

А.А. ГОДОВИКОВ

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯПОНИИ

В сентябре 1984 г. я побывал на некоторых рудных месторождениях, расположенных в Северо-Восточной Японии. (о-в Хонсю) и на о-ве Хоккайдо. Каждое из этих месторождений — типичный представитель своеобразных вулканогенных месторождений, общие черты которых рассмотрены Т. Тацуми, Й. Секине и К. Канехира [7]. Мне удалось собрать коллекцию ряда минералов, отсутствовавших в Музее или имеющихся, но лишь в виде нескольких низкокачественных образцов. Кроме того, эти месторождения не очень хорошо известны в СССР, хотя и являются важными в цепи общих представлений о минерало- и рудообразовании, генезисе некоторых крупных промышленных месторождений. В связи с этим представляется целесообразным дать их краткую характеристику. Первоначально описываются Ag—Pb—Zn- и Pb—Zn-месторождения, приуроченные к формации зеленых туфов, среди них в первую очередь жильные месторождения кальдерного типа (Тойоха), затем — стратиформные месторождения типа Куроко, представленные месторождением Фуказавы. После этого описываются месторождения марганца разного типа, в том числе приуроченные к формации зеленых туфов.

I. Ag—Pb—Zn-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬДЕРНОГО ТИПА

Введение

Из месторождений этого типа мне удалось посетить месторождение Тойоха.

Горнометаллургический комбинат Тойоха принадлежит компании Тойоха Майнес К°, Лтд. (Тоюоха Mines Co., Ltd.), выделившейся из Ниппон Майнинг К°, Лтд. в 1973 г. В настоящее время он является одним из крупнейших в Японии по производству Ag-, Pb- и Zn-концентратов. Так, в 1982 г. он поставил 19% Ag, 19% Pb и 14% Zn от всей продукции Японии.

Комбинат базируется на эпитептермальном вулканогенном месторождении Тойоха, из которого до 1982 г. было извлечено 12 млн. т руды и получено 1400 т Ag, 300 000 т Pb и 780 000 т Zn; кроме того, из этих же руд извлекается Au (с 1937 по 1977 г. — 3200 кг). Оставшиеся запасы руд на январь 1983 г. оценивались в 13 млн. т при среднем содержании 124 г/т Ag, 2,1% Pb и 7% Zn. За последнее время ежегодная добыча руды превысила 400 000 т (табл. 1).

Рудник Тойоха находится в 43 км к юго-западу от г. Саппоро по дороге № 230. Административное здание рудника расположено на высоте 550 м над уровнем моря. Описания разработок в этом районе появляются с 1890-х годов, когда здесь уже существовал небольшой карьер, вскрывавший жилу Харима. В 1915—1921 гг. рудник разрабатывался преимущественно на серебро, а затем велась его комплексная разработка. В 1944 г. работы на руднике были приостановлены из-за затопления выработок водами р. Ширази, в 1950 г. — возобновлены.

Рудные залежи Тойоха принадлежат к жильному типу Ag—Pb—Zn-месторождений¹ и характеризуются высокосортной Ag-рудой. Обнаружено и эксплуатируется более 40 жил, распределенных на площади 3,6 (СЗ—ЮВ) × 1,2 км (СВ—ЮЗ). Горные выработки достигли отметки —450 м ниже поверхности, которая находится на высоте 550 м выше уровня моря; скважины достигли отметки —600 м.

¹ Ранее этот рудник описывался лишь как Pb—Zn без акцента на серебряную минерализацию [8]; общая характеристика вулканогенных жил Японии дана Т. Накамурой и М. Хунахаси [6].

Таблица 1

Продукция горнометаллургического комбината Тойоха (в тыс. т)

Продукция	Год			Продукция	Год		
	1980	1981	1983		1980	1981	1983
Исходная руда	404	414	441	Цинковый концентрат	56	53	60
Свинцовый концентрат	15	13	12	Пиритовый концентрат	36	35	40

Судя по результатам бурения и изучению измененных зон на поверхности, жильная система, возможно, распространена более широко, чем это предполагалось.

Общие сведения о месторождении Тойоха содержатся в [8], ниже дается в основном новый материал по нему.

Геологический очерк

Рудник Тойоха расположен в формации зеленых туфов (рис. 1) на юго-западе о-ва Хоккайдо. К ней приурочено большое число месторождений и рудопоявлений, характеризующихся грубозональным распределением: в центре находятся Pb-Zn-месторождения, затем идет обрамляющий пояс Au-Ag-месторождений и внешний пояс месторождений типа Куроко. Рудник Тойоха находится в центральной части одной из таких областей.

Вулканогенно-осадочные отложения, к которым приурочены рудные жилы, имеют неогеновый возраст.

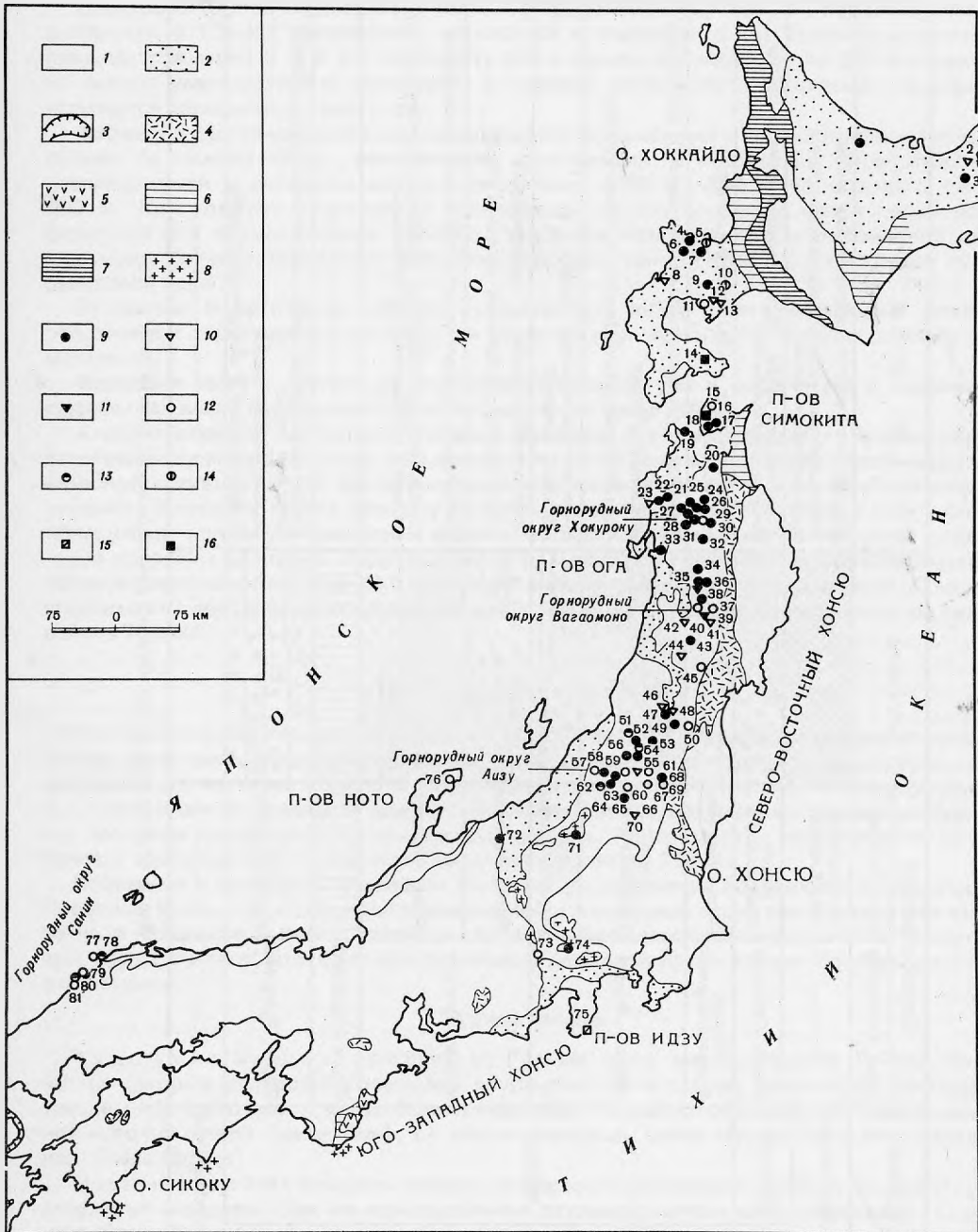
Продуктивными являются формации Коянагизава, Мотояма и Нагато, находящиеся в основании стратиграфической колонки (рис. 2). Кратко их характеристика сводится к следующему.

Формация Коянагизава обнажается в восточной части рудного поля и установлена на горизонте -300 м. Она представлена в основном андезитовой и базальтовой лавами, а вблизи верхней части установлен купол дацитовых лав. Мощность отложений этой формации более 1000 м.

Андезитовая и базальтовая лавы представляют собой плотные, твердые породы темно-зеленого и черного цвета. Лавовые потоки, разделяющиеся прослойками туфа, подразделяются на несколько пачек. Верхняя часть потоков обычно имеет мозаичную тек-

Рис. 1. Область распространения формации зеленых туфов на Японских островах и основные рудные месторождения, связанные с этой формацией [24]

1 — в основном субаквальные вулканиты, мощные, измененные; 2 — формация "зеленых туфов", в основном осадочные породы, мощные; 3 — зона измененных субаэральных вулканитов (недостаточно обнаженная); 4 — в основном субаэральные вулканиты, маломощные, неизмененные; 5 — субаэральные риолиты, неизмененные; 6 — в основном осадочные отложения, маломощные; 7 — осадки молассового типа; 8 — граниты; 9-16 — типы месторождений: 9 — типичные месторождения Куроко; 10 — штокверковые месторождения типа Куроко; 11 — дитто со стратиформными сульфидными рудными телами; 12 — гипсовые месторождения типа Куроко; 13 — дитто с заметным количеством сульфидов; 14 — баритовые месторождения типа Куроко; 15 — золото-пиритовые месторождения типа Куроко; 16 — пиритовые месторождения типа Куроко. Цифры на рисунке — названия рудников: 1 — Фуми; 2 — Китанемуро; 3 — Немуро; 4 — Йоичи; 5 — Отару-Матсукура; 6 — Кунитоми; 7 — Мейджи; 8 — Дайкиу; 9 — Тойя; 10 — Минами-Шираои; 11 — Дате; 12 — Хоробетсу; 13 — Кагенозава; 14 — Камеда; 15 — Аомори; 16 — Оаге; 17 — Абеширо; 18 — Таишо, Нишимата; 19 — Камийсо; 20 — Камикита; 21 — Чун; 22 — Мизусава; 23 — Тсубаки; 24 — Товада, Гинзан; 25 — Фурутобе, Айнаи; 26 — Косака; 27 — Ханаока, Шаканаи, Матсуки; 28 — Фуказавы; 29 — Комаки; 30 — Ханавы; 31 — Омаки; 32 — Казуно, Таносава, Коваризава; 33 — Бабама; 34 — Осава, Шимотаи; 35 — Ковагучи; 36 — Маки, Омаки; 37 — Домори; 38 — Тсучихата; 39 — Ивасава; 40 — Йошино; 41 — Тагонаи; 42 — Матсуока; 43 — Хатано; 44 — Фукуфуне; 45 — Миязаки; 46 — Акаяма; 47 — Йошино; 48 — Акаяма; 49 — Широиши; 50 — Фукуока, Катта; 51 — Огуни; 52 — Тсугава; 53 — Каратоя; 54 — Йонаихата; 55 — Кано; 56 — Одояма; 57 — Гошо; 58 — Нишикава; 59 — Оишида; 60 — Каруизава; 61 — Ишигамори, Иваматсу; 62 — Куросава; 63 — Таширо; 64 — Йокога; 65 — Омия; 66 — Таджима; 67 — Асахи; 68 — Канаямазава; 69 — Асака; 70 — Кошиджи; 71 — Оминэ; 72 — Джизо; 73 — Мокура; 74 — Такара; 75 — Сузаки; 76 — Ното; 77 — Удо; 78 — Винибучи; 79 — Онимура, Санин-Матсуширо; 80 — Ивами; 81 — Осака-Матсуширо



стуру и отличается розовой или зеленовато-пурпурной окраской. В верхней части лавового потока выделяется аргиллитизированная зона с гематитом мощностью 50 м. Она рассматривается как результат поверхностного выветривания.

Дацитовый купол наблюдается только в подземных выработках. Вершина купола, вытянутая в СЗ—ЮВ направлении, находится к северу от жилы Таджики и занимает площадь примерно 3 X 2 км. Мощность этого лавового купола около 500 м в центре, но быстро уменьшается к периферии. В краевой части купола дацитовый туф обычно отличается сплавленной текстурой.

Формация Мотояма несогласно перекрывает предыдущие и представлена конгломератами (в нижней части), песчаниками, аргиллитами. В подземных выработках она распределяется в основном между горизонтами —150 и —300 м. Ее мощность около 600 м. Конгломераты состоят из зеленоватой грубой основной массы песчаника и округлых или полуокатанных обломков и гальки базальтовой или андезитовой лавы формации Коянагизава. Кроме того, эти же породы тонкой оторочкой окружают купол дацитовой лавы.

Песчаники и аргиллиты обычно представляют собой коричневато-серые илистые отложения и характеризуются тонкими прослойками черного пелитового (глинистого) материала.

Формация Ногато состоит из андезитовой лавы и туфа и встречается в подземных выработках выше горизонта —150 м. Ее мощность более 700 м.

Андезит образует несколько лавовых куполов и в краевых частях обнаруживает автобрекчированную текстуру, что доказывает субаквальный характер подобной вулканической активности. Это так называемые пропилиты зеленовато- или голубовато-серой окраски. В нижних частях лавовых куполов подземными выработками и при бурении обнаружены плотные и массивные андезитовые дайки, возможно, являющиеся подводными каналами интрузии. Андезитовый туф, в основном от тонко- до грубозернистого, образует пропластки в лаве. Эта формация залегает согласно на предыдущей. С другой стороны, эти две формации обнаруживают взаимопроницающие соотношения на западе района Тойоха.

Геологическая структура

Рассматриваемая площадь в основном контролируется кальдерой проседания вокруг конуса дацитовой лавы поздней стадии Коянагизава. Андезитовая и базальтовая лавы формации Коянагизава образуют подкововидную структуру (рис. 3) на площади около 5 X 4 км. В центре находится дацитовый лавовый конус, а осадочные отложения формации Мотояма покрывают эту пониженную область. Конгломераты располагаются по окраине, а вдоль восточного крыла их мощность достигает 200 м.

Песчаники и аргиллиты формации Мотояма также заметно колеблются по мощности. Предполагалось, что это результат разрывной и купольной структур. Однако эти изменения в мощности вызваны главным образом условиями осадконакопления. В настоящее время считают, что крупные разрывные движения после стадии Мотояма не очень значительны.

Рудные залежи

Рудомещающие трещины. Рудные жилы месторождения Тойоха, более 40 из которых считаются главными, группируются четырьмя основными системами трещин: а) широтной (жилы Ошима—Шитабан—Таджима—Харима), б) северо-западной—юго-восточной (жила Соя), в) восток-западной (жила Изума) и г) меридиональной (жила Сорачи).

Общая картина этих жильных систем, направление разрывов и сдвигов соответствуют структуре кальдеры (так же как изопакеты разрывов купола дацитовой лавы). Глубина и масштаб смещения уменьшаются к центру структуры.

Кальдерное проседание с куполом дацитовой лавы в центре произошло после проседания купола дацитовой лавы. Его мощность около 5 X 4 км, центр отвечает 600 м относительно края. Для него характерна форма подковы, открытой к западу. Трещины, формирующиеся в эту эпоху, имеют падение около 60° и располагаются вокруг центра проседания. Они сохраняются как базовая картина в рассматриваемой области и контролировали жилы месторождения Тойоха.

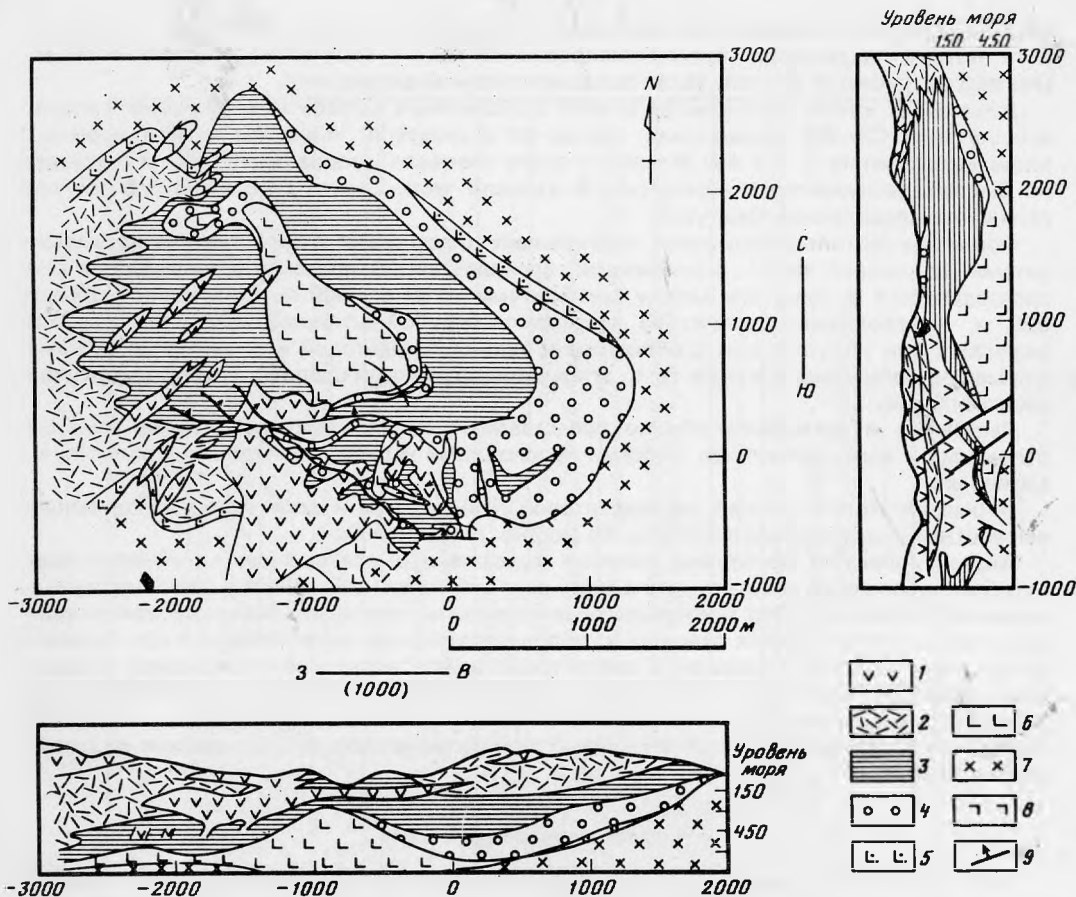


Рис. 3. Геологическая карта (горизонт — 300 м ниже уровня моря) и разрезы района месторождений Тойоха

1 — андезитовая лава (формация Нагато) и андезитовые дайки; 2 — туф (формация Нагато); 3 — аргиллиты и песчаники (формация Мотояма); 4 — конгломераты (формация Мотояма); 5 — спеченный туф (формация Коянагизава); 6 — купол дацитовой лавы (формация Коянагизава); 7 — базальтовая и андезитовая лавы (формация Коянагизава); 8 — дацитовые дайки; 9 — рудные жилы [14]

В стадию Мотояма эта кальдера была скрыта нормальными осадочными породами, затем в стадию Нагато, главным образом в западной части района, проявилась вулканическая активность андезитов, сформировавших некоторые лавовые конусы, которые вызвали тектонические напряжения в районе и проявление новых трещин, унаследовавших древнюю трещинную систему. В результате образовались сложные трещинные системы.

Рудные залежи образованы во время или после стадии Ошидоризава. Не ясно, как трещины открывались в стадию Ошидоризава. Первоначально они возникли в конце стадии Коянагизава, а затем — во время стадии Нагато. В стадию Ошидоризава этот район был приподнят. В условиях распространения поля напряжений старые трещины должны были вновь открываться и должна была восстанавливаться старая кальдера проседания (рис. 4). Затем сформировалась циркулирующая система гидротермальных растворов и, наконец, в каждой из жил отлагалась рудная минерализация.

Основные черты минерализации. Минерализация рудных жил месторождения Тойоха достаточно разнообразна (табл. 2). При этом, несмотря на некоторые местные вариации состава, все жилы по типу минерализации можно подразделить на две крупные группы — жилы типа Таджикима и жилы типа Изумо.

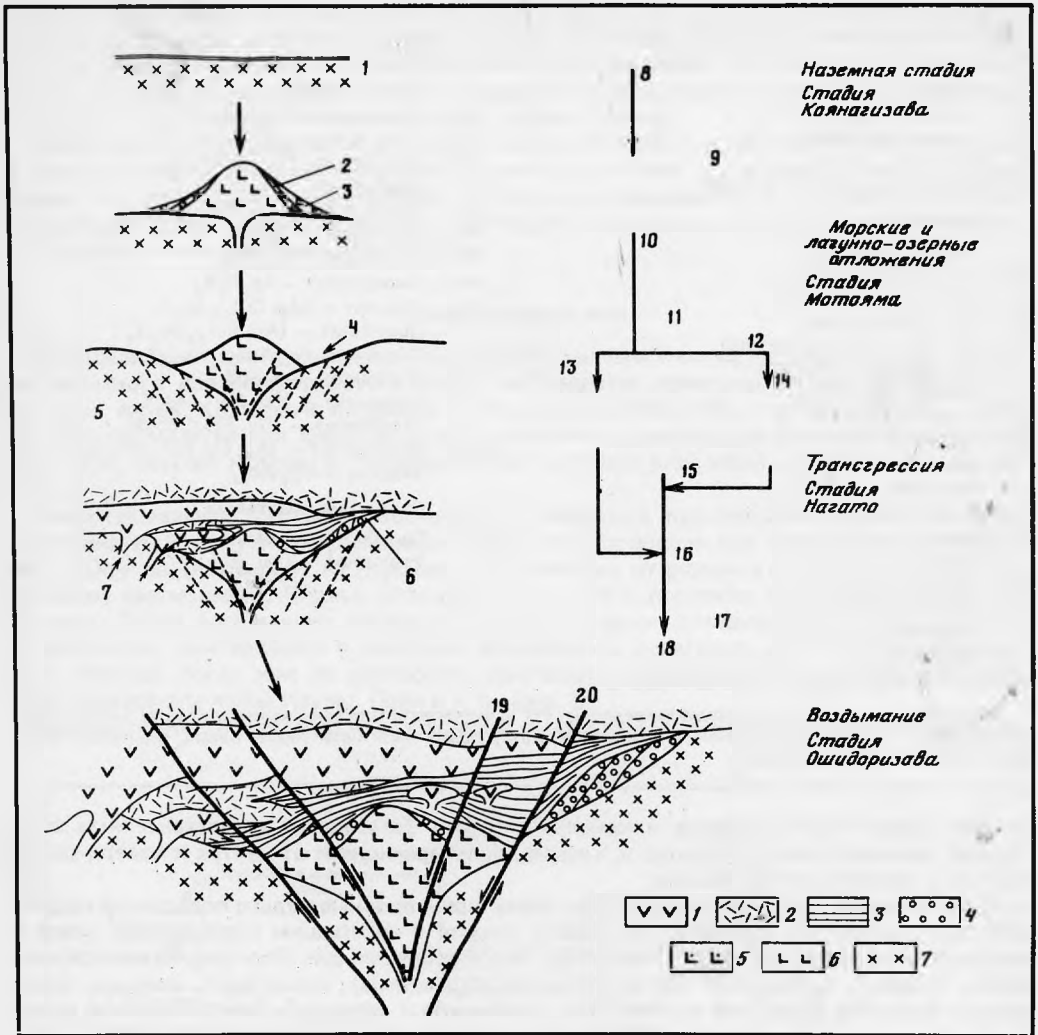


Рис. 4. Схема формирования трещинной системы в кальдере Тойоха [14]

1 — андезит (формация Нагато); 2 — туф (формация Нагато); 3 — аргиллиты-песчаники (формация Мотояма); 4 — конгломераты (формация Мотояма); 5 — сваренный туф (формация Коянагизава); 6 — купол дацитовый лавы (формация Коянагизава); 7 — андезит-базальтовая лавы (формация Коянагизава). 1 — выветривание (гематитизация); 2 — сваренная часть; 3 — туф; 4 — заполнение осадочными отложениями; 5 — появление трещин; 6 — конгломераты (пограничные); 7 — андезитовый вулканизм; 8 — извержение андезит-базальтовой лавы (плоское лавовое плато); 9 — выветривание с гематитизацией на поверхности; 10 — дацитовый вулканизм (образование купола); 11 — появление трещин кальдерного проседания; 12 — образование первичной системы трещин; 13 — андезитовый вулканизм (в основном в западной части); 14 — отложение конгломератов аргиллитов (из прилегающего морского бассейна); 15 — заполнение опускающейся части; 16 — консолидация осадков; 17 — включение в поле подъема (под действием сил сжатия); 18 — образование жильных трещин; 19 — жила Таджима; 20 — жила Изумо

Группа Таджима. Жилы этой группы характеризуются массивными рудами и содержат в качестве главного жильного минерала кварц, в котором находятся вкрапления галенита, сфалерита и пирита с подчиненным количеством гематита и магнетита, развивающегося по гематиту. Типоморфные минералы этих жил — арсенипирит (в восточной) и гематит (в западной части этой группы жил), мелкие вкрапления пирротина в сфалерите и пирите, графита в сфалерите, самородное серебро в галените и волосовидное или проволочное серебро в пустотах, аргентит (акантит). Для жил характерна

Таблица 2

Минералы рудных жил месторождения Тойоха [6]

Оксиды	Сульфосоли
0 Гематит — Fe_2O_3	(+) Бертьерит — FeSb_2S_4
(+) Касситерит — SnO_2	(+) Буланжерит — $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_4$
0 Магнетит — Fe_3O_4	(+) 0 Диафорит — $\text{Pb}_2\text{Ag}_3\text{Sb}_3\text{S}_8$
(+) Мп-ферберит — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$	(+) Джемсонит — $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$
Сульфиды	(+) Канфильдит — Ag_4SnS_6
Акантит — $\alpha\text{-Ag}_2\text{S}$	(+) Матильдит — AgBiS_2
(+) Антимонит — Sb_2S_3	(+) Миаргирит — AgSbS_2
0 Аргентит — $\beta\text{-Ag}_2\text{S}$	(+) 0 Пираргирит — Ag_3SbS_3
(+) Ag—In—S-минерал —	(+) Пирсеит — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_4$
(Ag, Cu) (Zn, Fe) ₂ (In, Sn)S ₄	(+) Полибазит — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_4$
Арсенопирит — FeAsS	(+) Прустит — Ag_3AsS_3
Борнит — Cu_5FeS_4	(+) Стефанит — Ag_3SbS_4
0 Вюртцит — $\beta\text{-ZnS}$	Теннантит — $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$
0 Галенит — PbS	Тетраздрит — $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Ховеллин — CuS	(+) Фрайбергит — $(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Марказит — FeS	Энаргит — Cu_3AsS_4
(+) Окартит — $\text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$	Самородные металлы
0 Пирит — FeS_2	0 Серебро самородное — Ag
Пирротин — Fe_{1-x}S	Электрум — (Au, Ag)
(+) Станнин — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	
0 Сфалерит — $\alpha\text{-ZnS}$	
Халькозин — Cu_2S	
Халькопирит — CuFeS_2	
Zn—In—S-минерал — $(\text{Cu}, \text{Ag})\text{InS}_2$ (?)	

Примечание. 0 — типичные минералы; (+) — минералы II стадии минерализации (жилы группы Изумо); кроме перечисленных минералов, для рудных жил характерны кварц (жильный минерал) и родохрозит (поздний).

мощная зона гидротермально измененных пород. Типичными представителями этой группы являются жилы Таджима и Харима, простирающиеся от центра к северо-западной части месторождения Тойоха.

Группа Изумо. Для жил этой группы характерны плотные руды с полосчатой текстурой тонкозернистого галенита, сфалерита, пирита с небольшим количеством опала и серицита в качестве жильных минералов. Типоморфными для этих жил являются пирротин, графит¹, сульфосоли Ag (в основном сурьмяные), касситерит, станнин, вольфрамит в южной части этой группы жил, карбонаты и минералы Sb — в северной части. Зона гидротермально измененных пород вокруг жил выражена слабо.

Типичные представители этой группы — жилы Изумо и Сорачи.

Обе группы жил характеризуются высококачественной серебряной минерализацией. При этом для жил группы Таджима свойственны самородное серебро и аргентит (акантит), для жил группы Изумо — в основном сульфосоли, относящиеся к системе Ag—Sb—S (диафорит). Большое внимание привлекают недавно обнаруженные минералы Sn и In. Они найдены только в жилах группы Изумо.

Распространение рудных элементов в жилах. Распространение Pb, Zn, Ag, S и отношение содержаний отдельных элементов различны для жил каждой из групп. Так, жилы группы Таджима отличаются максимальной концентрацией Pb, Zn, Ag и S на горизонте —150 м (содержание S, Zn, Ag и Pb около 31; 25; 24,5 и 23,5% соответственно), тогда как на горизонте —30 м их содержание близко к нулю; быстро снижается содержание этих элементов и с глубиной (на горизонте —300 м содержание Pb, Ag и S около 7,5; 7 и 6,5% соответственно, а на горизонте —450 м оно еще ниже). В жилах группы Изумо максимальные содержания установлены на горизонте —300 м (содержания S, Ag и Pb отвечают примерно 30, 28 и 25,5% соответственно) и быстро падают с глубиной и к поверхности. Типохимичны для каждой из серий жил величины

¹ Графит возникает за счет переработки угольного вещества (в том числе обломков) из вмещающих аргиллитов.

общего содержания S и отношений Pb/Zn. Так, для жил группы Таджики S находится в пределах 30–50%, для жил группы Изумо – 55–75%, а Pb/Zn – 40–75 и 10–45% соответственно. Величины ΣS увеличиваются в направлении ЮВ → СЗ, а Pb/Zn уменьшаются в этом же направлении как в пределах полей каждой группы жил, так и при переходе от жил группы Таджики к жилам группы Изумо.

Жилы группы Таджики секутся жилами группы Изумо, т. е. являются более ранними. В соответствии с этим жилы группы Таджики относятся к I стадии, а жилы группы Изумо – ко II стадии минерализации. Иногда минерализация II стадии накладывается на минерализацию I стадии. Еще позже отлагались минералы Mn, наиболее характерные для западной части месторождений Тойоха.

Генезис рудных жил

Минерализация месторождения Тойоха тесно связана с интрузией кварцевого порфира третичного возраста, вокруг которой наблюдается зональное распределение ее отдельных типов. Кварцевые порфиры стерильны по отношению к минерализации, которая рассматривается как более молодая, но не очень удаленная от времени образования интрузива, возраст которого, определенный методом плавления, отвечает 8,5 млн. лет [26].

Гидротермальные растворы возникли в результате просачивания метеорных вод, вскипания их на глубине и отложения рудного выполнения при подъеме их к поверхности. Они закладывались на глубине к юго-востоку от рудника и двигались в северо-западном направлении. Первые отложения минералов возникли в трещинах широтной системы. Затем восстающие растворы делились в двух направлениях: СЗ–ЮВ и С–Ю. Из растворов, двигавшихся в северном направлении, отлагались жилы Сорачи, Ишикари и Немуро, тогда как из растворов, двигавшихся в северо-западном направлении, были образованы жилы Изумо, Сойя и т. п. (рис. 5).

Исследование газово-жидких включений в сфалерите и кварце [32] показало за-

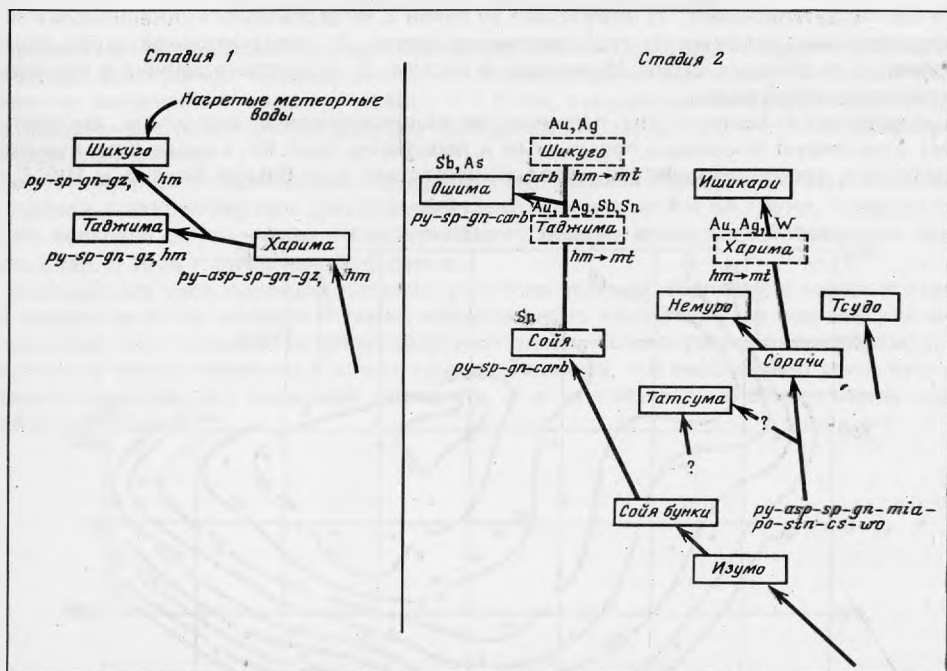


Рис. 5. Схема формирования отдельных жил месторождения Тойоха и особенности их минерализации
 py – пирит; asp – арсенопирит; sp – сфалерит; gn – галенит; mia – сульфосоли Ag; po – пирротин; stn – стannин; cs – касситерит; wo – вольфрамит; ht – гематит; mt – магнетит; gz – кварц; carb – карбонаты [32]

кономерное увеличение температуры образования и солёности рудообразующих растворов от ранней (верхней в разрезе) стадии формирования жил к поздней, что видно по результатам, полученным для главной стадии минерализации отдельных жил:

Жила	Температура заполнения включений, °С	Солёность растворов, %
Таджи ма	250–150	1,5–0,2
Хари ма	250–200	2,2–1,0
Изумо	300–200	4,2–1,0

Температура заполнения включений в сфалерите и кварце, ассоциирующих с графитом, находится в узком интервале — 220–230 °С.

Температура образования гематита составляет 150–200 °С; магнетитизация гематита происходила при несколько более высокой температуре.

Температура образования кварц-кальцитовых жилок, содержащих бертьерит, отвечает 175–210 °С, т. е. концу II (поздней) стадии минерализации. Аргентит был образован при несколько более высокой температуре.

Геотермальная система района месторождения Тойоха

Исследование тепловых потоков на западном Хоккайдо [32] позволило выявить три области с чрезвычайно высокими тепловыми аномалиями — в районе Шикотсу, Тойа и Нисеко, которые находятся в резком контрасте с областью очень низкого теплового потока, почти полностью покрывающей пояс низменностей Саппоро—Томакомаи. Считается [12], что тепловая аномалия Западного Хоккайдо генерируется активностью известных в этом районе "зеленых туфов" миоценового возраста, и установлено, что даже в настоящее время на глубине 15 км в области между Нисеко и Шикотсу находится источник тепла с температурой более высокой, чем точка плавления пород. В районе тепловой аномалии Тойоха на глубине 1000 м под руслом р. Юнозава, расположенной примерно в 3 км от рудника, установлена температура в 300 °С [28].

Эта геотермальная область, по-видимому, относится к типу горячих сухих пород. Об этом свидетельствуют: 1) отсутствие ее связи с четвертичным вулканизмом как непосредственным источником геотермального тепла, 2) незначительное число горячих источников и паровых струй (фумарол) в округе, 3) отсутствие данных о подземном резервуаре горячей воды.

Распределение температуры подчиняется концентрической структуре, температура имеет отчетливую тенденцию повышаться к периферии (рис. 6), а также с погружением. В настоящее время температура пород в некоторых выработках близка к 100 °С, и в

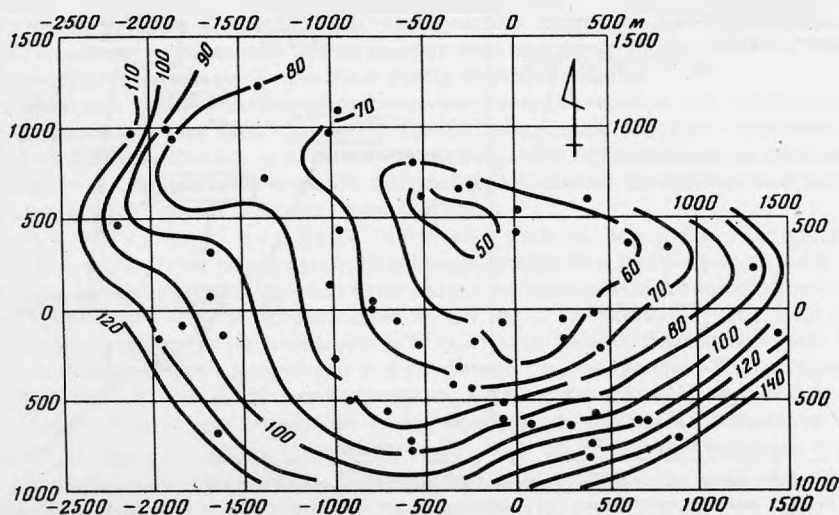


Рис. 6. Изотермы вмещающих пород месторождений Тойоха на горизонте —300 м [32]

ближайшее время разработка месторождения достигнет области еще более высоких температур. Поэтому одной из важнейших задач является снижение температуры при подземных разработках. В будущем планируется также использование и геотермальных ресурсов. Для этой цели предпринимаются наблюдения за поведением этой системы, анализ геотермальной структуры, расчет теплового баланса в выработках.

Некоторые личные впечатления от посещения рудника Тойоха

При посещении рудника Тойоха мне было показано несколько забоев, вскрывающих жилы типа Изумо на горизонте -450 м. Температура породы в этих забоях $40-60^{\circ}\text{C}$. Эксплуатация их производится при обильном орошении воздуха холодной водой из мощных распылителей, устанавливаемых по обе стороны основания выработок. Из-за этого в выработках создается высокая влажность.

При посещении месторождения собраны образцы сплошных и кокардовых сульфидных руд, а также образцы с корками мелких (до $1-2$ мм) кристалликов родохрозита, покрывающих сульфиды (в основном пирит) в пустотах рудных тел.

В подземных выработках местами имеются горячие источники с небольшим дебитом и капель горячей сильно минерализованной воды. В последнем случае на стенках и потолке образуются сферолитовые корки и сталактиты, иногда причудливой формы, длиной до $20-25$ см и диаметром у основания $1-1,5$ см. Они состоят главным образом из сульфатов железа и марганца (в основном маловодных типа йококуита — $\text{Mn}[\text{SO}_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, иллезита — $\text{Mn}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, ссмикита — $\text{Mn}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$, розенита — $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, ссмолнокита — $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ и т. п., часть из которых удалось собрать) и в зависимости от состава имеют белый, розоватый и голубоватый цвет. В нижних частях выработок, главным образом в местах соединения стенок с полом, отлагаются корки пиккерингита¹ $\text{MgAl}_2[\text{SO}_4] \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, отличающиеся белым цветом и тонковолокнистым строением. Их мощность местами доходит до $20-25$ см. Несколько образцов пиккерингита также привезено в Музей.

Оценка перспектив месторождения Тойоха

Недавно при колонковом бурении обнаружена новая серия рудных жил в 3 км к юго-востоку от разработок. К северо-западу от месторождения расположена область гидротермально измененных пород площадью 3×6 км, выходящих на поверхность. Эта область трудно доступна для детального исследования, но тут могут быть обнаружены новые рудные залежи.

Поскольку рудное поле возникло в результате развития трещиноватости в кальдере проседания с закономерным распределением отдельных жил и их групп, представляется, что северная окраина этой структуры также перспективна для обнаружения новых рудных тел. В 1979 г. здесь начато бурение.

Исследование распределения богатых участков залежей (бонанц) в жилах и отдельных элементов в них позволяет также предсказывать новые богатые участки. При этом установлено, что бонанцы серебра образуют горизонтально расположенную фигуру в узкой части жилы, особенно в жилах группы Таджима, что необходимо учитывать при разведке прилегающих площадей бурением. Это уже привело к обнаружению новых серебряных бонанц.

¹ Диагностика пиккерингита требует уточнения, поскольку здесь могут быть и представители рядов твердых растворов — пиккерингит-галотрихит и пиккерингит-апджонит (дитрихит).

II. СТРАТИФОРМНЫЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА КУРОКО

Введение

Месторождения типа Куроко [5], которыми славится Япония, наиболее широко распространены в северо-восточной части о-ва Хонсю; в меньшем числе они известны на о-ве Хоккайдо. Мне удалось побывать на месторождении Фуказавы (см. рис. 1).

Месторождение Фуказавы находится в рудном округе Хокуроку префектуры Акита, в северо-восточной части о-ва Хонсю. Округ Хокуроку — наиболее продуктивный горный округ Японии, в нем сосредоточено около 85% всех запасов полиметаллических руд Японии (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Общая характеристика основных месторождений типа Куроко горного округа Хокуроку [15]

Рудник	Рудная залежь	Год открытия	Размер залежи, м
Козака	Мотояма	1861	300×700×50
	Ушинотаи-Ниши	1959	400×350×20
	Ушинотаи-Хигаши	1960	300×400×16
	Увамуки		
	№ 1	1962	150×100×7
	№ 2	1965	200×150×40
	№ 3	1966	350×100×17
Ханаока	Тсутсумизава	1885	350×120×120
	Дойяшики	1916	600×350×20
	Камияма	1919	260×60×40
	Ошиаизава	1942	150×100×30
	Матсумайне	1963	800×800×30
Фуказавы	Канайамазава	1969	210×90×8
	Манзаку	1969	190×190×13
	Тсунокакезава	1970	480×400×24
Ханава	Мотояма	После 1960	120×100×150
	Сандаира	1951	180×70×190
	Аджиро	1957	130×40×100
	Акедоши	1962	650×150×8
	Осаки	1965	70×30×45
Шаканаи	Рудное тело		
	№ 1	1962	300×150×12
	№ 3	1963	400×120×6
	№ 4	1963	400×300×40
	№ 5	1964	350×70×13
	№ 7	1965	350×250×15
	№ 8	1965	430×170×40
№ 11	1967	400×110×10	
Фурутобе	Юнозава	1959	250×100×15
	Дай кокузава-Хигаши	1959	100×80×20
	Дай кокузава-Ниши	1960	250×70×60
	Магариязава	1962	200×150×10
	Хигашиматазава	1968	150×50×10
Матсуки	Такадате	1963	540×120×10
	Матсуки	1964	400×100×10
Аинаи	Юнозава	1942	150×200×50
	Сугехиро	1955	40×50×30
	Дай коку	1956	80×180×50
	Бентен	1957	60×200×20
	Йокодавара	1960	150×80×20
	Хагоромо	1967	80×150×10

Рудный округ Хокуроку находится на месте вулканогенно-осадочного бассейна среднемиоценового возраста, в котором отложились светлые толщи кислых вулканических пород (риолитов, пемз) и аргиллитов мощностью до 1000 м.

Почти все месторождения округа Хокуроку типа Куроко приурочены к периферической части этого бассейна (рис. 7), и лишь месторождение Фуказава находится в его центральной части. В этом округе известно также большое число рудных жил, встречающихся как в пределах рассматриваемого бассейна, так и за ними. Общие черты геологии рудного округа Хокуроку описаны Ф. Сато и др. [24].

Месторождения Куроко являются массивными стратиформными сульфид-сульфатными месторождениями, ассоциирующимися с подводным вулканизмом миоценового возраста — отложениями так называемого района зеленых туфов (см. рис. 1). Они рассматриваются как прототип метаморфизованных и деформированных массивных

Содержание полезных компонентов в руде, %				Добыча руды в месяц, т (1972 г.)	Запасы рудника, млн. т
Cu	Pb	Zn	S		
2,2	0,8	4,5	23,7	45 000	25
2,8	1,1	4,0	19,8		
2,0	1,5	4,4	15,6		
0,6	4,2	11,5	4,7	Медных руд 25 000 Пиритовых руд 10 000 50 000	35
0,8	1,8	7,8	8,8		
0,8	2,8	8,3	6,3		
1,2	0,7	1,9	Не опр.		
2,5	0,5	1,8	"	10 000	8
1,5	0,7	4,1	"		
2,4	1,5	5,9	"		
3,2	0,8	2,5	23,9		
1,6	6,8	19,0	Не опр.	11 000	2
1,0	1,5	10,1	"		
1,1	3,2	15,9	"		
0,6	—	0,3	24,0	35 000	10
0,4	—	0,3	23,0		
0,8	—	2,5	15,0		
1,5	3,5	10,0	12,0		
2,0	0,5	3,0	23,0		
2,3	3,2	14,6	14,0		
1,1	6,2	10,0	12,0	15 000	7
1,7	0,7	2,9	22,0		
1,9	1,0	3,4	17,0		
1,3	0,9	3,2	26,0		
0,7	0,2	1,0	33,0		
1,9	3,4	11,8	18,0		
1,9	0,9	4,3	20,0	10 000	10
2,8	1,4	6,2	28,0		
1,1	0,1	1,0	17,6		
1,9	0,3	2,1	20,8		
2,3	1,0	2,9	23,0		
3,0	1,0	2,0	23,0		
0,7	—	—	25,0	9 000	10
4,7	1,7	8,3	20,0		
2,2	1,3	5,1	18,5		
1,9	1,2	3,1	18,0		
2,0	0,7	2,9	21,0		
1,9	3,5	10,3	23,0		

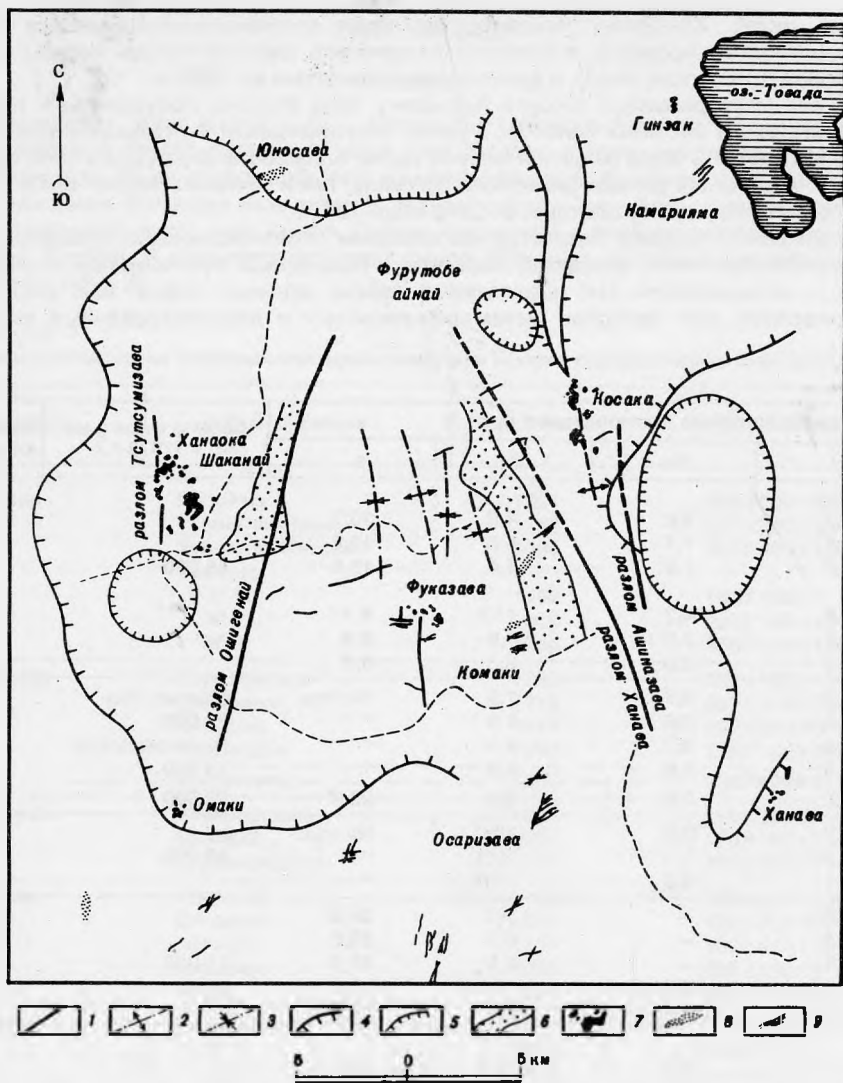


Рис. 7. Расположение основных месторождений типа Куроко в горном округе Хокуроко [24]

1 — главные разломы; 2 — антиклиналь; 3 — синклираль; 4 — граница среднемиоценового бассейна осадконакопления; 5 — граница позднемиоценового бассейна осадконакопления; 6 — интрузивная зона; 7 — залежи Куроко; 8 — штокверковые залежи; 9 — рудные жилы

сульфидных (колчеданных) месторождений палеозойского и докембрийского возраста, связанных со щелочно-кальциевым вулканизмом, известных во многих частях света [10, 15, 23, 25].

Поскольку отдельные месторождения типа Куроко имеют много общих черт [3, 5, 9], ниже приводится описание месторождения Фуказавы на фоне обобщенного описания месторождений этого типа.

Геология месторождения Фуказавы

В районе месторождения Фуказавы домиоценовый фундамент не был вскрыт даже при бурении. Миоценовые и четвертичные отложения в этом районе делятся на четыре основные формации (рис. 8), которые кратко можно охарактеризовать следующим образом (снизу вверх):

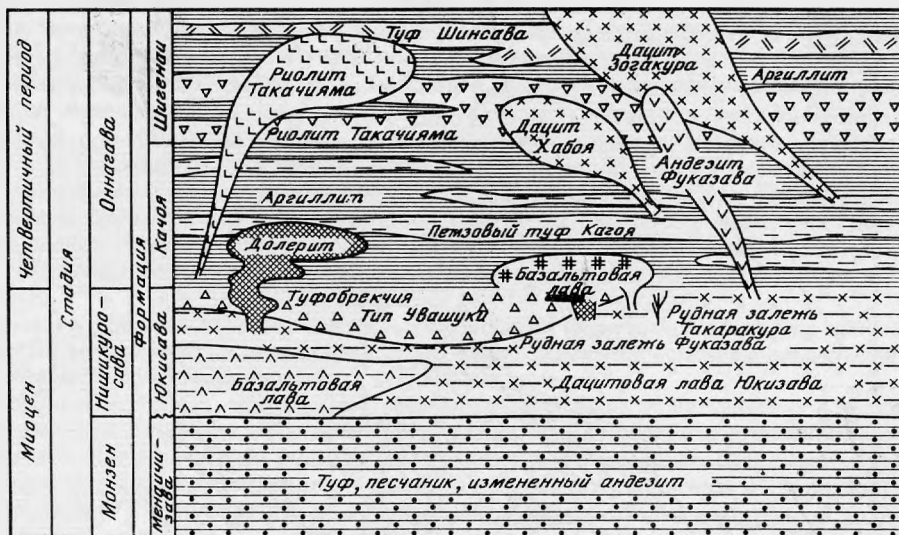


Рис. 8. Схематическая стратиграфическая колонка района месторождения Фуказавы [29]

Формация Меапаишизава — измененные пирокластические породы андезитового состава и песчаники. Они вскрыты к югу от рудника Такаракура бурением.

Формация Юкисава, возможно, несогласно залегает на предыдущей и представлена в основном вулканогенным материалом. Дациитовые лавы этой формации обнажаются к юго-западу от Такаракура-Ишинозавского разлома (см. рис. 8). Они же подстилают залежи Куроко в горном округе Хокуроку. Породы формации находятся на месторождении Фуказавы под рудными залежами на глубине 350–500 м от поверхности (рис. 9). Поверхность этой лавы имеет отчетливо брекчированную текстуру, которую связывают с подводным вулканизмом. Бурением вскрыты три или четыре брекчированные зоны, что говорит о нескольких самостоятельных вулканогенных пачках.

Породы представлены порфировыми дацитами с фенокристаллами плагиоклаза. Местами обнаружены стекловидные породы с флюидальной текстурой, имеющие зеленый цвет, но вокруг рудных тел цвет изменяется от светло-зеленого до белого или светло-серого. Микроскопические исследования обнаруживают серицитизацию и резорбцию зерен плагиоклаза и кварца.

К этой формации относятся и туфобрекчии типа Увамуки. Это так называемые "туфы рудного горизонта", они настолько похожи на аналогичные туфы месторождения Касака, что им дано то же название. Туфобрекчии указанного типа встречаются в округе Хокуроку только там, где есть рудные залежи Куроко, т.е. они не имеют регионально-площадного распространения. Их максимальная мощность в районе Фуказавы достигает 160 м. Туфобрекчии состоят из измененных лапиллиевых туфов, вулканической брекчии и пемзового туфа. В основании их находятся уплотненные литифицированные туфы, в верхней части — слоистые туфы. Литифицированные туфы состоят в основном из фрагментов дацитовой лавы Фокисава с небольшим количеством аргиллитов и пемзы. Обломки от угловатой до полуугловатой формы и в основном хорошо отсортированы. Они могут образовываться при возникновении оползней с поверхности брекчированных дацитовых лав или являться нагромождением материала в результате паровых взрывов дацита.

Слоистые туфы содержат много пемзовых обломков, вытянутых параллельно наслоению. Отчетливая двойственная грануляция в этих породах указывает на то, что они были отложены из пирокластических потоков в подводных условиях. Местами присутствуют гематит-кварцевые прослойки типа Тетсу-Секиеитаи. Вблизи рудных тел для этих туфов характерно присутствие мелкозернистого пирита и серицитизация.

Формация Кагоя сложена в основном измененными аргиллитами и пемзовыми туфами, согласно налегающими на породы формации Юкисава. В пределах этой же форма-

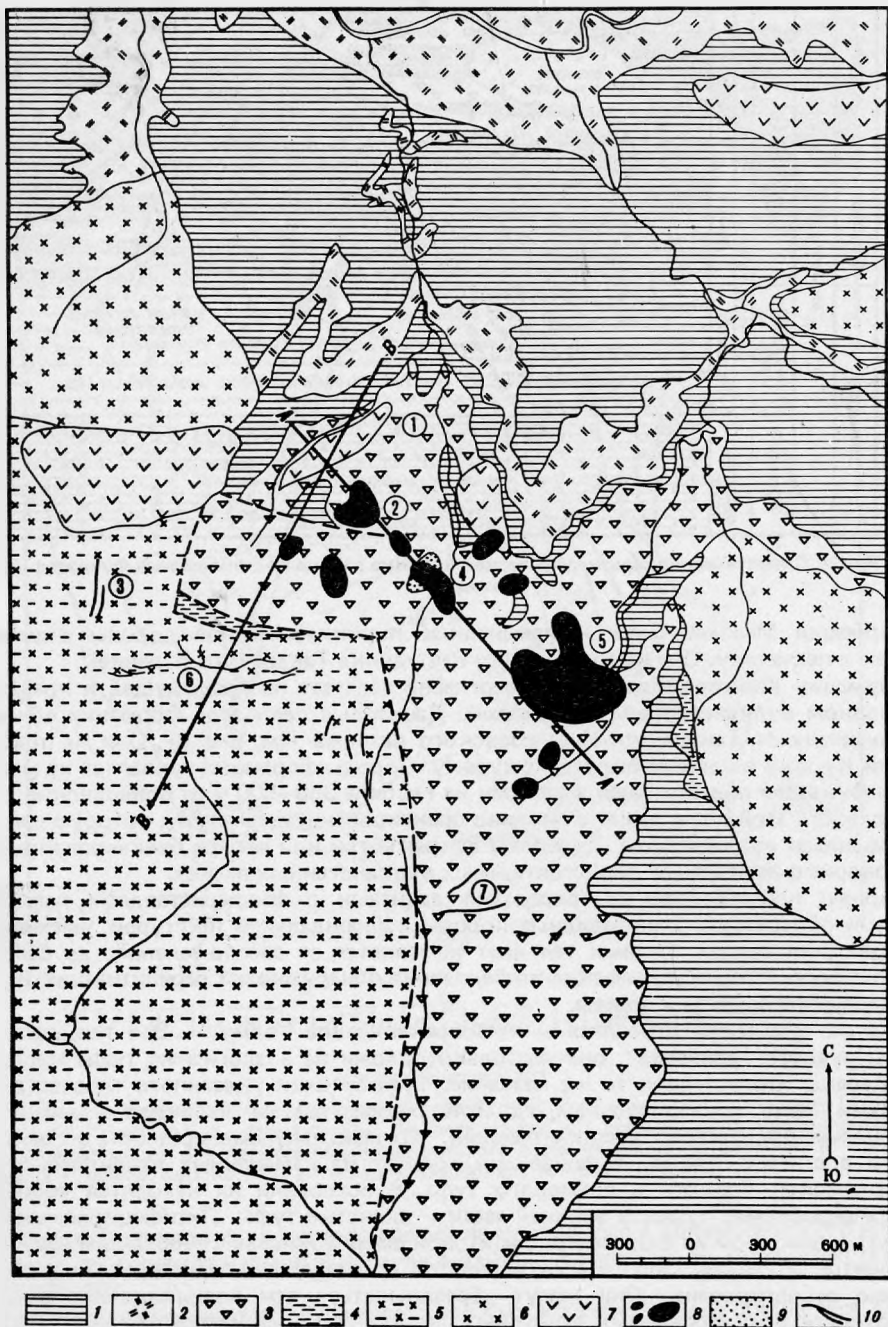


Рис. 9. Геологическая карта района месторождения Фуказавы [29]

1 — аргиллиты (формация Шигенаи); 2 — туф Шинсава; 3 — туфобрекчия Шигенаи; 4 — туф Кагоя; 5 — дацит Юкисава; 6 — дацит Зогакура; 7 — андезит Фуказавы; 8 — Куроко; 9 — Кейко; 10 — рудные жилы. Цифры в кружках — названия рудников: 1 — Хаулаге; 2 — Манзаку; 3 — Зодакура; 4 — Канаймазава; 5 — Тсунокаказва; 6 — Такваракура; 7 — Сарума

ции находится небольшое лакколитоподобное тело базальтов, залегающее на туфобрекчии типа Увамуки. Максимальная мощность базальтов достигает 140 м. Имеются отчетливые доказательства, что это подводные лавовые потоки. Их базальная часть раздроблена, тогда как срединная — массивная, верхняя часть брекчирована с увеличивающейся интенсивностью кверху. Самая верхняя часть базальтов постепенно переходит в основной туф. Базальты местами хлоритизированы и эпидотизированы, в некоторых местах в них находятся гематитовые штокверки или вкрапленники пирита. В базальной части обнаружены обломки руд Куроко, указывающие на то, что базальтовая лава захватывала поверхностные части рудных тел, когда перетекала через них. К югу от рудной залежи Тсунокакезава обнаружено большое число базальтовых даек, внедрившихся в породы формации Юкисава, что позволяет предполагать в этом месте эруптивный центр.

Формация Шигенаи согласно перекрывает породы формации Кагоя. Она обнажается во многих местах района месторождения и представлена переслаивающимися пачками андезитовых туфобрекчий, пемзовых туфов и аргиллитов.

Интрузивные породы района месторождения Фуказева представлены в основном андезитами или дацитами. Андезиты обнаружены в виде силлов в отложениях формаций Кагоя и Шигенаи вблизи рудных тел Манияку и Канаямазава. Они имеют порфировую структуру и содержат фенокристаллы измененного плагиоклаза и хлоритизированного пироксена в голубоватом до темно-зеленого афонитовом матриксе. В андезитах и вблизи них находятся халькопирит-галенит-сфалерит-глинисто-минеральные прожилки. Дацит внедряется в породы тех же формаций. Породы имеют светло-зеленый или розоватый цвет, очень тонкозернистые, но содержат фенокристы плагиоклаза.

Геологическая структура

Фундаментальной особенностью района месторождения Фуказева являются разломы Такаракура и Ишинозава, состоящие из ряда трещин С—Ю и В—З простираения (рис. 9, 10). Осадочные породы северного блока слегка смяты и погружаются к югу под небольшим углом. Осадочные породы непосредственно к востоку от разлома Ишикава смяты и круто ($70-75^\circ$) падают на восток.

Юго-западный блок разлома поднят по крайней мере на 400 м относительно северо-восточного. Первый из этих блоков состоит в основном из дацита формации Юкисава и содержит жильные залежи рудников Загакура и Такаракура, состоящие из халькопирита, пирита, халькозина, сфалерита, вюртцита, глинистого материала (серицита) и кварца. Жилы первого из этих рудников параллельны северо-южным разломам, последнего — восток-западным.

Строение рудных тел и текстура руд

Рудные тела месторождений Куроко имеют сходное строение, которое схематично можно представить следующим образом (рис. 11). Зональные массивные стратиформные рудные тела, обычно овальной формы в плане, переходят книзу в менее богатые штокверковые руды, наследующие форму подводящих каналов и представляющие вкрапленное и мелкопрожилковое оруденение в окремнелых участках фельзитовой лавы (так называемых белых риолитах) и пирокластических отложений. Небольшие линзы и пропластки ожелезненных кремнистых пород либо непосредственно перекрывают рудные тела, либо находятся в туфовой кровле. В большинстве случаев встречаются также горизонтальные слоистые или неправильные массы гипса и/или ангидрита.

Границы между рудными телами и кровлей (туфы или аргиллиты) обычно резкие. Точно так же рудные тела резко оканчиваются и в основании, хотя на некоторых месторождениях отмечаются небольшие отдельные линзы или округлые вкрапленники руды в блоковых породах. Рудный штокверк, находящийся книзу от залежи, постепенно переходит в неминерализованные лавы и туфы.

Отдельные рудные тела характеризуются отчетливой вертикальной зональностью слагающих минералов, которая выражается (снизу вверх) следующей схемой.

Силицифицированные руды (Кейко): пирит-халькопирит-кварцевый рудный штокверк. Структура исходных вулканитов иногда сохраняется, а иногда маскируется развивающимся криптокристаллическим кварцем.

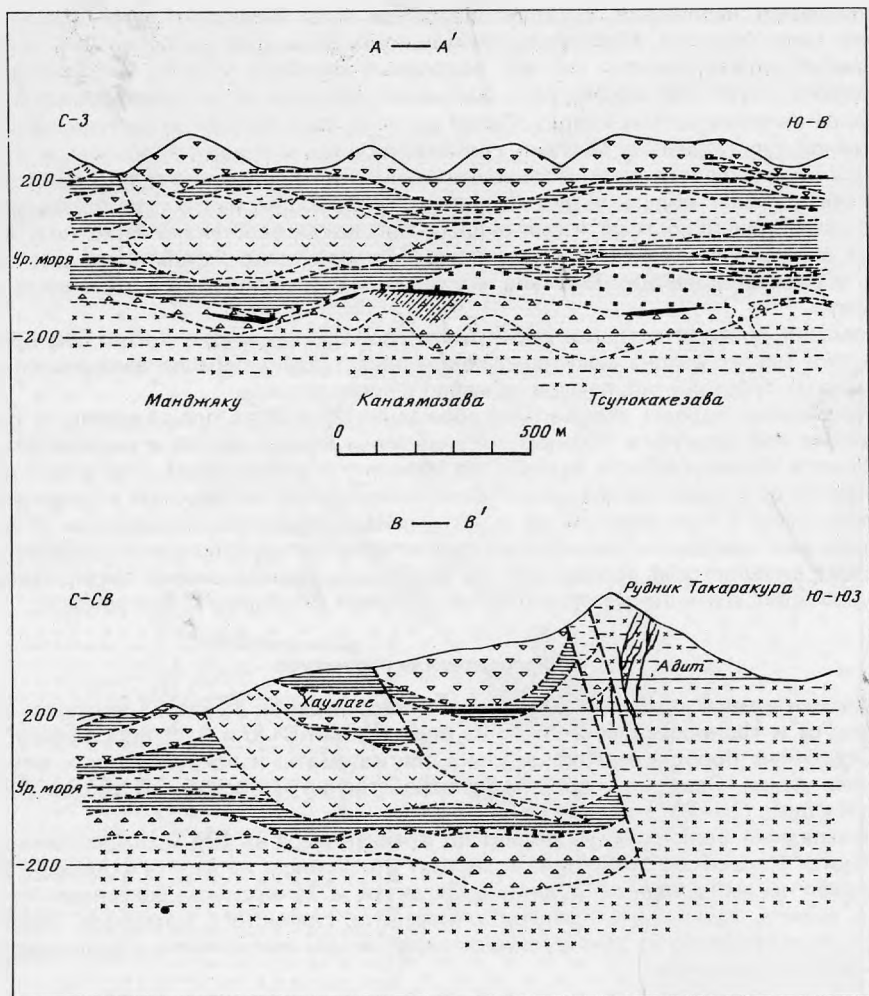


Рис. 10. Геологические разрезы района месторождения Фуказавы [29]
Обозначения те же, что на рис. 9

Гипсовые руды (Секкоко): гипс-ангидритовые-(пирит-халькопирит-сфалерит-галенит-кварц-глинисто-минеральные) стратиформные руды¹; менее обычны прожилки. Здесь же в небольших количествах отмечены мирабилит и тенардит. Руды могут встречаться кверху или в сторону от силицифицированных руд либо в стороны от желтых руд (Око).

Пиритовые руды (Райукако): пиритовые-(халькопирит-кварцевые) руды, обычно стратиформные, но иногда встречаются в виде прожилков и вкрапленников.

Желтые руды (Око): пирит-халькопиритовые-(сфалерит-барит-кварцевые) стратиформные руды. В некоторых месторождениях в небольших количествах отмечаются Cu, Pb, Bi, Sb-сульфосоли, флюорит и борнит.

Черные руды (Куроко): сфалерит-галенит-халькопирит-баритовые стратиформные руды. В верхних частях встречаются блеклые руды. В некоторых месторождениях отмечено значительное количество борнита, в других в небольших количествах присутствуют электрум, штроемерит, аргентит, самородное серебро, штернбергит, пирар-

¹ В некоторых случаях гипс-ангидритовые руды представляют самостоятельный промышленный интерес [3].

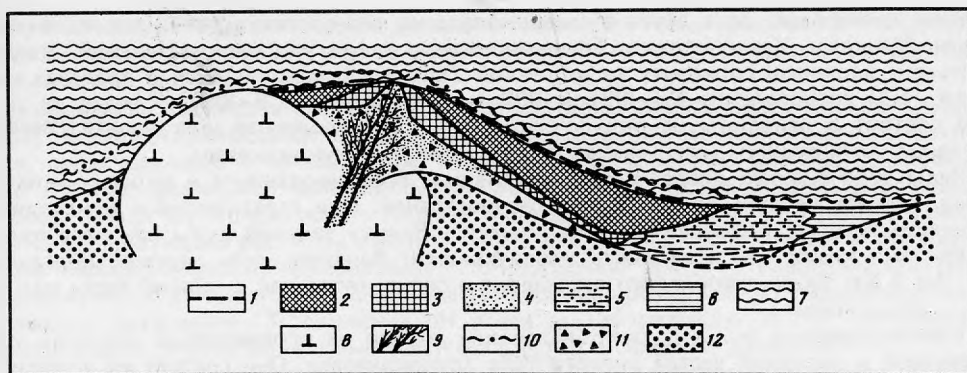


Рис. 11. Схематическое сечение типичного месторождения типа Куроко [24]

1 — баритовые руды; 2 — галенит-сфалерит-барит-(халькопирит-пиритовые) руды (Куроко); 3 — пирит-халькопиритовые руды (Око); 4 — пирит-халькопирит-кварцевые руды; штокверковые руды; 5 — гипсовые руды; 6 — глина; 7 — кислый туф; 8 — купол "белого риолита"; 9 — пирит-халькопирит-кварцевые прожилки; 10 — зона ожелезненных кровельных сланцев; 11 — брекчия взрыва; 12 — брекчия кислых туфов

гирит, ялпаит, халькозин, ковеллин, энаргит, сульванит, германит, вазсит, миллерит, бетехтинит, кальцит, сидерит и диаспор.

Баритовые руды: тонкослоистые хорошо стратифицированные баритовые залежи, содержащие иногда кальцит, доломит, сидерит.

Ожелезненные кремнистые породы: тончайшие пропластки криптокристаллических кварца и гематита. Часто содержат немного пирита и глинистых минералов, реже — магнетита и браунита.

Относительное развитие отдельных зон различно на разных месторождениях, некоторые из них могут отсутствовать вовсе. Не постоянны и взаимоотношения рудных залежей со штокверками.

В окремнелых штокверковых рудах пирит обычно отмечается в виде идиоморфных кристаллов (часто размером более 1 мм), но в случае ассоциации с криптокристаллическим кварцем оказывается очень мелкозернистым и колломорфным. Халькопирит в основном встречается между индивидами и частично их замещает.

Ангидрит ограничен центральной частью гипс-ангидритовых руд. Иногда наблюдается оолитовая и параллельно-полосчатая текстура, но основная масса сульфатов рекристаллизована. Вероятно, ангидрит был основным первичным минералом, который затем интенсивно гидратировался.

В пиритовой зоне желтых руд пирит и хальпирит относительно более мелкозернистые, чем в окремнелых рудах, за исключением некоторых крупнокристаллических прожилков, возможно, являющихся питающими каналами, по которым поднимались гидротермальные растворы. Их текстура массивная, но на некоторых месторождениях имеется рудная брекчия, или выпущая порошковая руда. Брекчиевые руды представляют собой обломки существовавших ранее рудных тел, которые возникли в результате оползней и/или вулканических взрывов на поздней стадии, отложенные механическим путем.

В зоне черных руд минералы обычно тонкозернистые (менее 200–300 мкм) и руды имеют массивную текстуру. Иногда отмечаются колломорфные текстуры, особенно характерные для пирита и сфалерита верхней части этих зон. Они выражаются фромбоидальными, комковатыми, концентрически-зональными структурами и текстурами усадки. Иногда черные руды содержат обогащенные халькопиритом прослойки и линзы, обычно параллельные слоистости вмещающих туфов и осадочных отложений. Некоторые из тел черных руд отвечают фациям морской брекчии, стратифицированным по плотности обломков и их величине. В редких случаях отмечаются месторождения с относительно небольшой зоной черных руд, проникающих в покрывающие аргиллиты, содержащие тонкие согласные прослойки сульфидов.

В районе месторождения Фуказавы известны три обособленные крупные рудные

залежи, сменяющие друг друга с северо-запада на юго-восток в такой последовательности: Маньяку, Канаямазава и Тсунокакезава, а также ряд мелких залежей, приуроченных к верхнему горизонту туфобрекчий Увамуки и находящихся в пределах площади 1500 (направление СЗ—ЮВ) X 800 м (направление СВ—ЮЗ). Каждая из залежей состоит в основном из руд Куроко. Силицифицированная зона развита в северо-западной части рудного тела Канаямазава и в южной — Тсунокакезава.

Руды типа Куроко представлены массивным брекчированным и вкрапленным типами, причем первый из них более распространен. Они стратиформны и находятся в слоистых туфах туфобрекчий типа Увамуки. Вверху залежей руды наиболее тонкозернисты; книзу их зернистость увеличивается. Верхняя часть залежей обогащена Au, Ag и Ba. Здесь преобладают тетраэдрит и барит, тогда как в нижней части рудных тел — халькопирит.

Брекчированные руды Куроко встречаются только на ограниченных участках юго-восточной и западной частей рудного тела Тсунокакезава. Они состоят из угловатых до сглаженных обломков руд Куроко до 10 см в поперечнике и матрицы из частиц руд Куроко размером в песчинку, а также небольшого количества глинистых минералов. Местами отмечается складчатость, возможно, связанная с оползанием массивного рудного тела до его захоронения.

Вкрапленные руды Куроко обнаружены в восточной части рудного тела Тсунокакезава и у небольших рудных тел к востоку от рудного тела Канаямазава. Они приурочены к более низкому горизонту, чем горизонт сплошных руд. Сфалерит и галенит вкраплены в аргиллитизированный туф и замещают матрицу литифицированного туфа.

Окремнелые руды преобладают в рудном теле Канаямазава и представлены халькопиритовыми и пиритовыми вкрапленниками или штокверками в литифицированном туфе и брекчированном даците. Вмещающие породы также сильно силицифицированы и пиритизированы. Эти руды имеют форму вулканического канала. Книзу количество вкрапленников и штокверков сульфидов уменьшается и они заменяются на редкие халькопирит-пиритовые жилы, разбросанные во вмещающей породе.

В компактных рудах Куроко под микроскопом часто видны колломорфные и фромбоидальные структуры пирита, кольцеобразные структуры галенита. Минеральная ассоциация плотных руд сходна с таковой типичных руд Куроко, хотя тетраэдрит преобладает. В рудной залежи Тисанокакезава обнаружен первичный борнит.

Происхождение минерализации

Большинство японских геологов рассматривают генезис месторождений Куроко в соответствии с результатами работ Т. Татсуми и Т. Ватанабе [30]. Согласно этим взглядам, штокверковая минерализация имеет эпигенетическое происхождение и связана с гидротермальными флюидами, проникавшими через брекчированные лавовые купола и туфы. Перекрывающая их стратиформная минерализация рассматривается как сингенетичная, связанная с подводными рудными эманациями. Последнее подтверждается а) четкими и согласными контактами стратиформных рудных тел с покрывающими и подстилающими породами; б) правильной стратиграфической последовательностью стратиформных рудных тел; в) типично осадочными чертами рудных тел, такими, как оседание (оползни) пластов и угол их наклона; г) колломорфными текстурами, позволяющими допустить кристаллизацию в свободном пространстве; д) присутствием остатков фораминифер и радиолярий в ожелезненных силицифицированных породах.

Небольшое число массивных сульфидных руд имеет относительно высокое содержание глинистых минералов, которые, возможно, отложились в еще неконсолидировавшихся осадках на морском дне.

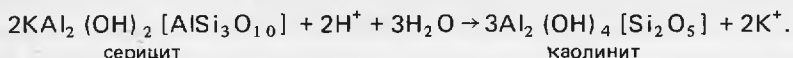
Температуры гомогенизации включений в кварце и сфалерите различных рудных залежей обычно находятся в пределах 200—250°С, барита — 100—250°С.

Исследование включений в кварце и барите месторождения Косака показало, что их соленость в NaCl-эквиваленте составляла 2,1—8,4 мас.%, а температура заполнения 150—300°С. Из этого следует, что температура рудообразующих растворов была около 250—300°С, а соленость намного превышала таковую морской воды. Желтые, черные и силицифицированные руды отлагались из разбавленных растворов с соленостью, близкой к солености морской воды. Подобные растворы должны были вскипать

на глубине менее 780 м, хотя прочие данные, в том числе геологические о мощности осадков, говорят, что глубина моря в момент образования рудных залежей вряд ли превышала 500 м.

Большинство исследователей считают, что растворы образовались кислой (риолитовой) магмой, являющейся продуктом дифференциации крупного магматического очага, происходившей в земной коре, и поднявшейся в раннем миоцене до глубины 5–10 км под формацией зеленых туфов. Вскоре после формирования риолитовых куполов начали функционировать горячие подводные источники, из которых изливались рудообразующие растворы высокой солёности; иногда их активности предшествовали паровые взрывы, приводившие к образованию брекчии. Главными факторами отложения руд являлись: 1) снижение температуры растворов, 2) повышение окислительного потенциала, 3) снижение pH почти до нейтрального за счет смешения с морской водой. Я полагаю, что был еще и 4-й фактор — снижение давления.

Повышение окислительного потенциала вызывало образование пирита за счет $H_2S : Fe^{2+} + 2H_2S + 1/2O_2 \rightarrow FeS_2 + 2H^+ + H_2O$, повышение же концентрации H^+ приводило к гидролизу серицита, образованию гидротермально измененных зон с каолинитом¹:



Поисковые критерии залежей типа Куроко

Учитывая особенности залегания руд Куроко, специфику их генезиса, результаты изучения минерального и элементного состава, японские исследователи разработали следующие критерии поиска новых залежей.

1. Поиски могут быть ограничены областью преимущественного распространения кальциево-щелочных кислых лав и пирокластических пород, связанных с подводным вулканизмом среднемиоценового возраста. Базальтовые породы в этих областях представлены толеитовыми и высокоглиноземистыми типами.

2. Стратиформные залежи ограничены в основном узким временным интервалом образования и возникают в заключительную (затухающую) стадию цикла кислого вулканизма. Во многих случаях они перекрываются непосредственно аргиллитами или иными осадочными породами с различными вулканогенными компонентами.

3. Стратиформные залежи часто (на Фукава это закономерно) приурочены к пониженным частям дна среднемиоценовых морских бассейнов.

4. В непосредственном соседстве со стратиформными отложениями находятся брекчированные фельзитовые лавы и/или брекчии фельзитовых туфов.

5. На некотором расстоянии от основания рудных залежей развита (в разной степени) штокверковая минерализация. В кровле отмечается незначительная незначительная вкрапленность пирита и в меньшей мере халькопирита, сфалерита и галенита. На различном расстоянии от стратиформных залежей могут быть обнаружены рудные жилы, тяготеющие, однако, к нижнему стратиграфическому горизонту.

6. Стратиформные и жильные залежи проявляют тенденцию встречаться группами. Обычно они приурочиваются к разрывам или к направлению вытянутости лавовых потоков.

7. Породы вблизи стратиформных залежей серицитизированы и хлоритизированы и заметно обогащены K и Na. Хороший признак, когда содержание Na в измененных андезитовых лавах >2%. Силицификация наиболее ярко проявляется книзу от залежей.

8. Вблизи рудных залежей магнетит базальтов замещается пиритом.

Иногда используются и другие поисковые признаки. Так, месторождение Фукава было обнаружено по примесям мелких зерен руд Куроко и глинистых частиц в питьевой воде артезианских источников из скважин, пробуренных в этом районе на воду.

Именно прогресс в понимании условий образования месторождений типа Куроко привел к стремительному росту их разведанных запасов и открытию многих новых залежей, особенно бурному в 60-е годы.

¹ Физико-химические ограничения формирования руд Куроко с термодинамических позиций рассмотрены И. Кадзиварой [4].

В заключение следует сказать, что если месторождения типа Куроко послужили исходным материалом при формировании многих более древних рудных, прежде всего колчеданных, месторождений, о чем речь шла уже в начале этого раздела, то условия локализации самих месторождений Куроко, особенности их минерализации и околожильных изменений проявляют отчетливую связь с образующимися в настоящее время рудными залежами, в частности во впадинах Красного моря [1].

III. ПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В Японии, особенно на о-ве Хоккайдо и в северо-восточной части о-ва Хонсю, известно большое число месторождений и рудопроявлений, содержащих различные минералы марганца. По типу минерализации их можно объединить в следующие группы: 1) отложения горячих и холодных источников, связанных с современным вулканизмом; 2) вулканогенно-осадочные стратиформные залежи; 3) марганцевая минерализация Pb—Zn- и Ag—Pb—Zn-гидротермальных рудных месторождений; 4) метаморфогенные марганцевые ассоциации; 5) морские марганцевые конкреции. Во время пребывания в Японии я смог познакомиться с примерами первых четырех типов марганцевой минерализации. Их краткая характеристика приводится ниже.

Марганцевые отложения из горячих и холодных вулканогенных источников

Минеральные отложения горячих и холодных источников были представлены отложениями из источников, выходящих на поверхность у основания горы Меакан, примерно в 2 км к югу от южного берега оз. Акан на территории, входящей в Национальный парк Акан в восточной части о-ва Хоккайдо (в северной части префектуры Куширо).

В кратере горы Акан находятся действующие фумаролы, отлагающие самородную серу, а у подножия мы посетили два источника, находящихся всего на расстоянии около 2 км друг от друга, но существенно отличающихся по своей температуре и минеральному составу отложений.

Первый из них представлен холодными ключами, бьющими на берегу небольшого озера и отлагающими бурые гидроксиды железа, которые образуют валики вокруг ключей и сплошные волнистые отложения, покрывающие всю прибрежную часть. Жерла ключей имеют диаметр до 20 см. Общее их количество не превышает 10, причем Ю. Хария сообщил, что такие же ключи выходят и на дне этого озера. Отложений оксидов марганца из этих источников не происходит.

Температура воды второго источника около 30—35° С, он представлен рядом ручьев, низвергающихся небольшими водопадами с высоты около 3 м. Из вод этого источника отлагается только вад в виде мягких черных, пронизанных жидкостью масс, покрывающих поверхность всех скальных выходов и валунов, оказывающихся в месте выхода источников¹. Отложений гидроксидов железа из этих источников не происходит.

Таким образом, в непосредственной близости друг от друга на горе Меакан наблюдается существенно различное минералообразование — выделение S в вулканическом кратере и отложение гидроксидов железа и оксидов марганца у основания вулкана из источников, находящихся в непосредственной близости друг от друга, но резко различающихся по характеру минеральных отложений. На это обстоятельство мое внимание обратил профессор Ю. Хария, специально исследовавший возможную причину подобной дифференциации элементов. В своих исследованиях [13] он показал, с одной стороны, преимущественное выщелачивание из вулканических пород железа кислыми растворами, а марганца — нейтральными и слабощелочными. С другой — что в случае фильтрации Fe- и Mn-содержащих сернокислотных растворов через карбонатные породы последние с поверхности покрываются коркой гидроксидов Fe, тогда как Mn сохраняется в растворе. При достаточной длительности пути подобных растворов они могут стать чисто марганцевыми и полностью освободиться от Fe. Отложение же гидроксидов Fe из одних источников и вада из других определяется не

¹ Образцы этого вада собраны на месторождении и переданы в Музей.

только сменой физико-химических условий при выходе их на поверхность, но и активностью специфических бактерий.

Ю. Хария [13] отмечает, что в вулканической области Комачедаке известны железо-марганцевые отложения, в которых гидроксиды Fe послойно чередуются с оксидами Mn, что он связывает с пульсационным характером вулканической деятельности.

Стратиформные вулканогенно-осадочные марганцевые залежи

С этим типом марганцевых залежей я ознакомился на примере месторождения Кокко, расположенного приблизительно в 10 км к юго-западу от г. Отару на о-ве Хоккайдо. По своему геологическому положению, типу минерализации и вмещающим породам оно близко месторождению Пирика, расположенному также на западе о-ва Хоккайдо и кратко описанному Ю. Харией [13], и к другим пластовым марганцевым месторождениям Японии [2].

На месторождениях этого типа оксиды Mn, представленные на месторождении Кокко криптомеланом¹, образуют уплощенные пропластки мощностью до 0,5–3 м, переслаивающиеся с вулканическими туфами, брекчиями и лавовыми потоками так называемой формации зеленых туфов миоценового возраста. На месторождении Кокко эти отложения слагают небольшие холмы, разделенные неглубокими V-образными оврагами, и сильно выветрелы с поверхности². Это позволяет разрывать их с помощью лопат и геологических молотков, извлекая образцы криптомелана. Диоксиды Mn здесь являются нормальными осадочными членами вулканогенно-осадочной толщи пород и согласно с остальными породами сматы в складки. На месторождении Меппу (юго-западная часть Хоккайдо), относящемся к этому типу, непосредственно в прослойках диоксидов Mn обнаружены зубы акул, что указывает на морское происхождение этих диоксидов. Mn-диоксиды на Пирике ассоциируют с коричневым халцедоном, возможно, связанным с горячими источниками; частично кремнезем может быть и органогенным за счет радиолярий и диатомей. Такой кремнезем напоминает яшму, которая обычно сопровождает диоксиды Mn формации зеленых туфов.

Ю. Хария [13] на основании своих экспериментов считает, что Mn может экстрагироваться морской водой, содержащей HCl³ — характерный вулканический газ, из вулканогенных толщ, а затем выделяться из нее в виде хемогенного осадка.

Отличительная черта месторождения Кокко — марганцевые нодулы, образующие рудные залежи и содержащие примеси Ag. Это, по Ю. Харии [13], указывает на участие в их образовании гидротерм. За участие гидротермальных растворов в образовании месторождений этого типа, по Ю. Харии, говорят и примеси в них Ва, определяющие появление криптомелана, а на некоторых месторождениях и голландита, причем он особо подчеркивает повышенное содержание Ва в оксидах Mn этого типа по сравнению с вадами, отлагающимися из источников (см. выше описание отложений вулкана Меакан) или с глубоководными Mn-конкрециями.

Для этих месторождений в целом характерно полное отделение Mn от Fe.

Марганцевая минерализация Pb–Zn- и Ag–Pb–Zn-гидротермальных рудных месторождений

Минералы марганца в рудных жилах вулканогенно-гидротермальных месторождений представлены в основном родохрозитом и в значительно меньшем количестве алабандином. Родохрозит мной был найден в качестве позднего минерала на месторождении Тойоха; прекрасными сферолитовыми корками известно месторождение Имакураши на Западном побережье Хоккайдо, откуда происходят два образца с родохрозитом, переданные в Музей профессором Ю. Харией, в том числе сферолитовая корка толщиной около 5 см зонально-концентрического родохрозита ювелир-

¹ Образцы криптомелана с месторождения Кокко переданы в Музей.

² Примерно в 5 км к юго-западу от месторождения Кокко в районе Фугоппе (Ранкашима) из выветрелых андезитов той же формации зеленых туфов, вскрытой небольшой речкой, удалось набрать довольно много хорошо образованных кристаллов анортита, самый крупный из которых имеет размер около 3 см.

³ Лучшим экстрагентом Mn из вулканогенных пород в опытах Ю. Харии оказалась морская вода с небольшим количеством HCl.

ного качества. Кроме того, на западе Хоккайдо известен и ряд других Pb—Zn и Ag—Pb—Zn-гидротермальных месторождений, содержащих родохрозит, минерализация и главные черты генезиса которых сходны с таковыми месторождения Тойхоа (см. его описание выше).

Метаморфогенные марганцевые ассоциации

С метаморфогенными марганцевыми ассоциациями я ознакомился на примере месторождения Йоконе-яма, находящегося вблизи центральной части западной границы префектуры Тотиги. В настоящее время оно разрабатывается на строительный камень и вскрыто сравнительно большим карьером. Месторождение Йоконе-яма входит в группу месторождения Казо; геология и особенно минеральный состав его подробно описаны Т. Йосимурой [33], который, однако, не выделил обнаруженный здесь позже пироксмангит, описывая его либо как родонит, либо как железородонит (ironrhodonite). Общие геолого-минералогические особенности месторождений этого типа описаны Т. Ватанабе, С. Юи и А. Като [2].

Месторождение Йоконе-яма сложено породами палеозойского возраста, представленными первоначально песчаниками и аспидными сланцами, имеющими простирание северо-восточное (40°) с падением на юго-восток под углом $60-80^\circ$. Породы разбиты двумя крупными широтными разломами. К северному из этих разломов приурочен ряд марганцевых месторождений и большое число обнажений с марганцевым оруденением.

Изверженные основные породы, в основном метадиабазы, известны в виде многочисленных даек палеозойской формации.

Вмещающие породы, так же как и дайки метадиабазов, прорваны батолитом порфиروهого гранита, выходы которого широко распространены в северной части района. Песчаники и сланцы метаморфизованы этой интрузией в кварциты и роговики. Метаморфизованы и содержащиеся в них прослои и линзы оксидов Mn. При этом марганцевая минерализация приурочена в основном к гранатовым роговикам, которые, по мнению Т. Йосимур, возникли из радиоларитовых сланцев, подвергшихся воздействию минерализующих растворов во время или перед началом контактного метаморфизма. Из примечательных особенностей метаморфических кварц-биотит-кордиеритовых роговиков, встречающихся в этом разрезе, он отмечает в них кварц-биотитовые и кордиеритовые пятна. При этом им было установлено, что биотит первоначально при метаморфизме замещался хлоритом, который, в свою очередь, переходил в порфиробласты кордиерита. Отчетливой приуроченности метаморфизованных участков пород к дайкам изверженных пород не выявляется, и Т. Йосимура полагал, что метаморфические изменения могли явиться результатом физической деформации при складкообразовании либо термической реорганизации осадочного материала под влиянием интрузии.

На месторождении Казо марганцевое оруденение приурочено к крутопадающему разлому, проходящему по границе между кварцитами и роговиками.

Т. Йосимура выделял три стадии минерализации — А, В и С. Он писал, что продукты первой стадии минерализации образуют ксенолиты, находящиеся в главном рудном теле рудника Казо, и характеризуются значительными количествами Са, Fe (Mn) и Na.

Во вторую, основную, стадию минерализации отлагались родонит, пироксмангит, тефроит, родохрозит, Ва-полево шпат (казоит). Эта минерализация характеризуется повышенными количествами Ва, Mn (Fe), К и Na.

В последнюю стадию минерализации выделялись кварц, анкерит, манганактинолит, мангантремолит, куммингтонит, манганфлогопит, неотокит (пенвитит) и монтмориллонит, которые образуют большие прожилки, заполнившие трещины разрыва, секущие минеральные тела второй стадии минерализации.

Рудные тела часто имеют неправильные контакты с вмещающими породами, в которых находятся в виде изолированных линзочек и прожилков.

Изменения вмещающих пород выражаются в местных хлоритизации, импрегнациях карбонатов и силикатов Mn, Ва-полевого шпата (казоита), иногда пирротина.

Всего на месторождениях этого типа уже в 1939 г. было обнаружено более 85 минеральных видов и разновидностей. Мои усилия при знакомстве с карьером рудника Йоконе-яма были сосредоточены в основном на сборе минералов марганца, в первую

очередь пироксмангита, тефрои́та, манганкуммингтонита, мало или вовсе не представленных в коллекциях Музея.

Говоря о взаимоотношениях этих минералов, особо следует отметить, что пироксмангит (феррородонит) обычно оказывается более ранним по сравнению с родонитом, а тефроит — самым поздним из них (на месторождении Казо в тефроите установлены многочисленные реликты зерен родонита и желтого граната); в свою очередь тефроит замещается родохрозитом.

Особый интерес в этой ассоциации представляют взаимоотношения пироксмангита и родонита. С одной стороны, известно, что для чистого $MnSiO_3$ пироксмангит отвечает модификации низкой температуры (при обычном давлении пироксмангит устойчив ниже $350-405^\circ C$) и высокого давления, а родонит — более высокой температуры и более низкого давления [16, 18, 19]¹. С другой стороны, изучение пироксмангита и родонита с различных месторождений Японии [17, 19] показало, что они очень редко приближаются к $MnSiO_3$ и заметно различаются по своему составу тем, что пироксмангит значительно обогащен Fe (0,24—14,56 мас. % FeO при 0,09—2,21 мас. % CaO) а родонит — Ca (1,19—6,62 мас.% CaO при 0,27—5,57 мас.% FeO); кроме того, для пироксмангита отмечается и более высокое в целом содержание Mg. Таким образом, появление в природных ассоциациях пироксмангита или родонита определяется не только $P-T$ параметрами, но, очевидно, и соотношением химических компонентов в системе [21].

Следует отметить, что пироксмангит-родонитовая минерализация известна в Японии не только в породах палеозойского возраста, но и в виде жил и линз в формации зеленых туфов миоценового возраста. Подобные рудопроявления особенно многочисленны в западной половине Хоккайдо [27], причем с одного из них — Татехира — удалось привезти пластину тесно сросшихся пироксмангита и родонита размером до $40 \times 30 \times 3$ см, подаренную Музею профессором Ю.Хария.

Описанные метаморфогенные марганцевые ассоциации по своему парагенезису и другим признакам, очевидно, близки к минеральным ассоциациям, возникшим при метаморфизме вулканогенно-осадочных мезозойских марганцевых карбонатов и радиоляритовых сланцев в Альпах [21].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщ. I. Минеральный состав рудного вещества. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с. 3—22; Сообщ. II: Основные процессы минерало- и рудообразования во впадине Атлантис-II. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 11—32.
2. Ватанабе Т., Юи С., Като А. Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 104—121.
3. Кадзивара И. Гипс-ангидридные руды и связанные с ними минеральные ассоциации месторождения Мотояма рудника Ханавы. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 169—173.
4. Кадзивара И. Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 163—169.
5. Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 129—151.
6. Накамура Т., Хунахаси М. Рудные жилы, связанные с неогеновым вулканизмом Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т.Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 183—195.
7. Тацуми Т., Секине Й, Канахира К. Вулканогенные месторождения и металлогения Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 16—52.
8. Токунага М. Свинцово-цинковые жилы рудника Тоёха. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 207—215.
9. Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака. — В кн.: Вулканизм и рудообразование / Под ред. Т. Тацуми. М.: Мир, 1973, с. 151—162.
10. Anderson C.A. Massive sulfide deposits and volcanism. — Econ. Geol., 1969, vol. 64, p. 129—146.

¹ Механизм структурной перестройки при переходе от одних пироксеноидов к другим и от пироксеноидов к пироксенам и наоборот с кристаллохимических позиций рассмотрен Р.Дж.Ангелом и др. [11]. Дальнейшие исследования реальной структуры пироксеноидов показали тончайшие сращения и прорастания пироксенов и Mn-пироксеноидов, когда отдельные тонкие домены пироксена граничат с переходной пироксен-пироксеноидной областью в доменах последних [22]. Все это говорит и о том, что, вероятно, возможны и смешанно-цепочечные пироксен-пироксеноидные и пироксеноидпироксеноидные минералы, чем, возможно, и объясняются трудности в отнесении отдельных образцов к родониту или пироксмангиту.

11. *Angel R.J., Price G.D., Putnis A.* A mechanism for pyroxene-pyroxenoid and pyroxenoid-pyroxenoid transformations. — *Phys. and Chem. Miner.*, 1984, vol. 10, N 5, p. 236–243.
12. *Ehara S., Yakoyama I.* Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido. Pt 2. — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1971, vol. 2b, p. 67–84. На яп. яз.
13. *Hariya Yu.* On the geochemistry and formation of manganese dioxide deposits. — In: *Geology and geochemistry of manganese / Ed. I.M. Varentsov, G. Grasselly.* Budapest: Akad. Kiadó, 1980, vol. 1, p. 353–365.
14. *Kuwahara T.* Exploration for the Toyoha Pb–Zn deposits. — In: *MMIF / Aus IMM joint symp.* Sendai, 1983, p. 65–78.
15. *Lambert I.B., Sato T.* The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, p. 1215–1236.
16. *Maresch W.V., Mottana A.* The pyroxmangite-rhodonite transformation for the MnSiO₃ composition. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 55, N 1, p. 69–79.
17. *Momoi H.* Mineralogical study of rhodonites in Japan, with special reference to contact metamorphism. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D.*, 1964, vol. 15, N 1, p. 39–63.
18. *Narita H., Koto K., Morimoto N.* The crystal structures of MnSiO₃ polymorphs (rhodonite- and pyroxmangite-type). — *Miner. J.*, 1977, vol. 8, N 6, p. 329–342.
19. *Ohashi Y., Finger L.W.* Pyroxenoids: A comparison of refined structures of rhodonite and pyroxmangite. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1975, vol. 74, p. 564–569.
20. *Ohashi Y., Kato A., Matsubara S.* Pyroxenoids: A variation in chemistry of natural rhodonites and pyroxmangites. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1975, vol. 74, p. 561–564.
21. *Peters T., Trommsdorff V., Sommerauer J.* Progressive metamorphism of manganese carbonates and cherts in the Alps. — In: *Geology and geochemistry of manganese / Ed. I.M. Varentsov, G. Grasselly.* Budapest: Akad. Kiadó, 1980, p. 271–283.
22. *Ried H.* Intergrowth of pyroxenoid; chain periodicity faults in pyroxene. — *Phys. and Chem. Miner.*, 1984, vol. 10, N 5, p. 230–235.
23. *Sangster D.F.* Precambrian volcanogenic massive sulphide in Canada: A review. — *Canad. Surv. Pap.*, 1972, N 7, p. 2–22.
24. *Sato T., Tanimura S., Ohtagaki T.* Geology and ore deposits of the Hokuroku district, Akita Prefecture. — *Mining Geol. Spec. Iss.*, 1974, N 6, p. 11–18.
25. *Sawitins F.J.* Sulphide ore deposits in relation to plate tectonics. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, p. 377–397.
26. *Sumi K.* Geological investigation of hydrothermal alteration haloes in Japanese geothermal fields. Pt 1. — *Geol. Surv. Jap. Rep.*, 1978, N 259. На яп. яз.
27. *Suzaki Y.* Occurrence and mineralogical properties of manganese silicate minerals. — *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, 1964, vol. 7, N 3, p. 339–351.
28. *Takeuchi M., Hirokawa T., Hayakawa M.* Subterranean thermal structure at Toyoha geothermal field in Hokkaido. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1975, vol. 20, p. 13–29. На яп. яз.
29. *Tanimura S., Shimoda T., Sawaguchi T.* On the Fukasawa ore bodies, Akita Prefecture. — *Mining Geol. Spec. Iss.*, 1974, N 6, p. 147–155.
30. *Tatsumi T., Watanabe T.* Geological environment of the Kuroko deposits. — *Mining Geol. Spec. Iss.*, 1971, N 3, p. 216–220.
31. *Urabe T., Sato T.* Kuroko deposits of the Kosaka mine, northeast Honshu, Japan-products of submarine hot springs on miocene sea floor. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, p. 161–179.
32. *Yajima J., Ohta E.* Two-stage mineralisation and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. — *Mining Geol.*, 1979, vol. 29, N 5, p. 291–306.
33. *Yosimura T.* Studies on the minerals from the manganese deposit of the Koso mine, Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, 1939, vol. 4, N 3/4, p. 313–453.

УДК 549.514.52

А.А. ГОДОВИКОВ, О.И. РИПИНЕН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМЫ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АГАТОВЫХ МИНДАЛИН В БАЗАЛЬТОИДАХ

ВВЕДЕНИЕ

С базальтоидами связаны основные промышленные концентрации агатов, выполняющих, в частности, газовые пузыри, образующиеся при излиянии лав основного состава [4]. Формы миндалин привлекали к себе неоднократное внимание исследователей, пытавшихся использовать их, с одной стороны, для расшифровки условий образования агата в них, с другой — для восстановления условий, существовавших при излиянии лавы [8, 17, 22, 24, 25].

Достаточно разносторонне этот вопрос был затронут М.Ф. Хеддлем, который еще в 1901 г. писал: "Форма пузырей пара определяется количеством летучих или вязкостью изливаемых пород, в пределах которых они поднимаются, а также состоянием потока — его течением или покоем. Если он не движется или движется медленно и имеет высокую подвижность, пузыри, особенно мелкие, оказываются круглыми. Если вяз-