андезитового и андезито-дацитового состава, реже липаритовыми. По данным В. Н. Бондаренко (устное сообщение), в Южно-Быстринском хребте в пределах верхнего структурного яруса им обнаружены позднеплиоценовые древнечетвертичные малые интрузии диоритового и гранодиоритового составов.

Все три структурных яруса различаются степенью дислоцированности слагающих их пород и разделены стратиграфическими несогласиями.

Химизм вмещающих пород в их вулканической части для всех перечисленных ярусов почти одинаков. Имеет место лишь незначительное раскисление составов от андезитов и андезито-базальтов в нижней части разреза к андезитам, андезито-дацитам — в верхней его части.

Общая мощность всех трех структурных ярусов оценивается в 2200—2800 м.

Помимо различий в геологической обстановке, нижний, средний и верхний ярусы отличаются друг от друга характером гидротермального изменения пород и составом оруденения, локализованного в Центрально-Камчатской рудной зоне на данном ярусе. Так, для нижнего структурного яруса характерно в основном медное и медномolibденовое оруденение, для среднего — полиметаллическое, золото-серебряное и ртутное, для верхнего — ртутное и серное (самородная сера).

Установление в отдельных глубоких эрозионных врезх непрерывных взаимопереходов между различными типами измененных пород и оруденения (Василевский, 1958; Власов, Василевский, 1958) позволяет считать указанные различия обусловленными глубиной эрозионного среза Центрально-Камчатской рудной зоны. Анализ химических превращений пород в зонах различной глубинности дает основание вывести некоторые общие черты генезиса измененных пород и руд.

ТИПЫ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Среди многообразия разновидностей измененных пород характеризуются четкой индивидуализацией и выдержанностью минерального состава для различных районов рудной зоны следующие минеральные типы:

- 1) алунито-кварцевый,
- 2) монокварцевый,
- 3) диккито-кварцевый,
- 4) серицито-кварцевый,
- 5) хлорито-карбонатный,
- 6) эпидото-хлоритовый,
- 7) актинолитово-эпидотовый,
- 8) биотито-альбитовый,
- 9) диопсидо-биотито-ортоклазовый,
- 10) авгитово-ортоклазовый.

Описание вещественного состава перечисленных разновидностей измененных пород частично приводилось нами в предыдущих работах. Ниже помещены лишь краткие характеристики типов с дополнениями, полученными в результате работ последних лет.

1. Алуни́то-кварцевый тип характеризуется почти биминеральным составом и сложен алуни́том и кварцем. В качестве минеральной примеси, как правило, присутствует лейкоксен, развивающийся по ильмениту. Переходные к другим типам разновидности содержат, помимо алуни́та и кварца, диккит или серицит. В качестве морфологической разновидности среди кристаллических алуни́то-кварцевых пород, сохранивших отчетливую реликтовую структуру исходных пород (например, порфи́ровую или пирокластическую), выделяются колломорфные или криптокристаллические агрегаты опала, каолинита и алуни́та (также с лейкоксеном).

Спектральные анализы показывают наличие в алуни́тизированных породах примесей металлов (0,001—0,01) Pb, Si, Mo. В отдельных случаях содержания некоторых металлов резко повышаются. Так, в алуни́тизированных породах колломорфного сложения содержание Pb определяется спектральным анализом как 0,3—1%. Индивиды Pb-содержащего минерала в таких образцах не устанавливаются.

2. Монокварцевый тип, помимо основного минерала — кварца, — содержит лейкоксен, иногда рутил. Разновидностью монокварцитов являются опалиты, состоящие из опала и лейкоксена и обладающие метасоматической реликтовой структурой исходных пород.

Рудных минералов-примесей монокварцевый тип измененных пород, как правило, лишен. Однако в ряде случаев наблюдались криптокристаллические «микрокварциты», пропитанные лимонитом. Первичных сульфидов, если они и были, не обнаружено.

3. Диккито-кварцевые породы сложены диккитом, кварцем и также лейкоксеном. Встречается в незначительных количествах и спорадически марказит.

3. Серицито-кварцевый минеральный тип сложен серицитом (точнее гидрослюдой, близкой к серициту), кварцем, пиритом и лейкоксеном. Разновидностью типа являются породы, в которых гидрослюды подвергались бейделлитизации.

Пириты серицито-кварцевых пород нередко содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, а также примеси Ni, Co, Pb, Si, Zn, Ag, As, Sb. В отдельных случаях в значительных количествах присутствует Sn (до 0,1%).

Во всех перечисленных минеральных типах минералогический состав исходных пород, подвергшихся метасоматозу, полностью утрачен. Сохраняется лишь первичная структура исходных пород, а в некоторых случаях утрачена и она.

5. Хлорито-карбонатный тип гидротермального изменения характеризуется новообразованием в исходной породе хлорита, карбоната (как правило, кальцита), альбита и пирита. Названные минералы развиваются за счет первичных минералов (темноцветных, плагиоклазов), и, если этот процесс замещения не дошел до конца, что наблюдается нередко, то эти первичные минералы присутствуют и в измененной породе.

6. Эпидото-хлоритовый минеральный тип отличается от предыдущего наличием эпидота вместо карбоната. Степень сохранности первичного состава и структуры в этом типе наибольшая.

Спектральные характеристики хлорито-карбонатного и эпидото-хлоритового типов наиболее богаты металлами. В их протолочках,

состоящих в основном из пирита, содержатся до 0,1—0,3 и даже до 1 % Pb, Сг, Zr, Ag, As, Sb, Sn.

7. Актинолит-эпидотовый (с биотитом) тип измененных пород, как правило, обогащен несколько более позднем по времени образования (чем актинолит и эпидот) кварцем. Породы выглядят массивными меланократовыми кварцитами, состоящими из актинолита, эпидота, кварца, большого количества биотита, пирита, иногда пирита и пирротина. В виде эмульсионной вкрапленности в пирите часто присутствует халькопирит.

8. Биотито-альбитовые породы сложены альбитом и биотитом и напоминают под микроскопом и макрокопически своеобразный «биотитовый грейзен». Структура пород грано-лепидобластовая. Содержания альбита и биотита равны и составляют соответственно около 50%. Породы резко обогащены халькопиритом (2—5%), образующим вкрапленность и прожилки. Размер вкраплений 0,1—1 мм. Прожилки волосовидные.

9. Биотит-диопсид-ортоклазовый тип измененных пород содержит биотит (15%), диопсид (15%) и ортоклаз (70%). С биотитом, как правило, ассоциирует сфен. В отдельных случаях в участках биотитизации наблюдаются реликты титаномагнетита. Структура породы роговиковая.

10. Авгито-ортоклазовые породы содержат, помимо авгита и ортоклаза, титаномагнетит. В отдельных случаях в породах наблюдались реликтовые участки диоритовой структуры и состава, а, по данным И. Н. Ильченко (устное сообщение), также и пирокластических образований. В подавляющем большинстве породы сложены только ортоклазом и представляют своеобразные ортоклазиты.

Общим для всех ортоклаз-содержащих минеральных типов является К-Na состав ортоклазов: по данным спектрального анализа, К и Na присутствуют в ортоклазах авгито-ортоклазовых пород примерно в равных количествах (10%); по определениям показателей преломления, содержание Ab молекулы составляет 40%. В биотит-диопсид-ортоклазовом типе ортоклаз более калиевый. Для четырех последних типов измененных пород характерна обогащенность апатитом (До 2%).

ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Оруденение в Центрально-Камчатской рудной зоне, как указывалось ранее, является полиметалльным. По составу металлов (и не металлов) выделяются следующие его типы:

- 1) серный (самородная сера),
- 2) мышьяково-сурьяно-ртутный,
- 3) золото-серебряный,
- 4) полиметаллический,
- 5) медно-молибденовый,
- 6) медный.

Во избежание повторений ниже приведен лишь вещественный состав собственно рудной части типов. Взаимоотношения рудных минералов и гидротермально измененных пород (рассматриваются в разделе «Зональность измененных пород и оруденения».

1. Серное оруденение представлено самородной серой.

2. Мышьяково-сурьяно-ртутные руды сложены реальгаром, аурипигментом, антимонитом и киноварью. Л. И. Тихомировым в составе руд этого типа установлен фрейбергит (единичная находка). Киноварь присутствует в двух разновидностях — обычной, коше-

нильно-красной с удельным весом 8,05—8,07 г/см³ и темно-красной селенсодержащей с удельным весом 8,14—8,17 г/см³. В зоне окисления мышьяково-сурьмяно-ртутных рудопоявлений установлен ферри-молибдит. Молибден в ассоциации со ртутью установлен также химическим анализом. Однако неизменный молибденит или какой-либо другой Мо-содержащий минерал в гипогенных рудах не установлен.

Жильными минералами в рудах описываемого типа являются серицит, кальцит, барит, пирит и хрусталевидный кварц.

3. Золото-серебряное оруденение представлено самородными золотом и серебром, встречающимися в составе кварцево-карбонатных и адулярово-кварцевых жил и прожилков, в хлоритизированных, эпидотизированных и карбонатизированных породах, а также в виде тонкой вкрапленности в пирите из этих пород.

4. Полиметаллические руды сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и также самородными золотом и серебром. Встречаются эти минералы в составе кварцевых и кварцево-карбонатных жил и прожилков в хлоритизированных, эпидотизированных и карбонатизированных породах, образуя в жилах или оторочки, или гнездовые скопления и неравномерную вкрапленность.

Карбонаты в жилах представлены кальцитом с примесью доломитовой молекулы.

Полиметаллическое оруденение сопровождается серицитизацией хлоритизированных, эпидотизированных и т. д. пород.

5. Медно-молибденовое оруденение представлено тесно ассоциирующими халькопиритом и молибденитом, встречающимися либо в виде вкрапленности в измененных вмещающих породах, либо в составе кварцевых жил и прожилков в тех же измененных породах. В качестве незначительных и редких минеральных примесей М. А. Сухаревым отмечаются джемсонит и буланжерит. Развитие молибденита сопровождается в отдельных случаях альбитизацией неизмененных плагиоклазов вмещающих пород, в результате чего вдоль чешуйки молибденита образуется тонкая альбитовая оторочка. По выходе чешуйки молибденита за пределы зерна плагиоклаза альбитовая оторочка вокруг нее исчезает.

6. Медное оруденение подразделяется, в свою очередь, по минеральным парагенезисам на следующие подтипы:

- а) халькопиритовый,
- б) халькопирито-борнитовый,
- в) халькозино-борнитовый,
- г) халькозиновый.

В составе руд последних трех подтипов обычно устанавливается альбит, частично сопровождающий оруденение (халькозиновое), частично опережающий его по времени образования (первые три подтипа).

ЗОНАЛЬНОСТЬ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ

Наблюдающиеся в зонах измененных пород горизонтальная и вертикальная зональности качественно охарактеризованы в предыдущих работах (Василевский, 1958; Власов, Василевский, 1958, 1959, 1959₂ и др.). Ниже кратко суммируются основные выводы о зональности и, кроме того, в дополнение к ранее сказанному рассматривается вопрос о перемещении вещества при метасоматических процессах в различных условиях глубинности.

Расчеты баланса «привнос-вынос», приведенные ниже, проводились, по методу Н. И. Наковника (1958), с учетом пористости продуктов

метасоматических реакций, но в отдельных случаях с некоторыми изменениями.

Метод расчетов «с учетом пористости», как известно, предусматривает определение количества того или иного компонента в граммах на 100 см^3 в неизменной породе и сравнения этого количества с таковым же в породе измененной. С целью определения весовых количеств компонентов в эдукте и продукте весовые проценты содержания окислов породы умножаются на объемный вес (т. е. учитывается пористость).

Как видно из изложенного, использование метода подразумевает, что объемный вес продуктов метасоматических реакций, т. е. гидротермально измененных пород с момента их образования и включая время произведения расчетов, не меняется. Известно, однако, что продукты гидротермальных реакций с участием большого количества H_2O со временем испытывают значительные диагенетические изменения. В первую очередь это относится к метасоматическим опалитам и другим колломорфным водным продуктам в зонах активной поствулканической деятельности, например, на Камчатке в целом и в Центрально-Камчатской рудной зоне в частности. Старение гелей приводит к их дегидратации и усадке, в связи с чем конечные величины пористости и объемного веса измененных пород не отражают действительных начальных величин, которые должны учитываться при расчетах перемещения вещества (пористость оказывается заниженной, объемный вес, определенный экспериментально, завышенным).

Естественно, что сказанное относится и к тем случаям, когда измененные породы подвергаются метаморфизму в результате более поздних складчатых движений, термометаморфизму и т. д.

Кроме того, даже при отсутствии названных факторов начальная пористость продуктов метасоматического изменения пород меняется в связи с циркуляцией и минерало-отложением поровых инфильтрационных растворов.

В целях избежания ошибок, связанных с учетом ложной конечной пористости, при расчетах баланса «привнос-вынос» мы несколько модифицировали предложенный Н. И. Наковником метод. Объемный вес исходной неизменной породы (a в отдельных случаях — слабоизмененной, хлоритизированной, эпидотизированной и т. д.), определенный экспериментально, принимался нами, как мало изменяющийся со временем, за истинный начальный объемный вес. Умножением объемного веса на весовые проценты окислов получаем весовое количество окислов в граммах на 100 см^3 неизменной породы. Установив наблюдениями парагенезисов минералов в различных минеральных типах измененных пород наибольшую инертность того или иного компонента и исходя из равенства весовых количеств этого компонента в 100 см^3 во всех наблюдававшихся метасоматических подзонах, легко рассчитать исходную теоретическую пористость продуктов реакций по формуле:

$$d \frac{\text{об.}}{\text{прод.}} = \frac{\text{Рк. эд.}}{\text{Ск. прод.}}$$

где:

$d \frac{\text{об.}}{\text{прод.}}$

— искомый теоретический исходный объемный вес измененной породы (продукта);

Рк. эд.—весовое количество инертного компонента K в 100 см^3 неизменной породы (эдукта);

Ск. прод.— весовые процентные содержания того же компонента K в измененной породе.

В рассмотренных ниже случаях в качестве абсолютно инертного компонента принимался TiO_2 , так как в минеральных типах Измененных пород, как указывалось, наблюдаются губчатые структуры псевдоморфоз лейкоксена по ильмениту.

Естественно, что содержания выбранного инертного компонента должны быть достаточно велики, чтобы ошибка определения содержания окисла не влияла существенно на величину расчетного объемного веса.

Возвращаясь к вопросу о зональности измененных пород и оруденения, повторим, как отмечалось, основные сделанные ранее выводы.

В строении зон измененных пород наблюдается горизонтальная и вертикальная зональности. Горизонтальная зональность состоит в симметричности строения зон относительно их осевых плоскостей. Выделяются две группы горизонтальных разрезов зон: 1) полизональные разрезы, в которых осевые подзоны сложены последовательно алунито-кварцевыми, монокварцевыми, диккито-кварцевыми и серицито-кварцевыми минеральными типами и 2) незональные разрезы, сложенные хлорито-карбонатными, эпидото-хлоритовыми, актинолито-эпидотовыми, биотито-альбитовыми, биотито-диопсидо-ортаклазовыми и авгито-ортаклазовыми (ортаклазовыми) минеральными типами. В полизональных разрезах более внутренние подзоны симметрично окаймляются более внешними подзонами, число минералов в которых на единицу больше, чем в более внутренних. Так, например, монокварцевые породы окаймляются диккито-кварцевыми. Те, в свою очередь, — серицито-кварцевыми породами с пиритом. Самое внешнее положение занимают хлорито-карбонатные или эпидото-хлоритовые породы с альбитом и пиритом.

Вертикальная зональность измененных пород состоит в смене с глубиной одних типов горизонтальных разрезов другими. Алунит-содержащие минеральные типы измененных пород с глубиной переходят в безалунитовые измененные породы. Полизональные разрезы последних за счет последовательного выпадения с глубиной монокварцевой, диккито-кварцевой и серицито-кварцевой подзон сменяются незональными разрезами, сложенными хлоритизированными, эпидотизированными и карбонатизированными породами, содержащими часто системы кварцевых и кварцево-карбонатных жил, а также адулярово-кварцевых штокверков. При этом зоны со штокверками адулярово-кварцевого состава занимают менее глубинное положение, нежели* системы линейных кварцевых и кварц-карбонатных жил.

Еще глубже по падению зон гидротермального изменения пород залегают окварцованные актинолито-эпидотовые измененные породы.

На тех же гипсометрических отметках, что и окварцованные актинолито-эпидотовые породы залегают биотито-альбитовые, биотито-диопсидо-ортаклазовые и авгито-ортаклазовые минеральные типы. Однако, как будет показано в разделе «Генезис измененных пород и руд», и эти минеральные типы можно расположить в схеме вертикальной зональности в порядке последовательного возрастания глубинности их формирования.

Вертикальная зональность оруденения проявляется в смене с глубиной типов оруденения. На уровне развития алунит-содержащих минеральных типов в измененных породах наблюдаются месторождения самородной серы. В монокварцевых и диккитовых породах локализовано мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение. Зоны развития адулярово-кварцевых штокверков и хлоритизированных, эпидотизи-

рованных, карбонатизированных и т. д. пород, как правило, несут золото-серебряное оруденение. Более глубинные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы содержат галенит, сфалерит, халькопирит, а также золото и серебро. Окварцованные актинолитово-эпидотовые измененные породы характеризуются медной (халькопирит) и иногда медно-молибденовой минерализацией. Биотит-альбитовые породы содержат халькопирит, биотит-диопсид-ортоклазовые — халькопирит и борнит, авгитово-ортоклазовые (или мономинеральные ортоклазовые) — борнит и халькозин. При этом халькопирит и борнит в диопсид-ортоклазовых породах наблюдаются часто в виде продукта распада твердого раствора «борнит-халькопирит» (решетчатые структуры распада), а борнит в ортоклазовых породах замещает халькозин, который является, таким образом, наиболее ранним сульфидом.

Во всех перечисленных примерах оруденений, за исключением оруденения самородной серой, рудная минерализация по времени проявления — более поздняя, чем гидротермальные изменения пород. Мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение сопровождается щелочным замещением диккито-кварцевых и монокварцевых пород — их серицитизацией и выщелачиванием SiO_2 с образованием хрусталевидного кварца, а также развитием жильных минералов — кальцита, барита и пирита. Золото-серебряное и полиметаллическое оруденение локализованы в секущих измененные породы кварцевых штокверках и жилах. Правда золото присутствует и в виде эмульсионной вкрапленности в пиритах измененных пород. Однако, как будет показано ниже, часть пирита является, видимо, более поздней по времени образования, чем породообразующий пирит измененных пород.

Медно-молибденовое и медное оруденение также носят прожилково-вкрапленный характер и, таким образом, тоже являются несколько более поздними, чем изменения пород.

Горизонтальная и вертикальная зональность измененных пород и оруденения иллюстрируются рис. 2.

В дополнение к сказанному остановимся несколько более подробно на взаимоотношениях халькозино-борнитового оруденения и авгито-ортоклазовых измененных пород.

Наблюдаются две возрастных разновидности оруденения: более ранняя — вкрапленное оруденение и более поздняя — прожилковое оруденение. Вкрапленное оруденение, представленное только халькозином, сопутствует альбитизации ортоклазитов, но располагается в основном перед фронтом альбитизации в неальбитизированном ортоклазе. Как правило, в участках интенсивной альбитизации наблюдаются полости, выполненные более поздним халькозином, замещающим борнитам (рис. 3). Те же халькозин и борнит слагают и секущие альбитизированные ортоклазиты прожилки.

Альбитизация ортоклаза носит весьма своеобразный характер. Альбитовые кристаллы как бы растут из кристаллов ортоклаза, и переход альбитового индивида в ортоклазовый фиксируется только по отсутствию в альбите замутненности и по показателям преломления. Головки альбитовых кристаллов, обращенные внутрь полости, выполненной халькозином и борнитом, часто имеют правильные кристаллографические формы.

Наиболее поздними по времени образования в участках альбитизации и халькозино-борнитового оруденения являются хлорит и кальцит, секущие агрегаты всех остальных минералов в виде прожилков.

Верхний структурный ярус	Район и наименование зон	Зональность минеральных фаций измененных пород по направлению от зон действия гидротерм к неизменным породам					
	Бассейн р. Половинки		Кв ▲ XIII ↑	Кл ▲	Ал	?	Трифрекции андезитов
		Кв > 70 м ▲		Кл > 100 м	?	Андезиты ?	
			Кв ▲	Ал	?	Андезиты ?	
Средний структурный ярус	Зоны бассейна р. Крерук	X, XI, XII		Кв	Ал	Бд	Андезиты ?
	Зоны Огонсиглы			Кв ◀ Ал	Ср	Пр ●	Брекчи андезитов
	Бассейн р. Сухарики +200 м			Кл	Ср	Бд ● Пр ● Са	Андезиты
Нижний структурный ярус	Чемпуринский участок +150 м	VIII, IX		Кв ▲ Ср	Бд ● Пр ● Са		Андезиты
		VII			Ср ● Бд ● Пр ● Са		Андезиты
	Зоны бассейна р. Кадар	Кв Ср	VI		Кв Ср	Пр (Er + Chl)	Андезиты
Зоны верховьев р. Кирганик +300 м		V		Пр (Er + Chl)		Диориты	
		IV		Пр (Er + Chl + Q + Ad)		Диориты	
		III		Пр (Er + Chl + Q + Ca)		Диориты	
		II		Пр (Act + Er + Q + Bi)		Диориты	
		I		Bi + Ab		Диориты	
		I		Bi + Di + Ort		Шонкиниты	
	I		Aug + Ort ₁ + Ort ₂		Шонкиниты		

● 1 ▲ 2 ◀ 3 ○ 4 ■ 5 ▬ 6 ○ 7

Рис. 2. Горизонтальная и вертикальная зональность измененных пород и оруденения в Среднем Камчатском хребте.

1 — обогащение пиритом; 2 — самородная сера; 3 — киноварь; 4 — золото и серебро; 5 — полиметаллы; 6 — медь и молибден; Г — медь; Пр — пропилиты; Aug — авгит; Ort — ортоклаз; Bi — биотит; Di — диопсид; Ab — альбит; Act — актинолит; Er — эгидот; Chl — хлорит; Бд — бейделлит; Ср — серицит; Кл — каолинит; Кв, Q — кварц; Ал — алунит; Са — альцит; Ад — адуляр. I — XIII — уровни глубинности

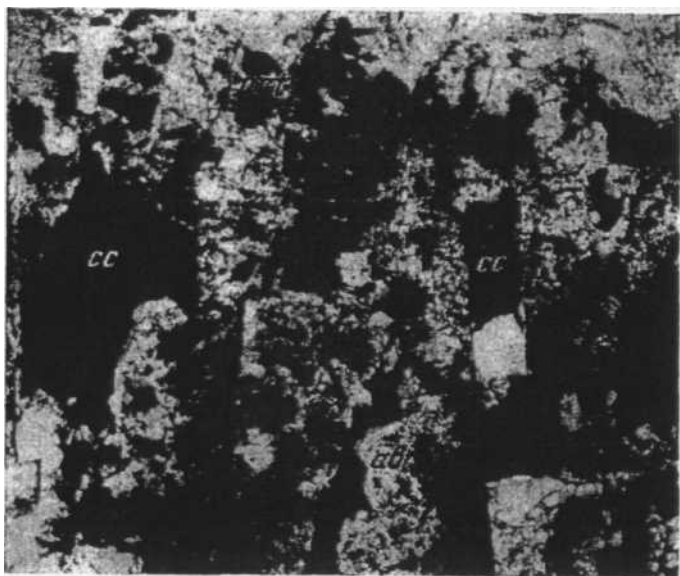


Рис. 3. Выполнение халькозино-борнитовым агрегатом полости растворения в участке альбитизации ортоклазита. Прозрачный шлиф. Николи паралл. х8. Ort — ортоклаз, ab — альбит, Ch — халькозин

ХИМИЗМ ПРЕВРАЩЕНИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИННОСТИ¹

Расчет баланса «привнос-вынос» для ряда горизонтальных разрезов зон измененных пород в порядке уменьшения глубинности их формирования показал следующие особенности горизонтальной зональности.

1. Зона ортоклазового замещения в шонкинитах. Из зоны воздействия метасоматизирующих агентов выносятся TiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , H_2O . Привнос характерен для SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Подзона обогащения перемещенными компонентами не наблюдается.

2. Зона биотит-диопсид-ортоклазового замещения в шонкинитах. Из осевой зоны выносятся CaO , Fe_2O_3 , Na_2O . Привнос Al_2O_3 составляет около 13,5%, вынос SiO_2 — 4,5%, MgO — 6,8%. Эти окислы практически инертны.

Подзона обогащения перемещенными компонентами не наблюдается.

3. Зона окварцованных актинолито-эпидотовых пород в диоритах.

При инертности Al_2O_3 характерны: привнос SiO_2 и K_2O и вынос всех остальных компонентов. Подзона обогащения перемещенными компонентами не наблюдается.

4. Горизонтальный разрез полизонального тела измененных пород в зеленокаменных актинолито-эпидотовых сланцах и альбитофирах.

Особенностью разреза является наличие подзон обогащения перемещенными компонентами TiO_2 , MgO , FeO , K_2O . Из осевой подзоны окварцевания все эти компоненты выносятся. Привнос характерен для Si_2O , Al_2O_3 во всех подзонах практически инертен.

Спектральные анализы измененных и неизмененных пород показывают обогащение рудными компонентами-примесями подзон серицитизации, оталькования и хлоритизации.

5. Горизонтальный разрез полизонального тела измененных пород в порфиритах.

Если принять TiO_2 инертным во всех подзонах, то расчеты показывают полный вынос из осевой подзоны м.онокварцевого состава всех петрогенных компонентов. Одновременно наблюдается образование подзон обогащения перемещенными компонентами K_2O и Fe_2O_3 . Для всех подзон характерен значительный привнос H_2O .

Для разреза характерна большая инертность SiO_2 по сравнению с Al_2O_3 .

Спектральные анализы показывают максимум обогащения рудными компонентами—примесями (Pb , Zn , Cu , Ag , As , Sb) в подзонах хлорито-карбонатного состава.

6. Горизонтальный разрез полизонального тела измененных пород в порфиритах, осевая подзона в котором сложена частично раскристаллизованными опалитами, пропитанными лимонитом.

Как и в предыдущем случае, при условии инертности TiO_2 , характерен вынос из осевой подзоны всех петрогенных компонентов, исключая привносимый Fe_2O_3 . Наблюдаются подзоны обогащения перемещенным компонентом K_2O , SiO_2 более инертна, чем Al_2O_3 .

Спектральные анализы показывают обогащение рудными компонентами-примесями в подзонах серицитизации.

7. Незональный (макроскопически) разрез, сложенный опалово-каолинитово-алунитовыми породами с колломорфной структурой (в табл. 1 является наиболее близповерхностным).

¹ Таблицы расчетов и графики для частных случаев замещения в статье не приводятся и будут помещены в специальной сводной работе автора. Номера разрезов соответствуют номерам опробованных зон на табл. 1.

Все петрогенные компоненты (исключая инертный TiO_2) лежат в основном в области выноса. Подзоны обогащения перемещенными компонентами не наблюдается. Привносятся SO_3 , Cl , H_2O .

Спектральные анализы показывают обогащение металлами (Pb) осевой части разреза.

ГЕНЕЗИС ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ

Вопросы генезиса перечисленных выше минеральных типов измененных пород и руд в той или иной мере затрагиваются в работах Г. М. Власова (1958₁, 1958₂), а также в наших совместных с Г. М. Власовым статьях (1958; 1959₁; 1959₂ и др.). В перечисленных работах показано, что гидротермально измененные породы Центрально-Камчатской рудной зоны относятся к формациям вторичных кварцитов и пропилитов (в понимании Н. И. Наковника, 1954₁, 1954₂).

На принадлежность описанных образований к названным формациям показывает как геологическая обстановка их образования — приуроченность к зоне активного и длительного проявления вулканической деятельности и тесная пространственная и генетическая связь с вулканическими аппаратами, так и состав и зональность минеральных фаций измененных пород (в понимании Н. И. Наковника) или минеральных ступеней равновесия (по Коржинскому, 1958, и др.).

Минеральные типы вторичных кварцитов (1—4) и пропилитизированных пород (5—7) развиваются в строго закономерной вертикальной последовательности и на каждом из уровней глубинности отвечают определенной физико-химической обстановке минералообразования. Последняя же меняется с уменьшением глубинности от щелочной к кислой по мере подъема сероводородных гидротерм к дневной поверхности и окисления сероводородной кислоты в серную. То же относится и к минеральным типам руд во вторичных кварцитах и пропилитах.

Возможность отнесения к различным фациям глубинности биотитоальбитовых пород с халькопиритом, биотито-диопсидо-ортоклазовых пород с халькопиритом и борнитом, а также авгитово-ортоклазовых пород и ортоклазитов с халькозином и борнитом определяется следующими соображениями.

Перечисленные разновидности измененных пород во всех наблюдавшихся случаях закономерно появляются в наиболее глубоко эродированных участках Центрально-Камчатской рудной зоны. Ассоциация той или иной разновидности ортоклазитов, несущих медное оруденение, с эпидото-актинолито-кварцевыми (с биотитом) породами проявляется в различных участках рудной зоны, отстоящих друг от друга на десятки и сотни километров. Соседние в приведенном списке минеральные типы отличаются друг от друга появлением, как правило, одного-двух более низкотемпературных минералов при наличии значительной общности минерального состава в целом, подчеркиваемого особенно наличием общего для всех пород апатита и единой геохимической характерной рудной части типов.

Все перечисленные признаки, а также возможность получения каждой последующей разновидности из предыдущей при постоянном воздействии на исходные породы K_2O , SiO_2 , а затем также H_2O и H_2S (как это вытекает из расчетов баланса «привнос-вынос») позволяет нам считать разновидности ортоклазитов генетически взаимосвязанными с пропилитами и вторичными кварцитами (как было ранее показано, актинолито-эпидотовые с кварцем и биотитом породы представляют собою уже актинолито-эпидотовую ступень пропилитизации, в понимании Д. С. Коржинского).

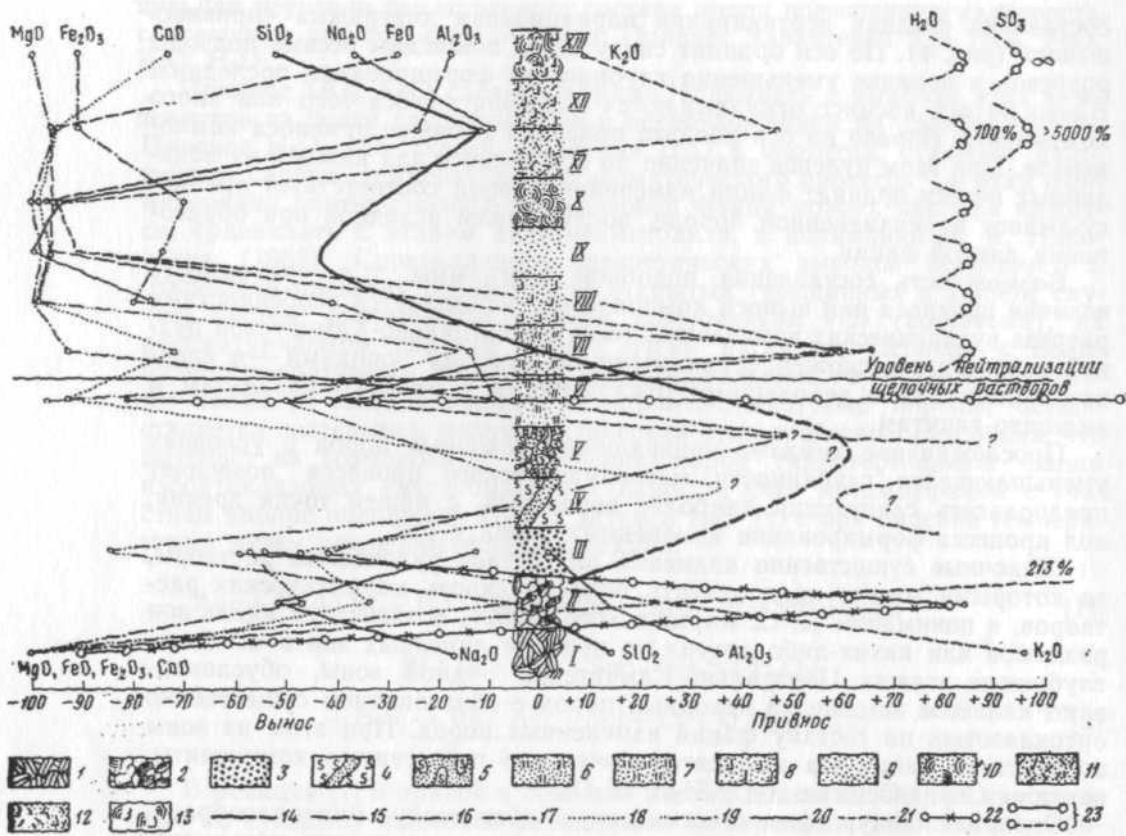


Рис. 4. Сводная вариационная диаграмма перемещения вещества при образовании вертикальной зональности измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. I—XIII — уровни глубинности.

I — ортоклазовые метасоматиты; 2 — биотит-диопсид-ортоклазовые метасоматиты; 3 — актинолитово-эпидотово-кварцевые метасоматиты; V — кварцевые карбонатные жилы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом в пропилитах; 5 — адулярово-кварцевые штокервки с Au и Ag в пропилитах; 6 — существенно кварцевые с серицитом породы; 7 — серицитово-кварцевые и биотитово-кварцевые породы; 9 — монокварциты; 10 — опалиты; 11, 12 — алунитовые кварциты; 13 — алунито-каолинитовые с опалом породы с колломорфной структурой; 14 — SiO₂; 15 — Al₂O₃; 16 — Fe₂O₃; 17 — FeO; 18 — CaO; 19 — MgO; 20 — Na₂O; 21 — K₂O; 22 — SO₃; 23 — H₂O

По абсциссе расположены величины выноса и привноса компонентов, %

Если постулировать падение температуры минералообразования с уменьшением глубинности поствулканического гидротермального процесса, для чего у нас имеются основания, судя по вертикальной зональности пропилитов и вторичных кварцитов, то постепенное большая низкотемпературность биотит-диопсид-ортоклазовых и биотит-льбитовых пород по сравнению с авгитовыми ортоклазитами или чистыми ортоклазитами позволяет считать эти породы последовательно все менее глубинными образованиями.

Те же рассуждения справедливы и в отношении увеличения в процессе минералообразования роли H₂O.

Более полное, чем ранее, представление о генезисе всего комплекса измененных пород и руд в Центрально-Камчатской рудной зоне можно, как нам кажется, получить путем прослеживания перемещения вещества при образовании вертикальной зональности. С этой целью нами

составлена сводная вертикальная вариационная диаграмма «привнос-вынос» (рис. 4). По оси ординат снизу вверх помещены осевые подзоны разрезов в порядке уменьшения глубинности формирования последних. Влево по оси абсцисс откладываются значения выноса того или иного компонента. Вправо по оси абсцисс показано значение привноса компонентов. При этом нулевое значение по оси абсцисс для каждой из показанных по оси ординат фаций измененных пород соответствует привносу-выносу в неизменной породе, послужившей исходной при образовании данной фации.

Возможность составления подобной диаграммы, т. е. сравнимости величин привноса или выноса компонентов, определяется особенностями разреза вулканических измененных толщ в Центрально-Камчатской рудной зоне. Разрез сложен сравнимыми по химизму породами — в среднем андезитами с небольшими отклонениями к андезито-базальтам и андезито-дацитам.

Прослеживание химизма превращений исходных пород в условиях уменьшающейся глубинности метасоматического процесса позволяет предполагать следующий наиболее вероятный, с нашей точки зрения, ход процесса формирования измененных пород и руд.

Щелочные существенно калиевые по составу рудоносные растворы, за которыми можно предполагать природу сквозь магматических растворов, в понимании Д. С. Коржинского (1952), воздействуя вдоль зон разломов или каких-либо других по природе линейных зон в наиболее глубинных этажах Центрально-Камчатской рудной зоны, обуславливают калиевое замещение исходных пород с образованием существенно ортоклазовых по составу фаций измененных пород. При этом из зоны воздействия растворов выносятся почти все петрогенные компоненты, исключая привносимые K_2O , Si_2O , Al_2O_3 .

Оценивая общую физико-химическую обстановку минералообразования на данном уровне глубинности, можно предполагать, что температура и давление, по крайней мере в начальные стадии процесса, были здесь очень высокими и лежали в области «магматических» параметров. Лишь в небольшом количестве и в более позднюю кислотную стадию имеет место образование зональных халькозино-альбитовых агрегатов.

Появление кислотных изменений ортоклазитов (вынос K_2O и альбитизация) в более позднюю стадию процесса на данном уровне глубинности следует связывать, видимо, с падением температуры, приводящим к конденсации и затем диссоциации H_2S . Характерно, что рудообразование в кислотную стадию очень незначительно и выражается в тонкодисперсной вкрапленности халькозина перед фронтом альбитизации.

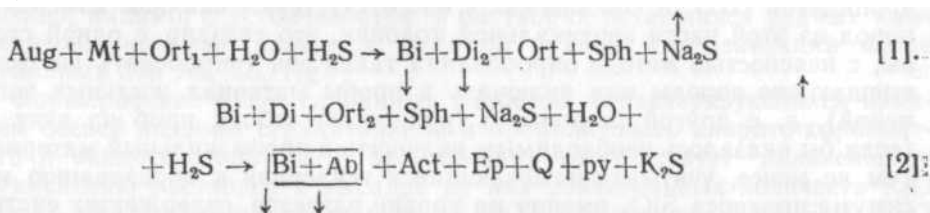
Уже на данном уровне глубинности очень отчетливо проявляется описанный Д. С. Коржинским (1959) эффект волнокислотной дифференциации гидротермальных растворов. Легко видеть, что в ходе этой дифференциации кислотное изменение вмещающих пород (в данном случае ортоклазитов) опережает щелочную волну, обогащенную основаниями (Si^{++} , Fe), входящими в состав более поздних халькозино-борнитовых прожилков и выполнений полостей растворения.

Различие в морфологии разновременных агрегатов объясняется, как это и предлагает Д. С. Коржинский, падением давления растворов в породе в стадию растворения (выноса) и повышением этого давления с выдавливанием растворов в трещины и полости растворения в стадию осаждения (привноса).

Образование за счет шонкинитов биотит-диопсид-ортоклазовых пород сопровождается очень небольшим выносом SiO_2 , MgO и все еще значительным, хотя и меньшим, чем в предыдущей зоне, выносом Fe_2O_3 , Na_2O , CaO . Вынос Na_2O повышается до 51%, что отражает установлен-

ную при изучении вещественного состава пород повышенную калиевость слагающего эти породы ортоклаза. Привнос характерен для Ti_2O , FeO , K_2O , H_2O .

Привнос TiO_2 , FeO следует, видимо, связывать с выносом этих компонентов из более глубоких зон и переотложением на данном уровне. Привнос H_2O , или, скорее, фиксация H_2O в биотитах, отражает дальнейшее падение температуры метасоматического процесса, и этап формирования биотит-диопсид-ортоклазовой фации можно, как нам кажется, сравнивать с этапом автопневматолита, в понимании В. А. Николаева (1953). Справедливость теоретических выводов последнего в отношении развития относительно открытых (трещинных в данном случае) систем, обогащенных особым компонентом «С» (щелочами), на рассматриваемом примере видна очень наглядно. Переход к более низкотемпературным типичным гидротермальным образованиям, какими являются окварцованные актинолит-эпидотовые породы, осуществляется постепенно, минуя критический этап грейзенообразования, что вытекает из возможности получения пород гидротермальной фации изоортоклазовых «метасоматитов» лишь за счет метаморфизма с участием вполне подвижной H_2O , а затем и H_2S (т. е. при падении температуры) путем последовательных реакций:



В реакции [1] в правой и левой ее частях показаны Ort_1 и Ort_2 , которые по существу являются различными минералами, так как Ort_1 обогащен $Ca - Na$ молекулой, а Ort_2 — ортоклаз существенно калиевый.

Максимум процесс, аналогичный автопневматолиту, достигает, возможно, при формировании биотит-альбитовых пород, представляющих собою своеобразные «биотитовые грейзены». Можно думать, что обогащение их Na_2O (альбит) и MgO (существенно магниезильные биотиты) связано с выносом этих компонентов из более глубоких биотит-диопсид-ортоклазовых зон.

Как и в первом случае, на описываемом уровне минералообразования имеет место стадийность процесса. Ранняя высокотемпературная стадия, сопровождающаяся выносом ряда компонентов, сменяется более низкотемпературной стадией, проявляющейся в отложении таких минералов, как борнит и халькопирит. Наличие структур распада твердого раствора борнит-халькопирит свидетельствует о том, что падение температуры процесса имеет место не только между этапами, при переходе от более глубоких зон к менее глубоким, но и внутри этапов и даже внутри стадий.

Образование окварцованных актинолит-эпидотовых пропилитов с биотитом, пиритом, халькопиритом и иногда молибденитом за счет диоритов сопровождается продолжающимся привносом K_2O , привносом SiO_2 и выносом всех остальных компонентов при относительной инертности Al_2O_3 .

Комплекс минералов здесь, как мы видели, типичный гидротермальный и отвечает гидротермальным растворам, содержащим значительные количества диссоциированной H_2S . Однако волнокислотная стадийность

Правильнее было бы называть процесс на этой и более ранней (глубинной) стадиях «магматическим замещением», в понимании Д. С. Коржинского (1952).

процесса устанавливается с трудом и не во всех случаях. Отражением ее является наложенность окварцевания на изменения актинолитово-эпидотового характера. Центральные части зон являются иногда более окварцованными и содержат участки, сложенные мономинеральными кварцевыми агрегатами. Объясняется это, с нашей точки зрения, дифференциацией щелочного раствора с образованием слабокислотного фронта, обогащенного H_2S и производящего пропилитовое изменение актинолитово-эпидотовой ступени равновесия и щелочной (K_2O) тыловой части воздействующего потока, производящей отложение SiO_2 , биотитизацию и рудную минерализацию (часто в виде прожилков).

Сравнивая баланс перемещения вещества по восстанию зоны изменения пород и оруденения по первым трем уровням глубинности (см. рис. 3), мы приходим к выводу о наличии в растворах перед их переходом в более верхние горизонты Центрально-Камчатской рудной зоны избытка таких компонентов, как CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 . Кроме того, направление векторов изменения количества SiO_2 показывает наличие максимума привноса этого компонента где-то в вертикальном интервале между полизональным разрезом VI (на диаграмме доказана только его осевая подзона) и зонами окварцованных актинолитово-эпидотовых пропицитов (III). К сожалению, у нас отсутствуют анализы измененных пород из этой части вертикальной колонки, что связано, с одной стороны, с неясностью метода опробования таких зон (опробовать ли только вмещающие породы или включать в пробы материал жильных заполнений), а, с другой стороны, с трудностью отбора проб из этих зон (если бы оказалось необходимым включить в пробу жильный материал). Тем не менее, учитывая намечающиеся тенденции к образованию максимума привноса SiO_2 именно на уровне разрезов, содержащих системы кварцевых и кварцево-карбонатных жил и адулярово-кварцевых штокверков, можно думать, что именно в этом интервале лежат максимумы привноса перемещенных по восстанию зоны компонентов CaO , MgO , FeO , которые и фиксируются здесь в виде Ca - Mg карбонатов и пирита из зон пиритизации, сопровождающих золото-серебряное оруденение. Наличие в кварцевых штокверках адуляра нашло свое отражение в максимуме K_2O .

В связи с отсутствием проб жильного материала на диаграмме не показан привнос рудных компонентов Pb , Zn , Si , Au , Ag , а также сульфидной S_2 .

Рассматривая указанные образования с точки зрения волнокислотной гипотезы Д. С. Коржинского, мы опять видим ее подтверждение. Ранние стадии изменения на данном уровне глубинности, связанные с воздействием опережающей обогащенной кислотными радикалами волны, образовавшейся в ходе дифференциации в общем щелочного раствора, носят слабокислотный характер и выражаются в пропицитизации вмещающих пород. При этом развиваются менее глубокие, чем ранее, фации эпидот-хлоритовая и хлорит-карбонатная.

Стадия осаждения из тыловой части фильтрующегося потока протекает в трещинных зонах (линейных и штокверковых) и имеет щелочной характер — отлагаются основания: K_2O (серицит и адуляр), Pb (галенит), Zn (сфалерит), Si (халькопирит), Fe (пирит), Ca , Mg (карбонат), Au , Ag . Здесь же отлагается SiO_2 .

Наличие тех же металлов в виде рудных компонентов примесей в пропицитизированных породах (в основном в пиритах) свидетельствует о том, что часть рудных компонентов связывается с кислотными радикалами и мигрирует совместно с кислотной волной потока. Как показывают спектральные анализы, эта часть очень незначительна, и основное рудоотложение имеет место в стадию отложения из щелочного раствора.

Таким образом, заканчивая рассмотрение первых пяти минеральных фаций, можно выделить весь интервал от I до V уровней глубинности включительно в качестве области привноса как рудных, так и петрогенных компонентов. Груз компонентов, перемещенных из глубинных зон минералообразования, реализован в верхних этажах интервала в виде материала жильных заполнений.

Формирование зональных разрезов на уровне VI сопровождается, как видно на рис. 3, все еще значительным привносом SiO_2 . Однако растворы, инфильтрирующие в стороны от подводящей трещины, носят уже более кислотный характер, что четко устанавливается по выносу из осевой подзоны K_2O , MgO , FeO , которые дают подзоны резкого обогащения во внешних частях разреза (подзоны серицитизации, оталькования и хлоритизации).

Все рудные компоненты (Си, Pb, Zn) на данном уровне глубинности локализованы в пропиловом окаймлении зон, что свидетельствует, если исходить из представлений Д. С. Коржинского об инфильтрационной зональности (1952), об одновременности рудоотложения и гидротермального изменения, т. е. о наличии в метасоматизирующих растворах растворимых соединений рудных компонентов-примесей. Однако более поздняя волна, обогащенная основаниями, здесь не фиксируется, что связано, видимо, с устойчивостью в растворах оставшихся рудных компонентов, каковыми являются, судя по рудной минерализации менее глубинных зон As, Sb, Hg.

Формирование менее глубинных разрезов, характеризующихся наличием осевой подзоны серицитизации и пропилового хлорито-карбонатного и эпидото-хлоритового окаймления, соответствует дальнейшему раскислению растворов и высадке из них значительных количеств K_2O и Fe_2O_3 при почти полной инертности SiO_2 . Компоненты CaO, FeO, MgO и Na_2O при диффузии выносятся из осевой подзоны.

Как и в ранее рассмотренных случаях, состав метасоматизирующих растворов был комплексным и растворы содержали также рудные компоненты Pb, Си, Zn, Ag, Sn, As, Sb, Hg. Часть этих компонентов, присутствующих в ничтожно малых концентрациях (Pb, Cu, Zn, Ag, Sn), является компонентами-примесями, инфильтрирует совместно с опережающей кислотной волной и фиксируется нами в протолочках пропиловитизированных пород. Тыловая часть потока, обогащенная избыточными основаниями, производит в зонах кислотного изменения относительно более позднее рудоотложение, причем сульфиды представлены уже AsS, As_2S_3 , Sb_2S_3 и HgS. Жильными минералами являются кальцит, барит, пирит и серицит.

Однако общая окисленность сероводородных растворов, равно как и окислительно-восстановительный потенциал, на данном уровне глубинности еще не были достаточными для полного осаждения всех оснований и большей дифференциации измененных пород. Главная масса As, Sb и Hg присутствовала в растворах в виде растворимых соединений и растворимость последних превышала ту величину, которая определяется окислительно-восстановительным потенциалом на данном уровне глубинности. Уровень развития серицито-кварцевых с пиритом гидротермально-измененных пород можно рассматривать, таким образом, как уровень нейтрализации исходных щелочных растворов.

Дальнейшее окисление растворов по мере их подъема к поверхности приводит к образованию полизональных разрезов измененных пород, внутренние подзоны в которых сложены вторичными кварцитами, а внешние — пропиловитизированными породами. Для осевых подзон, сложенных в направлении последовательного уменьшения глубинности диккитовыми вторичными кварцитами и монокварцитами, характерен вынос

всех компонентов, исключая инертный TiO_2 . Рассматриваемые уровни глубинности характеризуются весьма сильной кислотностью, и осевые подзоны здесь соответствуют, в номенклатуре Д. С. Коржинского (1963), подзонам максимального кислотного выщелачивания. Любопытно, что выносимый SiO_2 наблюдается на этом же уровне минералообразования, а также в более верхних горизонтах в виде линзовидных тел «сливных» опалитов в трещинах в неизмененных породах.

Рудные компоненты на данном уровне глубинности фиксируются, как и во всех предыдущих случаях, в виде двух разновозрастных модификаций — синхронных гидротермальному изменению компонентов-примесей (Pb, Cu, Zn, Ag, As, Sb) и несколько более поздних минералов в составе наложенной стадии минерализации (As, Sb, Hg).

Как показывают геологические наблюдения (Василевский, 1958; Власов, Василевский, Жегалов, 1959), на описываемом уровне глубинности происходит максимальное рудоотложение (As, Sb, Hg). Этот факт, а также полная стерилизация внутренних подзон в отношении всех компонентов, исключая инертные TiO_2 , SiO_2 и Al_2O_3 (в порядке уменьшения инертности), позволяет предполагать наличие здесь высокого окислительно-восстановительного потенциала и появление в составе гидротермальных растворов такой сильной кислоты, как H_2SO_4 , которая и фиксируется выше по восстанию Центрально-Камчатской рудной зоны в составе алунитовых фаций вторичных кварцитов.

Развитие в верхних этажах Центрально-Камчатской рудной зоны алунизированных пород сопровождается, как мы видим, привнесом K_2O и значительно меньшим выносом SiO_2 и Al_2O_3 . Наблюдается, таким образом, картина поведения компонентов, очень сходная с таковой для разрезов, в которых осевые подзоны сложены серицитовыми вторичными кварцитами. Это позволяет, в свою очередь, искать некоторого сходства и в общей физико-химической обстановке минералообразования на обоих уровнях. Сходство выражается, по нашему мнению, в нейтрализации кислых сульфатных растворов, что согласуется с данными об образовании алунита, приводимыми Т. С. Ловерингом (1951). Нейтрализация растворов связана, скорее всего, с обработкой их по мере взаимодействия с вмещающими породами и при разбавлении вадозовыми водами, а также с привнесом сюда значительных количеств сильных оснований (K_2O), вынесенных из более глубоких частей зоны при образовании монокварцитов и опалитов.

Полезная минерализация представлена на данном уровне глубинности самородной серой, образующей пластовые залежи массивных и вкрапленных руд.

Появление самородной серы можно связывать, как это и делает Г. М. Власов (1958), с резким и одновременным окислением у поверхности остаточного (еще неокисленного) сероводорода, входящего составной частью в сложный сероводородно-сернисто-сульфатный раствор, согласно реакции: $2H_2S + SO_2 = 3S + 2H_2O$.

Таким образом, формируются алунисто-кварцевые, монокварцевые и другие минеральные ассоциации с самородной серой, которые Г. М. Власовым названы серными кварцитами.

Более поздней стадии минерализации, связанной с кислотной дифференциацией гидротермального раствора на уровне формирования серных месторождений, как правило, не наблюдается. Наоборот, осевые подзоны нередко оказываются обогащенными теми металлами, которые присутствуют в растворах (на данном уровне глубинности) в качестве рудных компонентов-примесей (Pb, например). Это связано, скорее всего, с двумя факторами. Во-первых, с резким обеднением растворов избыточными металлами после рудоотложения в глубинных зонах.

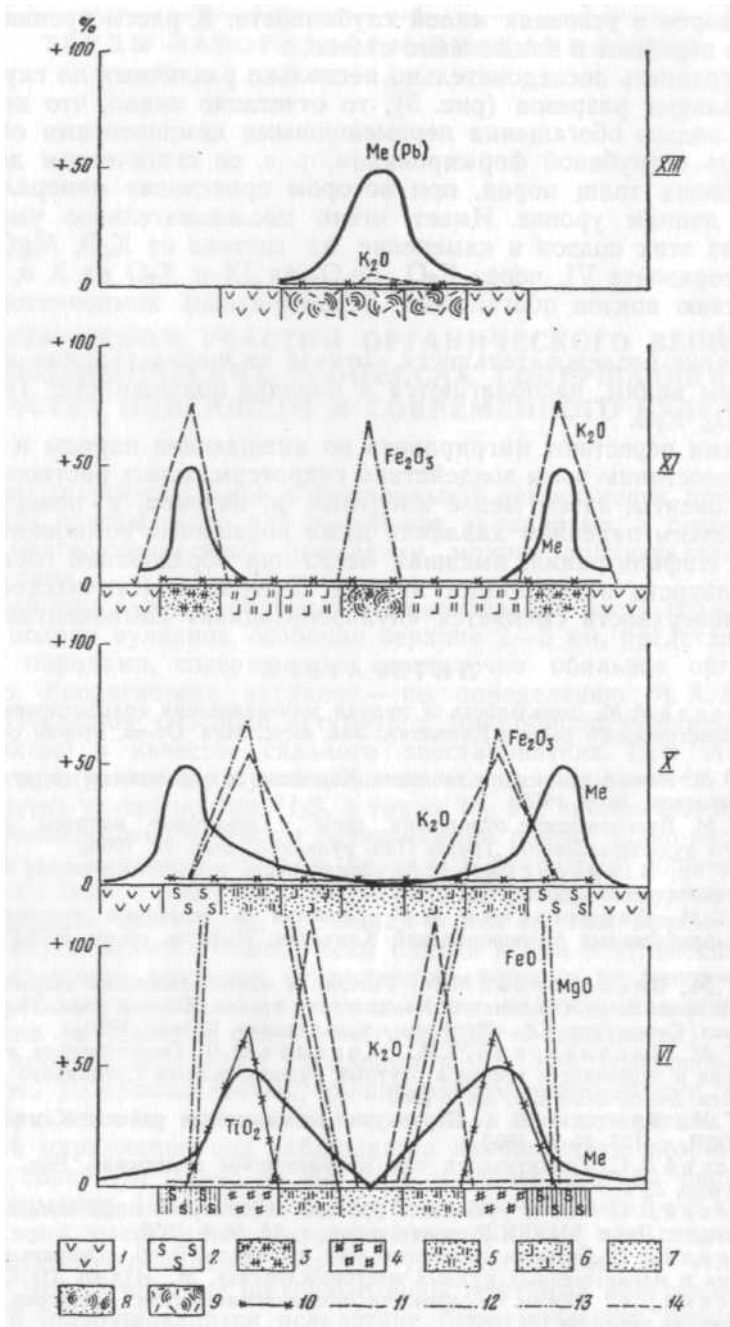


Рис. 6. Особенности инфильтрационной метасоматической зональности в условиях различной глубинности гидротермального процесса

1 — неизменные породы; 2 — пропититизированные породы; 3 — подзона бейделлитизации гидрослюд; 4 — подзона оталькования и хлоритизации; 5 — серицито-кварцевые породы; 6 — диккито-кварцевые породы; 7 — монакварциты; 8 — опалиты; 9 — алуни-каолинковые с опалом породы с колломорфной структурой; 10 — TiO₂; 11 — Fe₂O₃; 12 — FeO; 13 — MgO; 14 — K₂O

Во-вторых, с некоторыми особенностями гидротермальной дифференциации растворов в условиях малой глубинности. К рассмотрению последних мы и перейдем в заключение статьи.

Если сравнить последовательно несколько различных по глубинности горизонтальных разрезов (рис. 5), то отчетливо видно, что количество и состав подзон обогащения перемещенными компонентами обнаруживают связь с глубиной формирования, т. е. со статическим давлением вышележащих толщ пород, при котором происходит минералообразование на данном уровне. Имеет место последовательное уменьшение количества этих подзон и изменение их состава от K_2O , MgO , FeO и TiO_2 на горизонте VI, через K_2O , Fe_2O_3 на IX и K_2O на X и, наконец, к отсутствию подзон обогащения перемещенным компонентом (горизонт XIII).

В порядке последовательности «отказа от инфильтрации» компоненты, как мы видим, располагаются в порядке подвижности: TiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , K_2O .

Первыми перестают мигрировать во вмещающие породы и уносятся вверх по восстанию зоны воздействия гидротермальных растворов инертные компоненты, затем менее инертные и, наконец, у поверхности в связи с резким падением давления даже подвижные компоненты K_2O и металлы. Инфильтрация, имевшая место при образовании горизонтальной зональности в глубинных этажах Центрально-Камчатской рудной зоны, у поверхности сменяется «пульверизацией» компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Василевский М. М. Зональность и рудная минерализация сольфатарноизмененных пород Быстринского района Камчатки. Зап. Всес. Мин. Об-ва, вторая серия, ч. 87, 1958.
- Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. Сов. Геология, № 5, 1958.
- Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Труды Лаб. вулканол., вып. 13, 1958.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Зональность измененных пород Срединного Камчатского хребта. Докл. АН СССР, т. 122, № 4, 1958.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых рудопроявлений Камчатки. Информ. сборн. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Генезис и взаимоотношения вторичных кварцитов и пропилитов Срединного Камчатского хребта. Тезисы докл. Первого Всес. Вулканол. Совещания. Сб. «Проблемы вулканизма», Ереван, 1959.
- Власов Г. М., Василевский М. М., Жегалов Ю. В. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутных рудопроявлений Срединного Камчатского хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1959.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С. Вывод уравнения простой инфильтрационной метасоматической зональности. Докл. АН СССР, новая серия, т. 84, № 4, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1957.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, № 2, 1958.
- Коржинский Д. С. Основы физико-химического анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ловеринг Т. С. Измененные породы как поисковый признак на руды в округе Восточный Тинтик в штате Юта. ИЛ, 1951.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всес. мин. об-ва, XXXIII, № 2, 1954.
- Наковник Н. Л. Вторичные кварциты. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Труды ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1954.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.