

УДК 553.411:571.6

К 100-летию выдающегося
геолога и минералога — Н.В. Петровской

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ШКОЛЬНОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2011 г. А. В. Волков*, Н. Е. Савва**, А. А. Сидоров*, В. Ю. Прокофьев*, Н. А. Горячев**,
С. Д. Вознесенский***, А. В. Альшевский**, А. Д. Чернова****

* *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35*

*** *Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685010, Магадан, ул. Портовая, 16
*** ОАО “Нелькобазолото”*

685000, Магадан, ул. Пролетарская, 12

**** *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова
119992, Москва, ГСП–2, Воробьевы горы*

Поступила в редакцию 17. 05. 2010 г.

Месторождение Школьное локализовано в гранитоидном штоке небольшого размера, корневые части которого, по геофизическим данным, прослежены до глубины 5–8 км. Руды богаты золотом (33 г/т) и обогащены серебром. Оно принципиально отличается по составу от ранее изученных золото-кварцевых мезотермальных и золото-серебряных эпитеpmальных месторождений Северо-Востока России. Основные запасы месторождения Школьное сконцентрированы в бонанцах, составляющих 20 % от объема рудных тел. Установлено наличие внутренних деформаций, связанных с перегруппировкой вещества во фрейбергите, структуры распада в блеклой руде и золоте, что указывает на пострудный метаморфизм. Предполагается, что руды месторождения Школьное занимают промежуточное положение между порфировым и эпитеpmальным этажами рудоотложения.

ВВЕДЕНИЕ

В 1981 г. открытие месторождения Школьное, мелкого по масштабу, но с высокими содержаниями Au (в среднем 33 г/т), послужило началом масштабных поисковых работ на золото в гранитоидных штоках в пределах Северо-Востока России.

Месторождение Школьное находится в Тенькинском районе Магаданской области, в 60 км от районного центра поселка Усть-Омчуг (фиг. 1). Месторождение открыто во время геологического похода геологами-школьниками и было названо в их честь. Прогнозные ресурсы месторождения по экспертной оценке составляли 30 т ($P_1 + P_2$). Поисково-оценочные работы проведены в 1983–1985 гг., а разведка — в 1981–1991 гг. В 1996 г. запасы месторождения были утверждены ГКЗ и переданы в освоение ЗАО “Нелькобазолото”. Разработка месторождения осуществлялась подземным способом с обогащением руд по гравитационной схеме без применения химических реагентов. Эксплуатация месторождения была ориентирована на извлечение только богатой руды из жил при частичной, вынужденной (до

рабочей мощности) выемке околожильных также золотоносных метасоматитов. Естественно, что такая добыча сопровождалась значительными потерями металла, с одной стороны, во вполне очевидных недоработках блоков, с другой — в хвостах обогащения.

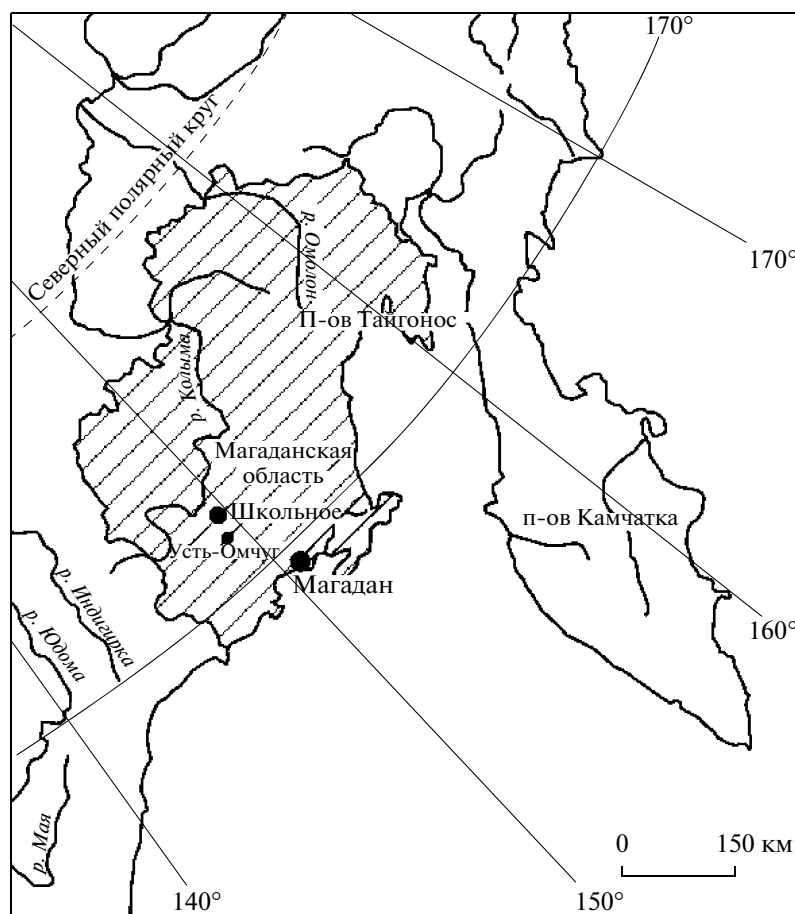
К 2008 г. балансовые и забалансовые запасы месторождения на глубину 570 м были отработаны и получено 9.9 т Au (Вознесенский, 2008). Чтобы продлить жизнь руднику еще на несколько лет, необходимо провести доразведку нижних горизонтов.

Комплексное изучение месторождения Школьное, результаты которого приведены в настоящей статье, проводилось авторским коллективом с момента его открытия и по настоящее время. Оно позволяет с новых позиций рассмотреть проблему “корней” эпитеpmального золото-серебряного близповерхностного оруденения.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Школьное приурочено к Бургагинскому штоку гранодиоритов, расположенному у

Адрес для переписки: А.В. Волков. E-mail: alexandr@igem.ru



Фиг. 1. Местоположение месторождения Школьное.

юго-западной части Аян-Юряхского антиклинория (фиг. 2). Это территория развития складчатых структур мезозойского, сформировавшихся в позднеюрское—раннемеловое время и испытавшая тектоно-магматическую активизацию (ТМА) в позднем мелу, в связи со становлением Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса (ОЧВП). Район характеризуется широким развитием верхнепермских терригенных отложений нерючинской, кулинской и тенькинской свит, смятых в складки преимущественно северо-западного простирания. Формирование складчатых структур сопровождалось заложением разрывных нарушений, внедрением крупных интрузивных массивов гранитоидов “колымского” комплекса и поясов даек различного состава.

Среди разрывных нарушений района наиболее значимы разломы северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний (фиг. 3). Крупнейшая разрывная структура северо-западного простирания — Дусканьинская зона разломов, протяженностью более 100 км и мощностью 15 км,

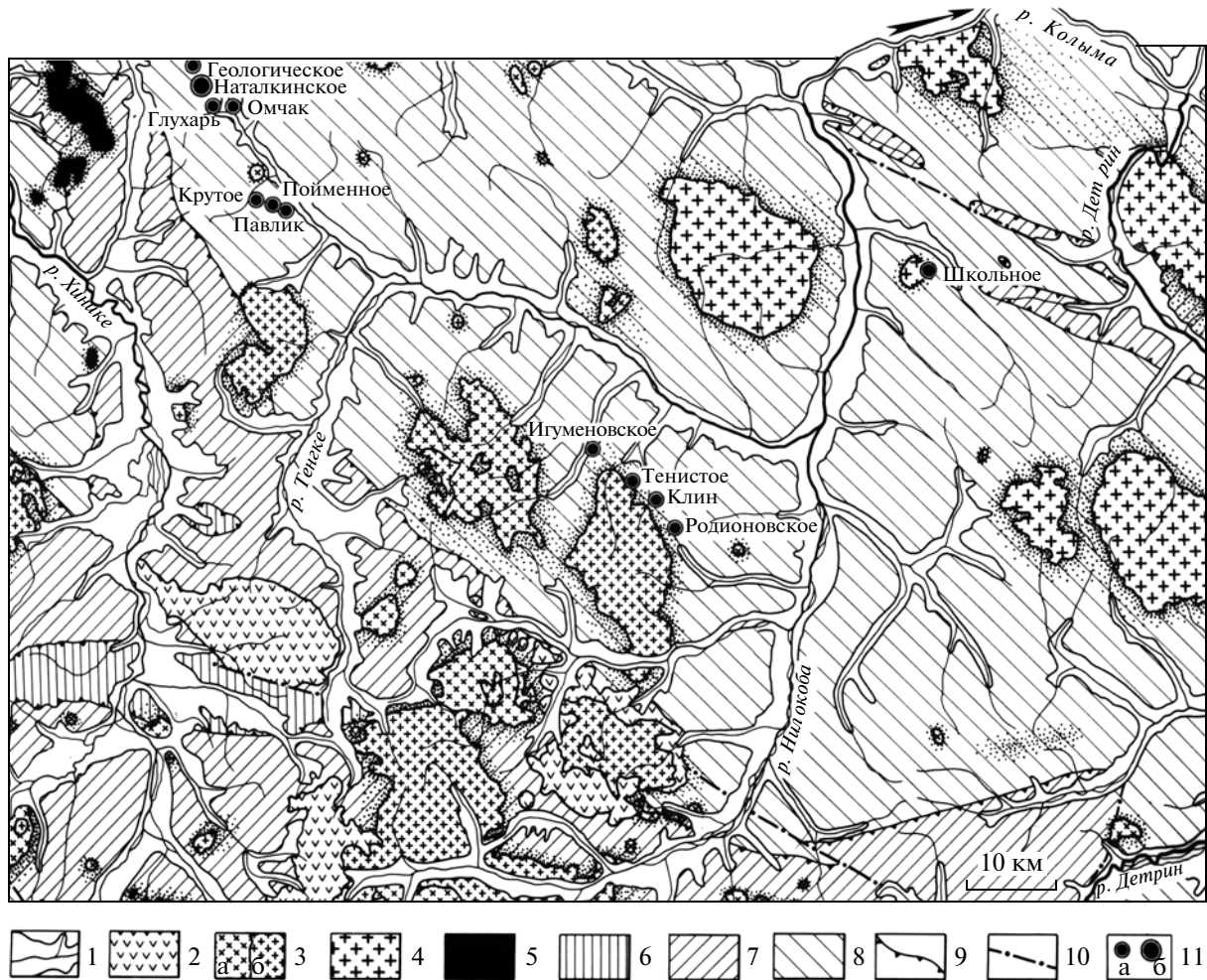
контролирующая россыпные и коренные месторождения и рудопроявления Au.

В региональном плане субмеридиональные и северо-восточные разломы хорошо читаются на среднемасштабных космических снимках и относятся, вероятно, к поперечным скрытым разломам фундамента, определяющим положение крупных рудных узлов (Сидоров и др., 2008). Субширотные разрывы также хорошо проявлены в бассейнах рек Бургагы—Брат, где совместно с северо-восточными нарушениями образуют ортогональную систему (фиг. 3).

С разрывными нарушениями северо-восточного простирания пространственно связаны интрузивы позднемелового возраста. Крупнейший на этой территории Верхне-Колымский разлом протягивается от верховьев рек Нелькоба—Тенька до р. Колыма (фиг. 3). В узлах пересечения разломов локализуются проявления Au, Ag, молибдена, вольфрама, в том числе и Школьное рудное поле.

В формировании структуры рудного поля выделяется несколько тектонических этапов.

В складчатый этап сформировалась Эрикинская антиклиналь, вытянутая более 20 км в северо-запад-



Фиг. 2. Схема геологического строения Верхне-Колымского рудного района.

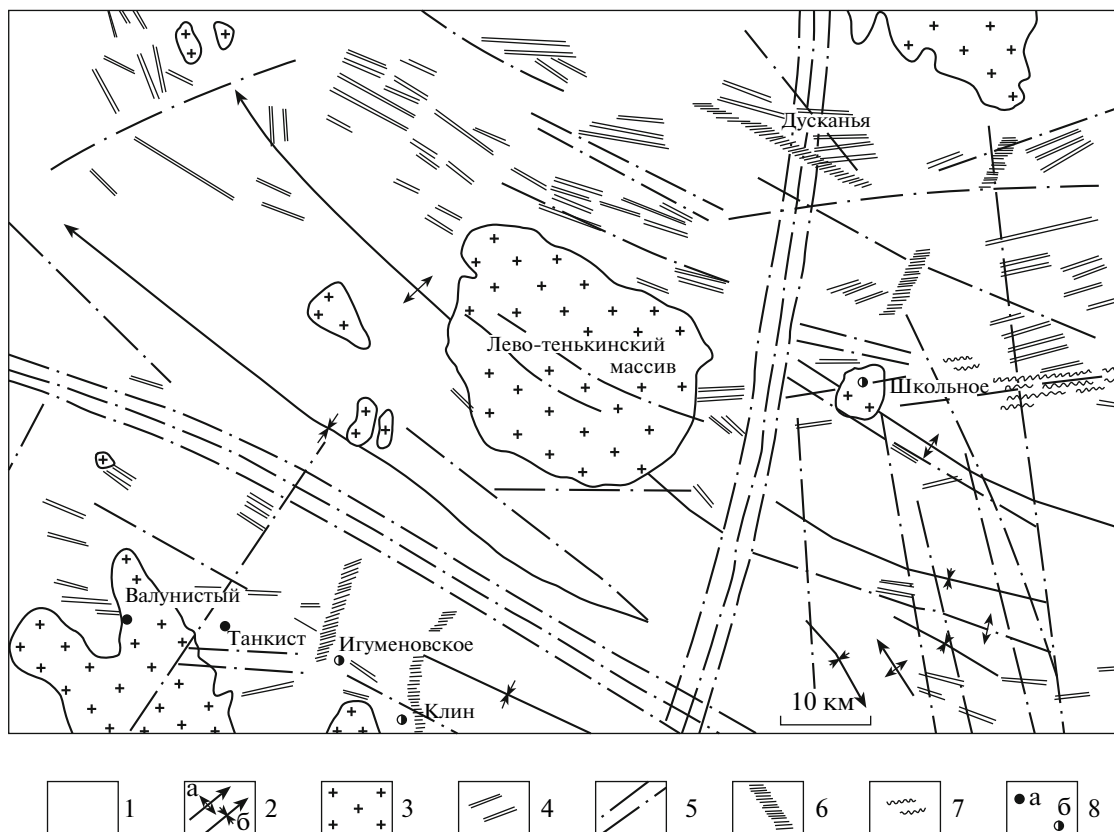
1 – речные долины; 2 – вулканогенные толщи; 3 – позднемеловые массивы гранодиоритов (а) и гранитов охотского типа (б); 4 – граниты колымского типа (позднеюрские–раннемеловые); 5 – габброиды; 6–8 – терригенные и вулканогенно-терригенные отложения верхоянского комплекса: 6 – верхнетриасовые, 7 – среднетриасовые, 8 – верхнепермские; 9 – стратиграфические контакты; 10 – крупные разломы в бортах Кулино-Тенькинского антиклинория, сложенного верхнепермскими толщами; 11 – золоторудные месторождения: мелкие и средние (а), крупные (б).

ном направлении, через всю площадь рудного поля (фиг. 3). Размах крыльев складки достигает 7 км. Ось антиклинали ундурирует по простиранию, отклоняясь то к северу, то к востоку, что обусловлено воздействием более поздних сдвиговых северо-восточных (Верхне-Колымский) и субширотных (Южная зона) систем разрывных нарушений. Осевая плоскость антиклинали – субвертикальная. Падение пластов на юго-восточном крыле складки – крутое (60°), а на северо-западном крыле – пологое (30°). Крылья, в свою очередь, осложнены мелкой, пологой складчатостью.

Наиболее крупная соскладчатая разрывная структура в пределах рудного поля – Южная зона разломов северо-западного простирания, входящая в состав Дусканьинской зоны, прослеженная на местности и по материалам дешифрования более

чем на 50 км. Она ограничивает Бургагинский шток с юга (фиг. 3, 4) и состоит из серии субпараллельных взбросов, взбросо-сдвигов, амплитуда перемещений по которым превышает 150 м. Общая мощность Южной зоны разломов варьирует от 0.5 до 1.5 км, увеличиваясь в юго-восточном направлении. В отдельных швах Южной зоны локализуются дайки гранит-порфиров. Одна из наиболее изученных ветвей Южной зоны разломов в пределах рудного поля – разлом Рудный. Это крутопадающий к северо-востоку (60°–70°) тектонический шов, послуживший, вероятно, своеобразным упором при внедрении Бургагинского штока (фиг. 4).

В постскладчатый этап сформировались северо-восточные разрывные нарушения, субпараллельные ветвям Верхне-Колымского разлома. В пределах рудного поля к ним относится Интрузив-



Фиг. 3. Геолого-структурная схема бассейна р. Теньки (составлена на основе геологической карты М 1:200000, Вс. Д. Володин, В. Д. Володин, 1964 г.).

1 – терригенные и вулканогенно-терригенные отложения верхоянского комплекса (Р–Т); 2 – оси и направление погружения шарниров антиклинальных (а) и синклинальных складок (б); 3 – массивы гранитоидных пород (ранний мел); 4 – дайки гранитоидных и диоритовых пород (мел?); 5 – разрывные нарушения; 6 – зоны россыпной золотоносности; 7 – кварцевые жилы; 8 – месторождения и рудопроявления: молибдена (а), золота (б).

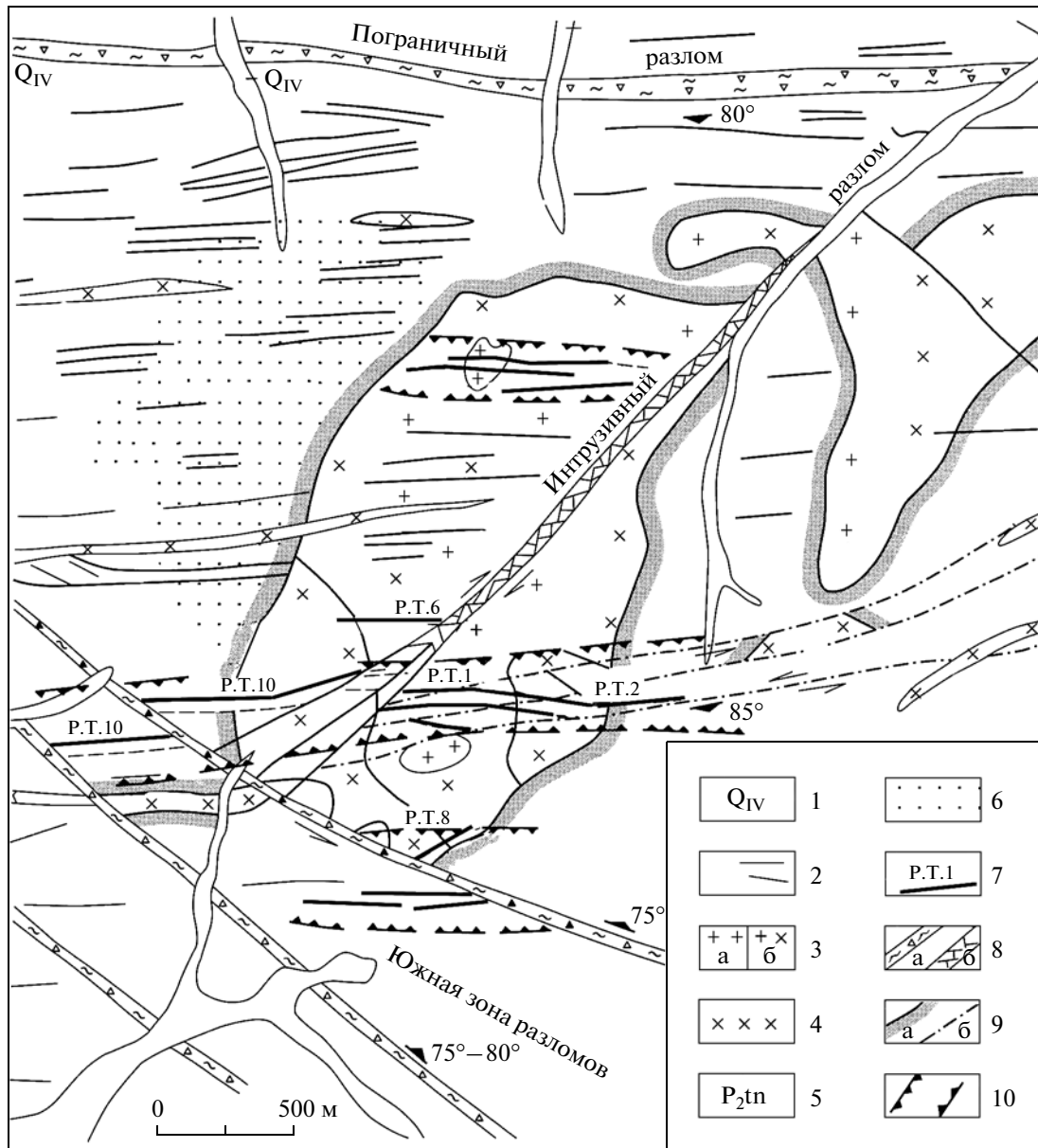
ный разлом, прослеживающийся от ручья Бургагы на северо-востоке до сочленения с Южной зоной разломов на юго-западе. Протяженность его в пределах рудного поля 6–7 км (фиг. 4). Азимут простирания 45° – 50° , угол падения 75° – 65° к северо-западу. На сопредельной территории разлом отлично дешифрируется на космоснимке и прослеживается в северо-восточном направлении через осевую часть Дусканьинской зоны разломов (фиг. 4). При приближении к Южной зоне разломов Интрузивный разлом распадается в структуру типа “конского хвоста” (фиг. 4). Мощность его в пределах Бургагинского штока варьирует от 20 м (на поверхности) до 5 м (горизонт 700 м). Здесь зона разлома представлена катаклазированными, окварцованными, сульфидизированными гранодиоритами и диоритами, часто интенсивно трещиноватыми и брекчированными.

В этап тектоно-магматической активизации заложилась широтные зоны растяжения, в которые внедрились дайки. Вдоль этих разрывов сформировались зоны метасоматитов (сульфидизации, аргиллизации). Широтные системы разрывов имеют

наибольшее значение для рудообразования в пределах месторождения Школьное.

Наиболее крупный Пограничный разлом широтного простирания служит северным тектоническим ограничителем рудного поля (фиг. 4), прослеживается в западном направлении около 100 км, имеет южное падение под углом 80° – 86° и мощность в пределах рудного поля 100–150 м. Отдельные швы Пограничного разлома выполнены дайками диоритов и риолитов. По характеру перемещений это взброс с вертикальной амплитудой до 150 м. В плане Пограничный разлом состоит из серии сближенных швов, выполненных в большинстве случаев интенсивно дробленными, трещиноватыми породами тенькинской свиты.

К широтной системе относятся и непосредственно вмещающие рудные тела разломы, сопряженные с Интрузивным разломом и Южной зоной (фиг. 4). В пределах штока они представлены линейными зонами, которые выклиниваются в осадочных породах рамы. В структурном плане разломы, вмещающие основные золото-сереброносные жилы представлены крутопадающими к югу тектони-



Фиг. 4. Схематическая геологическая карта золоторудного месторождения Школьное (Бельков и др., 1992; с изменениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – ранне-поздне меловые дайки пестрого состава; 3 – граниты (а), гранодиориты-адамелиты (б), верхнеюрского-раннемелового возраста; 4 – диориты верхнеюрского-раннемелового возраста; 5 – песчано-сланцевые толщи, верхнепермского возраста; 6 – роговики; 7 – рудное тело; 8 – зоны дробления (а) и трещиноватости (б) пород; 9 – граница штока (а), разломы (б); 10 – границы рудных зон.

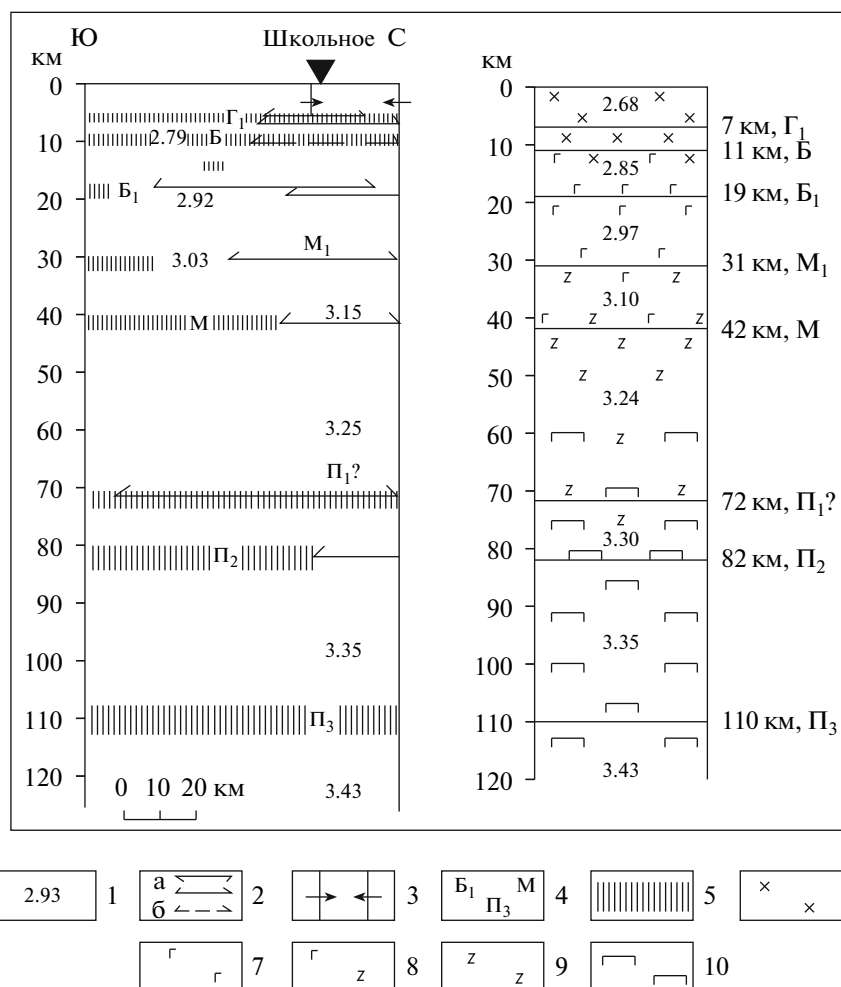
ческими швами и зонами трещиноватости, мощностью от 0.1 м до 1.5–3 м.

Таким образом, одним из главнейших факторов, оказавших влияние на формирование рудного поля Школьное, является разрывная тектоника. Южная зона, Пограничный и Интрузивный разломы, а также сложная система сопряженных с ними разрывных нарушений способствовали образованию тектонического блока, в пределах которого произошло внедрение Бургагинского штока гранитоидов, а за-

тем и сформировалось Школьное месторождение. Именно внутренняя трещинная тектоника блока играет главную роль в локализации золото-серебряной минерализации.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Результаты гравиметрических исследований на площади Бургагинской рудно-магматической системы (фиг. 5) показали, что плотность пород в при-

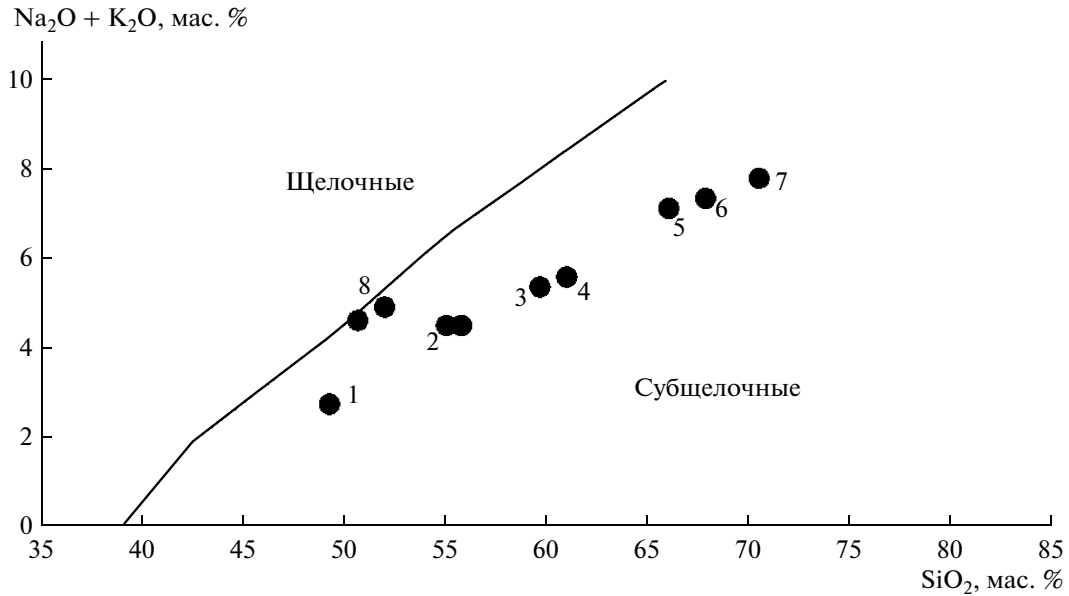


Фиг. 5. Глубинное строение Бургагинской РМС, по гравиметрическим данным (Гончаров и др., 2005; с изменениями). 1 – плотность пород, г/см³; 2 – верхние (а) и нижние (б) ограничения плотностных неоднородностей; 3 – вертикальные ограничения плотностных неоднородностей; 4 – индексы поверхностей расслоения литосферы: Б – кровля базитового слоя, Б₁ – поверхность внутри базитового слоя, М₁ – кровля базит-гипербазитового слоя, М – поверхность Мохо, П₁, П₂, П₃ – подкорковые поверхности; 5 – горизонтальные поверхности раздела; 6–10 – предполагаемый разрез литосферы: 6 – граниты, 7 – базиты, 8 – базиты-гипербазиты, 9 – гипербазиты, 10 – эклогиты.

поверхностной части земной коры (в гранитном слое) составляет 2.68 г/см³ и постепенно увеличивается, достигая на глубине 110 км, на уровне третьей подкорковой границы значений 3.43 г/см³ (Гончаров и др., 2005). В разрезе земной коры и верхней мантии установлено шесть квазигоризонтальных поверхностей раздела. При этом кровля базитового слоя зафиксирована на глубине 11 км, а поверхность Мохо на глубине 42 км (фиг. 5). Выявлены также восемь уверенно определенных нижних ограничений плотностных неоднородностей, два из которых на глубине 5 и 7 км характеризуют гранитный слой, следующие два с показателями глубин 18 и 20 км отвечают поверхностям раздела внутри базитового слоя. Общая мощность базитового слоя равна 18–20 км (фиг. 5). Ниже, на глубине 31 км выявлена кровля базит-гипербазитового слоя, которая по вертикали прослежена до поверхности Мохо – 42 км.

Вертикальное ограничение плотностных неоднородностей установлено в гранитном слое на глубине 3.5 км и, вероятно, отвечает положению периферического магматического очага, с которым связано образование гранитоидного штока и секущих его даек. Корни этого очага, по-видимому, не достигают кровли базитового слоя.

Как было отмечено выше, структурно-геологическая особенность рудного поля месторождения Школьное – это его приуроченность к клиновидному тектоническому блоку, границами которого служат круто залегающий на севере – Пограничный разлом, а на юго-западе – Южная зона разломов (фиг. 4). Весь блок, включая Бургагинский шток, рассечен Интрузивным разломом, представляющим собой мощную зону трещиноватости пород. Все названные разломные структуры, имея глубинную природу, тем не менее, не проникают на глуби-



Фиг. 6. Петрохимическая диаграмма магматических пород Бургагинского штока.

1 – габбро; 2 – диорит; 3 – монцо-диорит; 4 – тоналит; 5 – гранодиорит; 6 – адалелит; 7 – гранит-порфир; 8 – лампрофир.

ны ниже литосферы, судя по гранитоидному составу магматических выплавов.

Поле силы тяжести на площади рудного поля достаточно устойчиво и характеризуется значениями $\Delta g = -62... -58$ мГал, что свойственно блокам пород с неглубокозалегающим (5–7 км) крупным магматическим очагом. О влиянии на становление рудно-магматической системы более глубоко размещенных магматических очагов можно судить лишь косвенно, принимая во внимание повышенные содержания в рудах Ag, висмутовых теллуридов и сульфотеллуридов.

Таким образом, корневые части Бургагинской РМС, расположенной в блоке земной коры повышенной мощности (более 100 км), четко прослежены только до глубины 5–8 км. Отсутствие в РМС на больших глубинах вертикальных ограничений плотностных неоднородностей, возможно, связано с горизонтальными тектоническими перемещениями в верхней части земной коры.

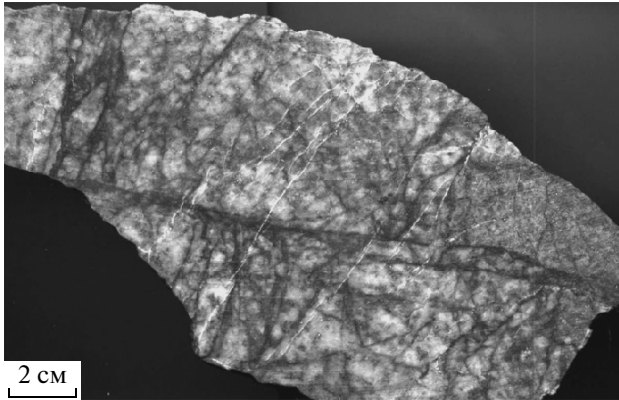
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Главный элемент структуры месторождения – Бургагинский шток гранодиоритов. Он вытянут в северо-восточном направлении на 3 км и в поперечнике достигает 1 км (фиг. 4). Контакты штока с вмещающими породами – неровные, крутые и падают под углами 70°–90° к центру. Ширина полосы ороговикованных пород составляет 300–500 м. Под микроскопом в составе роговиков устанавливаются кварц, кордиерит и биотит, образующие гранобла-

стовые и пойкило-бластовые структуры. Низкотемпературные изменения представлены окварцеванием, мусковитизацией и карбонатизацией, встречаются кварц-альбитовые прожилки с турмалином, касситеритом и сульфидной минерализацией (мощность 0.5–1 см).

Формирование штока происходило в четыре фазы внедрения (Палымский, Палымская, 1990) в следующей последовательности: габбро и габбро-диориты–диориты–гранодиориты–адалелиты. Габбро и габбро-диориты встречаются в виде крупных ксенолитов в породах последующих фаз (наиболее крупные – до 200 м в поперечнике). Диориты слагают два довольно больших (до 1 км в плане) тела в западной и восточной частях штока. Гранодиориты образуют узкую (200–300 м) полосу в южной, восточной и западной частях штока. Наиболее распространены рудовмещающие адалелиты, занимающие центральную часть штока. По составу гранитоиды относятся к породам нормальной щелочности (фиг. 6) калий-натровой серии ($K_2O/Na_2O = 1.1–2.6$). Возраст их, по данным U-Pb- и Ar-Ar-методов, 150–149 млн. лет (Альшевский и др., 2008).

Магматическая деятельность завершилась внедрением большого количества даек в центральной и северной частях штока, образующих два субширотных пояса протяженностью до 2 км, шириной первые сотни метров (фиг. 4). По составу среди даек выделяются: гранит-порфиры, аплиты – орогенного этапа; лампрофиры и риолиты – этапа ТМА. Возраст даек, по данным K-Ar-метода, 110 млн. лет (Альшевский, Вознесенский, 2008). Дайки имеют дорудный возраст, при пересечении рудными тела-



Фиг. 7. Золотоносные березиты месторождения Школьное (штольня 7).

ми в них отмечаются значительные гидротермальные изменения, иногда они вмещают рудные тела.

На основании анализа геологической схемы рудного поля (фиг. 4) в пространственном распределении жил, даек и тектонических нарушений наблюдаются определенные закономерности, предполагающие их формирование в динамически единой системе дислокации. В частности, дайки и кварцевые жилы локализируются в нарушениях, которые можно рассматривать как трещины отрыва, а зоны тектонического дробления и катаклаза в гранитных породах, как трещины скола. Возникновение подобного тектонического рисунка обусловлено, вероятно, сдвиговыми подвижками, преимущественно правой виргации в региональной зоне субширотных разломов.

Метасоматические породы широко развиты в пределах месторождения Школьного. Среди них выделяются: грейзенизированные и аргиллизированные породы, березиты.

Слабая грейзенизация проявлена в породах Бургагинского штока и в его ближайших экзоконтактах, в зоне развития биотит-кордиеритовых роговиков. Типоморфные минералы этих пород – слюда ряда мусковит–серицит и турмалин. Линейная грейзенизация сопровождается зонами повышенной трещиноватости на северном, западном и южном флангах рудного поля.

Аргиллизиты вмещают рудные тела месторождения. Они представлены окварцованными, серицитизированными и каолинизированными породами с карбонатом и рассеянной минерализацией арсенопирита. В них сохраняется исходная структура породы.

Линейные тела березитов, мощностью 20–30 м, протяженностью первые сотни метров, приурочены к рудовмещающим разрывам субширотного простирания и также вмещают рудные тела. Состав березитов – серицит-гидрослюдисто-кварцевый с обильной вкрапленностью пирита и арсенопирита

(фиг. 7). В них отмечается повышенное содержание Au (1–7 г/т). В кварцевых прожилках в березитах содержание Au достигает 10–30 г/т. Первичная структура исходных пород в березитах практически не сохраняется.

Латеральная зональность метасоматитов представлена следующим рядом: грейзенизированные амаелиты или гранодиориты – грейзены – березиты – аргиллизиты.

Среди жильных образований по всему рудному полю распространены арсенопирит-кварцевые жилы и прожилки, а также безсульфидные кварцевые жилы и прожилки. Несмотря на то, что содержание Au в них от нескольких г/т до 90 г/т, промышленных рудных тел они, в связи с незначительными параметрами, не образуют.

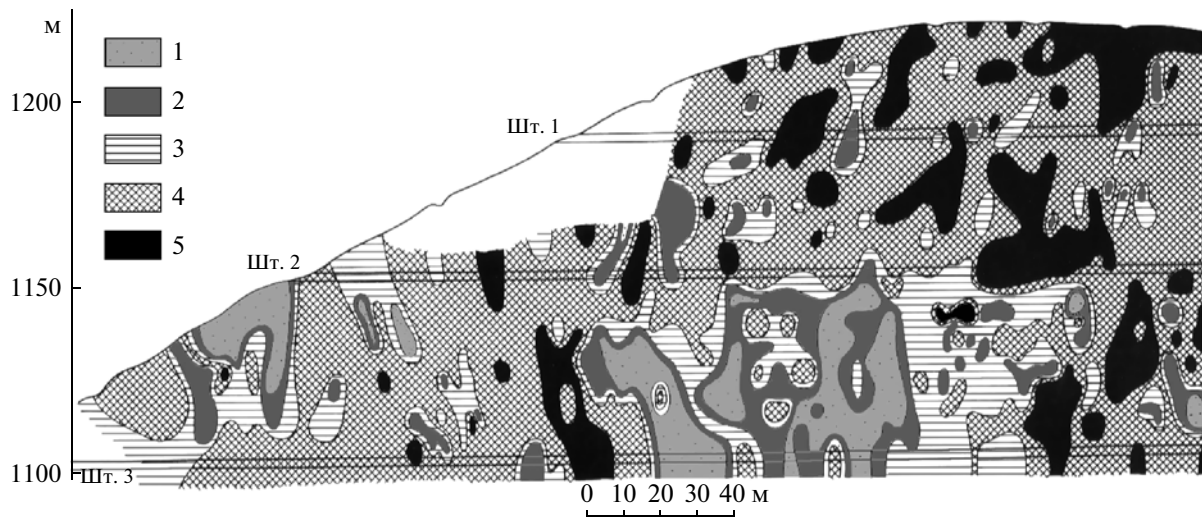
В пределах месторождения наблюдается четкая приуроченность разных типов оруденения к вполне определенным метасоматитам. Золото-редкометалльная прожилково-вкрапленная и жильная минерализация развита на западном (додайковая жила 6, фиг. 4) и на северном (штокверковая минерализация на левом склоне руч. Тропа) флангах месторождения, локализуется в зонах березитов и грейзенизированных пород, а золото-серебряное оруденение обычно приурочено к аргиллизитам.

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Промышленные рудные тела месторождения представлены преимущественно кварцевыми жилами, залегающими в гранодиоритах и амаелитах штока в Центральной рудной зоне (фиг. 4). По данным разведочных работ в контурах рудных тел основная часть металла (около 75%) заключена в кварцевых жилах, при среднем содержании 70 г/т. Оставшаяся часть запасов содержится в минерализованных зонах дробления и прожилкования в березитах экзоконтактов жил при средних содержаниях 7–10 г/т.

Простирание Центральной рудной зоны – субширотное, протяженность до 2 км, падение крутое – южное, мощность измененных пород достигает 100 м. В пределах зоны собственно рудные тела представлены эшелонами кулис кварцевых жил и прожилковых зон, содержащих до 3–5% сульфидов. Протяженность отдельных жил от 20 до 200 м, мощность – 0.1–1.5 м. Жилы сложены массивным мелко- и среднекристаллическим кварцем. Основные запасы месторождения Школьное сконцентрированы в бананцах, составляющих 20 % от объема рудных тел (фиг. 8). В рудных столбах отношение Au/Ag возрастает до 1 : 1 и более.

В пределах Центральной рудной зоны оконтурены промышленные рудные тела 1 (Восточная и Западная кулисы), Промежуточное, 14, Новое и 3. Промышленные интервалы рудных тел представлены зонами дробления мощностью от 0.5 до 5 м, со-



Фиг. 8. Распределение содержания золота в плоскости р.т. 1 месторождения Школьное (Бельков и др., 1992; с изменениями).

1–5 – продуктивность р.т.: мощность р.т. (м), умноженная на содержание золота в р.т. (г/т): 1 – <3.0, 2 – 3.0–6.6, 3 – 6.7–12.3, 4 – 12.4–55.0, 5 – >55.0.

проводящимися зонами окварцевания мощностью до 20 м. Последние вмещают кварцевые жилы с золотым оруденением протяженностью от 5–20 до 50–100 м и мощностью 0.1–3.0 м. Высокие содержания Au преимущественно приурочены к кварцево-жильному выполнению рудовмещающей структуры.

Детальное строение рудных тел месторождения Школьное рассмотрим, на примере р.т. 1.

В контуре р.т.1 выделяются две кулисы: Восточная и Западная. С поверхности они оторваны друг от друга на 30 м, а на глубине перекрывают друг друга. Штольной 1 вскрыта и прослежена Восточная кулиса (гор. 1190 м). В штольне 2 (гор. 1150 м) интервал между кулисами составляет 5 м. В штольнях 3 (гор. 1100 м) и 4 (гор. 1045 м) эти кулисы встречаются в одной рудовмещающей структуре. На горизонте 1025 м Восточная кулиса выклинивается, а Западная кулиса прослеживается на глубину 450 м (гор. 750 м). Простираение р.т. 1 – субширотное, углы падения от поверхности до горизонта 1190 м изменяются от 30° до 60°, глубже они возрастают до 70°–80°. Рудное тело смещается диагональными субширотными разрывами с амплитудой до 30 м.

Восточная кулиса р.т.1 вскрыта с поверхности канавами на протяжении 150 м, на глубину оценена скважинами, а на горизонтах 1190, 1150, 1100 и 1045 м прослежена штольнями 1, 2, 3, 4 и уклоном, пройденным с поверхности на горизонт 1190 м. Она представлена стержневой кварцевой жилой мощностью 0.1–1.3 м, залегающей в зоне дробления в березитах и сопровождающейся апофизами с системой прожилков. Иногда жила выклинивается и в этом случае рудное тело представлено минерализованной зоной дробления. Простираение жилы –

субширотное, падение – южное под углами 45°–85° (увеличивается с глубиной). Содержание Au варьирует от первых до 3661.4 г/т; Ag – от первых до 1697.6 г/т. Наиболее обогащена Au верхняя часть кулисы. Средние параметры Восточной кулисы в подсчетном контуре составляют: мощность 1.48 м, содержание Au – 34.8 г/т, Ag – 38.3 г/т. Промышленное оруденение носит бананцевый характер, форма богатых гнезд с содержанием Au более 55 г/т – неправильная, иногда изометричная. Размеры достигают 20–50 м по горизонтали и 20–35 м по падению (фиг. 8). В пределах рудовмещающей зоны дробления в плоскости тела встречаются участки без жильного выполнения с содержанием Au менее 3 г/т. Форма их – неправильная и разнообразная, размер по горизонтали достигает 10–30 м, по падению – 30–40 м. На западном фланге Восточная кулиса на протяжении 40 м соединяется с западной кулисой, а на восточном фланге – на протяжении 60 м с рудным телом Промежуточное. В обоих случаях Восточная кулиса располагается севернее этих рудных тел. На горизонтах 1025–1040 м она выклинивается. К настоящему времени Восточная кулиса р.т. 1 полностью отработана.

Западная кулиса р.т.1 вскрыта и прослежена канавами и траншеей на протяжении 200 м (фиг. 9), оценена на глубину до горизонта 750 м скважинами по сети 50 × 100 м, на горизонтах 1150, 1100, 1045, 1000, 950, 800 м вскрыта штольнями 2, 3, 4, 5, 6, 9, квершлагами, штреками и рассечками из них.

На горизонтах 1150, 1100, 1150 м Западная кулиса представлена зоной дробления, вмещающей систему кварцевых жил (линз) протяженностью 10–25 м каждая, сопровождающихся зоной прожилкования. На горизонтах 1045 и 950 м она состоит из кулисообраз-



Фиг. 9. Морфология р.т. 1 месторождения Школьное.

разных кварцевых жил протяженностью 40–50 м каждая. Жилы обычно сопровождаются системой прожилков. Мощность жил до 1 м. На восточном фланге (штольня 3) Западная кулиса представлена минерализованной зоной дробления с обломками жильного кварца. Элементы залегания Западной кулисы такие же, как и Восточной кулисы. Содержание Au в кулисе варьирует от первых до 1779.6 г/т, Ag – от первых до 598 г/т. Уровень содержания сохраняется с глубиной. Средние параметры р.т. 1 в пределах Западной кулисы: мощность 1.6 м, среднее содержание Au – 42.8 г/т, Ag – 57.2 г/т. Распределение промышленных руд крайне неравномерное. Бонанцевое оруденение (выше 55 г/т) концентрируется в гнездах неправильной формы, размер которых достигает 10 × 40 м. Длинная ось гнезд ориентирована по падению.

СОСТАВ РУД

Для золото-редкометалльных руд характерно присутствие, наряду с кварцем, серицита, хлорита и калиевого полевого шпата. Основные рудные минералы представлены: арсенопиритом, леллингитом, халькопиритом, пирротинном, касситеритом, шеелитом, магнетитом, висмутином, теллуридами и сульфотеллуридами висмута, мальдонитом, самородным висмутом, молибденитом, сфалеритом, золотом (пробность от 820–850 до 1000‰). Высокомышьяковистый арсенопирит и леллингит додайковой жилы 6 содержат до 2% Со и, как показали данные микрозондового анализа, в этой жиле они ассоциируют с самородным висмутом и беспримесным золотом, теллуридами висмута и мальдонитом (Горячев, 1998).

Для золото-серебряного оруденения характерны: низкомышьяковистый арсенопирит, фрейбергит, стефанит, полибазит, буланжерит, джемсонит, хоробетсуит, фаматинит, акантит, электрум, золото. Золото имеет пробность преимущественно 700–

750‰, электрум – 560–680‰, встречается редко и в ассоциации с минералами серебра.

Наиболее распространенные рудные минералы месторождения – арсенопирит и пирит, которые встречаются в березитах и в зальбандах кварцевых жил. Галенит и сфалерит присутствуют в незначительных количествах в кварцевых жилах на горизонтах 950, 1050, 1100 м.

Интересный факт – наличие в рудах касситерита, что не типично (“чуждо”) для золотоносных минеральных ассоциаций (Петровская, 1973). Касситерит отмечается в пробах на горизонтах 1190, 1100 м и широко развит в пробах на горизонте 950 м.

На восточном фланге центральной рудной зоны месторождения (горизонты 950 и 700 м) отмечены антимонит-кварцевые жилы, мощностью 2–20 см. Жилы сложены крупнокристаллическим антимонитом, который в зальбандах (мощностью до 2 см) сопровождается кварцем. Кварц также крупнокристаллический, шестоватый, гребенчатый. Антимонит содержит незначительные количества Au – 0.2–0.4 г/т и Ag – 18.6–19.5 г/т. Весьма любопытны находки поздних жил гребенчатого кварца с антимонитом в зоне Южного разлома, где такие жилы пересекают кварц-фрейбергитовую жилу р.т. 5 месторождения Школьное.

Текстурно-структурные особенности руд

Текстура изучаемых руд достаточно проста. Начало гидротермальной деятельности характеризуется метасоматическим преобразованием вмещающих пород, сопровождающимся сульфидизацией (пирит, арсенопирит), в результате чего получает широкое распространение вкрапленная текстура в гидротермально-измененных гранитоидах (фиг. 8). Следующий этап гидротермальной деятельности связан с тектоническими движениями, формированием в образовавшихся трещинах кварцевых жил и выделением в них рудного вещества в виде мелких

Таблица 1. Текстурно-структурные особенности руд месторождения Школьное

	Метасоматический этап		Гидротермальный этап	
	структуры	текстуры	структуры	текстуры
МАКРО	Идиоморфно-зернистая (пирит, арсенопирит)	Вкрапленная (вкрапления пирита и арсенопирита до 5% в измененных гранитах)	Мелкокристаллическая, средне- и крупно- кристаллическая, кварц (до 4 мм)	Прожилково-вкрапленная (пылевидная вкрапленность) — пирит в тонких прожилках мелкозернистого кварца Вкрапленная — вкрапленники 1—4 мм рудных минералов в средне- и крупнозернистом кварце жил
МИКРО			Зональная — в кварце; распада — в самородном золоте (распад более низкопробного золота в золоте большей пробности и серебра в блеклых рудах) игольчатая — джемсонит	Ритмично-полосчатая (в блеклых рудах), интерстициальная — золото и блеклые руды в интерстициях кварца

Таблица 2. Распространенность минералов в рудах месторождения Школьное

Группы	Главные	Второстепенные	Спорадически встречающиеся
Рудные (гипогенные)	Пирит, арсенопирит, фрейбергит, золото, буланжерит, антимонит	Акантит, электрум, стезфанит, халькопирит, джемсонит, сфалерит, галенит	Штромейрит, пираргирит, тенантит, тетраэдрит, швацит, менегенит, бертьерит, пирротин, полибазит, магнетит, прустит, кюстелит, самородное серебро, касситерит, вольфрамит, борнит, молибденит, самородный висмут, висмутин, тетрадимит, жозеит, хоробожсуит, ильменит, шеелит, леллингит, айкинит, фаматинит
Жильные	Кварц, кальцит	Гидрослюды, серицит, биотит, хлорит, калиевый полевой шпат	Флюорит, турмалин, рутил, анатаз, апатит
Гипергенные	Гидрогетит, гематит, скородит	Малахит, азурит, ковеллин	Плюмбоярозит, валентинит, базовисмутит, кермезит, сервантит, стибиоконит, хризоколла, брошантит, халькозин, англезит, эритрин, церуссит

гнезд и вкрапленников. Это приводит к образованию прожилково-вкрапленных текстур с различной структурой кварца, в зависимости от размеров рудовмещающих трещин. Ряд особенностей формирования месторождения находит свое отражение в микроструктурах и текстурах минералов и минеральных агрегатов (табл. 1).

Характеристика главных рудных минералов

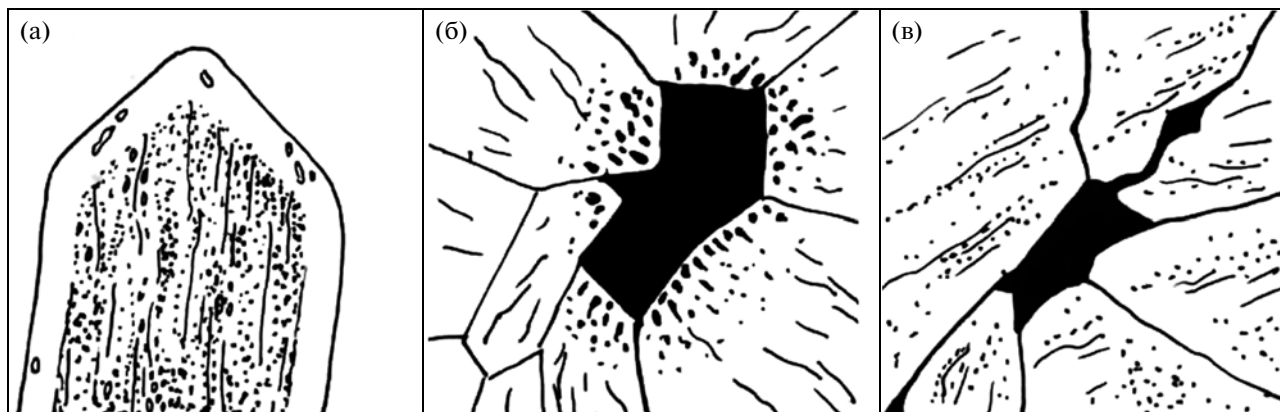
Количество рудных минералов в составе жил достигает 60 (табл. 2) и их объем обычно не превышает 1—3%. Главные рудные минералы представлены: арсенопиритом, пиритом, золотом, фрейбергитом, буланжеритом, джемсонитом. Из гипергенных минералов отмечены малахит, азурит, лимонит.

Кварц — основной жильный минерал (50—96%) руд месторождения Школьного. Из других жильных минералов в них распространены: кальцит, серицит, биотит, калиевый полевой шпат, хлорит. Редко встречаются турмалин, рутил, апатит, анатаз,

флюорит, часть из которых является реликтовыми и попали в руды из вмещающих пород.

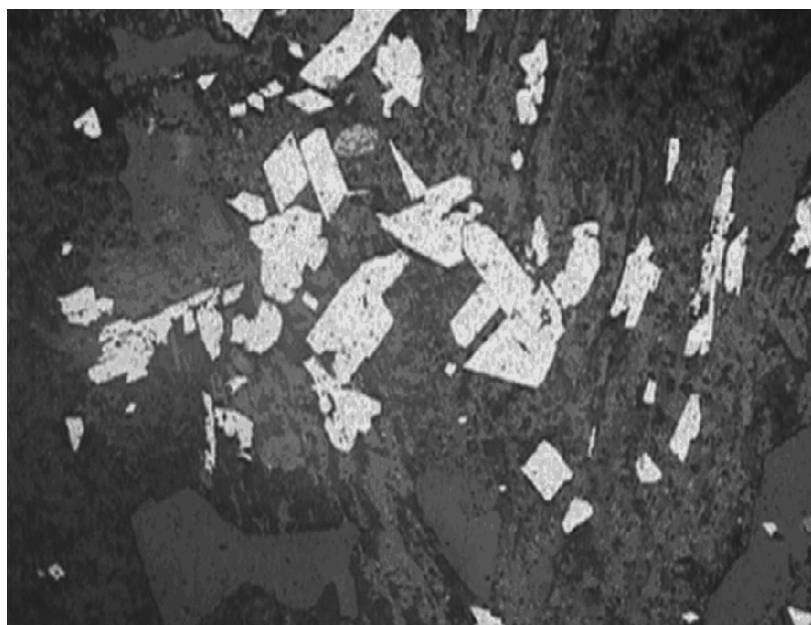
Для кварца характерен большой диапазон кристалличности от мелко- до крупнозернистого. Выделяются две генерации кварца. Кварц первой генерации светло-серый, серый непрозрачный, крупнозернистый, шестоватый, удлиненно-призматический, с редкими друзовидными пустотами от мелких (около 2 мм) до 4—6 см, кристаллы в более крупных пустотах достигают размеров 4—6 см, реже 7—8 см. Особенностью этого кварца является наличие в крупных, обычно изометричных кристаллах, ярко выраженных зон роста. С кварцем первой генерации связаны арсенопирит, пирит, шеелит, гематит, магнетит и золото пробностью выше 600‰.

Крупные кристаллы кварца нередко зональны (фиг. 10а), замутнены микровключениями в центральной части, а по краю имеют четко ограниченную прозрачную зону с редкими, но более крупными включениями. Рудные минералы располагаются в интерстициях. Вокруг интерстиций, заполненных



Фиг. 10. Структура продуктивного кварца жил месторождения Школьное.

а – зональное строение кварца, внутренняя зона насыщена газо-жидкими включениями; б – каплевидные стяжения фрейбергита в кварце вокруг его интерстициального обособления; в – интерстициальное обособление золота (вокруг него в кварце не заметно каких-либо изменений).



Фиг. 11. Срастание пирита и арсенопирита в околожилных березитах месторождения Школьное (гор. 650 м, полированный шлиф, увел. 40).

фрейбергитом, в кварце нередко наблюдается ориентированная вкрапленность (эмульсия) фрейбергита (фиг. 10б). На контакте с самородным золотом никаких изменений в кварце не отмечается (фиг. 10в).

Кварц 2 – светло-серый, более мелкозернистый, прозрачный, выполняет трещины в кварце 1. Размеры кристаллов 0.3–0.5 мм, они более идиоморфны. При микроскопических исследованиях отмечено, что этот кварц образовался за счет перекристаллизации кварца 1. С ним связаны сульфосоли и сульфиды и более серебристое золото пробностью до 600‰.

Арсенопирит – один из наиболее распространенных рудных минералов. Наряду с пиритом, примерно в равных количествах встречается как в гидротермально-измененных вмещающих породах, так и в прожилках кварца 1, в виде тонкой пыли. Вдоль зальбандов кварцевых жил арсенопирит образует наиболее крупные выделения, а во вмещающих породах – рассеянную вкрапленность (фиг. 11). В жилах продуктивного кварца арсенопирит крайне редок (поздняя генерация). Это, как правило, идиоморфные кристаллы ромбического сечения, размеры которых не превышают 0.1 мм, тогда как в гранитоидах их размер достигает 2–2.5 мм. Ранний

арсенопирит при пересечении с жилами продуктивного кварца катаклазируется. Это особенно отчетливо наблюдается вдоль зальбандов кварцевых жил.

Наиболее характерные формы арсенопирита – кристаллы псевдопирамидального, коротко- и длиннопризматического до игольчатого облика (фиг. 11). Кроме того, арсенопирит встречается в виде зернистых агрегатов. Часто он сростается с самородным золотом, леллингитом, пиритом, галенитом.

Спектральные и атомно-эмиссионные анализы арсенопирита в кварцевых жилах и прожилках, а также в их зальбандах выявили следующие элементы-примеси (среднее по 10 пробам): Au – 8.5–21.3 г/т, Ag – 46–99 г/т, Pb – 0.004%, Sb – 9.06 %, Ga – 0.00015%, V – 0.0007%, Ni – 0.0003%, Co – 0.003%, Bi – 0.01%, Mn – 0.01%, Ti – 0.015%, Be – 0.0001%, Nb – 0.0007%, Mo – 0.0002%, Sn – 0.0001%, Cu – 0.0003%, Zn – 0.02%, Y и Yb – по 0.0001%.

Во вкрапленном арсенопирите в березитах (7 проб) методом нейтронной активации и атомной абсорбции обнаружены (г/т): Au – 33.2–77.9 (в среднем 59.3), Ag – 51.7–189.2, Co – 37.8–48.6, Zn – 168–588, Sb – 605–983.

Состав арсенопирита березитов изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе “Самбах”. Однако, содержание Au оказалось ниже уровня обнаружения. Содержание Fe, As, S свидетельствует о нестехиометрическом составе арсенопирита (табл. 3): высокие величины отношения S/As (1.16–1.51) установлены в краевых частях кристаллов, а низкие характерны для центральных частей (0.92–0.98). Однако в среднем величина отношения S/As составила 1.1, что близко к стехиометричному составу арсенопирита. Аналогичные вариации состава арсенопирита Игуменовского месторождения объясняются пострудным метаморфизмом этого месторождения, в связи с внедрением мощной дайки гранитоидов (Тюкова, Ворошин, 2007). Подобные вариации состава арсенопирита были установлены нами в рудах Оленинского месторождения (Кольский полуостров), где также предполагается метаморфизм руд (Волков, Новиков, 2002).

Полученная закономерность отличает арсенопирит месторождения Школьное, как от арсенопирита вкрапленных руд золото-сульфидных месторождений (Майского, Олимпиады и других), так и от арсенопирита золото-кварцевых месторождений (Волков и др., 2006).

Пирит так же, как и арсенопирит, присутствует во всех рудных образованиях. Во вмещающих рудные тела метасоматитах находится в рассеянной вкрапленности, где образует идиоморфные кристаллы с выраженными габитусными формами. Нередко вкрапленность пирита достигает 5–7%. Размер вкрапленников 0.5–2 мм, габитус кристаллов кубический (фиг. 11). “Пиритовая пыль” наблюдается в тонких кварцевых прожилках, сохранивших

реликты замещенной кварцем вмещающей породы. Вероятно, “пиритовая пыль” является результатом регенерации вкрапленного в гранитоиды пирита. В ней тонкозернистый пирит образует серые облачные скопления, сосредоточенные вдоль трещин. В рудных телах, наряду с зернистыми агрегатами, также наблюдаются хорошо образованные идиоморфные кристаллы.

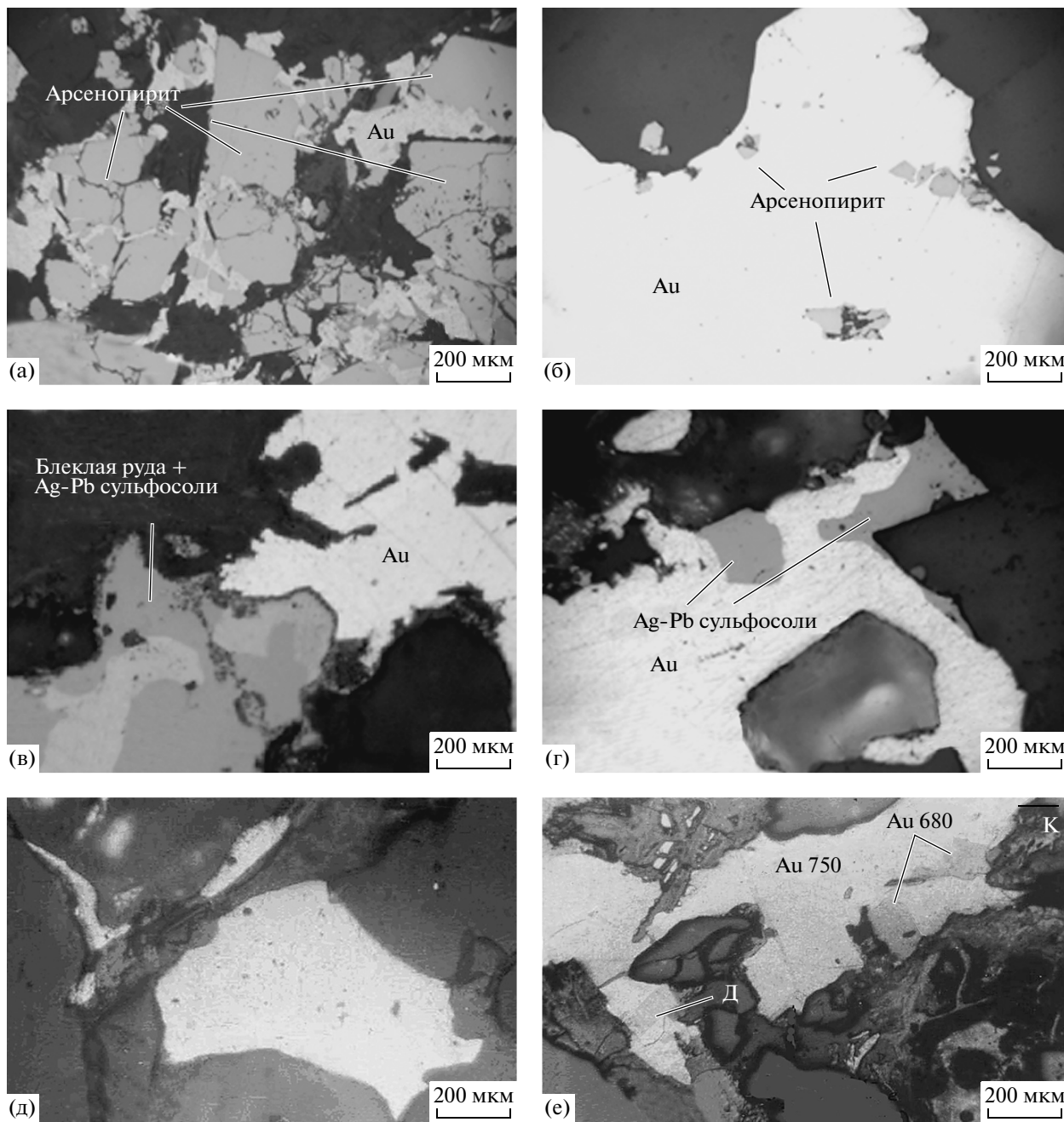
Методом атомной абсорбции определялись основные элементы-примеси в пиритах Центральной рудной зоны (10 проб), средние содержания которых составили: Au – 10–28.5 г/т, Ag – 12.3 г/т, Cu – 0.002–0.008%, Zn – 0.022–0.013%, Pb – 0.008–0.02%, Cd – 0.0008–0.003%, Bi – 0.03–0.15%, Mn – 0.006–0.25%, Sb – 0.004–0.01%, Ni – 0.0013–0.002%, Co – 0.003–0.00585%.

Самородное золото указывает на условия формирования и преобразования продуктивной ассоциации. Оно чутко реагирует на изменение условий рудоотложения. Обладая высокой пластичностью, золото запечатлевает в своей структуре следы механических деформаций и признаки перекристаллизации при повышенных температурах и давлении (Петровская, 1973). В то же время золото достаточно химически инертно, и в силу своей ковкости, противостоит хрупким деформациям, поэтому в процессе гипогенных и гипергенных преобразований его относительно крупные выделения длительное время в той или иной степени сохраняют первоначальные признаки (Николаева, 1978).

На месторождении Школьное наблюдается тесная ассоциация самородного Au с блеклой рудой – фрейбергитом (фиг. 12в). По данным микрозондового анализа, содержание Ag в последнем достигает 25 мас.% (табл. 4). Морфология обособлений свидетельствует о преимущественно стесненных условиях кристаллизации Au (фиг. 12). В большинстве случаев оно не имеет собственных граней и на всех своих плоскостях носит следы отпечатков ступеней роста кварца, в интерстициях которого чаще всего и располагается (фиг. 12г, 12д). Размеры интерстициальных обособлений – 0.5–5 мм. Отмечаются также обособления в трещинах катаклаза кварца – микропрожилки мощностью 0.05–0.1 мм (фиг. 12д). По отношению к фрейбергиту самородное золото отчетливо более позднее. Оно корродирует края зерен блеклой руды. Нередко по контакту Au и блеклой руды отмечаются новообразования электрума и кюстелита (фиг. 12е).

Изучение пробности самородного Au проводилось оптическим методом на модернизированном приборе “ПООС–1” с проведением внешнего контроля на микрозонде “JXA–50a” (табл. 4).

В результате измерений установлена дисперсия пробности самородного Au от 700 до 760‰. Внутренняя структура самородного Au выявлялась структурным травлением раствором хромового ангидрида в соляной кислоте. В результате была уста-



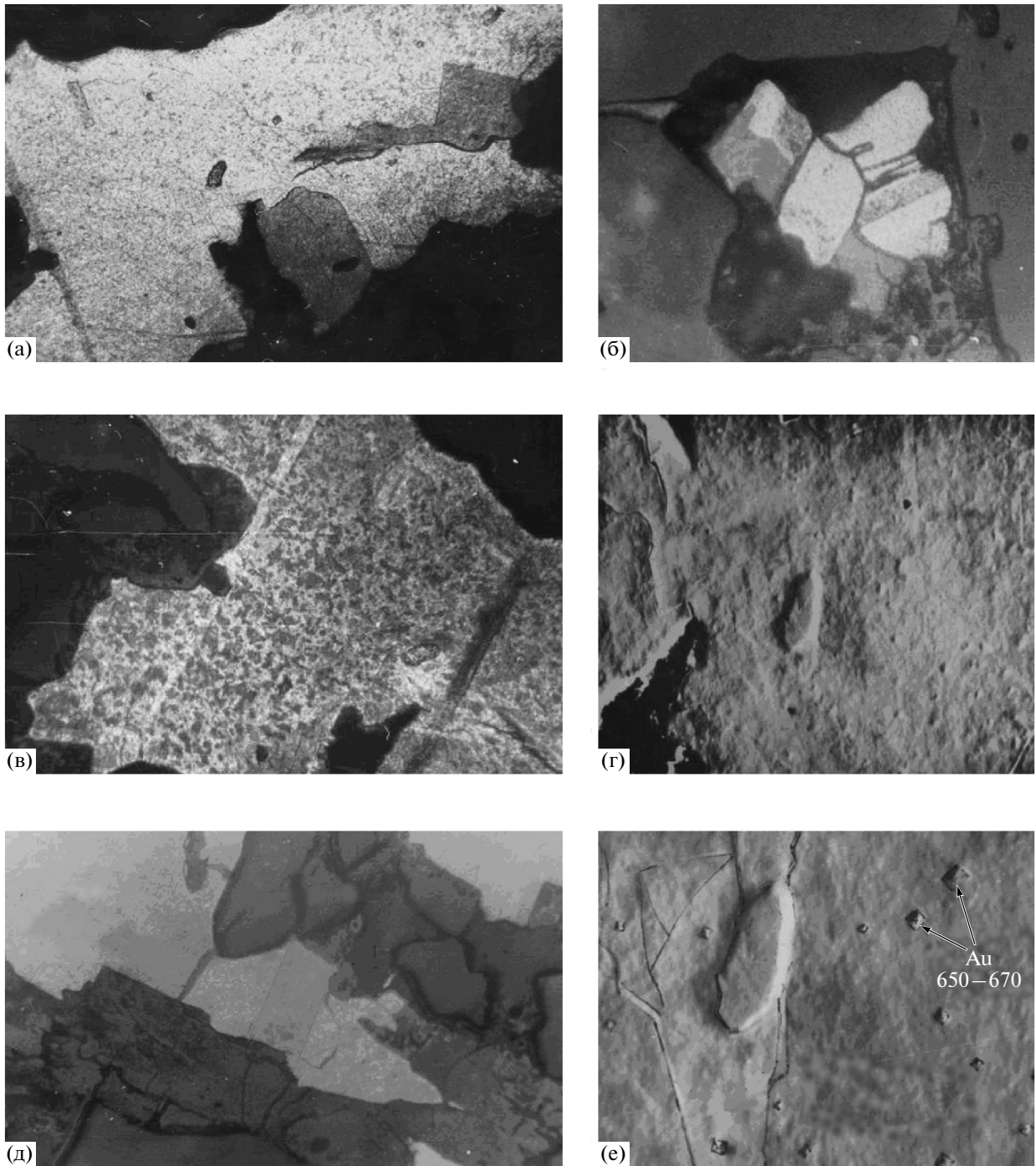
Фиг.12. Характерные минеральные срастания и агрегаты самородного золота в рудах месторождения Школьное. а – золото в агрегате арсенопирита, гор. 850 м; б – реликты арсенопирита в золоте, гор. 800 м; в – золото корродирует фрейбергит; г – агрегат золота и Ag-Pb-сульфосолей, гор. 700 м; д – обособления самородного золота в интерстициях и трещинах катаклаза в кварце, гор. 750 м; е – неоднородное строение самородного золота, темные участки более низкопробного золота, Д – двойниковое строение на краевом участке золотины, К – кайма новообразованного золота (электрум), гор. 750 м.

новлена моно- и полизернистая структура с явлениями распада (фиг. 13а, 13б) и грануляции (фиг. 13в), а также нарастания новообразованного низкопробного Au (электрум, кюстелит) на границе золото–фрейбергит в виде реакционной каймы (фиг. 13г).

Наиболее интересна и необычна для Au – структура распада серебряно-золотого раствора, отчетли-

во проявленная в достаточно крупных обособлениях (0.8–5 мм). Это эмульсиевидная (мирмекитоподобная) разновидность структуры распада “Au в золоте” (фиг. 13б) (Петровская и др., 1977).

Растровая картина протравленной поверхности, полученная на приборе “Самбах” (фиг. 13г), позволила установить включения в золоте одного состава



Фиг.13. Структурные особенности золота в рудах месторождения Школьное.

а – наложение структуры распада на золото различной пробыности, увел. 140 (травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$); б – структура грануляции в самородном золоте, увел. 140 (травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$); в – мирмекитоподобная структура распада в самородном золоте, на снимке заметно увеличение серебристой фазы (темные пятна) у края зерна, увел. 140 (травление $\text{CrO}_3 + \text{HCl}$); г, е – структура распада низкопробного золота (600‰) в более высокопробном (730‰): г – увел. 400, е – увел. 800; д – двойниковое строение на краевом участке золотины, расширенные межзерновые границы, увел. 100.

Au другого состава с четкими границами между ними и закономерной кристаллической ориентировкой (все вершины октаэдров ориентированы в одном направлении), что свойственно структурам распада.

Вещество матрицы несет следы пластической деформации (фиг. 13д). К такому участку приурочено более крупное обособление (2 мкм) низкопробной фазы и уменьшение количества мелких октаэдриче-

Таблица 3. Содержание главных компонентов арсенопирита березитов месторождения Школьное

№ п.п.	Зерно	Направление сканирования	мас. %			ат. %			Сумма	Fe	As	S	Сумма	Fe	As	S	Сумма	S/As	As/S
			Fe	As	S	Fe	As	S											
1	1	Центр	34.30	47.20	19.10	33.38	34.24	32.38	100.60	100.00	1.00	1.03	0.97	3.00	0.95	1.06			
2	1	»	33.80	46.20	18.90	33.41	34.04	32.55	98.90	100.00	1.00	1.02	0.98	3.00	0.96	1.05			
3	1	»	34.10	46.90	19.10	33.32	34.16	32.51	100.10	100.00	1.00	1.02	0.98	3.00	0.95	1.05			
4	1	»	34.10	46.60	18.50	33.74	34.37	31.89	99.20	100.00	1.01	1.03	0.96	3.00	0.93	1.08			
5	1	Край	35.00	40.50	22.40	33.59	28.97	37.44	97.90	100.00	1.01	0.87	1.12	3.00	1.29	0.77			
6	2	»	34.70	41.50	22.40	33.16	29.56	37.28	98.60	100.00	0.99	0.89	1.12	3.00	1.26	0.79			
7	2	»	34.00	43.20	21.40	32.86	31.12	36.02	98.60	100.00	0.99	0.93	1.08	3.00	1.16	0.86			
8	2	»	34.60	42.20	21.50	33.43	30.39	36.18	98.30	100.00	1.00	0.91	1.09	3.00	1.19	0.84			
9	2	»	35.20	42.80	22.10	33.33	30.21	36.46	100.10	100.00	1.00	0.91	1.09	3.00	1.21	0.83			
10	2	Центр	33.80	47.50	18.80	33.15	34.73	32.12	100.10	100.00	0.99	1.04	0.96	3.00	0.92	1.08			
11	2	»	34.10	46.00	19.30	33.43	33.61	32.96	99.40	100.00	1.00	1.01	0.99	3.00	0.98	1.02			
12	2	Край	34.40	42.70	22.50	32.63	30.19	37.18	99.60	100.00	0.98	0.91	1.12	3.00	1.23	0.81			
13	3	Центр	33.30	47.10	19.40	32.58	34.35	33.07	99.80	100.00	0.98	1.03	0.99	3.00	0.96	1.04			
14	3	Край	35.30	38.80	25.00	32.75	26.84	40.41	99.10	100.00	0.98	0.81	1.21	3.00	1.51	0.66			

Примечание. Микроанализатор "Сатебах". Условия анализа: напряжение – 20 кВ, ток – 20 нА, время – 10 с.
Аналитик – А.И. Целин (ИГЕМ РАН).

Таблица 4. Состав рудных минералов месторождения Школьное, мас. %

S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Au	Pb	Сумма
<i>Sb-Pb-сульфосоли с примесями Zn и Fe (возможно тонкое срастание с блекл. рудой?)</i>									
21.11	2.78	0	3.83	0	0	34.37	0	40.84	102.92
21.04	2.84	0	4.04	0	0	34.29	0	40.44	102.65
20.95	2.84	0	5.9	0	0	34.31	0	40.92	104.93
18.26	0	0	3.38	0	0	25.17	0	53.6	100.4
19.06	0	13.5	0	0	0	24.48	0	42.01	99.06
19.17	0	13.67	0	0	0	25.2	0	42.22	100.26
17.9	0	0.75	0	0	0	25.9	0	55.18	99.74
<i>Ag-содержащие сульфосоли и колчеданы серебра</i>									
19.01		0.88			4	30.56		43.49	97.94
18.74		1.51			4.1	30.57		43.96	98.87
18.94		1.53			4.33	30.1		43.9	98.79
19.14		9.64			61.41			4.18	94.37
31.32		58.77			6.98				97.07
19.02		12.98				24.71		42.45	99.16
<i>Фрейбергит</i>									
20.86	3.58	22.71	2.84		23.34	24.85			98.18
22.46	4.01	25.04	3.01		18.23	27.31			100.06
23.6	3	34.33	2.27		8.94	27.27			99.41
22.68	3.97	25.15	2.97		18.00	27.38			100.14
19.72	3.52	22.54	2.64		25.39	23.79			97.6
<i>Самородное золото</i>									
					25.52		75.74		101.26
					26.33		72.82		99.15
					26.05		74.26		100.31
					25.9		74.32		100.22
					24.32		76.74		101.06
					26.65		75.2		101.85

Примечание. Анализатор “JAX-50a”. Аналитик – Н.В. Лескова (ЯФ СО АН СССР).

ских включений (0.05 мкм). Распределение пробности – в матрице 720–730‰, во включениях – 650–670‰. На границе отдельных зерен наблюдается отчетливое повышение количества низкопробной эмульсии, увеличение ее размеров.

Зерна в агрегатах самородного Au не всегда плотно соприкасаются одно с другим. Между ними (фиг. 12д, 12е; 13) находятся щелевидные полости шириной до сотых долей миллиметра. Межзерновые щели – следы каналов, по которым происходил вынос вещества из краевых частей зерен (Петровская и др., 1977). Можно считать, что межзерновые полости служат признаками эпигенетического изменения состава золотин. Возможно, что некоторые из полостей были выполнены веществом, легко растворяющимся в реагентах, используемых для травления золота.

Таким образом, изучение внутренней структуры Au позволило установить следующие признаки его метаморфизма (фиг. 12, 13): 1) грануляция – образование щелевидных полостей между зернами; 2) перекристаллизация – образование мелких кристаллов Au той же дробности по краю крупных золотин; 3) внутренние пластические деформации, приводящие к укрупнению включений в структуре распада.

Фрейбергит является основным рудным минералом, распространенным наряду с самородным золотом в продуктивных кварцевых жилах. Все остальные рудные минералы продуктивной ассоциации встречаются спорадически в виде микроскопических выделений за исключением джемсонита – игольчатой сульфосоли, развитой также достаточно широко. Диагностика фрейбергита проведена рентгено-спектральным методом (табл. 4).

Фиг. 14. Структурные особенности фрейбергита в рудах месторождения Школьное.

а — распад самородного серебра в фрейбергите, увел. 800; б — интерстициальное обособление фрейбергита (Fr), ритмично-зональная текстура, свидетельствующая о различном составе, увел. 120; в — структуры внутренних деформаций в фрейбергите — результат метаморфизма, световым травлением выявлено перераспределение серебра. Осветление вокруг трещин — обеднение серебром, увел. 200; г — перегруппировка серебра (белые точки) во фрейбергите вдоль трещин (белые), на снимке трещины — белые, серебро — белые точки, изображение в обратно-рассеянных электронах, увел. 400; д — ритмично-зональное строение фрейбергита, изображение в отраженных электронах, увел. 400, линия — профиль сканирования А—А; е, ж — кривые концентрации S, Ag, Sb, Pb, Zn, Fe, Cu в зонах обособления фрейбергита, полученные при сканировании по профилю А—А (“Samebaх”): а, с — зоны переменного состава, б — фрейберgit, д — фазы сложного состава (группа джемсонита—семсейита).

Обособления фрейбергита располагаются в интерстициях кварца и имеют размеры от долей до 4–5 мм в поперечнике (фиг. 14а). В некоторых зернах наблюдается неоднородное двух- и трехфазовое внутреннее строение. Преобладающая более темная фаза распространена главным образом, в центральной части зерен, а подчиненная светлая — на их периферии (фиг. 14б). Изучение концентраций 14-ти компонентов в фазах было проведено сканированием по профилям на микрозонде “Samebaх” (фиг. 14д–14ж). Полученная картина свидетельствует о наличии большего количества фаз, разделенных узкими полосами акантита. В одном из профилей установлена краевая зона, отвечающая по составу самородному серебру. Распад самородного Ag в виде мелких капель во фрейбергите установлен при наблюдении с иммерсией. Эмульсия самородного Ag располагается по периферии зерен и образует ориентированные цепочки внутри зерен (фиг. 14а, 14г).

Кроме того, повсеместно отмечаются трещины внутренних деформаций, вероятно свидетельствующие о динамометаморфизме руд, либо образовавшиеся за счет изменения плотности фрейбергита при выносе наиболее подвижных компонентов в результате термального метаморфизма. Вдоль этих трещин отчетливо проявлена перегруппировка концентраций элементов, что выявляется как светотравлением (фиг. 14в), так и на картине, полученной в отраженных электронах (“Samebaх”) по серебру (фиг. 14г).

В ассоциации с фрейбергитом установлены акантит и сульфосоли серебра — пираргирит и полибазит. Наиболее частая — ассоциация фрейбергита с самородным золотом.

Широкое развитие в рудах фрейбергита может свидетельствовать о формировании руд вблизи дневной поверхности. М.С. Сахарова (1966) на основании проведенных экспериментальных работ предполагает, что вхождению цинка и железа в решетку блеклых руд благоприятствует повышению окислительного потенциала среды, т.е. близповерхностные условия формирования руд. С этим же связано и повышение серебртости, наблюдаемое на верхних горизонтах месторождений, и тесная парагенетическая связь Au с блеклыми рудами.

Выявленные структуры распада самородного Ag во фрейбергите, наличие внутренних деформаций в

обособлениях минерала с перегруппировкой вещества позволяет предположить наличие пострудного метаморфизма.

Акантит развивается по трещинам фрейбергита, образуя петельчатые агрегаты и каймы шириной до 0.1 мм, часто в сростании с вторичными минералами меди.

Пираргирит, полибазит и буланжерит — эти минералы наблюдаются спорадически в виде округлых включений (не более 0.05 мм в диаметре). Роль этих минералов в продуктивной ассоциации очень мала.

Галенит образует идиоморфные зерна размером до 0.1 мм, иногда сростается с фрейбергитом.

Джемсонит развит исключительно в жилах продуктивного кварца и, как правило, пространственно разобщен с фрейбергитом, обособления которого тяготеют к зальбандам. Джемсонит обычно располагается ближе к центру жилы и образует в кварце радиально-лучистые агрегаты или сростки игольчатых и волосовидных кристаллов, достигающие в поперечнике 1мм. Иногда наблюдается как бы протыкание кристаллов кварца. Нередко замещается гипергенными минералами.

Минеральные ассоциации

Изучение состава руд позволило выявить в них следующие минеральные ассоциации: 1) кварц-турмалиновую; 2) кварц-мусковит-сульфидно-карбонатную; 3) кварц с регенерированным пиритом и арсенопиритом; 4) кварц-фрейберgit-золоторудную.

Кварц-турмалиновая ассоциация установлена в гранитоидах и рассматривается нами как результат ранних метасоматических изменений. Появление этой ассоциации сопровождается альбитизацией калинатровых полевых шпатов. Роль ассоциации возрастает в околорудных зонах. Присутствие в ней турмалина свидетельствует о достаточно высоких температурах образования, а также о существовании пневматолитовой фазы. Это в какой-то мере подтверждается повышенным содержанием Sn — 10–12 г/т в гранитоидах¹ и находками акцессорного касситерита.

¹ Спектральный анализ (СВКНИИ, аналитик — Д.А. Попова).

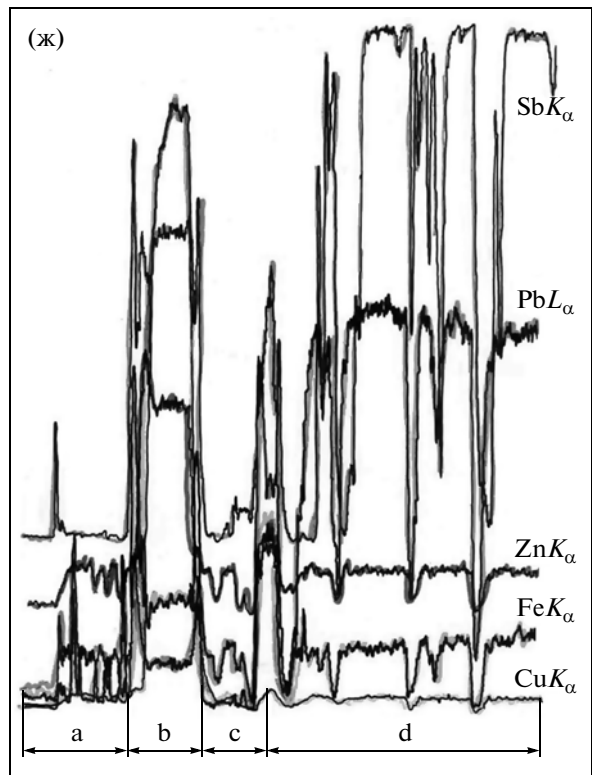
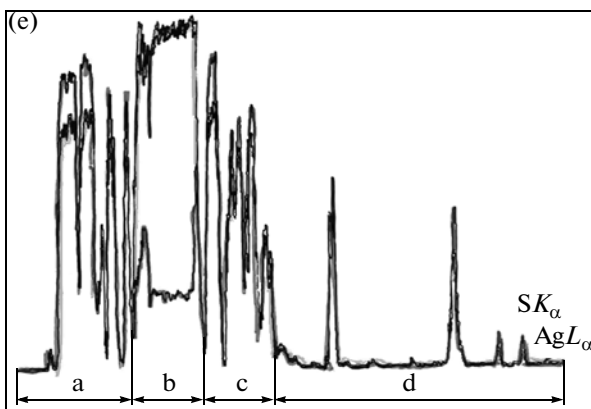
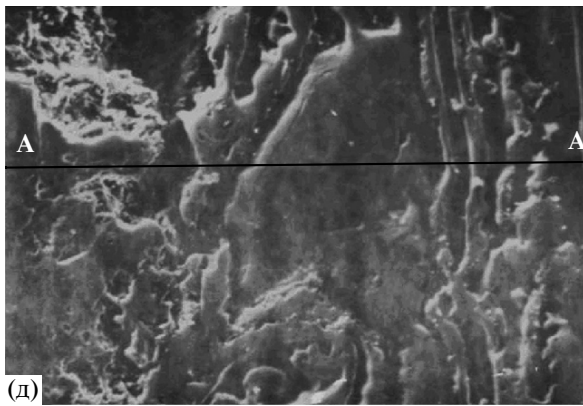
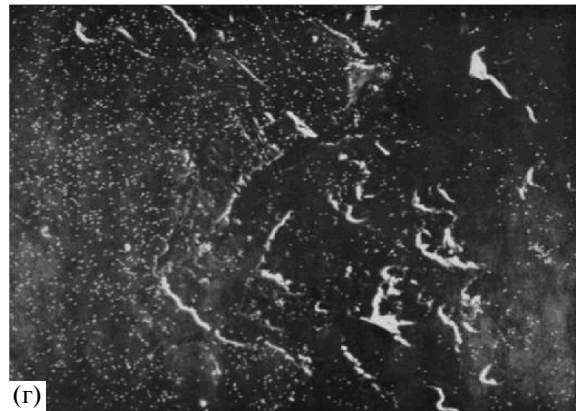
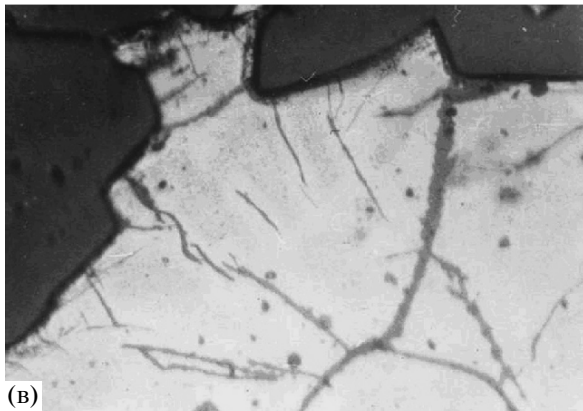
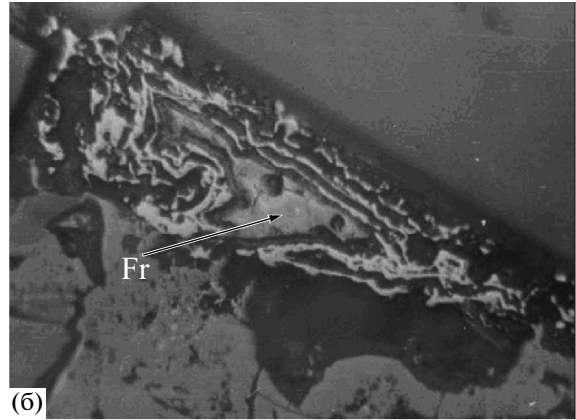
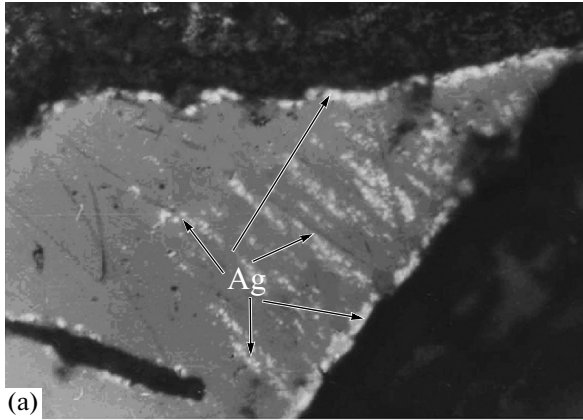


Таблица 5. Изотопный состав серы сульфидов месторождения Школьное

№	№ пробы	Минерал	Горизонт, м	Выработка	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
1	12	Пирит	Поверхность – 1230 м	Траншея 12	+ 0.68
2	13	»	»	»	+ 0.84
3	9	Арсенопирит	Горизонт – 950 м	Штольня 6	–0.54
4	14	»	»	»	–0.76
5	15	»	»	»	–0.14
6	16	»	»	»	–0.55
7	17	»	»	»	–0.74
8	18	»	»	»	–1.65
9	19	»	»	»	–1.64
10	20	»	»	»	–1.79
11	21	»	»	»	–0.21
12	26	»	»	»	–3.81
13	27	»	»	»	–1.13
14	28	»	»	»	–1.26
15	29	»	»	»	–1.41
16	30	Арсенопирит	Горизонт – 900 м	Штольня 7	–1.11
17	11	»	»	»	–0.64
18	В-11	»	Горизонт – 800 м	Штольня 9	–1.8
19	В-12	»	»	»	–1.98
20	В-13	»	»	»	–2.41
21	В-14	»	»	»	–2.55

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии и геохронологии ИГЕМ РАН. Аналитик – Л.П. Носик.

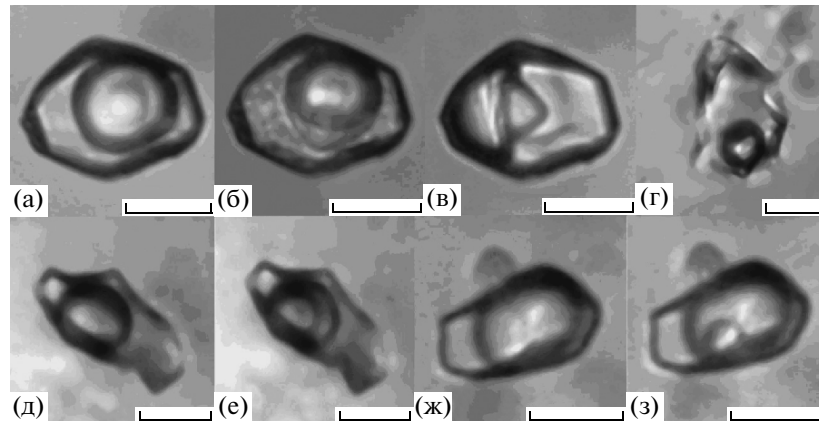
Кварц-мусковит-сульфидно-карбонатная ассоциация свидетельствует о более низкотемпературных метасоматических изменениях, развита только в гранитоидах. Сульфиды в ассоциации представлены идиоморфной вкрапленностью (1–2.5 мм) пирита и арсенопирита (до 5–7%). Степень сульфидизации увеличивается по мере приближения к рудным зонам. Габитус кристаллов пирита – кубический, арсенопирита – короткопризматический. По мере приближения к рудным зонам серицит переходит в мусковит. В структуре метасоматитов укрупняется зернистость.

Ассоциация кварца с регенерированным пиритом и арсенопиритом, как уже отмечалось, характерна для маломощных предрудных жилков и прожилков. В них отчетливо устанавливаются реликты гранитоидов, почти полностью замещенные кварцем. Вкрапленники пирита и арсенопирита, присутствовавшие в метасоматически измененных гранитах, здесь регенерированы и превращены в тонкую пылевидную вкрапленность ксеноморфных зерен пирита и арсенопирита, которая образует серые облачные скопления в кварце. Размер вкрапленников 0.01–0.05 мм, отдельные из них достигают 0.1–0.2 мм и у них формируются отдельные грани.

Кварц-фрейбергит-золоторудная ассоциация слагает “продуктивные” жилы (мощностью 5–15 см). Кварц отличается средне-крупнозернистой шестоватой структурой, полупрозрачный, нередко окрашенный бурыми гидроксидами железа и гипергенными минералами меди. На контакте с метасоматитами в зальбандах жил наблюдается катаклиз метасоматического пирита и арсенопирита. Вкрапленность самородного Au и фрейбергита располагается в интерстициях кварца, тяготея к зальбандам. Джемсонит достаточно широко распространен в данной ассоциации, приурочен к центральным частям жил, но на отдельных участках встречен и вблизи зальбандов. Время кристаллизации этого минерала – наиболее позднее, так как наблюдаются случаи обрастания агрегатов Au и фрейбергита его игольчатыми кристаллами. Вершины игольчатых кристаллов направлены обычно от краев интерстиций внутрь кварца.

Результаты изучения изотопного состава серы сульфидов

Изотопный состав серы был исследован во вкрапленном пирите и арсенопирите березитов,



Фиг. 15. Первичные включения в кварце богатых руд месторождения Школьное.

а–в, д, е – углекисотно-водные включения типа 1 (а – +20°C, б – –40°C, в – +10.5°C, д – +20°C, е – +10 °C); г – двухфазовое газо-жидкое включение типа 3; ж, з – существенно газовое включение с плотной углекислотой (ж – +20°C, з – +2°C). Масштаб 10 мкм.

жильных руд и зальбандов на поверхности и различных горизонтах месторождения (табл. 5). Величина $\delta^{34}\text{S}$ в арсенопирите находится в интервале от –0.21 до –3.81‰, а в пирите достигает +0.84‰. Вся совокупность данных перекрывает довольно узкий интервал от +0.84 до –3.81‰. Из таблицы видно, что сера в рудных минералах на глубоких горизонтах месторождения заметно обогащена легким изотопом.

Известно, что для вмещающих осадочных пород наиболее типичными являются значения изотопов серы в интервале от –30 до +7‰, а для флюидов, связанных с гранитоидной магмой, характерны величины в диапазоне от –4.0 до +4.0‰ (Ohmoto, Rue, 1979). Следовательно, полученные данные показывают изотопную однородность минералообразующих флюидов месторождения Школьное, источником серы которых мог служить глубинный магматический очаг.

По изотопии серы месторождение Школьное практически не отличается от эпипермальных золото-серебряных, золоторудных и олово-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидами Северо-Востока России, для которых также характерен диапазон от –4.0 до +4.0‰ (Горячев, 2003).

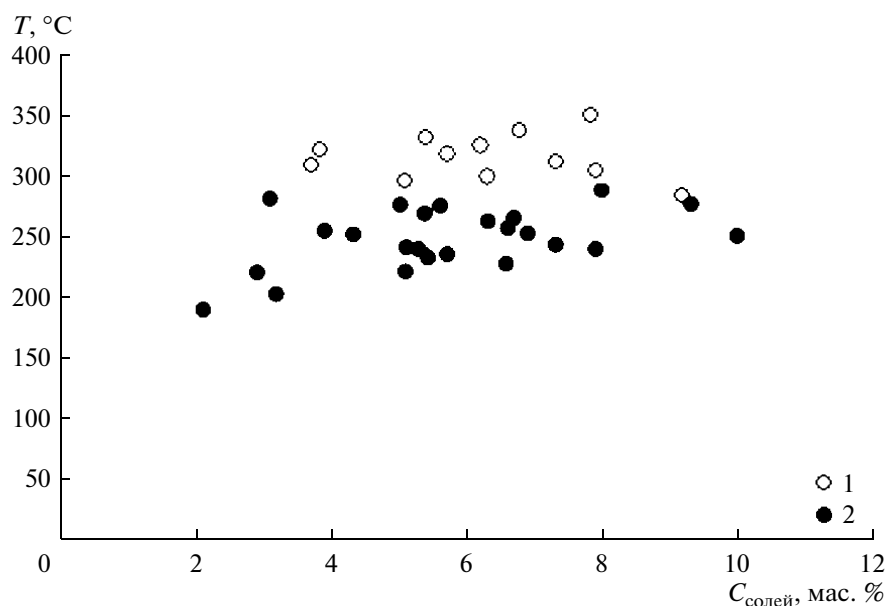
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

При визуальном изучении двусторонне полированных пластин в кварце рудных жил месторождения Школьное были обнаружены многочисленные флюидные включения размером 2–35 мкм, имеющие форму отрицательных кристаллов или неправильную. Часть включений равномерно распределена по объему кварца и отнесена нами к первичным включениям. Группы флюидных включений, приуроченных к трещинам, не выходящим за пре-

делы кристаллов кварца, отнесены нами к первично-вторичному генетическому типу включений. Включения, приуроченные к секущим трещинам, являются вторичными.

По фазовому составу можно выделить три типа флюидных включений (фиг. 15): 1) двух- или трехфазовые (при комнатной температуре) углекисотно-водные включения с большим (20–30 об. %) газовым пузырьком; 2) существенно газовые включения, двух- или трехфазовые (с небольшим быстро движущимся пузырьком газообразной углекислоты и каймой водного раствора); 3) двухфазовые газо-жидкие включения, основной объем которых занимает H_2O . Газовые включения часто захватывались синхронно с углекисотно-водными или газо-жидкими включениями (приурочены к одним и тем же зонам или трещинам), свидетельствуя о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида (вскипании).

Микротермометрические исследования флюидных включений проводились в ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG–600 фирмы “Linkam” (Англия), микроскопа “Amplival” (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от –196 до 600°C, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик (Борисенко, 1977). Концентрация солей в растворе включений оценивалась по температурам плавления льда с использованием данных для солевой системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ из работы (Bodnar, Vityk, 1994).



Фиг. 16. Диаграмма “температура–концентрация солей” для рудообразующего флюида месторождения Школьное. 1 – углекислотно-водный флюид; 2 – водно-солевой флюид.

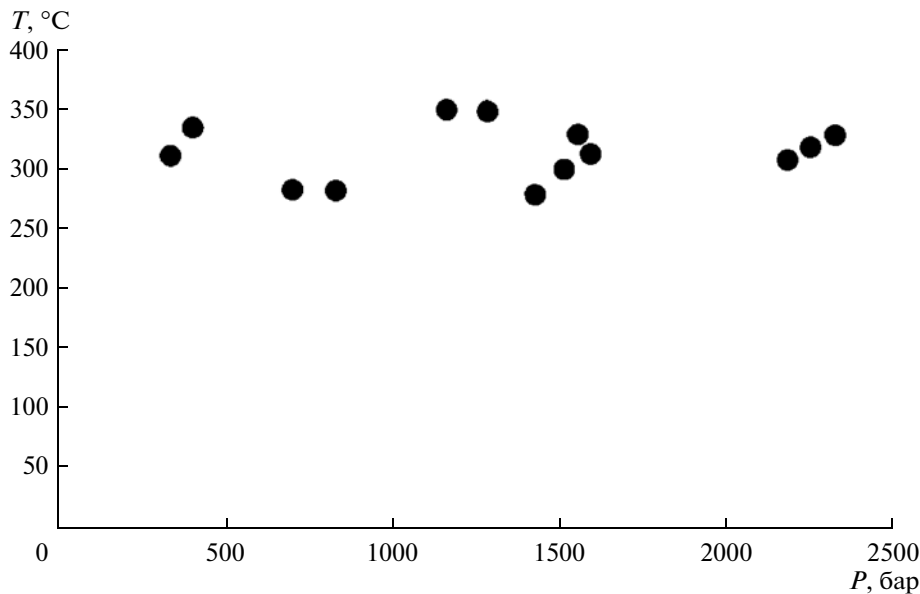
Для включений, содержащих плотный углекислотно-метановый флюид, оказалось невозможным оценивать концентрацию солей по температуре плавления газгидратов (Collins, 1979), поскольку вследствие больших концентраций метана в составе флюида величины температур плавления газгидратов для многих включений превышают $+10^{\circ}\text{C}$. Поэтому концентрация солей в таких включениях оценивалась по температуре плавления льда и корректировалась на основании измерений объемных соотношений углекислотной и водной фаз и расчета концентраций углекислоты в растворе. Концентрация метана оценивалась также из объемных соотношений и плотности метана в газовой фазе, связанной с парциальным давлением метана, в свою очередь определяющим температуру плавления газгидратов метана (выше $+10^{\circ}\text{C}$; Claupool, Kaplan, 1974). На основании этих данных вычислялись поправки на количество воды, связанное в газгидратах, т.е. оценивалась концентрация солей в углекислотно-метаново-водных флюидах. Оценка концентраций солей таким способом довольно груба (точность ± 0.5 мас. %-экв. NaCl), однако более точно оценить концентрацию солей для флюидов такого типа пока не представляется возможным. Давление оценивалось для гетерогенного флюида по пересечению изохоры и изотермы. Для построения изохор и оценки давлений по существенно газовым включениям, содержащим плотные азотно-углекислотно-метановые смеси, использовалась информация из работы (Thiery *et al.*, 1994). Оценка

концентраций солей и давлений флюида проводилась с использованием программы “FLINCOR” (Brown, 1989).

Химический состав газов из флюидных включений изучался хроматографическими методами. Газовые компоненты и вода анализировались на газовом хроматографе “Цвет100М” модели 163. Схема установки и методы определения описаны в работе (Миронова и др., 1992). Чувствительность определения газовых компонентов (мкл): $\text{N}_2 - 0.1$, $\text{CH}_4 - 4 \times 10^{-2}$, $\text{CO}_2 - 3 \times 10^{-2}$, $\text{H}_2\text{O} - 5 \times 10^{-5}$.

Мономинеральные фракции обрабатывали горячей HNO_3 в пропорции 1 : 1, промывали дистиллированной и бидистиллированной водой и сушили при 100°C . На вакуумном декрепитометре с датчиком-катарометром в режиме постоянной откачки получены вакуумные декрептограммы, по которым выбирали величину навески и температуру вскрытия включений. Для данных образцов выбрана $T_{\text{декр}} = 450^{\circ}\text{C}$.

При анализе включения вскрывались в кварцевой пробирке, вмонтированной в газохроматографическую систему. Через пробирку постоянно проходил газ-носитель гелий, который выносил выделяющиеся при нагревании компоненты в форколону, опущенную в сосуд с жидким азотом, где газы замораживались. Одновременно с окончанием вскрытия включений (время нагрева 3 мин.) форколону размораживали, и компоненты флюида переводились потоком газа-носителя в рабочую колону с параметрами: длина 3 м, насадка – Поли-



Фиг. 17. Диаграмма “температура–давление” для рудообразующего флюида месторождения Школьное.

сорб-8, температура 25–100°C по программе 20°C в минуту.

Химический состав флюидов валовым способом был выполнен также из навески 1.0 г монофракции зерен кварца размером 0.5–0.25 мм в ЦНИГРИ (аналитик – Ю. В. Васюта) комплексом методов, включающих газовую и ионную хроматографию и ICP-MS (Кряжев и др., 2006). Предварительно во включениях той же навески определялось количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота и метан, а после приготовления вытяжки в растворе определялись: хлор, калий, натрий, кальций, магний и все элементы, которые удалось обнаружить методом ICP-MS. Поскольку первичные включения содержат гетерогенный флюид (находящийся на линии двухфазового равновесия), значения температур гомогенизации не требуют введения поправок на давление.

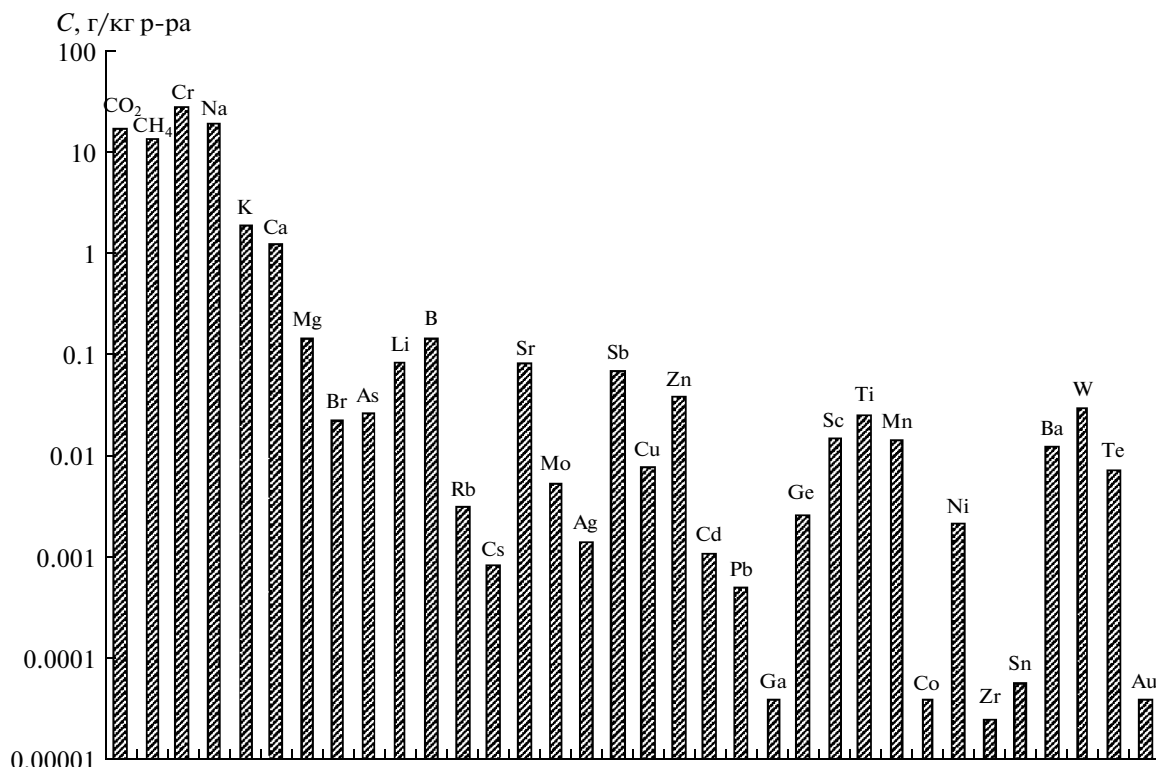
Термо- и криометрические исследования 222 индивидуальных флюидных включений представлены в табл. 6 и на фиг. 16 и 17. Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных углекислотно-водных включений составляет 350–283°C, концентрация солей в растворе 9.2–3.7 мас. %-экв. NaCl, углекислоты 7.4–1.5 моль/кг раствора, а метана 1.5–0.4 моль/кг раствора. Судя по величине температуры эвтектики (–33...–36°C), в растворе преобладали хлориды натрия и магния. Углекислота в первичных и первично-вторичных существенно газовых включениях гомогенизируется в жидкость при температурах

+3.7...+21.1°C и в газ при 24.3... 23.2°C, а ее температура плавления изменяется от –60.2 до –57.2°C, что отличается от температуры плавления чистой CO₂ (–56.6°C) и свидетельствует о примеси низкокипящих газов. Оценка давления по этим двум типам сингенетичных включений составляет от 2320 до 330 бар. Отношение $P_{\text{общ}}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ – от 24.1 до 3.0.

Двухфазовые газо-жидкие включения гомогенизируются в жидкость при температурах от 290 до 189°C и содержат водный раствор с концентрацией солей 5.1 мас. %-экв. NaCl. В растворе этих включений также преобладали хлориды натрия и магния (температуры эвтектики от –38 до –27°C). Плотность флюида для них изменяется от 0.90 до 0.77 г/см³. Вторичные существенно газовые включения содержат относительно плотную углекислоту с температурой гомогенизации от +8.1 до –16.7°C в газовую фазу и температурой плавления от –61.2 до –57.0°C, что также свидетельствует о примеси низкокипящих газов. Плотность газового флюида – от 0.17 до 0.07 г/см³. Оценка давления по вторичным включениям невозможна, поскольку нет информации о сингенетичности газо-жидких и существенно газовых включений этой группы.

Газовая хроматография показала, что газовая составляющая флюида содержит углекислоту (26.7 мол. %), метан (11.1 мол. %) и азот (62.2 мол. %), который явно преобладал в составе газовой смеси.

Детальное изучение состава водной вытяжки из включений в жильном кварце позволило оценить концентрации в растворе многих компонентов



Фиг. 18. Состав рудообразующего флюида месторождения Школьное.

(фиг. 18). Установлено, что основными компонентами растворов являлись (г/кг H₂O): Na (19.6) и Cl⁻ (28.4), а K (1.9), Ca (1.3) и Mg (0.15) находились в подчиненном количестве. Кроме того, среди основных компонентов флюида были обнаружены (г/кг H₂O): углекислота (18.0) и метан (14.2), следы этана, а также HCO₃⁻ (10.0), Al (0.25) и B (0.15). Установлены концентрации следующих микрокомпонентов (мг/кг p-pa): Br (23), As (27), Li (85), Rb (3.2), Cs (0.8), Sr (82), Mo (5.3), Ag (1.4), Sb (70), Cu (7.8), Zn (40), Cd (1.1), Pb (0.5), Bi (0.006), Th (0.006), Ga (0.04), Ge (2.7), Sc (15), Ti (26), Mn (14), Co (0.04), Ni (2.1), Zr (0.025), Sn (0.06), Ba (12.5), W (29), Te (7.3), Au (0.04), Hg (0.2) и Tl (0.2). Наблюдается неплохое согласие результатов анализа водных вытяжек с данными исследования индивидуальных флюидных включений, которые показали углекислоту, метан и хлоридный характер раствора.

Значения отношения $P_{\text{общ}}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ для флюидов месторождения Школьное свидетельствуют о формировании руд на субвулканическом уровне глубинности, в обстановке полуоткрытой гидротермальной системы, на фоне чередующихся открытых и закрытых трещин (Прокофьев, 1998).

Полученные данные показали, что состав рудообразующего флюида месторождения Школьное отличается от состава типичного магматического флюида гранитоидных систем по многим параметрам. В частности, отношения K/Rb (605), Cl/Br (1237), Sr/Rb (26.15), Ni/Co (55.7) не характерны для гранитоидных систем (Irber, 1999). Обогащенность флюидов месторождения Школьное азотом и метаном также не характерна для магматических флюидов и обнаруживает сходство с флюидами метаморфогенных месторождений типа Олимпиады (Прокофьев и др., 1994) и Сухого Лога (Лаверов и др., 2000). Поэтому можно достаточно уверенно предполагать, что в рудообразующем флюиде месторождения Школьное существенную роль играл метаморфогенный флюид, претерпевший взаимодействия с богатыми органикой породами.

РУДНОФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШКОЛЬНОЕ

Относительно формационной принадлежности месторождения Школьное высказываются разные точки зрения: одни исследователи относят его к золото-редкометальной (Сидоров, Розенблюм, 1989), другие — к золото-кварцевой (Бельков и др., 1992),

Таблица 6. Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Школьное

№ пробы	Тип включений	n	T _{том} , °C	T _{эвт} , °C	T _{пл. льда} , °C	T _{пл. CO₂} , °C	T _{том CO₂} , °C	T _{пл. гидрата} , °C	C _{солей} , мас. %-ЭКВ. NaCl	C _{CO₂/CH₄} , моль/кг р-ра	d, г/см ³	P, бар	$\frac{P_{\text{общ}}}{P_{\text{H}_2\text{O}}}$
16	1, П	3	350	-33	-5.5	-61.0	-6.0 Г	10.6	7.8	2.1/1.4	0.77	1280–1160	8.2–7.4
	2, П	12	–	–	–	-60.2...-59.0	11.2...17.1 Ж	–	–	–	0.64–0.62	–	–
	1, П-В	6	283	-33	-6.5	-61.5	-12.7 Г	9.8	9.2	1.5/0.9	0.84	830–700	13.2–11.1
	2, П-В	13	–	–	–	-59.2...-59.5	19.2...20.9 Ж	–	–	–	0.60–0.55	–	–
	3, В	10	242–221	-32	-3.1	–	–	–	–	5.1	–	–	–
55	2, В	8	–	–	–	-61.2...-60.4	8.1...-11.7 Г	–	–	–	0.13–0.07	–	–
104	1, П	5	329	-35	-3.7	-57.0	12.1 Г	10.7	5.4	2.3/1.4	0.77	2320–1550	19.0–12.7
	2, П	13	–	–	–	-57.9...-57.3	3.7...21.1 Ж	–	–	–	0.91–0.76	–	–
	3, В	3	236	-31	–	-57.0	–	9.6	5.4	–	0.87	–	–
	2, В	2	–	–	–	-57.0	13.3 Г	–	–	–	0.15	–	–
62	2, В	3	–	–	–	-58.2...-58.1	15.3...14.5 Г	–	–	–	0.16–0.17	–	–
	1, П	6	318–308	-34	-3.8...-2.4	-58.2	4.9...3.6 Г	12.3–11.5	5.7	1.8/1.2	0.82	2250–2180	23.7–21.4
	2, П	4	–	–	–	-58.5	3.6 Ж	–	–	–	0.91	–	–
	3, П-В	5	277	-36	-3.0	–	–	–	5.0	–	0.80	–	–
	3, В	8	239–189	-31...-27	-3.2...-1.2	–	–	–	5.3–2.1	–	0.86–0.90	–	–
	1, П	3	302–295	-34	-5.5...-3.5	-58.0...-56.6	19.1...13.0 Г	9.2–8.7	7.9–5.1	2.3–1.8/ 0.6–1.0	0.92–0.78	–	–
	3, П-В	2	280	-25	-1.8	–	–	–	3.1	–	0.77	–	–
	2, В	8	–	–	–	-57.8	16.7...12.7 Г	10.4	5.7–2.9	–	0.87–0.84	–	–
115	3, П-В	3	275	-34	-3.4	–	–	–	5.6	–	0.82	–	–
63/1	3, В	5	236	-34	-3.5	–	–	–	5.7	–	0.87	–	–
65a	3, П	18	269–240	-38...-34	-5.0...-3.4	–	–	–	7.9–5.6	–	0.82–0.89	–	–
	1, П	11	335–310	-38...-34	-5.4...-5.0	-56.7...-56.6	19.0...24.1 Ж	9.2–7.9	7.3–6.2	5.0–3.0/ 0.7–0.4	1.03–1.00	400–330	3.0–3.5
66	2, П	6	–	–	–	-57.2...-57.1	24.3...23.2 Г	10.3	–	–	0.23–0.22	–	–
	3, В	9	228–198	-37...-35	-6.3...-4.1	–	–	–	9.6–6.6	–	0.89–0.94	–	–
	3, П	2	279	-37	-6.1	–	–	–	9.3	–	0.85	1420	24.1
47	2, П	3	–	–	–	-57.7	17.8 Ж	7.1	–	–	0.80	–	–
	2950	6	250–251	-38	-6.6	–	–	–	10.0	–	0.89	–	–
	3, П	5	290	-36	-5.1	–	–	–	8.0	–	0.82	–	–
60	3, В	7	252–232	-36...-34	-4.6...-3.3	–	–	–	7.3–5.4	–	0.86–0.88	–	–
	1, П	5	313–300	-35	-5.6...-3.5	-56.8...-56.7	17.2...24.2 Ж	11.9–8.6	6.3–3.8	7.4–6.2/ 1.3–0.9	1.00–0.98	1590–1510	16.3–18.5
66	2, П	8	–	–	–	-57.2	18.1...18.3 Ж	10.5	–	–	0.79	–	–
	3, П-В	7	262–254	-37...-33	-3.9...-2.3	–	–	–	6.3–3.9	–	0.84–0.83	–	–

Примечание. 1 – углекисло-водные, 2 – газовые, 3 – двухфазовые газо-жидкие, П – первичные включения, П-В – первично-вторичные, В – вторичные, n – количество исследованных включений. Ж – гомогенизация углекислоты в жидкую фазу; Г – в газовую фазу.

третьи — к золото-серебряной (Палымский, Палымская, 1990) рудным формациям. В.Н. Воеводин и др. (1988) полагают, что оно принадлежит к новой для Северо-Востока золото-малосульфидной формации. По данным А.И. Калинина и др. (1991), оруденение месторождения Школьное сформировалось в два этапа: ранний — золото-кварцевый и поздний — золото-серебряный. Н.А. Горячев (1998) на месторождении Школьное выделяет три этапа минерализации: ранний — золото-редкометалло-кварцевый, главный — золото-серебро-кварцевый и поздний — антимонит-кварцевый. По мнению А.А. Сидорова и А.В. Волкова (2000), месторождение Школьное может быть отнесено к золото-порфировой формации, как залегающее в субвулканическом штоке. Нередко золото-порфировыми месторождениями считают золотоносные медно-молибден-порфиновые месторождения в тех случаях, когда по промышленной ценности золотые руды существенно превосходят медно-молибденовые.

В геологической литературе прошлого века были широко распространены представления, основанные на огромном количестве эмпирических исследований, о том, что Au-Ag-эпитермальное (в отечественной литературе также — вулканогенное) оруденение не переходит с глубиной в мезотермальное и плутоногенное. В частности, Г. Шнейдерхен (1958) полагал, что эпитермальные золотые и золото-серебряные месторождения образуют отдельную группу и имеют свои особые корни в субвулканических интрузивах; переходы к плутоногенным месторождениям отрицались, указывалось на отсутствие эпитермальных руд вне связи с изверженными породами.

Одновременно ряд исследователей неоднократно приводил доказательства в пользу глубинных (вулканогенных) рудогенерирующих источников эпитермальных месторождений (В. Линдгрэн, С.С. Смирнов, В.И. Смирнов, Э. Уиссер и др.). Но при этом подразумевалось, что глубинные флюиды не оставили никаких следов на своем пути от нижнекоровых (или даже подкоровых) до приповерхностных ярусов, хотя и постулировалась длительность развития вулканогенно-плутоногенных гидротермально-флюидных систем и высокие концентрации металлов в рудоносном флюиде, формировавшем бонанцевые месторождения. Эти постулаты противоречили кратковременности формирования рудных бонанцев и невысоким содержанием металлов в реликтовых эпитермальных растворах. Как было показано нами, в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и его перивулканической зоне существуют условия для формирования многоярусного эпитермального оруденения (Волков и др., 2003).

В последние годы зарубежные и многие отечественные исследователи, вслед за Р. Селитое, Ж. Хе-

денквистом, рассматривают эпитермальное золото-серебряное оруденение главным образом в составе медно-порфировой рудообразующей системы. Они справедливо полагают, что корнями эпитермальные рудные тела довольно часто связаны с медно-порфиновым вкрапленным оруденением. Ранее мы предполагали также в качестве корней эпитермальных месторождений Майского рудного района Чукотки золото-сульфидные вкрапленные руды (Волков, Сидоров, 2001). Однако полученные недавно в этом районе новые минералого-геохимические и термобарогеохимические данные указывают на определенную генетическую связь эпитермальных руд месторождения Промежуточного с более глубинным золото-редкометалльным (intrusion related) оруденением (Волков и др., 2006).

Приведенные в настоящей статье результаты изучения состава и условий образования руд месторождения Школьное позволяют высказать следующее:

1. Месторождение Школьное, локализованное в штоке гранитоидных пород, по ряду признаков (березитизация вмещающих пород, текстурные особенности, особенности газо-жидких включений в кварце) сопоставимо с месторождениями золота, связанными с гранитоидами (золото-редкометалльными) и золото-кварцевыми.

2. Высокая серебристость руд, наличие в них в качестве основного минерала фрейбергита, а также низкая пробность Au (680–750‰), позволяют предположить формирование продуктивной ассоциации в близповерхностных условиях, а также незначительный эрозионный срез рудопроявления. Следовательно, можно ожидать значительное распространение золотой минерализации на глубину, что и подтверждено геологоразведочными работами.

3. Наличие внутренних деформаций, связанных с перегруппировкой вещества во фрейбергите, и структуры распада в блеклой руде и золоте можно рассматривать как результат пострудного метаморфизма руд.

4. Низкая пробность Au и высокие содержания Ag и Sb в рудах, а также незначительные содержания S сближают месторождение Школьное с эпитермальными золото-серебряными аналогами, однако в нем отсутствуют такие признаки эпитермальных месторождений — колломорфно-полосчатые и каркасно-пластинчатые текстуры в жилах и адуляр. По текстурно-вещественным признакам месторождение Школьное сопоставимо со среднеглубинными золото-редкометалльной (intrusion-related) или золото-кварцевой формациями (средне-крупнозернистый, шестоватый кварц; березитизация вмещающих пород).

Таблица 7. Последовательность формирования околорудных метасоматитов и оруденения на месторождении Школьное

Этапы	Околорудные изменения	Стадии, минеральные ассоциации	Пробность золота, ‰	Геохимическая характеристика	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$
Редкометалльный	Грейзены	Молибденит-кварцевая, арсенопирит-касситерит-шеелит-кварцевая		Mo-W-Sn-Co-Bi-As	370–330
Золото-редкометалльный	Березиты	Пирит-арсенопиритовая, золото-висмутин-арсенопирит-кварцевая	750–850	As-Au-Bi-Te-Cu	330–250
Золото-серебряный	Аргиллизиты	Золото-фрейбергит-кварцевая, кварц-антимонитовая	650–750	Au-Ag-Pb-Zn-Sb	230–190

Таким образом, можно считать, что имеем дело либо с корневыми частями эпитермального, либо с верхним горизонтом мезотермального месторождения.

Еще в 30-х годах Т. Нолан (1937) в пределах рудных районов западных штатов США описал эпитермальные золото-серебро-теллуридные месторождения, как залегающие в пределах небольших интрузивных тел или в непосредственной близости от них. Полагаем, что есть основания отнести эти и подобные им месторождения к верхнему ярусу интрузивно-субвулканической рудно-магматической системы. И, напротив, большинство золото-редкометалльных месторождений и рудопроявлений относятся к нижнему ярусу этой системы. Собственно порфиоровые месторождения представляют средний ярус рудно-магматической системы.

Таким образом, золото-редкометалльные и золото-порфиоровые месторождения развиты в пределах важнейших рудноформационных рядов, как порфиоровых, так и сульфидных. В пространственно-временном отношении они тесно связаны с интрузиями широкого по составу спектра – от натровых и калиево-натровых монзонитов и гранодиоритов до калиевых лейкократовых гранитов. Золотоносные интрузии относятся как к раннему коллизионному (добатолитовому) комплексу, так и к постакреционным комплексам ОЧВП и его перивулканической зоны. Есть основания полагать, что степень постмагматической золотоносности интрузивов определяется, возможно, не столько петрохимическим составом гранитоидных комплексов, а взаимоотношениями магм с более ранними зонами золотоносной сульфидизации и особенностями постмагматических процессов (Прокофьев и др., 2005).

Проведенный нами анализ имеющихся минералого-геохимических данных свидетельствует в пользу двух продуктивных этапов рудообразования (табл. 7).

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Как показали проведенные исследования, определяющая роль процессов тектоно-магматической активизации при формировании бананцевого оруденения месторождения Школьное очевидна. Этот вывод очень важен для прогнозных построений и поисков аналогичных месторождений. Он позволяет резко сократить количество перспективных площадей.

В качестве первоочередных объектов для поисков должны рассматриваться штоки юрско-раннемелового возраста, расположенные в пределах металлогенических зон, где наиболее интенсивно проявились процессы позднемеловой ТМА.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного проекта IGCP № 540, Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 08–05–00135-а, 09–05–00697-а, 09–05–00423-а, 10–05–00354-а), программы ОНЗ РАН № 2 и программы Президиума РАН № 23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альшевский А.В., Вознесенский С.Д.* Общее и особенное в металлогении золота на месторождении Школьное, Центрально-Колымский район, Северо-Восток России // Золото северного обрамления Пацифика: Тез. Докл. Всеколымской горно-геологической конф. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 68–70.
- Альшевский А.В., Акинин В.В., Гельман М.Л.* Гранитоиды на золоторудном месторождении Школьное (Северо-Восток России): вопросы петрологии и связи с минерализацией // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ, 2008. С. 34–36.
- Бельков Е.В., Зиннатуллин М.З., Толстихин Ю.В.* Золото-кварцевая формация. Месторождение Школьное // Многофакторные прогнозно-поисковые модели место-

- рождений золота и серебра Северо-Востока России. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 12–17.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Вознесенский С.Д.* Золоторудное месторождение Школьное (Магаданская область). Его прошлое, настоящее и будущее // Золото северного обрамления Пацифика: Тез. докл. Всеколымской горно-геологической конф. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 62–63.
- Воеводин В.Н., Ольшевский В.М., Воеводина Г.В.* Новый формационный тип золотого оруденения на Северо-Востоке СССР // Генетические, формационные и промышленные типы оруденения в вулканогенных поясах. Хабаровск, 1988. С. 56–58.
- Волков А.В., Новиков И.А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский полуостров, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412–424.
- Волков А.В., Сидоров А.А.* Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
- Волков А.В., Генкин А.Д., Гончаров В.И.* О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 6. С. 18–30.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А.* Новые данные об условиях формирования и составе рудоносных флюидов золото-серебряного месторождения Промежуточное (Центральная Чукотка) // Докл. РАН. 2006. Т. 402. № 2. С. 218–222.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю.* О многоярусном эпитермальном оруденении // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 219–222.
- Володин В.С., Володин В.Д.* Геологическая карта СССР. Листы Р-55-Ш1, Р-55-ХПУ. Объяснительная записка. 1964.
- Гончаров В.И., Ващилов Ю.Я., Сидоров А.А. и др.* Глубинное строение крупных благороднометалльных месторождений Северо-Востока Азии // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 69–95.
- Горячев Н.А.* Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Горячев Н.А.* Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
- Калинин А.И., Епифанова А.П., Орлов А.Г.* Проблема соотношения разных типов золотого и серебряного оруденения в структурах активизации Верхояно-Чукотской складчатой области // Соотношение разных типов оруденения вулканоплутонических поясов Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения. Владивосток: Дальнаука, 1991. С. 61–75.
- Крачев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
- Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др.* Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.
- Миронова О.Ф., Наумов В.Б., Салазкин А.Н.* Азот в минералообразующих флюидах. Газохроматографическое определение при исследовании включений в минералах // Геохимия. 1992. № 7. С. 979–991.
- Николаева Л.А.* Генетические особенности самородного золота, как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Наука, 1978.
- Ноллан Т.* Эпитермальные месторождения драгоценных металлов // Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.–Л.: НКТП СССР, 1937.
- Палымский Б.Ф., Палымская З.А.* Золото-сульфосольный тип золото-серебряной формации Центральной Колымы // Рудно-магматические системы Северо-Востока СССР. Хабаровск, 1990. С. 52–60.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973.
- Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е., Цепин А.И.* Природа неоднородности и фазовый состав эндогенных выделений самородного золота // Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси. М.: Наука, 1977. С. 75–88.
- Прокофьев В.Ю.* Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 514–528.
- Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Горячев Н.А., Сидоров А.А.* Новые данные об условиях формирования и составе рудообразующих флюидов золоторудного месторождения Школьное (Северо-восток России) // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 673–678.
- Прокофьев В.Ю., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др.* Исследование флюидных включений в минералах Олимпиаденского Au–(Sb–W) месторождения (Енисейский край) // Геохимия. 1994. № 7. С. 1012–1029.
- Сахарова М.С.* Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд // Геология руд. месторождений. 1966. № 1. С. 67–72.
- Сидоров А.А., Розенблюм И.С.* О золото-редкометалльных формациях Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 1989. Т. 31. № 6. С. 95–98.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* О золоторудных месторождениях в гранитоидах // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 6. С. 807–811.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Ващилов Ю.Я.* О зонах субмеридиональных глубинных разломов Северо-Востока России // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 507–510.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В.* Состав и парагенезисы арсенипирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
- Bodnar R. J., Vityk M. O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions

- in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Claypool G. M., Kaplan J. R.* The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. N. Y., London: Plenum Press, 1974. V. 3.
- Collins P. L. P.* Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1435–1444.
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 3/4. P. 489–508.
- Ohmoto H., Rye R.O.* Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N. Y.: Wiley, 1977. P. 509–567.
- Thiery R., Kerkhof A. M., Dubessy J.* X properties of CH₄–CO₂ and CO₂–N₂ fluid inclusions: modeling for $T < 31^{\circ}\text{C}$ and $P < 400$ bars // Eur. J. Mineral. 1994. № 6. P. 753–771.